

**KOÇALI (ADİYAMAN) BÖLGESİNDEKİ BAKIR  
CEVHERLEŞMELERİNİN MİNERALOGİSİ,  
JEOKİMYASI VE KÖKENİ**

**Jeoloji Mühendisi Ömer Nedim ALÇİÇEK**

**Yüksek Lisans Tezi  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Muharrem AKGÜL  
ŞUBAT-2011**

**T.C  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KOÇALI (ADİYAMAN) BÖLGESİNDEKİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİNİN  
MİNERALOJİSİ, JEOKİMYASI VE KÖKENİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeoloji Mühendisi Ömer Nedim ALÇİÇEK**

**(00116102)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 24 Ocak 2011**

**Tezin Savunulduğu Tarih : 10 Şubat 2011**

**Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Muharrem AKGÜL (F.Ü)**

**Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN (T.Ü)**

**Yrd.Doç. Dr. Leyla KALENDER (F.Ü)**

**ŞUBAT-2011**

## ÖNSÖZ

“Koçali (Adıyaman) Bölgesindeki Bakır Cevherleşmelerinin Mineralojisi, Jeokimyası ve Kökeni” isimli bu çalışma, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Maden Yatakları-Jeokimya bilim dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışmayı FÜBAP-1999 no’lu proje ile destekleyen Fırat Üniversitesi Araştırma Projeleri Birimi (FÜBAP)’ne teşekkür ederim.

Bu çalışmanın hazırlanmasının tüm aşamalarında yönlendirici ve bilgilendirici yardım ve desteğini gördüğüm tez danışmanı hocam Yrd. Doç. Dr. Muharrem AKGÜL’e teşekkür ederim.

Bu çalışmanın çeşitli aşamalarında yaptıkları katkılarından ötürü Prof. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU, Yrd. Doç. Dr. Bünyamin AKGÜL ve Yrd. Doç. Dr. Leyla KALENDER hocalarıma teşekkür ederim.

Katkı ve eleştirilerinden ötürü Prof. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN hocama teşekkür ederim.

M.T.A Orta Anadolu 4. Bölge Müdürü Yunus AY’a ve tüm personeline teşekkür ederim.

**Ömer Nedim ALÇİÇEK**  
**ELAZIĞ – 2011**

## İÇİNDEKİLER

### SAYFA NO

ÖNSÖZ .....	II
İÇİNDEKİLER .....	III
ÖZET .....	VII
SUMMARY .....	VIII
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	IX
TABLolar LİSTESİ .....	XVII
SEMBOLLER LİSTESİ .....	XVIII
<b>1. GİRİŞ.....</b>	<b>1</b>
1.1. Çalışmanın Amacı .....	1
1.2. Çalışma Yöntem ve Teknikleri.....	1
1.3. Önceki Çalışmalar.....	2
1.4. Coğrafik Durum .....	4
<b>2. GENEL JEOLojİ.....</b>	<b>6</b>
2.1. Bölgesel Jeoloji .....	6
2.1.1. Otokton Birimler .....	13
2.1.1.1. Terbüzek Formasyonu .....	13
2.1.1.2. Besni Formasyonu .....	13
2.1.1.2. Germav Formasyonu .....	14
2.1.1.2. Gercüş Formasyonu .....	14

2.1.1.2. Midyat Formasyonu .....	15
2.1.2. Allohton Birimler .....	15
2.1.2.1. Malatya Metamorfitleri .....	15
2.1.2.2. Pütürge Metamorfitleri .....	16
2.1.2.3. Koçali Karmaşığı .....	16
2.1.2.4. Guleman Ofiyoliti .....	17
2.1.2.5. Maden Karmaşığı .....	17
2.2. İnceleme Alanının Jeolojisi .....	18
2.2.1. İnceleme Alanındaki Otokton Birimler .....	21
2.2.1.1. Germav Formasyonu .....	21
2.2.1.1. Gercüş Formasyonu .....	21
2.2.1.1. Midyat Formasyonu .....	22
2.2.2. İnceleme Alanındaki Allohton Birimler .....	23
2.2.2.1. Koçali Karmaşığı .....	23
<b>3. YAPISAL JEOLJİ .....</b>	<b>27</b>
<b>4. PETROGRAFI .....</b>	<b>28</b>
4.1. Diyabaz .....	28
4.2. Bazalt .....	30
<b>5. JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK İNCELEMELER.....</b>	<b>35</b>
5.1. Ana Element Jeokimyası .....	35
5.2. İz Element Jeokimyası .....	42
5.3. Manto Kaynağı Karakteristikleri .....	49
5.4. Oluşum Ortamı .....	60

<b>6.</b>	<b>CEVHERLEŞME .....</b>	<b>63</b>
6.1.	Saha Özellikleri .....	63
6.2.	Cevherleşmenin Mikroskopik Özellikleri .....	73
6.3.	Bakır Cevherleşmelerinin Kimyasal Özellikleri .....	73
6.3.1.	Metallerin Kaynağı .....	100
6.3.2.	İzotop Çalışmaları .....	103
<b>7.</b>	<b>SONUÇLAR.....</b>	<b>105</b>
<b>8.</b>	<b>ÖNERİLER.....</b>	<b>107</b>
	<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>108</b>
	<b>ÖZGEÇMİŞ .....</b>	<b>118</b>

## ÖZET

Bu çalışma Koçali (Adıyaman) Bölgesindeki Bakır Cevherleşmelerinin Kökenini, Mineralojisini ve Jeokimyasını içermektedir. Bakır cevherleşmeleri Üst Kretase'de Arap platformu üzerine yerleşen Koçali karmaşığı içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanının temelini Koçali karmaşığına ait spilitik yastık lavlar ve diyabazlardan oluşan Tarasa Formasyonu, pelajik sedimanlar ve spilitik yastık lavlardan oluşan Konak Formasyonu ve serpantin, diyorit ve diyabazlardan oluşan Kale Formasyonu oluşturmaktadır. Bunların üzerine uyumsuzlukla Germav Formasyonu onunda üzerine yine uyumsuzlukla Gercüş Formasyonu gelmektedir. Midyat Formasyonu Gercüş Formasyonu ile konkordanslıdır.

Havşa Dere içindeki stockwork cevherleşmeleri K80B /50KD duruşludur. Kevrikevr tepedeki cevherleşmeler merceksi geometrilidir. Cevherin duruşu D-B /55K'dir.

MORB'a normalleştirilmiş çoklu element diyagramlarında Koçali ofiyolitine ait kayalar kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE; Nb, Th, P ve Ta) göre büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE; Ba, U, K ve Pb) bakımından zenginleşmiştir. Kondritite normalleştirilmiş diyagramda elementlerin düze yakın bir gidiş sergiledikleri görülür. REE ve MORB'a normalize edilmiş diyagramlar ile tektonomagmatik diskriminasyon diyagramları birlikte değerlendirildiğinde Koçali ofiyolitik kayalarının dalan dilimden türeyen akışkanlarca metasomatize edilmiş dalma batma zonunda oluştuğu düşünülebilir.

Gözlenen cevher mineralleri birincil olarak pirit, kalkopirit, bornit ikincil olarak ise kalkozin, kovellin ve limonitdir. Kloritleşme, karbonatlaşma, epidotlaşma, silisifikasyon ve hematitleşme alterasyonları görülmektedir. Cevherleşmeler Kıbrıs tipi masif sülfür yataklarının özelliklerini sunar. Volkaniklerin üst bölümünde masif cevher ve gossan (Demir şapka) bulunurken bunların altında ağsı cevher bulunmaktadır.

Jeolojik, petrolojik, jeokimyasal ve cevher parajenez çalışmaları Koçali cevherleşmelerinin Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfür yatağı olarak düşünülebileceğini göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Bakır, Jeokimya, Koçali, Ofiyolit

## SUMMARY

### **Mineralogy, Geochemistry and Origin of Copper Mineralizations in Koçali (Adıyaman) Vicinity**

This study includes ‘‘Mineralogy, Geochemistry and Origin of Copper Mineralizations in Koçali (Adıyaman) vicinity’’. The copper mineralizations in the study area, observed in the Koçali Melange, which was trusted over Arabian platform at Upper Cretaceous, are located to the north of Adıyaman. In the study area, the basement consist of spilitic pillow lavas and diabase (Tarasa Formation) , radiolarian, pelajic limestones and spilitic pillow lavas (Konak Formation) and serpentine, diorite and diabase (Kale Formation) which are belong to allochthonous Koçali Melange, settled as a result of gravity sliding. Towards up, the Germav Formation discordantly overlies on the Konak Formation and Gercüş Formation discordantly overlies on the Germav Formation. The Midyat Formation concordantly overlies on the Gercüş Formation.

The position of ore, which takes part in the Havşa Dere stockwork mineralization, is N 80° W/50°NE. The geometry of Kevrikev Tepe mineralizations is lenticular and the lenses. The position of ore is E-W/55°N in this area.

According to MORB-normalized multi-elements spider diagram, Koçali ophiolitic rocks display large-ion lithophile element (LILE; e.g. Ba, U, K and Pb) enrichments compared to high field strength elements (HFSE; e.g. Nb, Th, P ve Ta). Chondrite-normalized rare earth elements (REE) exhibit flat or light rare earth element (LREE) enrichment patterns. The REE and MORB normalized multi-element patterns and tectonomagmatic discrimination diagrams of Koçali ophiolitic rocks, suggest that these rocks were formed in suprasubduction zone metasomatized by slab-derived melts and/or fluids.

The observed main ore minerals are: pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, covellite and sphalerite. Primarily pyrite, chalcopyrite and bornite, secondarily chalcocite, covellite and limonite occurred. Chloritization, carbonatization, silicification, hematization, limonite and epidote alterations were observed in wall rocks near mineralizations.

It was thought that the mineralizations in the studied area, exhibit the general features of Cyprus Type Massive Sulphide ores. In this manner, massive ore and gossans

formed at the upper parts of the volcanics, which have high permeability, and stockwork ores formed at the lower parts of them.

Geological, petrological, geochemical and ore paragenesis features suggest that the deposit can be introduced as a Cyprus-type (Ophiolite-hosted) VMS deposit.

**Key Words:** Geochemistry, Copper, Koçali, Ophiolite

## ŞEKİLLER LİSTESİ

### Sayfa No

Şekil 1. 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası .....	5
Şekil 2.1. Güneydoğu Anadolu'nun ana tektonik yapıları .....	7
Şekil 2. 2. Güneydoğu Anadolu'nun tektonik birliklerini gösterir genelleştirilmiş jeolojik haritası .....	8
Şekil 2.3. Koçali-Çelikhan-Sincik Çevresinin 1/50 000 Ölçekli Jeoloji Haritası .....	11
Şekil 2. 4. Adıyaman-Çelikhan dolayının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti. ....	12
Şekil 2. 5. İnceleme Alanının Jeoloji haritası .....	19
Şekil 2. 6. İnceleme Alanının stratigrafik kesiti .....	20
Şekil 2.7. Bezar dağı çevresinde Midyat, Gercüş , Germav ve Konak formasyonlarının görünümü .....	21
Şekil 2. 8. Kevrikev Tepe'de Midyat, Gercüş, ve Konak formasyonlarının görünümü. ...	22
Şekil 2. 9 .Mergizer Dağında Midyat, Gercüş formasyonlarının ilişkisi ve geriye kalan alanlarda Konak formasyonunun görünümü .....	25
Şekil 2. 10. Konak Formasyonu Ölçülü Stratigrafik Sütun Kesiti .....	26
Şekil 4. 1. Koçali ofiyolitine ait diyabazların mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	29
Şekil 4.2. Diyabazlara ait doleritik dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	29
Şekil 4.3. İri piroksen kristallerinde iskelet dokusunun görünümü. ÇNX40 .....	30
Şekil 4.4. Bazaltik kayalarda intersertal dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	31
Şekil 4.5. Bazaltik kayalarda intersertal dokunun mikroskopta görünümü. ....	31
Şekil 4. 6. Bazaltik kayalardaki mikrolitik dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	32

Şekil 4. 7. İkincil klorit mineralinin mikroskopta görünümü. TNX40.....	33
Şekil 4. 8.Gaz boşluğunu dolduran ikincil silis minerali ve onu çevreleyen kloritin görünümü.....	33
Şekil 4. 9.Plajiyoklas fenokristalinde silisleşmenin mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	34
Şekil 4. 10.İkincil olarak oluşmuş kalsit mineralinin mikroskopta görünümü. ÇNX40 .....	34
Şekil 5.1. Koçali karmaşığına ait volkanitlerden alınan örneklerin Le Bas et al., (1986)'a göre sınıflaması .....	38
Şekil 5.2. Zr/TiO <sub>2</sub> -Nb/Y oranlarına göre kaya sınıflama diyagramı .....	38
Şekil 5.3. Çalışma alanındaki kayaçların Zr/Ti ve Nb/Y adlandırma diyagramındaki dağılımı.....	39
Şekil 5.4. Koçali karmaşığına ait kayaçların kayaçların AFM (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-FeO*-MgO) diyagramındaki dağılımı.....	39
Şekil 5.5. Koçali ofiyolitine ait kayaçların Zr-Y diyagramındaki dağılımı .....	40
Şekil 5.6. Ana elementlerin MgO ile değışim diyagramları.....	41
Şekil 5.7. Zr 'a göre iz element değışim diyagramı.....	42
Şekil 5.8. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının okyanus ortası sırtı bazaltlara (NMORB) normalleştirilmiş çoklu element dağılımları.....	43
Şekil 5.9. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının ilksel mantoya (PRIM) normalleştirilmiş çoklu element dağılımları.....	44
Şekil 5.10. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının kondridite normalleştirilmiş çoklu element dağılımları.....	44
Şekil 5.11. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Zr/4-2xNb-Y üçgen diyagramındaki dağılımı .....	46

Şekil 5.12. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Th-Hf/3-Nb/16 üçgendiyagramındaki dağılımı.....	46
Şekil 5.13. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının MnO-TiO <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> diyagramındaki dağılımı	47
Şekil 5.14. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Th-Hf/3-Ta diyagramındaki dağılımı.....	47
Şekil 5.15. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Zr-Zr/Y diogramındaki dağılımı.....	48
Şekil 5.16. Koçali ofiyolitine ait kayaçların Zr-Ti diogramındaki dağılımı.....	48
Şekil 5.17. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb (Ta) / Yb göre M/Yb değışim diyagramı.. .....	50
Şekil 5.18. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb ve TH/Yb-Ba/Yb değışim diyagramı .....	52
Şekil 5.19. Koçali karmaşığına ait kayaçların Th/Nb-Ba/Th dağılımı diyagramı.....	53
Şekil 5.20. Koçali karmaşığına ait kayaçların La/Nb-Ba/Nb dağılımı diyagramı.....	53
Şekil 5.21. Koçali karmaşığına ait kayaçların Th-U/Th ve Th-Ba/Th dağılımı diyagramı	54
Şekil 5.22. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb-Th/Yb dağılımı diyagramı .....	54
Şekil 5.23. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb-Zr/Yb dağılımı diyagramı.....	55
Şekil 5.24. Koçali karmaşığına ait kayaçların Ba/Nb-Ba/La dağılımı diyagramı .....	55
Şekil 5.25. Koçali karmaşığına ait kayaçların Yb-Ce dağılımı diyagramı.....	56
Şekil 5.26. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb-Nb-Ta dağılımı diyagramı .....	57
Şekil 5.27. Koçali karmaşığına ait kayaçların Zr/Hf-Nb-Ta dağılımı diyagramı .....	57
Şekil 5.28. Koçali karmaşığına ait kayaçların Zr/Hf-Nb-Ta dağılımı diyagramı.....	58
Şekil 5.29. Koçali karmaşığına ait kayaçların Ce/Pb-Nb/U dağılımı diyagramı.....	59

Şekil 5.30. Koçali karmaşığına ait kayaçların La/Yb-Yb dağılımı diyagramı.....	60
Şekil 5.31. Koçali karmaşığına ait kayaçların La/Yb-Sm/Nd dağılımı diyagramı .....	60
Şekil 5. 32. Torid ve Arap blokları arasında Üst Kretase'de okyanus içi SSZ'de oluşmuş olan Kızıldağ ofiyolitinin tektonomagmatik evrimini gösteren jeodinamik evrim modeli..	62
Şekil 6.1. Koçali ofiyolitine ait yastık lavlar .....	63
Şekil 6.2. Koçali ofiyoliti içerisindeki altere yastık lav .....	64
Şekil 6.3. Havşa dere içerisindeki stockwork cevherin D-B doğrultusundaki uzanımı .....	66
Şekil 6.4. Altere spilitik bazaltlar içerisindeki Havşa dere stockwork cevherleşmesi ve cevherleşme içerisindeki masif pirit cebinin görünümü.....	66
Şekil 6.5. Havşa dere stockwork cevherleşmesi içindeki masif pirit cebinin yakından görünümü.....	67
Şekil 6.6. Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisindeki kalsit damarcıkları içerisine yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit mineralleri.....	67
Şekil 6.7. Altere bazaltlar içindeki stockwork zonlar.....	68
Şekil 6.8. Stockwork cevherdeki masif pirit cebi içerisindeki masif pirit.....	68
Şekil 6.9. Hidrotermal breş dokulu ağsı zonlar .....	69
Şekil 6.10. Kevrikevr tepe batısındaki masif pirit merceğı .....	70
Şekil 6.11. Kevrikevr Tepedeki masif pirit merceğı üzerine gelen derin deniz sedimanları .....	70
Şekil 6.12. Kevrikevr Tepe batısındaki cevherin kuzeye 55 <sup>0</sup> ile yaptığı açı ve üzerine gelen derin deniz sedimaları.....	71
Şekil 6.13. Kevrikevr Tepedeki masif pirit merceğı ve üzerine gelen derin deniz sedimaları .....	72

Şekil 6.14. Öz şekilli piritlerin mikroskopta görünümü, Py: Pirit.....	74
Şekil 6.15. Kenarları yuvarlaklaşmış piritlerin mikroskopta görünümü, Py: Pirit.....	74
Şekil 6.16. Özşekilli ve özşekilsiz piritlerin görünümü .....	75
Şekil 6.17. Özşekilli ve yarı özşekilli pirit mineralleri.....	75
Şekil 6.18. Sarımsı renkteki iri kalkopirit mineralinin mikroskopta görünümü.....	76
Şekil 6.19. Kalkopiritler içerisinde piritlerin görünümü .....	76
Şekil 6.20. Kalkopirit minerallerinin kenarları boyunca ikincil kalkosin-kovellin.....	77
Şekil 6.21. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali.....	77
Şekil 6.22. Öz şekilli pirit mineralleri ve kahverenginde bornit minerali .....	78
Şekil 6.23. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali, .....	79
Şekil 6.24. Özşekilli pirit minerali ve sarımsı renkteki kalkopirit minerali .....	80
Şekil 6.25. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali .....	80
Şekil 6.26. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali .....	81
Şekil 6.27. Kahverenginde bornit minerali ve yine ara ürün olarak yeşilimsi kahverengi bornit minerali .....	81
Şekil 6.28. Sarımsı renkteki kalkopirit mineralleri ve kahverenginde bornit minerali kenarlarından itibaren kalkozin ve kovelline dönüşmüş şekilde izlenmektedir .....	82
Şekil 6.29. Özşekilli pirit minerali ve kahverenginde bornit minerali izlenmektedir .....	82
Şekil 6.30. Özşekilli pirit minerali izlenmektedir.....	83
Şekil 6.31. Işınsal ve koyu gri renklerde izlenen müşketovit minerali ve kahverenginde izlenen bornit minerali.....	83

Şekil 6.32. Işınsal ve koyu gri renklerde izlenen müşketovit minerali ve kahverenginde izlenen bornit minerali.....	84
Şekil 6.33. Sfalerit ve linneit mineralleri ile manyetit ve kenarları boyunca oluşan hematit minerali.....	84
Şekil 6.34. Cu'a göre Ti, Au, Sb, As, Cd, Pb, Mo, Ag değişim diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir.....	93
Şekil 6.35. Cu'a göre Zn, Cd, Bi, Co, Ni, Fe değişim diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir .....	94
Şekil 6.36. Zn'ya göre Ag, Au, Ni, Pb, Co, Bi, Sb, diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir Cd'da ise düzenli bir değişim izlenmektedir .....	95
Şekil 6.37. Pb'a göre Cd, Bi, As, Ag, Au, Sb diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir. ....	96
Şekil 6.38. Au'ya göre Ag, As, Bi diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir.97	
Şekil 6.39. Ni'ye göre Co, Fe, V diyagramlarında düzenli bir değişim gözlenmemektedir 97	
Şekil 6.40. Sr'ya göre Ba diyagramında düzenli bir değişim izlenmemektedir .....	98
Şekil 6. 41. Dünya üzerindeki VMS yataklarının baz metal içeriğine göre sınıflandırılması .....	98
Şekil 6.42. Koçali Cu ceherleşmesine ait örneklerin, Pb-Cu-Zn diyagramındaki dağılımı. ....	99
Şekil 6.43. Koçali Cu ceherleşmesine ait örneklerin, Cu+Zn+Pb (%)-Au (ppm)-Ag (ppm) diyagramındaki dağılımı.....	100
Şekil 6.44. Koçali ofiyolitine ait kayaçların okyanus ortası sırtı bazaltlara (NMORB) normalleştirilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları .....	100

Şekil 6.45. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının ilksel mantoya (PRIM) normalleştirilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları .....	101
Şekil 6.46. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının kondridite normalleştirilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları.....	101
Şekil 6.47. İnceleme alanındaki cevher örneklerinin kondridite normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramı (NASC değerleri Gromet ve diğ., 1984, ES değerleri Haskin ve Haskin 1966' dan alınmıştır. Normalleştirmeler Sun ve McDonough 1989'a göre yapılmıştır). .....	102
Şekil 6.48. Koçali Cu cevherleşmesindeki pirit ve kalkopiritlerin $\delta^{34}\text{S}$ histogramı. ....	1044
Şekil 6.49. İnceleme alanı ve bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değişimleri. Ölçümler Canyon Diablo meteoriti içindeki triolit standardı (CDT) kullanılarak yapılmıştır (Hoefs, 1973). .....	1044

## TABLolar LİSTESİ

### Sayfa No

Tablo 5. 1. Koçali karmaşığına ait kayaç örneklerinin ana oksit ve iz element içerikleri... 37	
Tablo 5. 2 Koçali karmaşığına ait kayaçların NTE' lerinin oransal değişimleri. .... 51	
Tablo 6. 1. Koçali ofiyolitine ait örneklerin ana element ve NTE içerikleri..... 86	

## SEMBOLLER LİSTESİ

<sup>34</sup>S : Kükürt 34 İzotopu

### KISALTMALAR

<b>MORB</b>	: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
<b>N-MORB</b>	: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
<b>E-MORB</b>	: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
<b>HFSE</b>	: Yüksek Alan Enerjili Elementler
<b>HREE</b>	: Ağır Nadir Toprak Elementler
<b>LILE</b>	: Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
<b>LREE</b>	: Hafif Nadir Toprak Elementler
<b>NTE</b>	: Nadir Toprak Elementleri
<b>Cpy</b>	: Kalkopirit
<b>Py</b>	: Pirit
<b>Sf</b>	: Sfalerit
<b>Ln</b>	: Linneit
<b>Hm</b>	: Hematit
<b>Mn</b>	: Manyetit

## **1. GİRİŞ**

İnceleme alanı kenar kıvrımları kuşağı ile Toros orojenik kuşağı geçiş zonu üzerindedir. İnceleme alanında içerisinde bulunduğu bu kuşakların baz ve değerli metaller açısından oldukça önemli olduğu düşünülmektedir.

### **1.1. Çalışmanın Amacı**

Bu çalışmada; Koçali köyü çevresindeki Koçali Karmaşığına ait diyabaz ve volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile kayaçların oluştuğu jeotektonik ortamın belirlenmesi, bu kayaçlar içerisinde yer alan bakır cevherleşmelerinin mineralojisi, yan kayaç alterasyonu, jeokimyasal özellikleri ve oluşum ortamının belirlenmesi amaçlanmaktadır.

### **1.2. Çalışma Yöntem ve Teknikleri**

Çalışma 2009-2010 yılları arasında arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olmak üzere birbirini takip eden üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmaları 2010 yılı mayıs ayında yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, jeolog çekici, lup, GPS v.b. araçlardan yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında sistematik olarak petrografik ve jeokimyasal örnekler alınmış, gerekli görülen yerlerde ölçeksiz jeolojik enine kesitler çıkarılmıştır. Çalışma alanında yüzeyleyen jeolojik birimlerin karakteristik özellikleri resimlenmiştir.

İnceleme alanındaki kayaçların petrografik özelliklerini belirlemek amacı ile 45 adet ince kesit yapılarak polarizan mikroskopta incelenmiştir. Gerekli görülenlerden fotoğraflar çekilmiştir.

İnceleme alanında yer alan kayaçların tektonik ortamının, oluşumla ilişkili magma türünün ve kökeninin belirlenmesi amacıyla alterasyondan en az etkilenen 13 adet değişik bileşimli diyabaz ve bazalt örneğinin kimyasal analizleri ACME analiz laboratuvarlarında (Kanada) ICP-MS yöntemi ile yaptırılmıştır. Analiz sonuçları değişik jeokimyasal diyagramlarda değerlendirilerek magma kaynak bölgesinin karakteristiği ve evrim süreçleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Cevherleşmenin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 40 adet örnek seçilmiştir. Seçilen bu örnekler kırılarak ve öğütülerek minerallerin serbestleşmesi

sağlanmıştır. Öğütülen örnekler elenerek - 80 ile + 200 mesh aralığındaki örnekler alınarak bate ile gang minerallerinden ayrılmıştır.

Zenginleştirilen bu örnekler ACME analiz laboratuvarlarında (Kanada) ICP-MS yöntemi ile analiz edilerek örneklerin iz element içerikleri ve NTE içerikleri belirlenmiştir.

Analiz sonuçları değişik diyagramlarda değerlendirilerek kimyasal özellikleri ve oluşum ortamı belirlenmeye çalışılmıştır.

Çalışma alanındaki cevher minerallerinden seçilen 10 adet örnekte (Geochron Laboratuvarında, ABD)  $\delta^{34}\text{S}$  analizi yapılmıştır.

Arazi çalışmaları öncesinde literatür derlemesi yapılmıştır. Arazi ve laboratuvarında yapılan çalışmalar neticesinde bölgenin jeolojik haritası ve stratigrafik kesitleri tamamlanmış kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlarda değerlendirilerek tez yazımına başlanmıştır.

### **1.3. Önceki çalışmalar**

Tolun (1955), Besni, Adıyaman, Samsat bölgelerini ele aldığı çalışmaya göre denizaltı volkanik kayalar Senoniyen'i kestiğinden Senoniyen'den daha gençtir. Serpantinler ofiyolit biriminin temelini oluşturmaktadır. Magmasal aktivite Eosen başında son bulmakta, Orta ve Üst Eosen ise 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), çökelme projenik etkinlik, rejyonal ve dinamik metamorfizma, epirojenik hareketlerin tektoniğin denetiminde sürdüğünü belirtip Güneydoğu Anadolu'da 3 bölge ayırmıştır. 1) Eski masifler, 2) Ortotektonik bölge veya fliş bölgesi, 3) Paratektonik bölge veya kenar kıvrımları bölgesi.

Pişkin (1972), bölgede yüzeyleyen Pütürge Metamorfileri yeşilsist ve amfibolit fasiyesinde olup asit ve bazik intrüzyonlarla kesiklidir ve güney yönünde tersiyer çökelleri üzerine bindirimli olduğunu belirtmiştir. Lütésiyen öncesi yaştaki asit ile asit-bazik bileşimli kayalar başlıca monzodiyoritle temsil edilmiştir. Ofiyolitde, gabro, diyabaz ve diyorit türleri vardır. Ultrabazikler, harzburjit, piroksenit ve serpantin cinsindedir. Kretase ve Alt Eosen olmak üzere iki kez denizaltı volkanizması olası görülmüştür.

Sungurlu (1974), Gölbaşı'ndan Ergani'ye uzanan alanı çalışmıştır. Binik yapılı kenar kıvrımları kuşağında yaygın bulunan allokton öjeosenklin birimleri Koçali birimi ve Karadut birimi olarak haritalayarak adlandırmıştır. Araştırmacıya göre, kuzeyde Triyas başında açılan öjeosenklinde 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.

Perinçek (1978), araştırmacı stratigrafik istifi, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkilerini gözleterek iki ana bölümde sunmuştur.1-Otokton birimler, 2-Allokton birimler.

Allokton birimleri ise a) Çekim kayması oluşukları b) Sürüklenme örtüleri olmak üzere iki ayrı bölüme ayırmıştır.

Yazgan ve diğ. (1984), bu çalışmada, Arap platformu ile Munzur dağları arasında yer alan Pütürge bindirme kuşağı, Pütürge Metamorfik masifi, Maden Karmaşığı, İspendere ve Kömürhan Ofiyolitleri ile Baskil Magmatitleri incelenmiş ve bölgenin jeodinamik evrimini açıklanmıştır.

Yılmaz ve diğ. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda yer alan metamorfik masiflerin gerçekte aynı tektonik birime ve stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını düşünmüşlerdir.

Yığıtbaş ve diğ. (1992), "Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Eosen Nap Yerleşmesi" isimli çalışmalarında, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Arap Platformu üzerine ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak bugüne kadar bilinen iki ana tektonik deformasyon fazının (Geç Kretase ve Miyosen) bulunduğunu ancak bunlara ilaveten Eosen döneminde üçüncü bir fazın olduğunu belirtmişlerdir. Bu döneme ait çökelleri Osmaniye-Hatay alanında ayırtlamışlardır.

Yığıtbaş ve diğ. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırtlamışlardır (Şekil 2.3).

Öztürk (1993), Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığına ait Konak Formasyonu içinde, dolotaşı ve radyolaryalı kiltası 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.

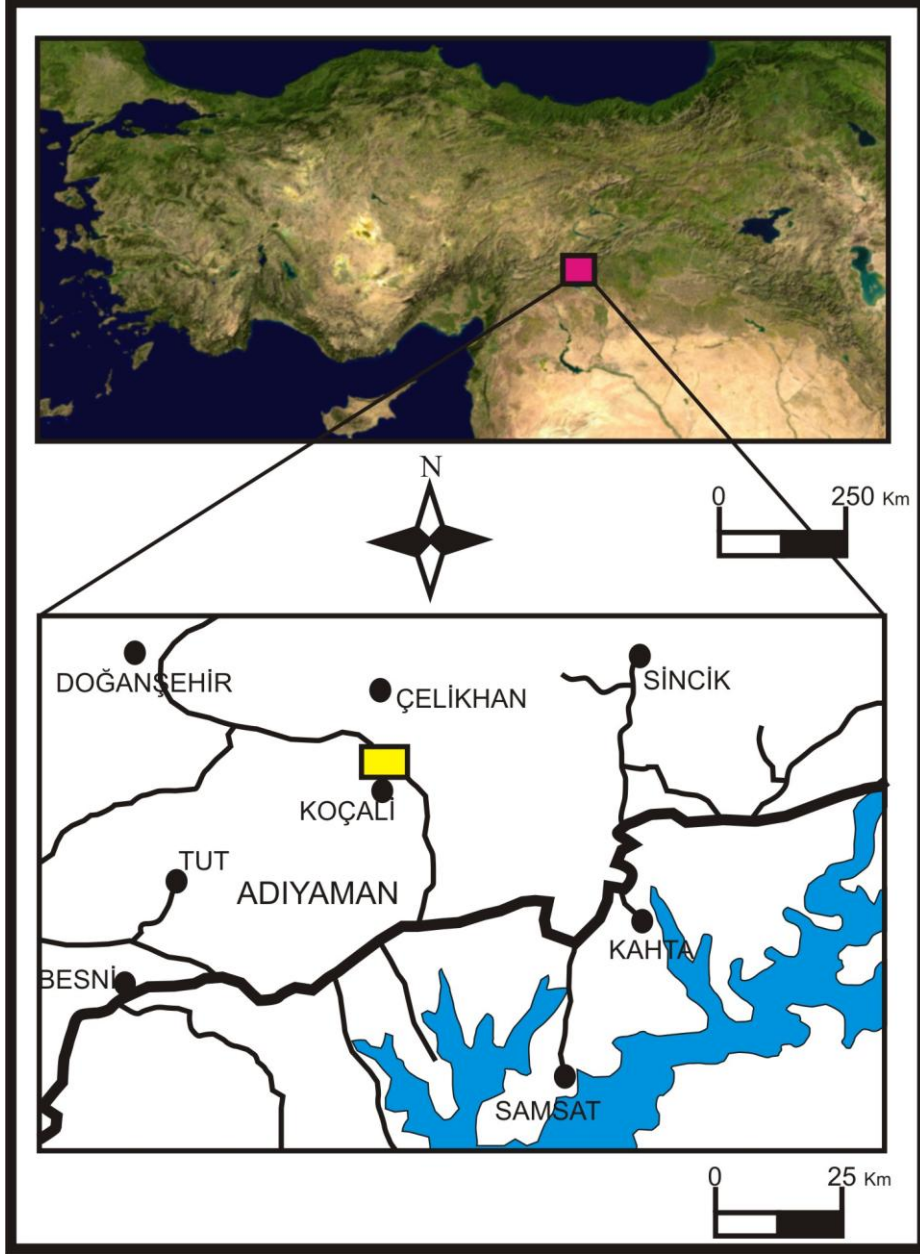
Akıncı (2009), deniz tabanında oluşan GD Anadoludaki fosil hidrotermal sistemlerle ilişkili Au ve Cu yataklarının davranışları ile ilgili fiziksel ve kimyasal kontrollerin delillerini ortaya koymayı amaçlamış ve günümüzde halen okyanus ortası sırtlarda ve yay gerisi ortamlarda oluşmakta olan altın ve 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.

#### **1.4. Coğrafik Durum**

İnceleme alanı Adıyaman il merkezine bağlı Koçali köyü kuzeyindedir. Adıyaman il merkezine uzaklığı 35 Km'dir.

İnceleme alanı, Güneydoğu Anadolu bölgesinde Adıyaman İline bağlı Koçali köyü kuzey ve doğu kesimlerinde URFA M40-a2 ve M40-b1 paftalarında yer almaktadır yaklaşık 50 Km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).

İnceleme alanındaki en büyük yerleşim alanı Koçali köyüdür. İnceleme alanının doğusunda Konak mahallesi bulunmaktadır. En yüksek rakımlı alan Bezar Dağı (1635 m) 'dır. Çalışma alanında Kara Dere, Havşa Dere gibi akarsular bulunmaktadır. İklimi Karasal olup yazları sıcak ve kuraktır. Bitki örtüsü yok denecek kadar azdır.



Şekil 1. 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

## 2. GENEL JEOLJİ

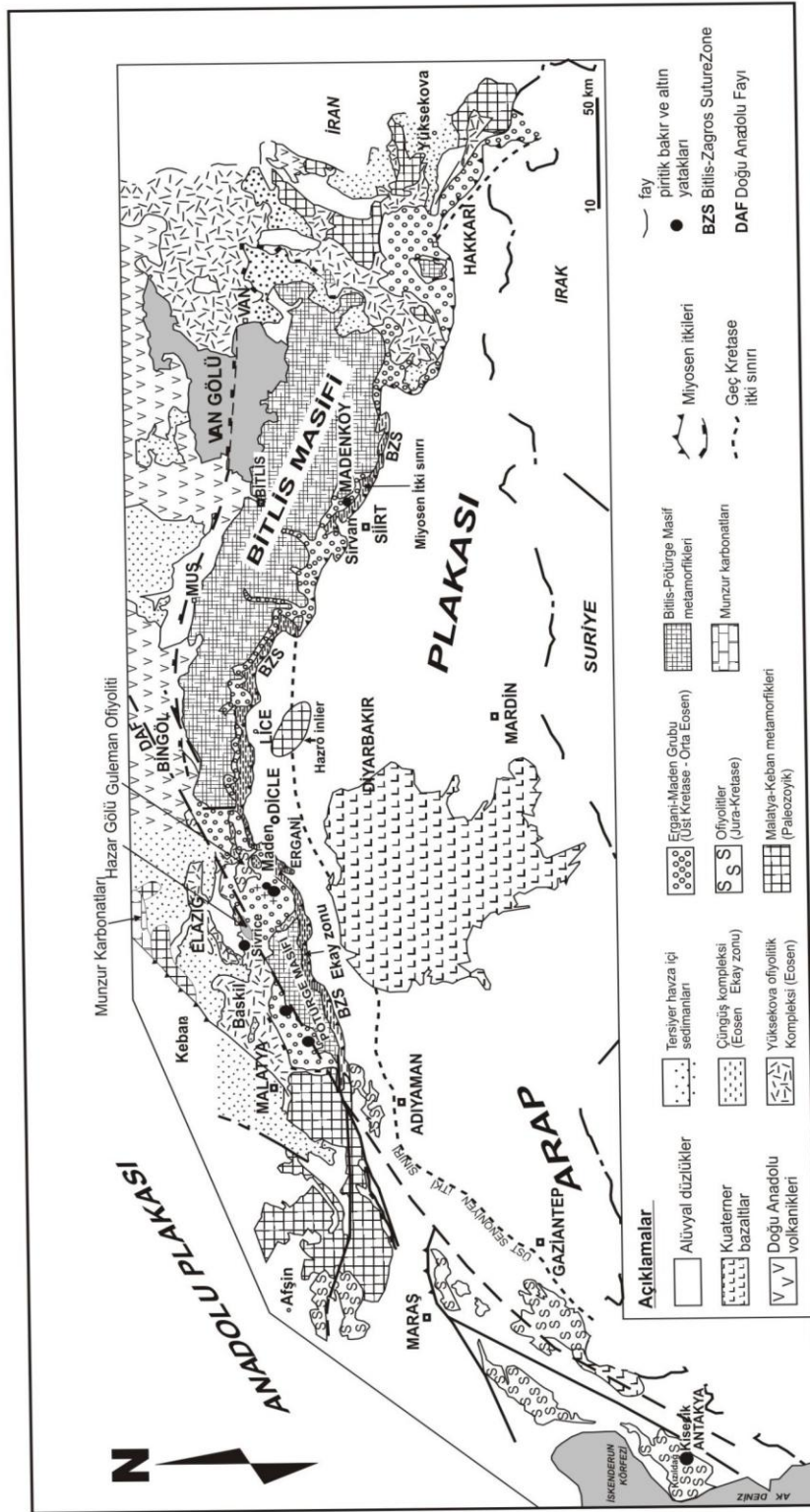
Bu bölüm Bölgesel Jeoloji ve İnceleme Alanının Jeolojisi alt başlıkları altında ele alınacaktır.

### 2.1. Bölgesel Jeoloji

Dağ kuşaklarının orojenik evrimi esas alınarak Türkiye; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olmak üzere dört farklı tektonik birliğe ayrılmıştır (Ketin,1966). Çalışma alanı Güney Doğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Toros Orojenik Kuşağı arasında bulunmaktadır (Şekil 2.1). İnceleme alanının da içinde olduğu Doğu Toroslar Hatay'dan başlayarak Hakkari'ye kadar bir yay çizerek uzanır. Bu dağ silsilesi Arap levhasının kuzey sınırını çevreleyerek İran da Zagros dağları adını almaktadır (Yazgan ve diğ.,1984).

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

Güneydoğu Anadolu kenar kıvrımları kuşağının doğuya uzantısı boyunca, İran'ın Neyriz bölgesinde (Hallom, 1976) ve Oman Dağlarında, Paleozoyik'den beri sığ karbonat ve kumtaşlarının çökeldiği Arap kıta sahanlığının kuzey ucunun Kampaniyen sırasında çökerek çizgisel bir hendek oluşturduğu değişik araştırmacılar tarafından belirtilmiştir. Anadolu'daki Kastel çukurluğuna karşıt gelen bu hendeğe İran'da Neyriz ofiyolitleri ve Oman'da Şemail ofiyolitleri yerçekimi kaymalarıyla yerleşmiştir (Hallom, 1976). Güneydoğu Anadolu'daki Kastel Formasyonunun karşıtı Neyriz bölgesinde Dalnashin birimi, Oman'da ise Muti Formasyonudur (Hallam, 1976). Batıda ise, Troodos Masifi (Kıbrıs) Üst Kratase'de yerleşmiş ve Maastrichtiyen yaşlı örtü birimleriyle üstlenen büyük bir ofiyolit kütesini 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 kütedir (Erdoğan, 1982).

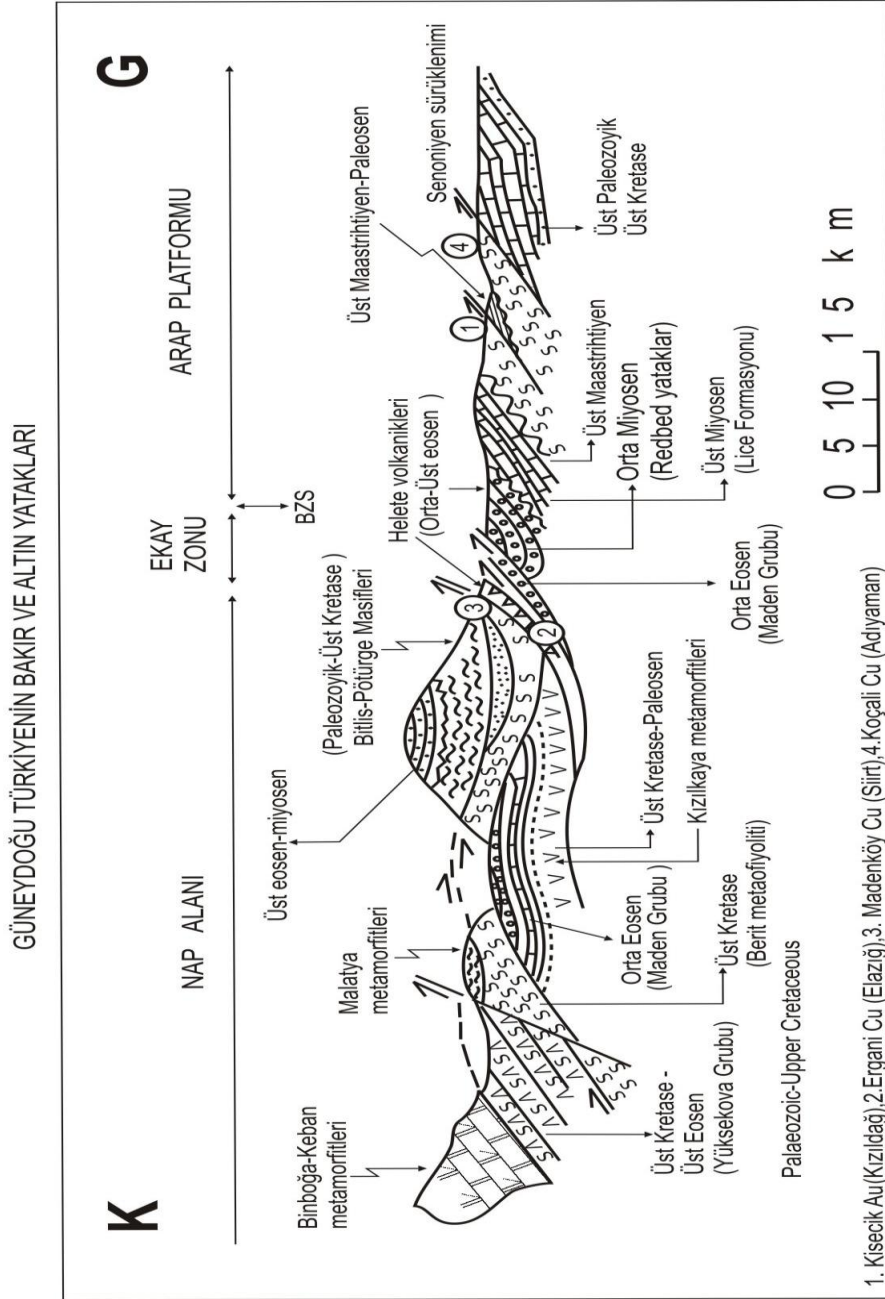


Şekil 2.1. Güneydoğu Anadolu'nun ana tektonik yapıları (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1993).

Güneydoğu Anadolu'da güneyden kuzeye Arap Platformu, ekay zonu ve nap alanı olmak üzere üç tektonik kuşak ayrırtedilmektedir (Şekil 2.2). Bölgede yer alan ofiyolitik ve

metamorfik kaya grupları Üst Kretase-Miyosen aralığında yani orojenezin gelişmesi esnasında paketlenmiş farklı tektonik stratigrafik dizileri temsil eder.

Platforma ilk ofiyolit yerleşimi Üst Kretase sonunda, ikincisi ise Orta Eosen'de gerçekleşmiştir. Bunun sonucunda Arap otoktonu üzerinde farklı tektonik konumlarda duran okyanus taban dilimleri ortaya çıkmıştır. Ekay zonunda Helete volkanitleri, Orta-Üst



**Şekil 2.2.** Güneydoğu Anadolu'nun tektonik birliklerini gösterir genelleştirilmiş jeolojik enine kesit (Yılmaz ve Yiğitbaş 1990'dan değiştirilerek).

Eosen'de gelişmiş ensimatik bir ada yayını temsil eder. Bu volkanik kuşak Güneydoğu Anadolu'da Maden ve Çüngüş havzalarını birbirinden ayırmıştır. Nap alanında Maden

grubu üzerinde Berit metaofiyoliti yer alır. Bu topluluk çok fazlı metamorfizmaya uğramış düzenli ofiyolit dilimlerinden oluşmaktadır. Metaofiyolitin kuzeyinde ise Yüksekova Grubu yer alır ki bu ensimatik bir yay sistemini temsil eder.

Bütün bu ofiyolitik/magmatik topluluklar üzerinde Güneydoğu Anadolu'nun en üst tektonik birliği olan metamorfik birlikler yer almaktadır. Bitlis, Pütürge, Keban v.b adlarla bilinen metamorfik birlikler gerçekte Üst Kretase'ye kadarki dönemde aynı platforma ait olup, metamorfizmadan sonrada aynı bütünün parçaları halindedirler. Bu birlikleri oluşturan istifin incelenmesi, bunların Triyas'a kadarki dönemde Arap otoktonunun doğal uzantısı olduğunu göstermiştir. Bu birlikler Triyas-Üst Kretase sonu arasındaki dönemde Arap otoktonundan ayrılmış ve onun kuzeyinde yer alan Toros levhasıyla bağlantılı olmuşlardır. Nitekim bu dönemde bu birlikleri Arap otoktonundan okyanusal bir ortam ayırmaktadır. Jura-Kretase yaşlı kesimler bir karbonat platformu niteliğinde olup Üst Kretase sonunda metamorfizmaya uğramışlardır. Triyas döneminden sonra bu birliklerin Arap otoktonuyla ilk temasları ancak Miyosen'de olmuştur.

Orojenik kuşakta yer alan nap dilimleri kuzeyden güneye gençleşmektedir. Nap paketleri yerleşme yaşlarına göre palinspastik olarak açıldıklarında orojenik kuşakta farklı yaş ve tektonik konumda ofiyolitik/magmatik toplulukların varlığı tanınır.

Üst Kretase-Miyosen zaman aralığında Arap kıtasının kuzeyindeki alanlarda Toros kuşağına bağlı tektonik birliklerin nap halinde bağıl olarak güneye doğru ilerlemeleri, farklı tektonik birliklerin birbirlerine birleşerek nap paketleri haline gelmelerine yol açmıştır. Bu nap paketleri Eosen sonuna doğru aradaki okyanusun yok olması sonucu Arap platformuyla çarpışmıştır daha sonra yakınlaşma hareketlerinin süregelmesiyle okyanus artığı denizlerde giderek kaybolmuştur. Napların ilerlemeleri şiddeti giderek artan deformasyonların gelişimine yol açmış, bunun sonucunda Arap kıtası ile naplar arasındaki birimler nap kuşağının önünde dilimlenerek ekay zonunu oluşturmuştur. Denizel ortamın bütünüyle yokolmasından sonra da yakınlaşma hareketleri devam etmiş olup bunun etkileri günümüzde de sürmektedir (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991, Yiğitbaş, 1989).

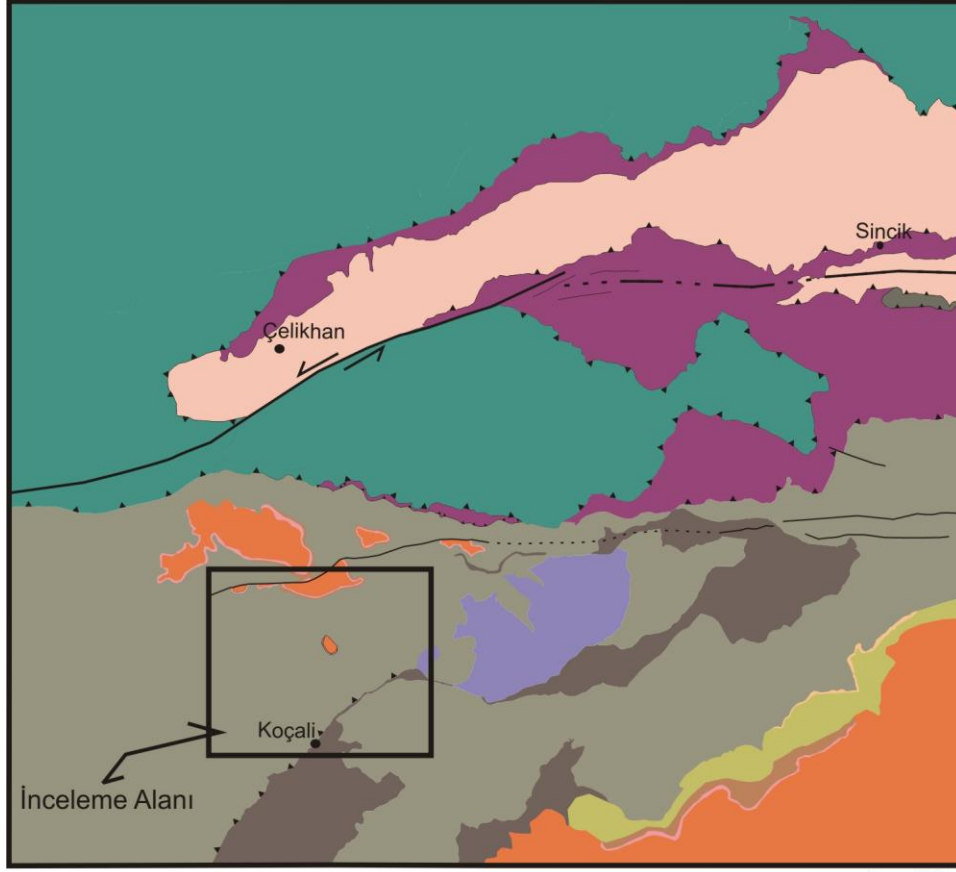
Güneydoğu Anadolu orojeninin gelişiminde etkili olmuş tektonik deformasyon fazları başlıca Üst Kretase ve Miyosen dönemlerinde gelişmiştir. Bunlardan Üst Kretase döneminde Arap Platformu üzerine ilk ofiyolit napları ilerlemiştir. Miyosen döneminde ise içinde farklı ofiyolitik ve metamorfik dilimlerin yer aldığı bir nap paketi bölgeye yerleşmiştir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, bu nap paketinin üzerlemesiyle başlayan jeolojik evrimin sonucunda bugünkü yapı iskeletini kazanmıştır. Miyosen

naplarının ulaşamadığı güneybatı ve güneydoğu alanlarda Miyosen öncesi otokton birimler tanınabilmektedir. Bu deformasyonların tanındığı örnek alanlardan biri Amanos dağlarıdır. Buradan derlenen veriler Üst Kretase ve Miyosen dışında Arap platformu üzerine Eosen'de üçüncü bir nap yerleşme döneminin daha geçmiş olduğunu göstermektedir (Yığıtbaş v.d.1992)

Perinçek, "Çelikhhan-Sincik-Koçalı Alanının Jeoloji incelemesi" (1978), isimli çalışmasında stratigrafik istif, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkilerini gözeterek iki ana bölümde sunmuştur. 1-Otokton birimler, 2-Allokton birimler. Allokton birimleri kendi içerisinde a) Çekim kayması oluşukları b) Sürüklenim örtüleri olmak üzere iki ayrı bölüme ayırmıştır (Şekil 2.3).

Otokton istif, şeyl ve kumtaşı katkılı çakıltaşlarından oluşmuş Terbüzek Formasyonu ile başlar. Terbüzek Formasyonu üstündeki kireçtaşı ile temsil olunan Besni Formasyonu ile konkordanslıdır ve onun taban çakıltaşı gibidir. Besni Formasyonu Kumtaşı-marn-şeyl ardalanmalı Germav Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Eosen'de bölgeyi kaplamış olan denizin ilk ürünü başlıca çakıltaşlarından oluşmuş olan Gercüş Formasyonudur ve üstündeki Midyat Formasyonu ile konkordanslıdır. Midyat Formasyonu üzerinde şeyl-marn-kumtaşı ardalanması ile tanınan Lice Formasyonu yer alır.

Allokton birimler, yerleşme mekanizmasına göre iki ayrı grupta toplanmıştır. 1) Üst Kampaniyen-Alt maastrihtiyende çekim kaymasıyla Kastel Çanağına yerleşen Koçalı Karmaşığı, 2) Miyosen sonu sürüklenim örtüleri olan Çüngüş Formasyonu, Maden Karmaşığı, Guleman Serpantiniti, Malatya Metamorfiti ayrı sürüklenim dilimleri oluşturarak otokton birimler üzerinde yer alırlar (Şekil 2.4).



### Otokton Birimler

- Midyat Fm. (Eosen)
- Gercüş Fm. (Alt Eosen)
- Germav Fm. (Üst Kretase-Paleosen)
- Besni Fm. (Üst Maastrichtiyen)
- Terbüzek Fm. (Maastrichtiyen)

### Allohton Birimler

#### Çekim Kaymaları

- Kale Fm.
  - Konak Fm.
  - Tarasa Fm.
- Jura-Üst Kretase  
Koçallı Karmaşığı

#### Sürüklenim Örtüleri

- Malatya metamorfileri
  - Pütürge metamorfileri
  - Guleman ofiyoliti
  - Maden Karmaşığı
- Bindirme fayı  
 Doğrultu atımlı fay

**Şekil 2.3.** Koçali-Çelikhan-Sincik Çevresinin 1/50 000 Ölçekli Jeoloji Haritası (Perinçek 1978'den değiştirilerek).

YAŞ	KALINLIK	BİRLER	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Paleozoyik- Mesozoyik	1500 m	Malatya Metamorfileri		Kalkşist Mermer Mikaşist
				Fillat
Orta Eosen	500 m	Maden Karmaşığı		Diyabaz-Bazalt
Paleozoyik- Mesozoyik	1900 m	Pütürge Metamorfileri		Kireçtaşı Çakıltası
				Mikaşist Kalkşist Killişist Mermer Amfibolit
Orta Eosen	500 m	Maden Karmaşığı		Bazalt Şeyl Diyabaz Diyorit Monzonit Kırmızı-gri kireçtaşı
Jura- Üst Kretase	150 m	Guleman Ofiyolitleri		Serpantinit
Alt Miyosen	200 m	Çüngüş Karmaşığı		Şeyl Kumtaşı Bloklar
Alt Miyosen	200 m	Lice Formasyonu		Kumtaşı Şeyl
Eosen	200-600 m	Midyat Formasyonu		Kireçtaşı
	50 m	Gercüş formasyonu		Çakıltası
Paleosen Üst Kretase	120-300 m	Germav formasyonu		Marn-Kumtaşı
		Besni formasyonu		Kireçtaşı
		Terbüzek formasyonu		Çakıltası
Jura- Üst Kretase	1600-2500 m	Koçali Karmaşığı		Diyabaz-Diyorit-Gabro
				Radyolarit
				Spilitik bazalt
				Kale formasyonu Konak formasyonu Tarasa formasyonu
Senomaniyen Turoniyen	0-1700 m	Karadut Karmaşığı		Kireçtaşı Killi kireçtaşı Şeyl
Kampaniyen	200 m	Kastel Formasyonu		Kumtaşı Marn
	110 m	Sayındere Formasyonu		Killi kireçtaşı
	40 m	Karaboğaz formasyonu		Çörtlü kireçtaşı
Senomaniyen	180 m	Mardin Grubu		Dolomit Kireçtaşı

Şekil 2 4. Adıyaman-Çelikhan dolayının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti. Perinçek ve Özkaya, (1981)'den değiştirilerek.

## 2.1.1. Otokton Birimler

### 2.1.1.1. Terbüzek Formasyonu

Tanım: Terbüzek Formasyonu adını, Gölbaşı-Adıyaman karayolunun 26.km'sinde yolun hemen güneyindeki Terbüzek köyündeki tipik mostrayı saptayan Gossage (1959) vermiştir.

Litoloji: İncekoz köyü civarında istif yeşilimsi boz, kötü boylanmalı, polijenik küt köşeli, karbonat çimentolu, kumtaşı arakatkılı çakıltaşından oluşmuştur. Terbüzek Formasyonunun gereci Koçali karmaşığı ve Karadut karmaşığının kireçtaşı, serpantin, volkanit ve radyolarit çakıllarıdır.

Yaş: Adıyaman yakınındaki kuyularda birimden derlenen fosiller Maastrichtiyen yaşını sağlamıştır. (Perinçek, 1978)

Oluşum Ortamı: Güneydoğu Anadolu'nun kenar kıvrımları kuşağı Üst Maastrichtiyende kuzeye ilerleyen transgresyonun etkisinde kalmıştır. Terbüzek formasyonu bu transgresyonun taban çakıltaşıdır. Alt Maastrichtiyen sonunda Karadut ve Koçali Karmaşıklarının Kastel çanağını doldurmasıyla, kıyı çizgisi güney yönünde gerilemiş, çökme geçici olarak durmuştur. Kıyı çizgisi güneye kayan çanak, bölgesel alçalımla yeniden kuzeye ilerlemiş ve kuzey sınır boyunca Terbüzek Formasyonu çökelmiştir (Perinçek, 1978).

### 2.1.1.2. Besni Formasyonu

Tanım: İlk defa Amoseas ortaklığı jeologları bu adlamayı kullanmışlarsa da, adı ilkin kimin kullandığı bilinmemektedir.

Litoloji: İncekoz köyü batısında boz, köşeli, kırıklı, sert, kırılğan, fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Boz-koyu boz, kalın katmanlı kireçtaşı içinde 35-40 cm'lik rudistler görülür..

Yaş: Birim Üst Maastrichtiyen yaşlıdır (Perinçek, 1978).

Oluşum Ortamı: Terbüzek Formasyonu ile Besni Formasyonunun çökme ortamları birbiri ile ilişkilidir. Ortam koşulları az değişkenmiş, karadan türeme kırıntılarının azalmasıyla karbonat durulmuştur. Kıyı ovasında Terbüzek Formasyonu çökelmiş, bu ara transgresyonun devamı ve karadan türeme tortullarının azalmasıyla, aslitoral ortamda karbonat durulmuştur (Perinçek, 1978).

### 2.1.1.3. Germav Formasyonu

Tanım: Maxon (1937) yaptığı çalışmada ilk kez Germav Formasyonu adını kullanmıştır.

Dağılım ve Konum: İnceleme alanı kuzeyinde Bezar Dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de Germav Formasyonu açısız diskordansla doğrudan Konak Formasyonu üzerine gelmiştir. Germav Formasyonu üzerindeki Gercüş Formasyonu transgresyonlu ve diskordanslıdır (Şekil 2.5).

Litoloji: Bezar dağı dolayında birim, marn-kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşmuştur.

Yaş: Birimin yaşı Üst Kretase-Paleosen'dir (Perinçek, 1978).

Oluşum Ortamı: Kıvrıntılı 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 gereç, bulantı akıntısı ile açık denize taşınmış, marn ve şeyl ile ardalanan kumtaşını oluşturmuştur (Perinçek, 1978).

### 2.1.1.4. Gercüş Formasyonu

Tanım: Gercüş Formasyonu ismini ilk kez Maxon (1940) kullanmıştır.

Dağılım ve Konum: İnceleme alanı kuzeyinde Bezar Dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de Gercüş Formasyonu altındaki Germav Formasyonu ile açısız diskordanslı ve üstündeki Midyat Formasyonu ile dereceli geçişli aynı zamanda konkordanslıdır.

Litoloji: İnceleme alanında Gercüş Formasyonu çakıltası istifile temsil edilmiştir. Çakıltası yer yer kumtaşına geçer. Ak, tebeşir dolgulu, dağılgan karbonat çimento kumtaşının çimento miktarı artarak, önce kumlu kireçtaşına sonrada Midyat Formasyonu kireçtaşına geçmektedir. Birim bezar dağında yaklaşık 30 m kalınlıktadır.

Yaş: Birimin içindeki kireçtaşı katkılarından derlenen numunelerden Alt Eosen yaşı elde edilmiştir (Perinçek, 1978).

Oluşum Ortamı: 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 tanımlanabilir.

### 2.1.1.5. Midyat Formasyonu

Tanım: Midyat Formasyonu adı ilk olarak Maxon (1937) tarafından kullanılmıştır. Tip kesiti Hasankeyf bucağı kuzeyindeki Sinni deresinde bulunmaktadır.

Dağılım ve Konum: İnceleme alanı kuzeyinde Bezar dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de geniş yüzlekler sunmaktadır. Ayrıca Kevrikevr Tepe'de mostra vermektedir. Midyat Formasyonu altındaki Gercüş Formasyonu ile dereceli geçişli ve konkordanslıdır (Şekil 2.5.).

Litoloji: Bezar dağı dolayında kireçtaşı, ak-açık boz, köşeli, kırıklı, sert, nummulitesli, orta kalın katmanlıdır (Perinçek, 1978).

Yaş: Orta-Üst Eosen yaşlı olarak belirtilen birim bol Nummulitlidir (Tolun, 1960; Ketin, 1983).

Oluşum Ortamı: Midyat Formasyonu'nda parçalanmış kavkılı biyomikrit, belirli katmanlı biyosparit merceği, bentoniklerin varlığı genel olarak duraysız şelfi, daha çok düşük fakat kimi zamanda yüksek enerjili aslitoral ortamı gösterir (Krumbein-Sloss 1963).

Midyat Formasyonu'nun altındaki dereceli geçişli bulunduğu Gercüş Formasyonu duraysız şelfin kara yönünde çökelmiştir. Midyat Formasyonu da eşit şelfin az değişmiş kısmında çökelmiştir. Suyun devinimi karbonat hamurunun çökmesine engel olmuştur. Böyle bir istif ortalama derin dış sahilde durulmuş olmalıdır (Perinçek, 1978).

### 2.1.2. Allohton Birimler

#### 2.1.2.1 Malatya Metamorfitleleri

Tanım: Malatya metamorfitleleri adı ilk olarak Sungurlu (1972) tarafından kullanılmıştır.

Litoloji: Perinçek (1978) birimi Alt Metamorfitleler (muskovitli şist, aibitli-horblendli-epidotlu şist, kuvarstlı muskovitli şist, fillat) ve Üst Metamorfitleler (mermer, kalkışist, fillat ve pelitik şist) olmak üzere iki kaya grubuna ayırmıştır.

Yaş: Blumenthal (1944), birime Permo-Karbonifer yaşını vermiştir.

Oluşum Ortamı: Mesozoyik sonuna kadar bir kıta platformu olarak gelişimini sürdürmüş, Üst Maastrichtiyen'den hemen önce ise metamorfizmaya uğramıştır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1990).

### 2.1.2.2 Pütürge Metamorfiti

Tanım: Doğu Toroslarda yapılan birçok çalışmada Pütürge Metamorfileri ya da Pütürge Masifi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1979, 1980; Erdoğan, 1982; Perinçek ve Kozlu, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991).

Litoloji: Perinçek (1978), Pütürge Metamorfileri'nin, muskovitli şist, mika şist, granat şist, amfibolit, metadiyabaz ve kuvarsit, mermer, kalkışist ile temsil olduğunu, birimin litoloji çeşitliliğinin ve yapı karmaşıklığının ileri derecede olduğunu söylemiştir. Birimi alt ve üst metamorfiterler olarak ikiye ayıran araştırmacıya göre alt metamorfiterler, mikaşist, kuvars mikaşist, mermer, kalkışist, metabazit ve metapelit litolojisinde, Üst metamorfiterler ise, yaygın olarak metapelit, mikaşist, kuvars mikaşist ve amfibolit litojisindedir.

Yaş: Pütürge Metamorfiterlerine ait kayaçlar üzerinde K/Ar yöntemiyle yapılan yaş ölçümüne göre masifin metamorfizma yaşının Üst Kretase-Kampaniyen yaşlıdır (Yazgan 1981; Yılmaz ve diğ., 1992; Yazgan, 1987).

Oluşum Ortamı: Araştırmacılar Pütürge Metamorfileri'nin kıta şelfinde biriken platform tipi karbonat sedimanları olduğunu belirtmişlerdir ve Üst Maastrichtiyenden hemen önce metamorfizmaya uğramıştır (Perinçek, 1979; Hempton, 1984, 1985, Yazgan ve diğerleri, 1984, Yılmaz ve diğ., 1992; Yazgan, 1987).

### 2.1.2.3. Koçali Karmaşığı

Tanım: İlk kez Sungurlu (1972) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Koçali Karmaşığı'nın Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemeleri bulunur. İnceleme alanının büyük bölümünü kaplar.

Litoloji: Sungurlu (1972), Koçali Karmaşığı'nı, üç ayrı formasyon olarak haritalamış ve adlandırmıştır. Bunlar altta Tarasa, üzerinde Konak ve en üstte ise Kale Formasyonlarıdır.

Tarasa Formasyonu volkanitlerden oluşmuştur. Konak Formasyonu sedimentitlerle volkanitlerin ardalanmasından oluşmuştur. Kale Formasyonu yaygın serpantin, diyorit ve diyabaz topluluğu ile tanınır (Perinçek, 1978).

Yaş: Birim Üst Jura-Alt Kretase yaşlıdır (Sungurlu, 1972).

Oluşum Ortamı: Koçali Karmaşığı, önceki çalışmalarda Kampaniyen-Maastrichtiyende gravite kaymaları ile Arap platformu üzerine yerleşmiş Tetis Okyanusunun bir parçası olarak kabul edilmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964).

Koçali Karmaşığı'nın yaklaşık 1000 m.'den daha fazla kalınlıkta ofiyolitik melanj ve sedimenter kayaç bloklarından oluşmuştur. Koçali Karmaşığı Arap Platformunun 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 gelen blok ve tektonik dilimlerden oluşmuştur (Yılmaz 1993).

#### **2.1.2.4. Guleman Ofiyoliti**

Tanım: (Özkan, 1982).Guleman yöresinde yüzeyleyen ultramafik-mafik kayaçları Guleman ofiyoliti diye adlandırmıştır.

Litoloji: Başlıca dünit ve kromitit içeren harzburjitlerden oluşan tektonitler ile bunların üzerine açılı uyumsuzlukla gelen dünit, verlit-klinopiroksenit ve gabro biçiminde bir dizilim gösteren kümülatlardan oluşma eksik dizi bir ofiyolit topluluğunu temsil eder (Özkan, 1983).

Yaş: Özkaya ve Perinçek (1980), Birim için Jurassik-Alt Kretase yaşını kabullenmiştir.

Oluşum Ortamı: Miyosen sonrası sürüklenimlerle serpantinit ile üzerindeki birincil ilişkili Maden karmaşığı çökelleri birlikte güneye itilmişlerdir. Ergani-Hazar yöresinde birim serpantinit öğeli bir çakıltaşı ile örtülüdür ve bu Maastrichtiyen-Eosen yaşlı Hazar karmaşığının taban çakıltaşıdır. Koçali Karmaşığı oluşuklarının kıta üzerine yerleşmesi ve Kastel çanağını doldurması sırasında tektonik dilimin kökünü oluşturmuş kısım Guleman serpantiniti olmalıdır Perinçek (1978).

#### **2.1.2.5. Maden Karmaşığı**

Tanım: Tipik olarak Elazığ'ın Maden ilçesi ve çevresinde gözlenen bu birimi ilk defa Rigo de Righi ve Cortesini (1964) Maden Birimi diye ayırtlamışlardır.

Litoloji: Perinçek, 1978; Yazgan, 1987; Pişkin, 1972, Maden Karmaşığı'nı, spilit ve bazalt ile temsil edilen Karadere Formasyonu; kireçtaşlarından oluşan Çelikhan Formasyonu ile kireçtaşı, spilit, diyabaz, marn, şeyl, çamurtaşlarından oluşan Olistostromal Maden Oluşumu'ndan oluşan düzensiz bir litoloji topluluğu olarak tanımlamışlardır.

Yaş: Karmaşığın alt seviyelerini oluşturan alt volkanik sediment birim içerisindeki merceksi pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeyllerde bulunan fosillere dayanarak bu birimin Maestrihtiyen-Orta Eosen yaşlıdır. Karmaşığın üst seviyelerini oluşturan üst volkanik birim ise alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle Üst Eosen yaşlıdır (Erdoğan, 1982).

Oluşum Ortamı: Maden grubu, tabanında devamsız bir çakıltaşı düzeyiyle aşınmış olan Guleman grubu üzerine oturur ve birbirleriyle girik yastık lavlar, volkanik kırıntılılar, çamurtaşları ve pelajik kireçtaşlardan oluşmuştur. Bu grubun yer yer denizaltı volkan konilerinin bulunduğu engebeli bir ortamda çökelediği düşünülür. Volkanik adaların çevresinde tortullaşmış; sığ deniz kireçtaşları, zaman zaman yoğunluk akıntıları ve kütle kaymalarıyla havzanın derin kesimlerine taşınarak havza içi olistolitleri oluşturmuştur. (Erdoğan, 1982).

Yazgan (1987), Maden Karmaşığı'nın; çarpışma sonrası sıkışma tektoniğine bağlı olarak üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşan levha içi kıtasal yitime bağlı volkanizma olduğunu belirtmiştir.

Özçelik (1985), Jeokimyasal ve jeolojik bulgular, Maden Karmaşığının Orta Eosen'de, 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 belirtmiştir.

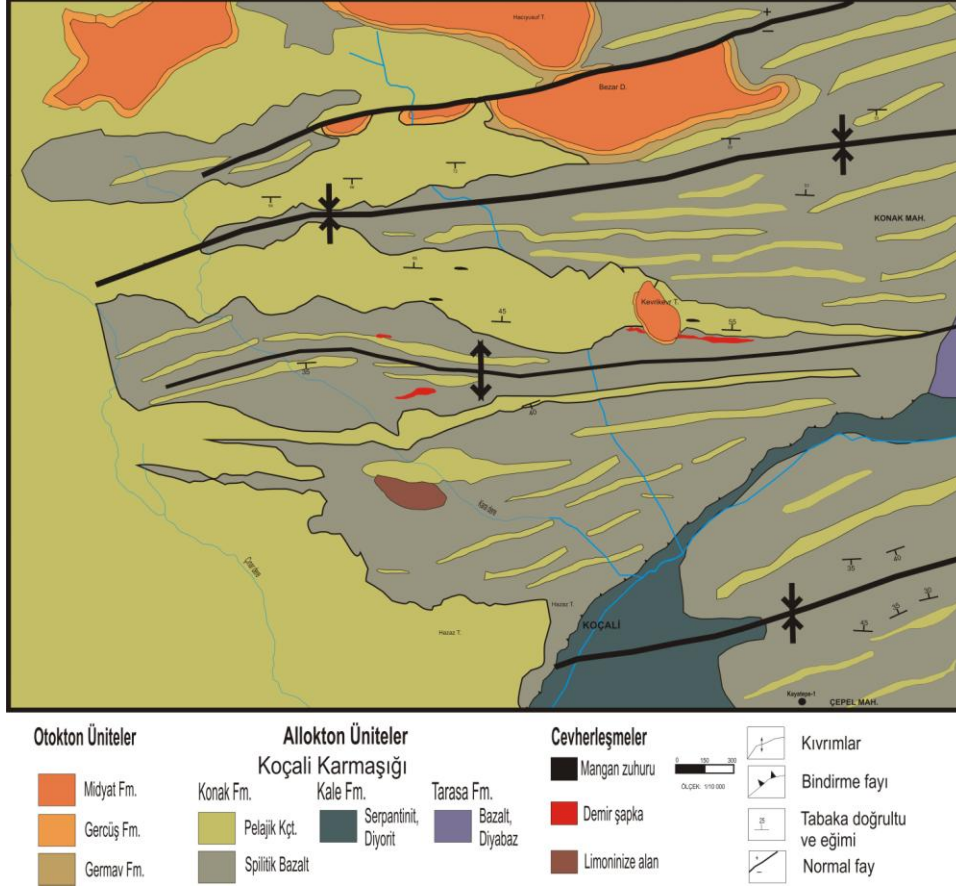
## **2.2. İnceleme Alanının Jeolojisi**

İnceleme alanında birimler allokton ve otokton birimler olmak üzere iki başlık altında incelenecektir. Otokton üniteler Germav Formasyonu, Gercüş Formasyonu ve Midyat Formasyonundan oluşmaktadır. Koçali Karmaşığı inceleme alanındaki allokton birimdir (Şekil 2.5).

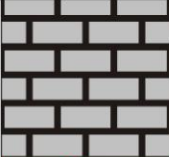

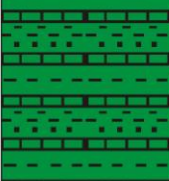
Çalışma sahasında Koçali Karmaşığına ait Konak Formasyonu ve Kale Formasyonu ve en batıda Tarasa Formasyonu yüzeylemektedir. Normal istifte Kale Formasyonunun altında olması gereken Konak Formasyonu, Küher antiklinalinin batı bölümünü oluşturan Koçali bindirmesi ile Kale Formasyonu üzerine itilmiştir. Bu antiklinalin batı bölümündeki kuzeybatı kanadı devriktir.

İnceleme alanında Kale Formasyonu Konak Formasyonunun üzerinde yer almamaktadır. Bu nedenle Arap otoktonuna ait ürünler doğrudan Konak Formasyonu üzerine açıl diskordansla gelerek bu formasyonu örtmektedir. Sahada Arap otoktonuna ait ilk ürün Germav Formasyonudur. Gercüş Formasyonu ise Germav Formasyonu üzerine

transgresyonlu ve diskordanslı olarak gelmektedir. Gercüş Formasyonu, üzerine gelen Midyat Formasyonu'yla dereceli geçişli ve konkordanslıdır (Şekil 2.6).



Şekil 2.5. İnceleme Alanının Jeoloji haritası (Perinçek, 1978' den faydalanılarak).

YAŞ	BİRİMLER	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Orta-Üst Eosen	Midyat Formasyonu		Ak-açık boz,köşeli, kırıklı, sert, nummulitesli, orta-kalın katmanlı kireçtaşı.
Alt Eosen	Gercüş Formasyonu		Ak, tebeşir dolgulu, dağılgan karbonat çimentolu kumtaşı, kumlu kireçtaşı.
Üst Kretase-Paleosen	Germav Formasyonu		Marn, kumtaşı,şeyl araldanmalı, aralarında az kalın çakıltaşı ve kireçtaşı katkılı.
Jura - Üst Kretase	Koçali karmaşığı	Kale Formasyonu	Serpantinit, koyu-açık-yeşil-yeşilimsi kahverengi, cilalı yüzeyli ve pürüzlü kırıklı Diyabaz, bozca-karaca yeşil, pürüzlü, köşeli, kırıklı, sert.
		Konak Formasyonu	Bazalt, bozca, yeşil-yeşilimsi kara,ayrışmalı yastık lavlı. Kireçtaşı, açık kırmızı-boz-ak, köşeli, kırıklı, sert, silisli,silksitli,orta-kalın katmanlı.
			Radyolarit, koyu kırmızı, kahverengimsi yeşil, ince katmanlı, silisleşmiş, şeyl katkılıdır. Kumtaşı, boz-yeşilimsi boz,ince kaba kumdokulu, sert, orta kalın katmanlı.
		Tarasa Formasyonu	Bazalt, diyabaz, yeşilimsi kara,ayrışmalı yastık lavlı.

Şekil 2.6. İnceleme Alanının stratigrafik kesiti

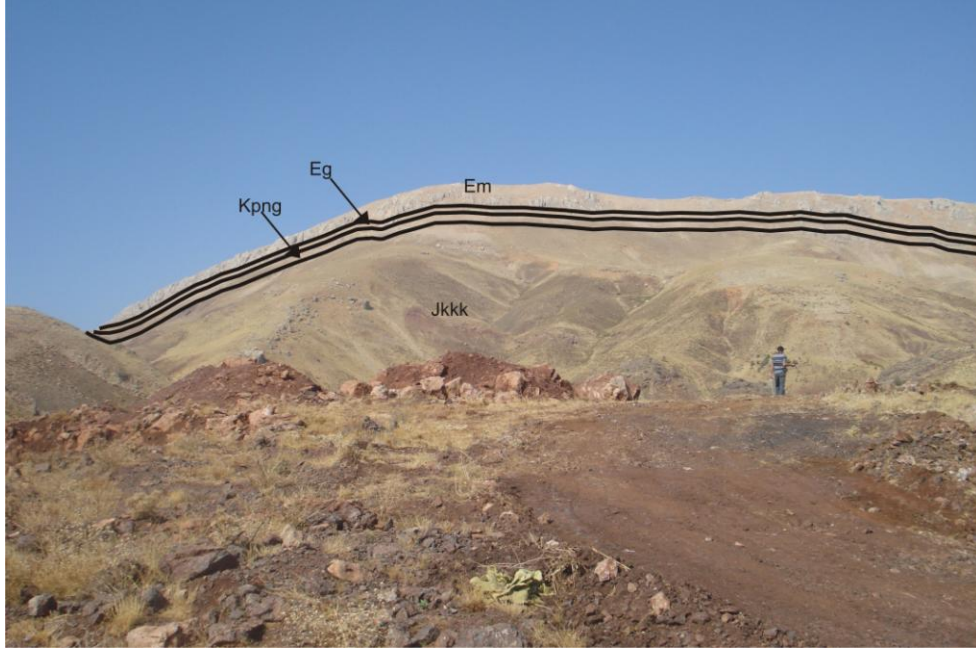
## 2.2.1. İnceleme Alanındaki Otokton Birimler

### 2.2.1.1. Germav Formasyonu

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 gereç, bulantı akıntısı ile açık denize taşınmış, marn ve şeyl ile ardalanan kumtaşını oluşturmuştur (Perinçek, 1978)

İnceleme alanı kuzeyinde Bezar Dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de Germav Formasyonu açısız diskordansla doğrudan Konak Formasyonu üzerine gelmiştir. Germav Formasyonu üzerindeki Gercüş Formasyonu transgresyonlu ve diskordanslıdır (Şekil 2.7).

Bezar dağı dolayında kireçtaşı, ak-açık boz, köşeli, kırıklı, sert, nummulitli, orta kalın katmanlıdır.



Şekil 2.7. Bezar dağı çevresinde Midyat, Gercüş, Germav ve Konak formasyonlarının görünümü  
Em:Midyat formasyonu,Eg:Gercüş formasyonu, KPng :Germav formasyonu

### 2.2.1.2. Gercüş Formasyonu

Alt Eosen'deki bölgesel transgresyonla Gercüş Formasyonu bir taban çakıltısı halinde çökelmiştir. Gercüş Formasyonu Germav alanlarını aşarak kuzeye ilerlemiş, Çüngüş ve Gerger ilçeleri ile Korudağ dolayında doğrudan Koçali Karmaşığı üzerine birikmiştir. Gercüş Formasyonu kıyı sahili çizgisi tortul istifli olarak tanımlanabilir.

İnceleme alanı kuzeyinde Bezar Dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de Gercüş Formasyonu altındaki Germav Formasyonu'yla açısal diskordanslı ve üstündeki Midyat Formasyonu'yla dereceli geçişli aynı zamanda konkordanslıdır.

İnceleme alanında Gercüş Formasyonu çakıltası istifıyla temsil edilmiştir. Çakıltası yer yer kumtaşına geçer. Ak, tebeşir dolgulu, dağınık karbonat çimentolu kumtaşının çimento miktarı artarak, önce kumlu kireçtaşına sonrada Midyat Formasyonu kireçtaşına geçmektedir. Birim Bezar dağında yaklaşık 30 m kalınlıktadır.



**Şekil 2.8.** Kevrikevri tepede Midyat, Gercüş, ve Konak formasyonlarının görünümü. Em:Midyat formasyonu, Eg:Gercüş formasyonu, Jkkk:Konak formasyonu

### 2.2.1.3. Midyat Formasyonu

Midyat Formasyonu'nda parçalanmış kavkılı biyomikrit, belirli katmanlı biyosparit merceği, bentoniklerin varlığı genel olarak duraysız şelfi, daha çok düşük fakat kimi zamanda yüksek enerjili aslitoral ortamı gösterir (Krumbein-Sloss, 1963).

Midyat Formasyonu'nun altındaki dereceli geçişli bulunduğu Gercüş Formasyonu duraysız şelfin kara yönünde çökelmiştir. Midyat Formasyonu da eşit şelfin az değişmiş kısmında çökelmiştir. Suyun devinimi karbonat hamurunun çökmesine engel olmuştur. Böyle bir istif ortalama derin dış sahilde durulmuş olmalıdır (Perinçek, 1978).

Bezar dağı dolayında kireçtaşı, ak-açık boz, köşeli, kırıklı, sert, *nummulitli*, orta kalın katmanlıdır.

İnceleme alanı kuzeyinde Bezar dağı'nda ve Hacıyusuf Tepe'de geniş yüzlekler sunmaktadır. Ayrıca Kevrikev Tepe'de mostra vermektedir. Midyat Formasyonu altındaki Gercüş Formasyonu'yla dereceli geçişli ve konkordanslıdır (Şekil 2.8).

## **2.2.2. İnceleme Alanındaki Allohton Birimler**

### **2.2.2.1. Koçali Karmaşığı**

Koçali Karmaşığı'nın Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemeleri bulunur. İnceleme alanının büyük bölümünü kaplar.

Sungurlu (1973), Koçali Karmaşığı'nı, üç ayrı Formasyon olarak haritalamış ve adlandırmıştır. Bunlar altta Tarasa, üzerinde Konak ve en üstte ise Kale Formasyon'larıdır.

Tarasa Formasyonu volkanitlerden yapılmıştır. Konak Formasyonu sedimentitlerle volkanitlerin ardalanmasından oluşmuştur. Kale Formasyonu yaygın serpantinit, diyorit ve diyabaz topluluğu ile tanınır (Perinçek,1978).

Tarasa Formasyonu volkanitlerden oluşmuştur. Bazalt, diyabaz, spilitik bazaltlar ile temsil edilir yer yer aglomera bulunur. Volkanitlerde yastık yapısı görülür. Yastık lavların aralarında koyu kırmızı renkli kireçtaşı çökelimleri görülür, kalınlığı jeolojik enine kesitlerde 400-1000 m arasında değişmektedir. Allohton olan Koçali Karmaşığı alt dokanağının özelliği bir kayma yüzeyi olmasıdır. Üstüne ise Otokton Üst Kretase ile Tersiyer istifleri gelir. Tarasa volkanitleri Koçali Karmaşığının taban kesimidir. Karadut Karmaşığı ile dokanağı uyumsuzdur ve ondan daha yaşlıdır. Tarasa volkanitleri kuzeye doğru tektonik dokanakla arada Karadut Karmaşığı olmaksızın Sayındere ve Karaboğaz Formasyon'ları üzerinde bulunmaları olasıdır. Üzerindeki Konak Formasyonu ile konkordanslıdır. Tarasa çayı dolayında sınırlı bir alanda Konak Formasyonu ile yanal geçişlidir (Perinçek, 1978).

Konak Formasyonu radyolaryalı kireçtaşı, radyolarit, silisli şeyl ile temsil edilir. Sedimentitler diyabaz, spilit ve bazalt ile ardalanırlar. Çökel kayalarında pelajik foraminifer bulunması, kireçtaşlarının silisli olması, radyolarit varlığı, volkanitler de spilitleşme görülmesi hep derin denizde durulmayı anlatır. Çökellemeyle yaşıt volkanizma, sedimentit durulmasını kontrol etmiştir. Volkanizmanın baskın olduğu evrelerde tortullar sınırlı kalmıştır. Kireçtaşları girik veya merceklidir. Volkanit etkinliğinin zayıfladığı sürelerde, kalın radiolarit, sileksitli kireçtaşı çökelmiştir. Birimin tavanı yakınındaki kireçtaşı blokları, sığ deniz ürünü olsalarda birime yabancı olduklarından ortam yorumunda

yararsızdırlar. Bunların olası Alt Jurasik yaşında bulunduğu fosil içeriği ile belirtilmiştir. Bloklar Konak Formasyonun'dan yaşlı birimlerden, Kale Formasyonu'nun yerleşmesi ile ilgili olarak koparılmış olmalıdırlar. Birim içerisinde pek az bulunan kumtaşı, Konak Formasyonu'ndan, dip akıntılarıyla taşınarak yeniden çökelmiş kırıntılardır. (Perinçek, 1978).

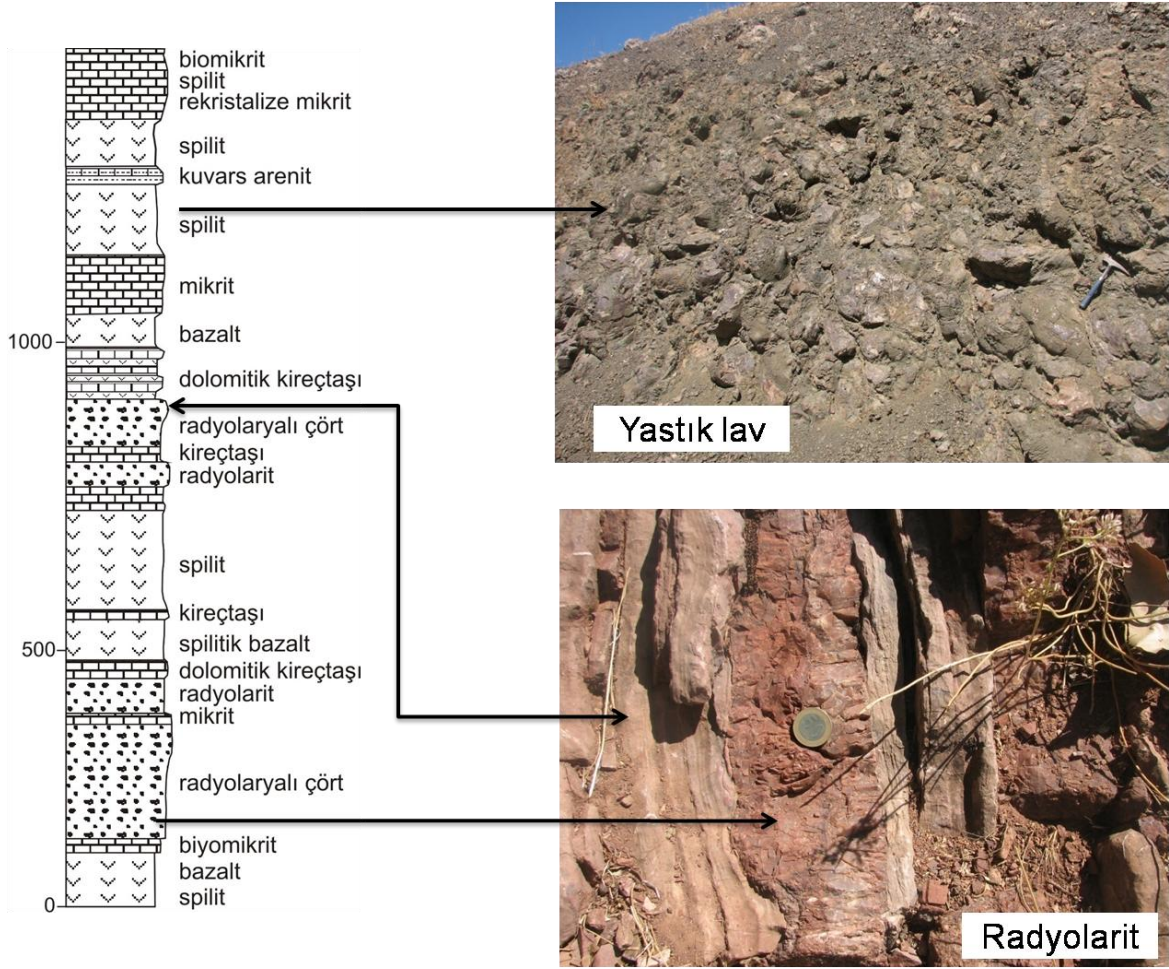
Bölgedeki cevherleşmelerle ilgili tartışmalara temel oluşturması açısından Konak Formasyonunun litostratigrafik özelliklerinin açılması yararlı olacaktır. İnceleme alanındaki masif sülfat ve nodüllü manganez cevherleşmesi ve yakın civarını kapsayan harita alımında spilitik bazalt- bazalt ile pelajik çökeller ayırtlanarak haritalanmıştır (Şekil 2.5). Çalışma alanında Konak Formasyonu radyolaryalı çört, silisleşmiş şeyl, kahve renkli kiltası, biyomikrit, dolotaşı, kuvars aranit gibi sedimanter oluşuklar ile spilitik bazalt ve bazalt türü volkanitlerden oluşur. Çökellerle ardalanmış volkanitlerin toplam kalınlığı çökellere yakındır (Şekil 2.10). Radyolaryalı çörtler kahve- kiremit renkli 2-25 cm kalınlığında belirgin paralel katmanlanmalı, sert bazen nodüler yapıdadır, kahve renkli kiltaslan ve silisleşmiş şeyler ise belli düzeylerde yoğunlaşmalar gösterirler. Radyolaryalı çörtler arasında, ince ara bantlar şeklinde katmanlanma düzlemleri mangan boyalı olarak ta gözlenmektedir. Radyolaryalı çörtlerde sparit ve kuvars damarları ağlar şeklinde tüm düzeylerde yaygındır. Dolotaslan yanal devamlılığı sınırlı ara katmanlar şeklindedir. Birimdeki kireçtaşları volkanitlerle ardalanmalı, yanal yönde oldukça sürekli, çoğunlukla sucuklanmalı, mercekler halinde izlenmektedir (Şekil 2.9).



**Şekil 2 9.** Mergizer Dağında Midyat, Gercüş formasyonlarının ilişkisi ve geriye kalan alanlarda Konak formasyonuna ait pelajik sedimanlar ve volkanitler arasındaki ilişki. Em: Midyat formasyonu, Eg: Gercüş formasyonu, Jkkk:Konak formasyonu

Spilitik bazalt ve spilitler yeşilimsi gri renkli, ayrışmalı yüzeyde arenalaşmış olarak izlenir. Çökel kayalarla yanal geçişler gösterir ve dayanımsız yüzeylerinin oluşturduğu morfolojileri tipiktir. Formasyonun kalınlığı 1800 m. civarındadır. Şekil 2.10'da Perinçek, (1978) tarafından alınan Konak Formasyonu'nun ölçülü stratigrafik sütun kesiti görülmektedir. Şekil 2.5'deki jeoloji haritasında görüldüğü gibi nodül oluşumlarını içeren manganez cevherleşmesi, batıya dalımlı senklinal yapıda (Bezar Dağı Güneyi Senklinali) izlenen Konak Formasyonu'nun çekirdek kısmında yer alırken, masif sülfür ve stockworkları ise spilitik bazaltlar içerisinde yer almaktadır.

Bezar Dağı güneybatısında kireçtaşları ile radyolaritlerin volkanitlere oranı daha azdır. Hazaz Tepe batısında ise, volkanit katkısız kalın bir kireçtaşı ile radyolarit istifli görülür.



Şekil 2.10. Konak Formasyonu ölçülü stratigrafik sütun kesiti (Perinçek, 1978).

İnceleme alanında Kale Formasyonu, Konak Formasyonu üzerinde bulunmamaktadır. Bu nedenle Konak Formasyonu'nu Germav, Gercüş, Midyat Formasyon'ları açısız diskordansla örterler (Şekil 2.5).

Kale Formasyonu, çekim kaymasıyla bugünkü yerini almış olan Koçali Karmaşığı'nın en üst kaya birimidir. Ancak inceleme alanında Konak Formasyonu Kale Formasyonu üzerine Koçali bindirme zonu boyunca sürüklenimlidir. İnceleme alanı içerisinde serpantin, diyorit ve diyabazlar şeklinde izlenmektedir.

### 3. YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanının yaklaşık % 90 kadarı allokton birim olan Koçali Karmaşığınca örtülmektedir. Koçali Karmaşığı, çekim kaymaları ile Kastel çanağına yerleştikten sonra Üst Kretase ve Miyosen'deki tektonizma ile yeniden kıvrımlanmış ve kırılmıştır. Daha sonra ise Arap otoktonuna ait Germav, Gercüş ve Midyat Formasyonları ile örtülmüştür. İnceleme alanındaki kıvrım eksenleri BGB-DKD gidişlidir. Koçali bindirmesi KD-GB gidişli Küher antiklinalinin güneybatı başlangıcını oluşturmaktadır. Bu antiklinalin batı bölümündeki KB kanadı devriktir ve Koçali bindirmesini oluşturmaktadır. İnceleme alanındaki kırık yönelimleri ile kıvrım eksenlerinin gidişleri birbirleriyle uyumludur.

**Normal fay:** İnceleme alanının kuzeyinde Bezar Dağı'nın batısından başlayan ve yaklaşık düşey atımı 100-150 m arasında değişen bir normal fay izlenmektedir. Fay düzleminin eğimi çoğunlukla dik ve dike yakın konumlarda ( $85^0-90^0$ ) ölçülmüştür. Fayın Kuzey bloğu yükselmiş ve yer yer tavan bloğu niteliklidir. Koçali Karmaşığına ait olan Konak formasyonu, Arap otoktonuna ait olan Germav, Gercüş Formasyonları ve yine Arap otoktonuna ait olan Midyat Formasyonu bu fay boyunca karşı karşıya getirilmişlerdir. Doğuya doğru fay Koçali Karmaşığı içerisinde devam eder (Şekil 2.5).

**Bindirme fayı:** İnceleme alanının güneydoğu kesiminden geçen Koçali Bindirmesi KD-GB gidişli Küher antiklinalinin güneybatı başlangıcını oluşturmaktadır. Koçali bindirmesinin güneydoğusundaki Konak Formasyonu içerisindeki eğim ölçümleri ortalama  $20-25^0$  ile GGD'ya, Koçali bindirmesinin kuzeydoğusundaki Konak Formasyonu içerisindeki eğim ölçümlerinde ise ortalama eğim  $35-40^0$  ile KKB'yadır.

Koçali bindirmesi ile Konak Formasyonunun Kale Formasyonu üzerine itildiği gözlenmektedir.

**Bezar Dağı güneyi senklinali:** Senklinal inceleme alanının bütün kuzeyi boyunca D-B uzanımlı olarak Konak Formasyonu içerisinde izlenmektedir. Senklinalin Kuzey kanadında alınan tabaka eğimlerinde ortalama  $45-50^0$  ile güneye bir eğim izlenirken, güney kanattan alınan eğim ölçümlerinde ise ortalama  $50-60^0$  ile kuzeye bir eğim gözlenmiştir.

**Karas senklinali:** Karas Senklinali inceleme alanı içerisinde Koçali bucağı güneyinde başlar ve kuzeydoğuya doğru uzanarak inceleme alanı dışına Bingezi mahallesine doğru uzanır. Senklinalin kuzey batı kanadı Koçali bindirmesiyle örtülüdür. KB kanatta ortalama dalım  $20-25^0$  ile GD'ya, GD kanatta ise ortalama dalım  $35-45^0$  ile KB'yadır.

#### **4. PETROGRAFI**

Koçali Ofiyoliti; Adıyaman bölgesinde peridotitik kayalar, gabro, diyabaz tekil dayklar ve bazalt bileşimli kayalarla temsil olunmaktadır. Ancak inceleme alanı ve yakın çevresinde yarı derinlik kayaları, yüzey kayaları ve bu birimler ile ardalanmalı derin deniz sedimanları ve çörtler izlenmektedir. Diyabaz ve bazaltların minerolojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacı ile bu kayalardan alınan örneklerden 45 adet ince kesit hazırlanmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir. Mikroskopik incelemeler sonucunda diyabaz ve bazalt olmak üzere farklı iki grup kayaç tanımlanmıştır.

##### **4.1. Diyabaz**

Bu kayalar makroskopik olarak bazaltlara göre daha iri kristallidir ve plajiyoklas kristalleri gözle ayırtedilebilmektedir. Mikroskobik incelemede esas olarak plajiyoklas ve piroksen mineralleri görülmektedir.

Plajiyoklaslar öz şekilli, yarı öz şekilli ve iri kristaller şeklinde izlenirler. Plajiyoklaslarda yaygın olarak karlsbad daha az olarak albit ikizi görülmektedir (Şekil 4.1).

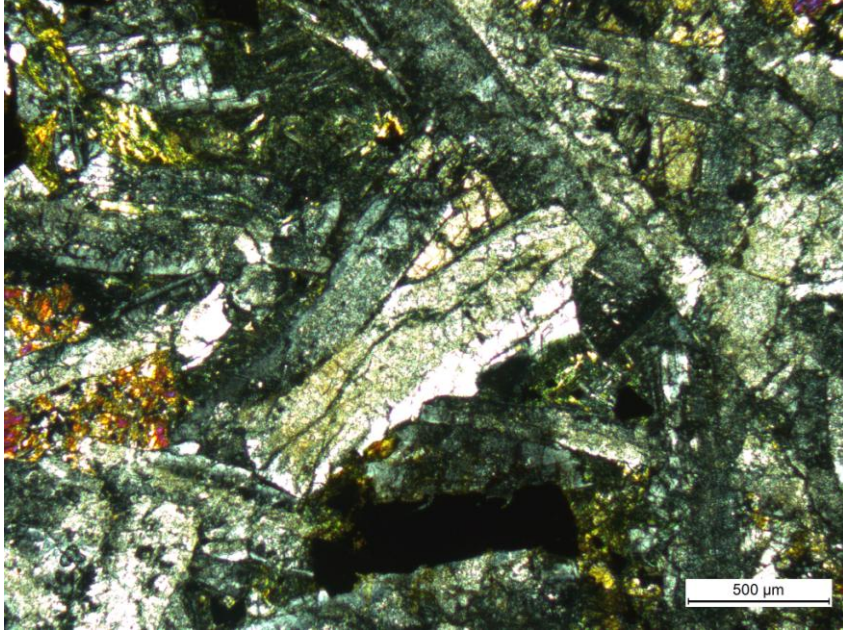
Bu ikizlerden yapılan sönme açılarına göre plajiyoklasın türünün labrodor olduğu saptanmıştır.

Plajiyoklasların arasındaki boşluklar genellikle öz şekilsiz bazen de yarı öz şekilli piroksenler tarafından doldurulmuştur.

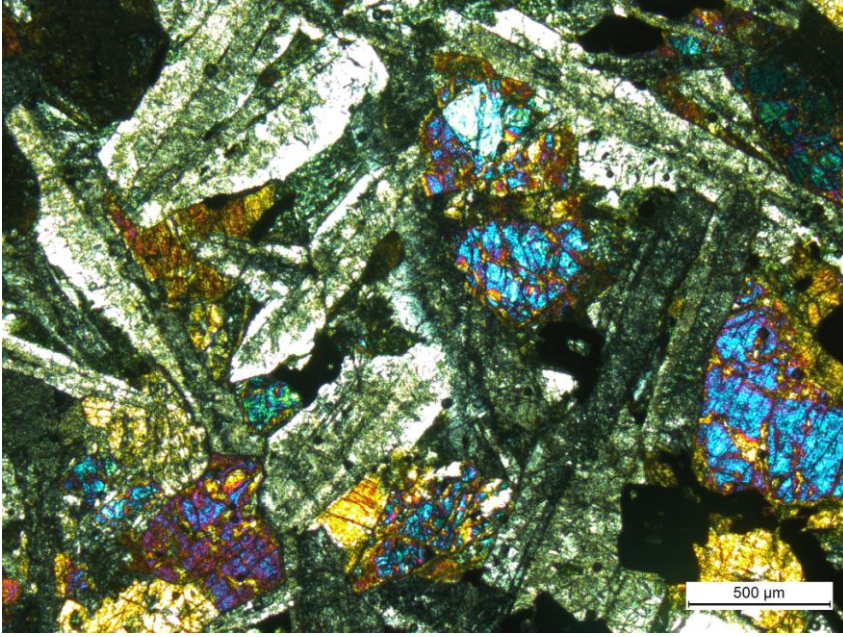
Piroksenler canlı çift kırma renklerine sahip olup eğik sönme gösterirler. Klinopiroksenlerin sönme açıları yüksektir. Piroksenin türünün ojit olabileceği düşünülmektedir.

Diyabazlarda iri kristalli plajiyoklasların arasını piroksen kristallerinin doldurması sonucu oluşan doleritik doku izlenmektedir (Şekil 4.2).

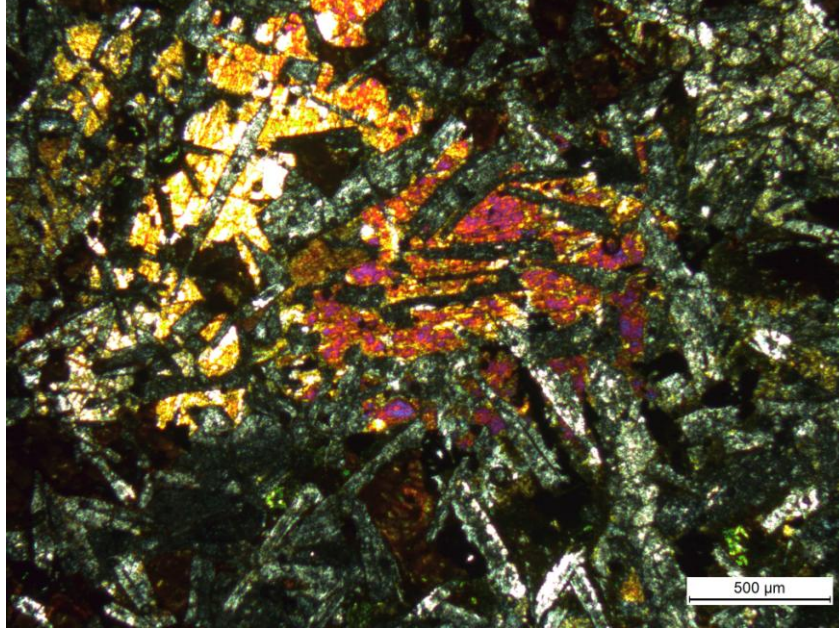
İri kristalli bazı piroksen kristallerinde iskelet dokusu görülmektedir (Şekil 4.3)



Şekil 4.1. Koçali ofiyolitine ait diyabazların mikroskopta görünümü. ÇNX40



Şekil 4.2. Diyabazlara ait doleritik dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40



Şekil 4.3. İri piroksen kristallerinde iskelet dokusunun görünümü. ÇNX40

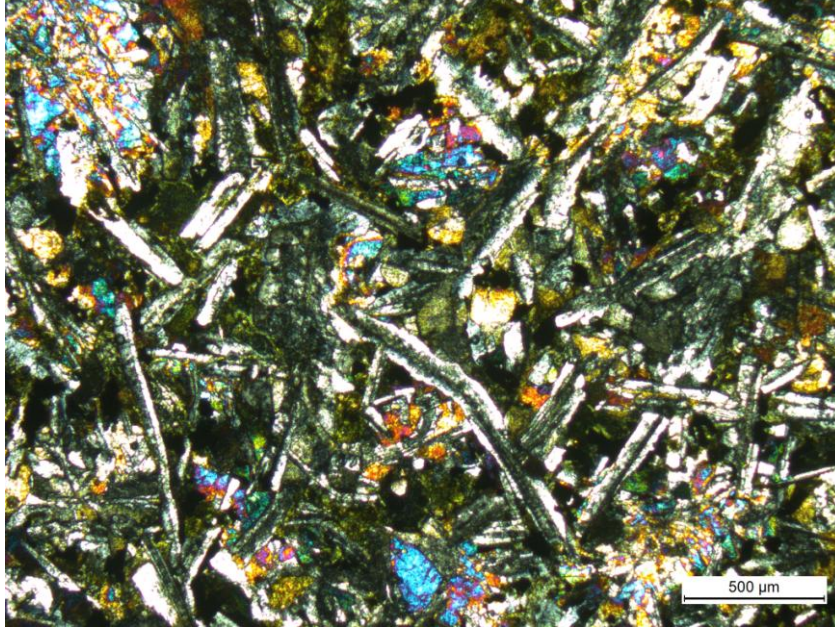
#### 4.2. Bazalt

Makroskobik incelemede bazalt örnekleri ince taneli olup mineraller gözle görülmemektedir. Ancak bazı örneklerde gözle görülebilecek fenokristallerinde görülmüştür. Mikroskobik incelemede bazaltik kayaçlar içerisinde birincil olarak plajyoklas, piroksen ve ikincil olarak klorit, kalsit kuvars ve serisit mineralleri belirlenmiştir.

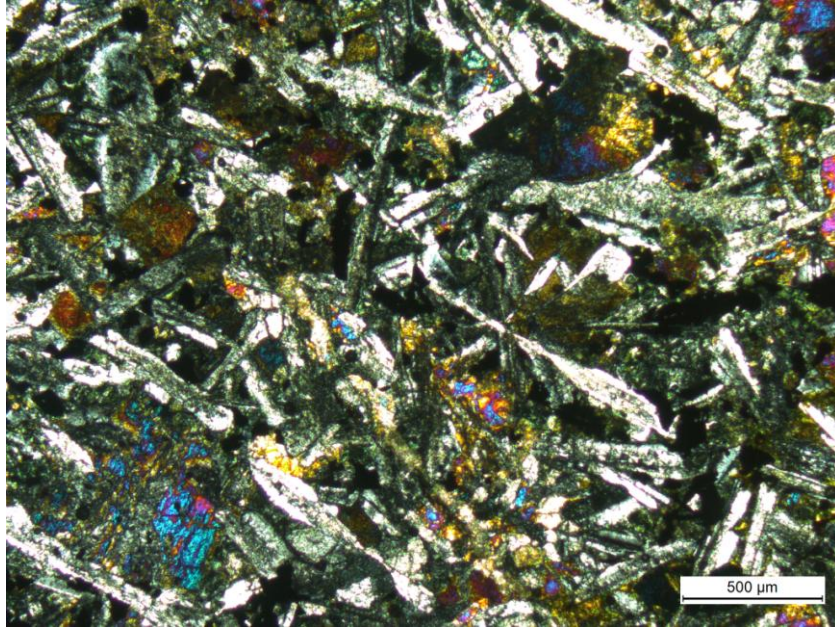
Plajyoklaslar genellikle uzun latalar şeklinde olup öz şekilli veya yarı öz şekilli olarak görülürler. Bu mineraller arasındaki boşluklar piroksen ve bazende ikincil kloritler tarafından doldurulmuştur.

Plajyoklaslarda ölçülen sönme açısı değerine göre bu minerallerin labrador oldukları saptanmıştır. Plajyoklaslarda bazen zonlanma da izlenmektedir. Bu kayaçlarda intersertal doku ve mikrolitik dokular izlenmektedir. İntersertal dokuda plajyoklaslar arasındaki boşluklar da piroksen veya ikincil mineraller görülmektedir (Şekil 4.4., Şekil 4.5).

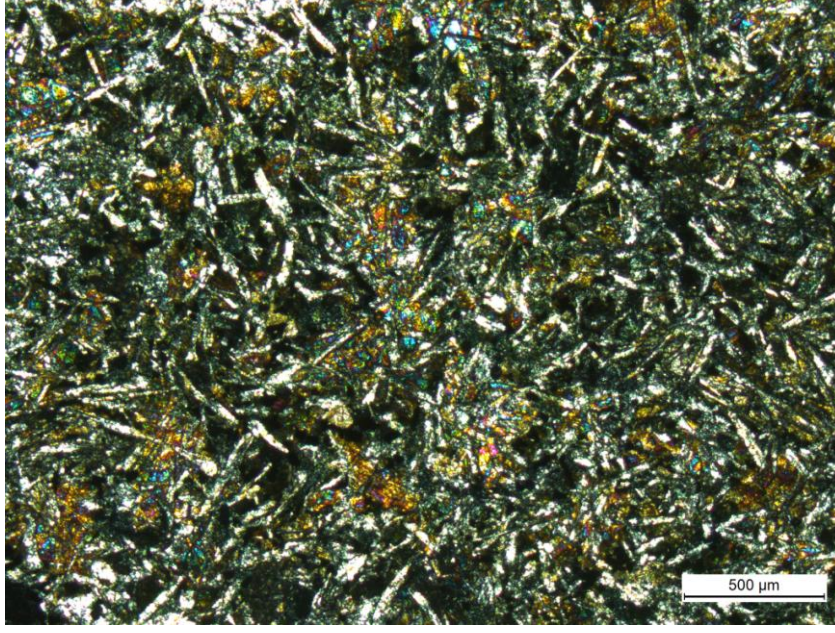
Bazaltik kayaçlarda bazen de küçük plajiyoklas mikrolitleri ve bunların arasındaki boşluklarda piroksen ve ikincil kloritlerin yer aldığı mikrolitik doku izlenmektedir (Şekil 4.6).



**Şekil 4.4.** Bazaltik kayalarda intersertal dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40



**Şekil 4.5.** Bazaltik kayalarda intersertal dokunun mikroskopta görünümü. Plajiyoklaslar arasındaki boşluklarda kloritlerin görünümü. ÇNX40

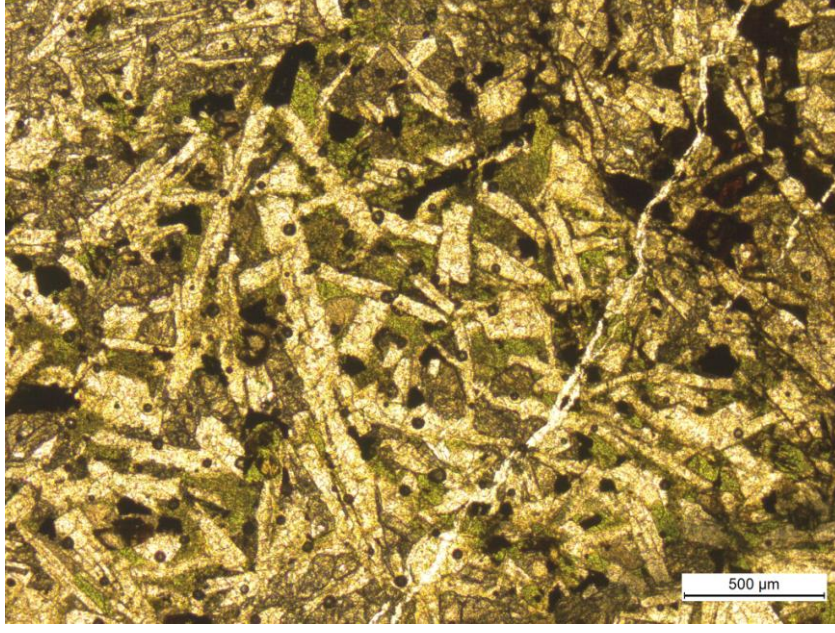


Şekil 4.6. Bazaltik kayalardaki mikrolitik dokunun mikroskopta görünümü. ÇNX40

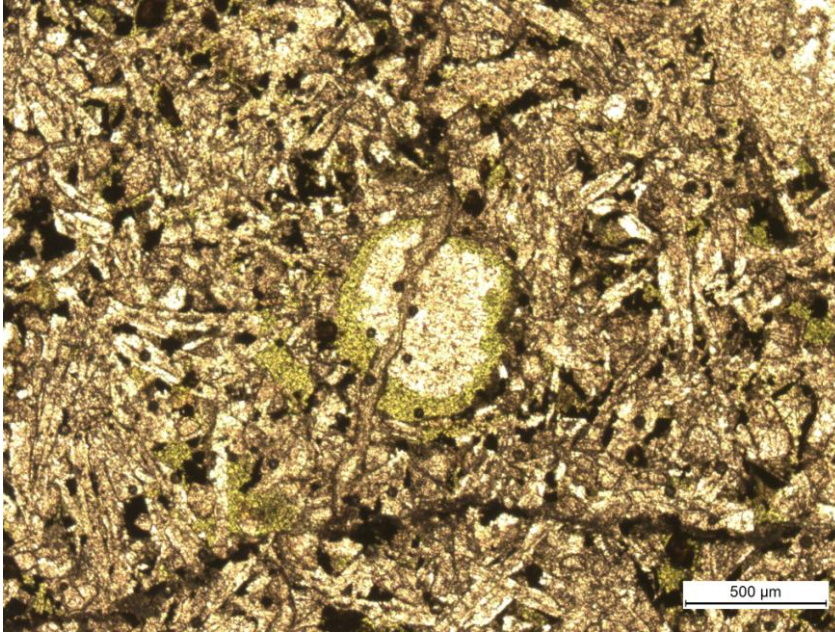
Bazı bazaltik kayal örneklerinde ileri derecede alterasyonun olduğu belirlenmiştir. Kloritleşme en yaygın alterasyon türü olup piroksenlerin alterasyonu ile oluşmuşlardır.

Polarize ışıpta yeşil renkte görülmekte olup açık yeşil ile yeşil renkleri arasında değişen pleokrizma renklerine sahiptir (Şekil 4.7).

Bazı örneklerde gaz boşlukları izlenmektedir. Bu gaz boşlukları opak mineral, ikincil silis mineralleri ve kloritler tarafından doldurulmuştur (Şekil 4.8).

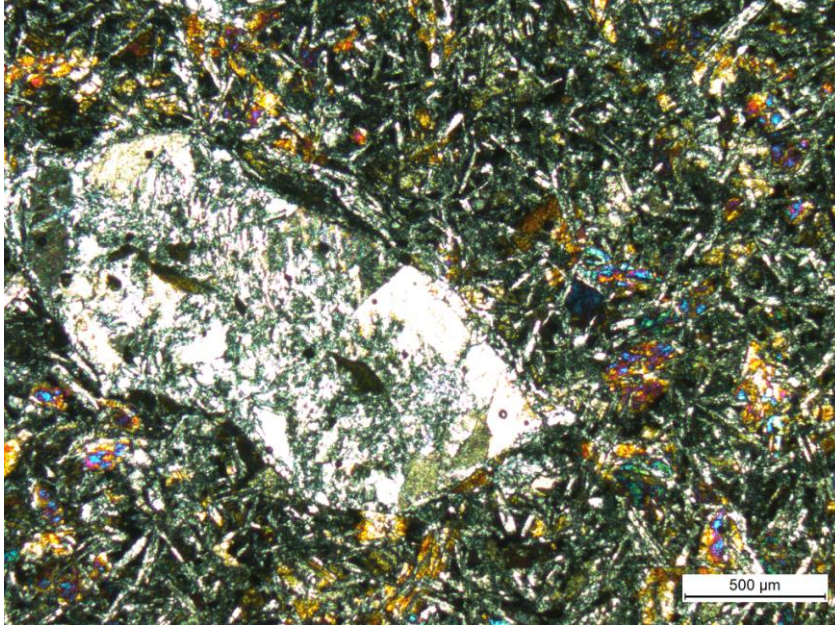


**Şekil 4.7.** İkincil klorit mineralinin mikroskopta görünümü. TNX40



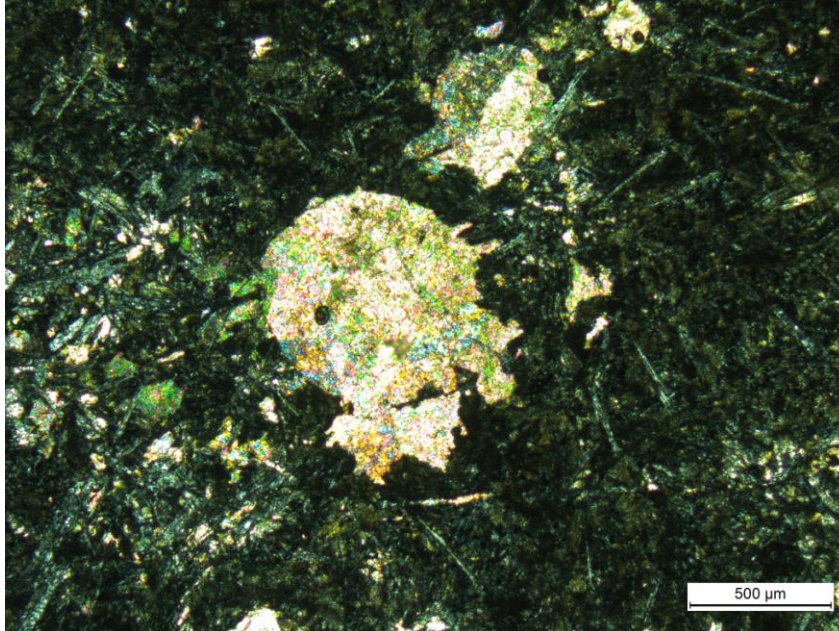
**Şekil 4.8.** Gaz boşluğunu dolduran ikincil silis minerali ve onu çevreleyen kloritin mikroskopta görünümü. TNX40

Bazaltlarda alterasyon sonucu plajyoklaslarda serisitleşme ve silisleşme de izlenmektedir. Silisleşme sonucunda bazı plajiyoklas fenokristalleri büyük ölçüde ikincil silis minerallerine dönüşmüştür (Şekil 4.9).



**Şekil 4.9.** Plajiyoklas fenokristalinde silisleşmenin mikroskopta görünümü. ÇNX40

Bazı kayaçlarda ikincil kalsit mineralleri de izlenmektedir. Kalsit minerali ya gaz boşluğunu doldurmuş olarak ya da kırık-çatlak dolgusu olarak izlenmektedir (Şekil 4.10).



**Şekil 4.10.** İkincil olarak oluşmuş kalsit mineralinin mikroskopta görünümü. ÇNX40

## 5. JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK İNCELEMELER

Bu çalışmada, Koçali Karmaşığı'na ait volkanik ve yarı derinlik kayaçlarından derlenen 13 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmış ve analiz sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. Örneklerin kimyasal analizleri ACME analiz laboratuvarlarında (Kanada) ICP-MS yöntemi ile yaptırılmış olup, analizi yapılacak örneklerin seçilmesinde alterasyondan etkilenmemiş veya en az etkilenmiş olanların seçilmesine özen gösterilmiştir. Elde edilen analiz sonuçları değişik jeokimyasal adlandırma ve ayırım diyagramlarında değerlendirilerek, kayaç tipleri, magma kaynak bölgesinin karakteristiği ve evrim süreçleri belirlenmeye çalışılmıştır.

### 5.1. Ana Element Jeokimyası

Analizi yapılan kayaç örnekleri  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$  (Şekil 5,1),  $\text{Nb/Y-Zr/TiO}_2$  (Şekil 5,2) ve  $\text{Nb/Y-Zr/Ti}$  (Şekil 5,3) adlandırma diyagramında değerlendirilmiştir.

$\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$  diyagramında örneklerin tamamı bazalt alanında olup subalkalen–toleyitik özellikler göstermektedir.

Ana oksitler kullanılarak yapılan sınıflamada örnekler, alterasyonun etkili olduğu kayaçlarda hatalı sonuçlar verebilmektedir. Oluşabilecek bu yanlışları önlemek amacı ile kalıcılığı yüksek iz elementlere göre yapılan diyagramlar kullanılmıştır.

$\text{Nb/Y-Zr/TiO}_2$  (Şekil 5,2) adlandırma diyagramında örneklerin tümü andezit/bazalt alanında,  $\text{Nb/Y-Zr/Ti}$  (Şekil 5,3) adlama diyagramında ise örneklerin tamamı bazalt alanında yer almıştır.

Alkali-Silis ( $\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O-SiO}_2$ ) diyagramında, incelenen plütonik kayaç örneklerinin tamamının subalkalen seriye ait olduğu görülmektedir (Şekil 5,1).

Alkali-Silis ( $\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O-SiO}_2$ ) diyagramında subalkalen seriye ait oldukları belirlenen örneklerin subalkalen serinin toleyitik ve kalkalkalen alt tiplerinin ayırımında kullanılan AFM ( $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O-FeO}^*\text{-MgO}$ ) üçgen diyagramında dağılımları incelendiğinde, örneklerin toleyitik-kalkalkalen ayırım çizgisi boyunca kısmen toleyitik, kısmen de kalkalkalen alanda dağılım sundukları görülür (Şekil 5,4). Zr-Y diyagramında ise örneklerin tümü toleyitik seri alanında izlenmektedirler (Şekil 5,5).

İnceleme konusu volkanik ve yarı derinlik kayaçları ana oksit bileşimleri bakımından birbirine yakın değerlere sahiptirler. Kayaçların  $\text{SiO}_2$  içerikleri ortalama % 47.11 olup; % 45,11 ile % 49.09 arasında değişmektedir.  $\text{SiO}_2$  sınıflamasına göre

örneklerin tümü bazik karakterler göstermektedirler. Kayaçların  $Al_2O_3$  içerikleri ortalama %14,42 olup, 13,63-15,74 arasında değişmektedir. Toplam demir ( $FeO^*$ ) değeri yüksek olup 8,69-12,06 arasında değişmektedir (ortalama % 10,49).

Bazik ve ultrabazik kayaçlarda MgO kayaçların oluşum ortamını belirlemede yaygın olarak kullanılır. Çalışma alanındaki örneklerde MgO değerleri dar bir aralıkta yer almaktadır. MgO içerikleri ortalama % 6,95 olup 5,97-7,59 arasında değişmektedir.

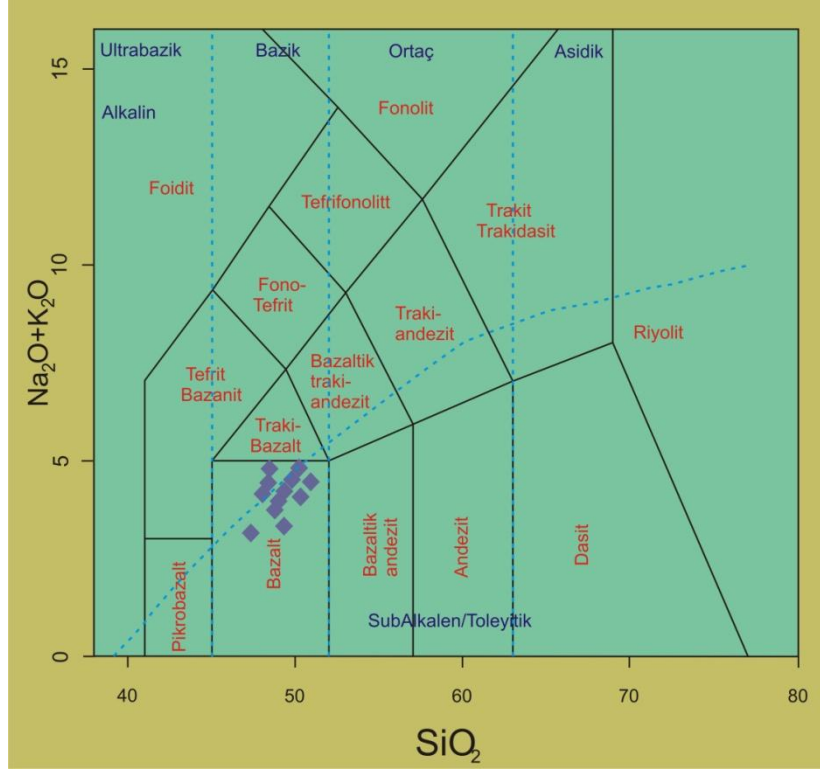
Analiz edilen kayaçların CaO değerleri yüksektir. Bu değer ortalama % 10,92 olup, 9,91-14,03 arasında değişmektedir. Mikroskopik incelemelerde CaO içeriğinin yüksek olduğu kayaçlarda karbonatlaşma ve ikincil kalsit mineralleri saptanmıştır.

Kayaçlarda NaO değerleri 2,55-4,08 arasında değişmekte olup ortalama % 3,45 değerine sahiptir.  $K_2O$  ortalama % 0,52 olup 0,23-1,18 arasında değişmektedir.

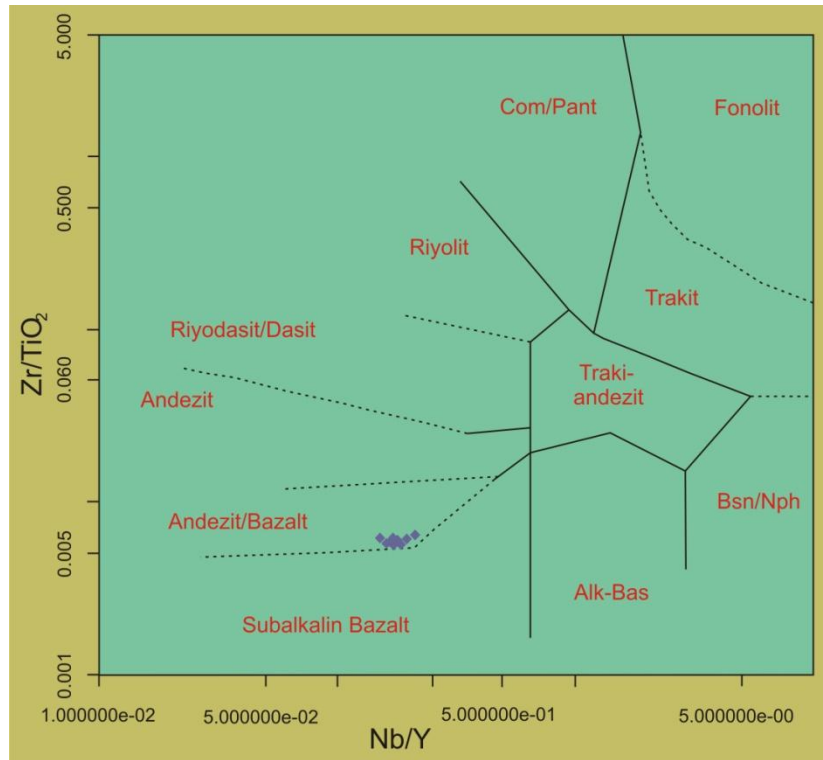
$TiO_2$  magmatik kayaçların oluşum ortamını açıklamakta yaygın olarak kullanılmaktadır. İnceleme alanındaki kayaçlarda  $TiO_2$  içeriği yüksek olup 1,07-1,54 arasında değişmektedir (ortalama 1,39).

**Tablo 5. 1.** Koçali karmaşığına ait kayaç örneklerinin ana oksit (%) ve iz element (ppm, \*=ppb ) içerikleri

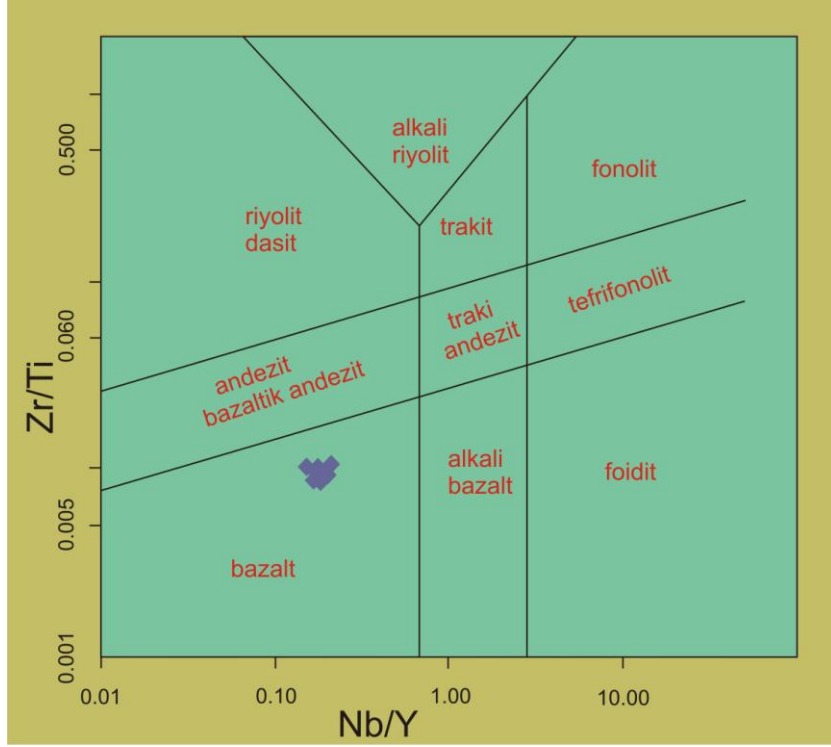
Örnek No	1	2	6	9	10	11	12	18	26	27	31	34	48
SiO <sub>2</sub>	45,77	47,98	49,09	45,10	47,77	48,82	45,95	46,04	47,54	47,34	45,96	47,98	45,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,77	13,91	14,02	15,10	14,42	13,63	14,27	13,87	14,31	14,24	15,74	14,02	15,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,59	12,06	10,01	9,89	9,74	11,00	11,19	13,75	9,29	11,27	9,45	10,19	8,96
MgO	5,97	6,96	7,59	6,50	7,31	7,12	7,12	6,20	6,67	6,53	7,14	7,06	8,14
CaO	12,41	11,36	9,91	14,03	10,19	10,36	10,41	9,88	11,16	10,61	10,91	10,24	10,53
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,05	3,56	2,55	3,99	3,50	3,83	2,92	4,06	3,44	3,31	4,08	3,22
K <sub>2</sub> O	1,18	0,16	0,69	0,44	0,31	0,50	0,37	1,05	0,26	0,64	0,23	0,51	0,42
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,54	1,38	1,07	1,52	1,67	1,64	1,49	1,51	1,18	1,26	1,26	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,13	0,12	0,10	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,10	0,11	0,11	0,12
MnO	0,16	0,21	0,17	0,18	0,20	0,23	0,25	0,28	0,15	0,20	0,16	0,23	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,030	0,027	0,024	0,055	0,023	0,030	0,011	0,025	0,038	0,038	0,039	0,030	0,031
LOI	5,2	2,4	3,2	4,8	4,1	2,7	4,6	4,1	4,6	4,2	5,5	4,0	5,9
<b>Toplam</b>	<b>99,79</b>	<b>99,77</b>	<b>99,77</b>	<b>99,79</b>	<b>99,76</b>	<b>99,75</b>	<b>99,77</b>	<b>99,79</b>	<b>99,77</b>	<b>99,80</b>	<b>99,78</b>	<b>99,77</b>	<b>99,77</b>
Ni	73	74	72	113	63	69	68	74	138	95	108	89	116
Sc	46	46	47	42	48	52	45	44	49	41	42	45	41
Ba	172	36	48	53	84	44	51	45	28	21	14	77	29
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	50,1	50,9	47,5	53,5	51,6	44,6	55,4	41,8	87,6	56,1	66,7	80,4	49,3
Cs	0,4	<0,1	0,2	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,4	<0,1
Ga	16,2	17,3	15,8	16,0	14,8	16,0	16,7	17,5	16,1	15,2	15,2	13,8	15,7
Hf	2,5	2,7	2,5	1,6	2,8	2,8	2,5	2,6	2,8	2,0	2,5	2,0	2,3
Nb	4,4	6,5	5,1	4,0	5,4	5,8	5,6	5,3	4,5	3,9	4,2	3,9	4,7
Rb	17,6	1,8	7,7	8,2	2,1	5,2	3,8	20,9	2,1	10,8	2,3	5,1	2,5
Sn	1	1	<1	<1	1	1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1
Sr	294,5	204,0	286,2	261,7	278,5	314,5	201,5	192,7	260,8	244,1	304,0	311,2	289,3
Ta	0,3	0,4	0,3	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Th	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	<0,2	0,3
U	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,6	0,2	0,2	0,1	<0,1	0,2	0,2
V	293	345	313	260	312	364	345	330	310	274	268	271	267
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	73,9	96,6	82,0	63,4	89,8	89,7	89,4	89,3	91,8	68,6	73,8	71,4	71,4
Y	25,0	30,7	28,1	21,5	28,2	33,2	29,2	30,0	29,7	22,7	23,3	23,9	25,4
La	4,6	6,0	4,7	4,1	5,2	5,6	5,3	5,4	4,9	4,0	3,8	4,0	4,6
Ce	12,8	16,3	14,0	11,4	14,2	15,1	14,1	14,3	13,8	10,7	11,1	11,1	13,2
Pr	1,87	2,46	2,04	1,61	2,10	2,26	2,15	2,11	2,13	1,59	1,67	1,63	1,88
Nd	9,6	12,5	10,4	7,9	10,8	12,4	11,0	10,8	11,0	8,8	8,8	8,4	9,6
Sm	2,90	3,60	3,19	2,51	3,19	3,51	3,38	3,27	3,47	2,56	2,76	2,61	2,78
Eu	1,08	1,30	1,22	0,91	1,20	1,34	1,29	1,24	1,31	0,98	1,01	1,01	1,01
Gd	3,70	4,67	4,14	3,16	4,21	4,64	4,37	4,39	4,59	3,36	3,48	3,41	3,59
Tb	0,69	0,87	0,81	0,61	0,79	0,88	0,83	0,83	0,84	0,64	0,66	0,66	0,68
Dy	4,39	5,38	4,96	3,67	5,01	5,69	5,08	5,25	5,41	4,03	4,13	4,13	4,22
Ho	0,93	1,22	1,04	0,80	1,03	1,22	1,10	1,13	1,13	0,83	0,89	0,88	0,89
Er	2,64	3,41	3,22	2,36	2,99	3,55	3,18	3,35	3,45	2,47	2,52	2,55	2,58
Tm	0,39	0,49	0,46	0,34	0,44	0,50	0,46	0,48	0,52	0,37	0,34	0,36	0,39
Yb	2,60	3,21	3,02	2,19	3,05	3,36	3,05	3,08	3,22	2,39	2,13	2,30	2,54
Lu	0,39	0,50	0,45	0,32	0,46	0,51	0,45	0,46	0,48	0,36	0,31	0,36	0,37
Mo	0,3	32,3	0,6	107	50,8	0,6	0,5	0,1	<0,1	<0,1	1,7	<0,1	<0,5
Cu	2,1	117,8	0,5	80	37,6	<0,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	1,6	<0,1	<0,5
Pb	0,3	140,8	0,3	61	33,5	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,1	<0,1	<0,5
Zn	0,9	138,4	0,6	59	101,7	0,7	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	1,2	<0,1	<0,5
Ni	0,2	122,5	0,5	78	34,5	<0,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,9	<0,1	<0,5
As	1,0	140,0	0,4	71	26,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	<0,1	<0,5
Cd	0,5	136,3	0,4	74	38,9	<0,5	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	<0,1	0,7
Sb	1,9	110,6	0,5	76	57,4	0,9	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,5
Bi	0,3	154,1	0,6	89	118,6	<0,5	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	<0,1	<0,5
Ag	1,2	120,2	0,5	68	65,4	1,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	<0,1	<0,5
Au	0,3	119,6	0,7	69	81,2	5,9	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	0,4	<0,5
Tl	1,1	121,5	1,4	73	70,0	2,0	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,6	0,7	0,7
Se	0,2	123,1	0,6	61	106,7	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	<0,5



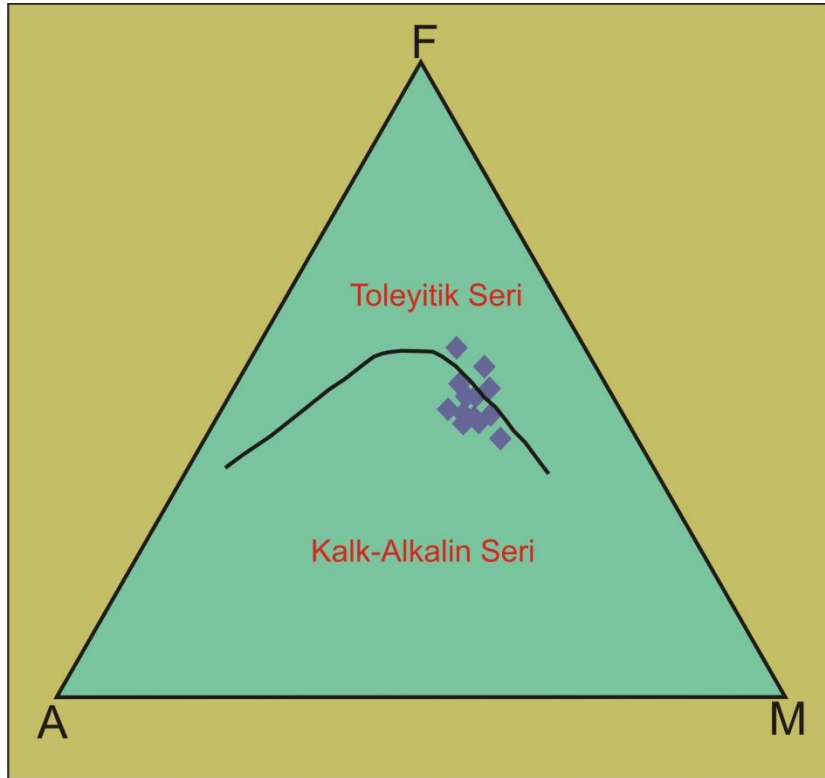
Şekil 5.1. Koçali karmaşığına ait volkanitlerden alınan örneklerin Le Bas ve diğ. (1986)'a göre sınıflandırılması



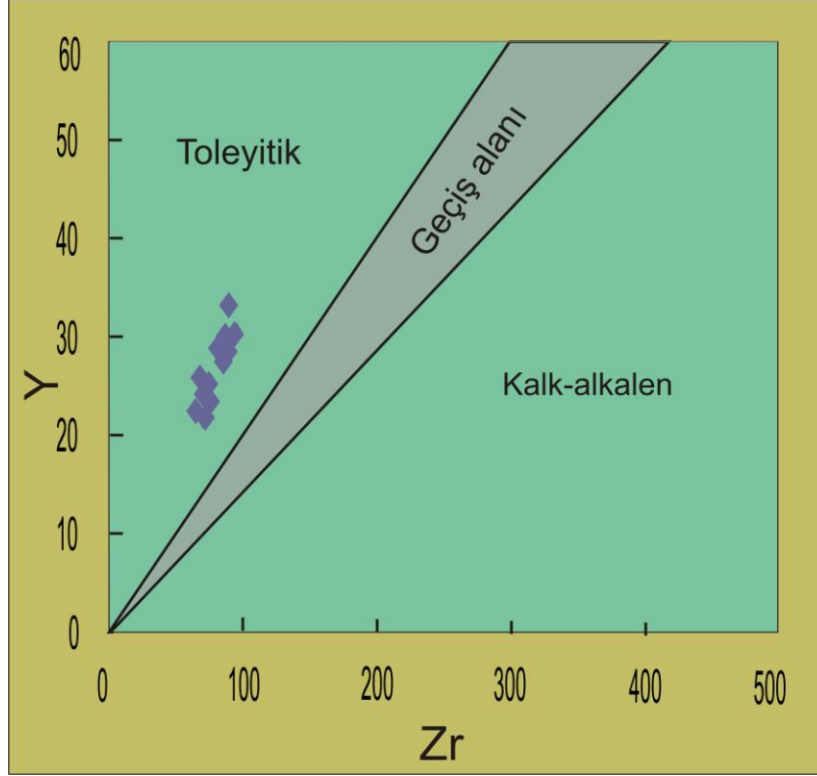
Şekil 5.2. Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y oranlarına göre kaya sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).



**Şekil 5.3.** Çalışma alanındaki kayaçların Zr/Ti ve Nb/Y adlandırma diyagramındaki dağılımı (Pearce, 1996).



**Şekil 5.4.** Koçali karmaşığına ait kayaçların kayaçların AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ ) diyagramındaki dağılımı (Irvine ve Baragar, 1971). A ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ): F (Toplam demir FeO): M (MgO)



Şekil 5.5. Koçali ofiyolitine ait kayaçların Zr-Y diyagramındaki dağılımı (Barrett ve McLean, 1994).

Ana oksitlerin kristallenme sürecindeki davranışlarını belirlemek amacıyla MgO göre bazı ana oksitlerin değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 5.6). MgO'ye göre SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO\*, ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> değişim diyagramları incelendiğinde, artan MgO ile söz konusu ana oksitler arasında sistematik bir korelasyonun olmadığı görülmüştür. Bu durum, magmanın kristalizasyonu sırasında önemli bir mineral fraksiyonlaşmanın olmadığını işaret etmektedir.

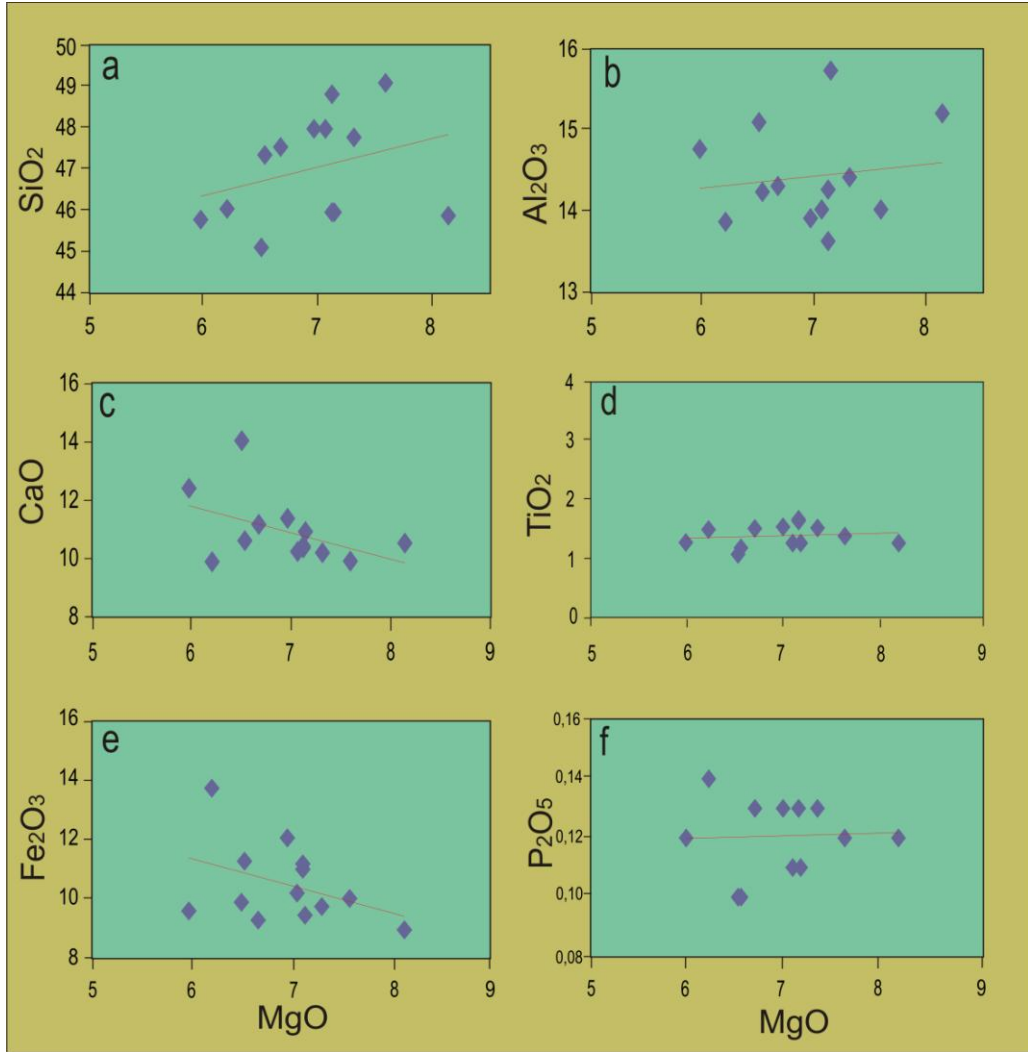
Genellikle büyük iyon yarıçaplı element (LILE) konsantrasyonları alterasyon şartları altında önemli ölçüde değişiklik gösterirken, kalıcılığı yüksek elementler (HFSE), nadir toprak elementleri (REE) ve geçiş metallerinin alterasyon ve düşük dereceli metamorfik koşullar altında genellikle hareketsiz oldukları ileri sürülmektedir (Winchester and Floyd, 1976; Dostal ve diğ., 1980; Humphries, 1984; Polat and Hofmann, 2003).

Bu nedenle böyle farklı hareketliliğe sahip olan HFSE ve REE (LILE hariç), en az hareketli element olan Zr ile ikili diyagramlar üzerinde iyi bir korelasyon gösterir.

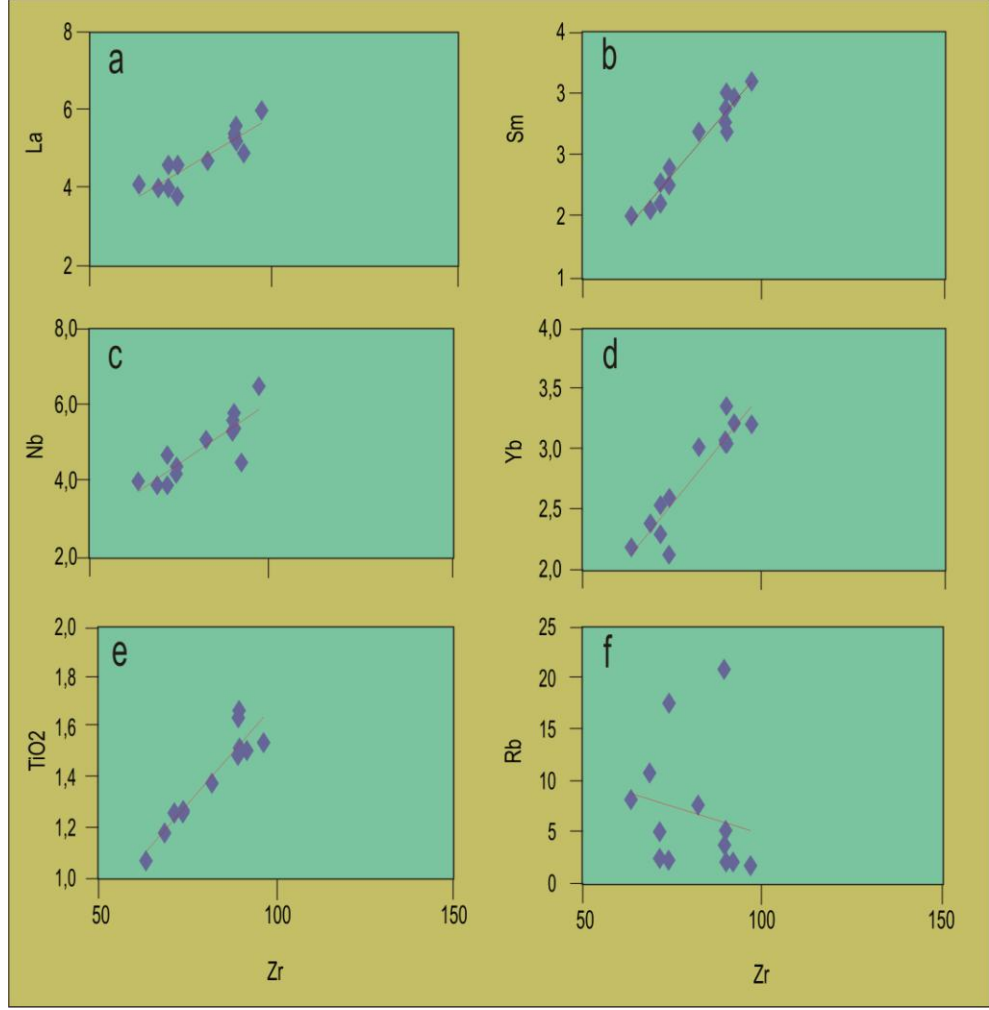
Bu amaçla Zr'a karşı La, Sm, Nb, Y, TiO<sub>2</sub>, Rb değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 5.7). Bu diyagramda Zr ile La, Sm, Nb, Y, TiO<sub>2</sub> arasında düzgün ve pozitif

korelasyonun olduğu saptanmıştır. Zr ile Rb arasında ise düzgün bir ilişki görülmemektedir.

Kalıcılığı yüksek bu iz elementler arasındaki doğrusal ilişki magmanın kristalleşmesi sırasındaki fraksiyonlaşmanın önemli rol oynadığını işaret etmektedir.



Şekil 5.6. Ana elementlerin MgO ile değişim diyagramları



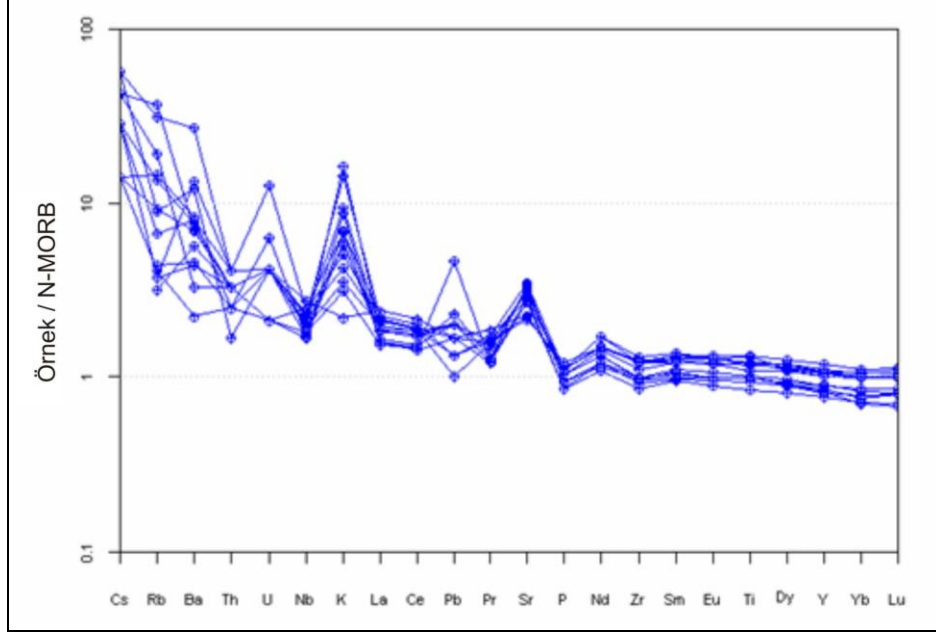
Şekil 5.7. Zr 'a göre iz element değişim diyagramı

## 5.2. İz Element Jeokimyası

İncelenen kayaç örnekleri; okyanus ortası sırt bazaltlarına (MORB) (Şekil 5.8), ilksel manto değerlerine (Şekil 5.9) ve kondrite (Şekil 5.10) normalleştirilmiş diyagramları hazırlanarak elementlerin jeokimyasal davranışları belirlenmiştir. İncelenen kayaç örneklerinin normalleştirilmesinde Sun ve McDonough (1989)'un analiz sonuçları kullanılmıştır.

İncelenen kayaç örnekleri; MORB normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında (Şekil 5.8) kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) bakımından zenginleşme ve bunun sonucu olarak negatif Nb, Th, P ve Ta anomalileri ve pozitif Ba, U, K, Pb ve Sr anomalilerinin varlığı belirlenmiştir. Bu jeokimyasal karakteristikler yay magmalarının karakteristik özelliği olarak kabul edilmektedir (Wilson, 1989).

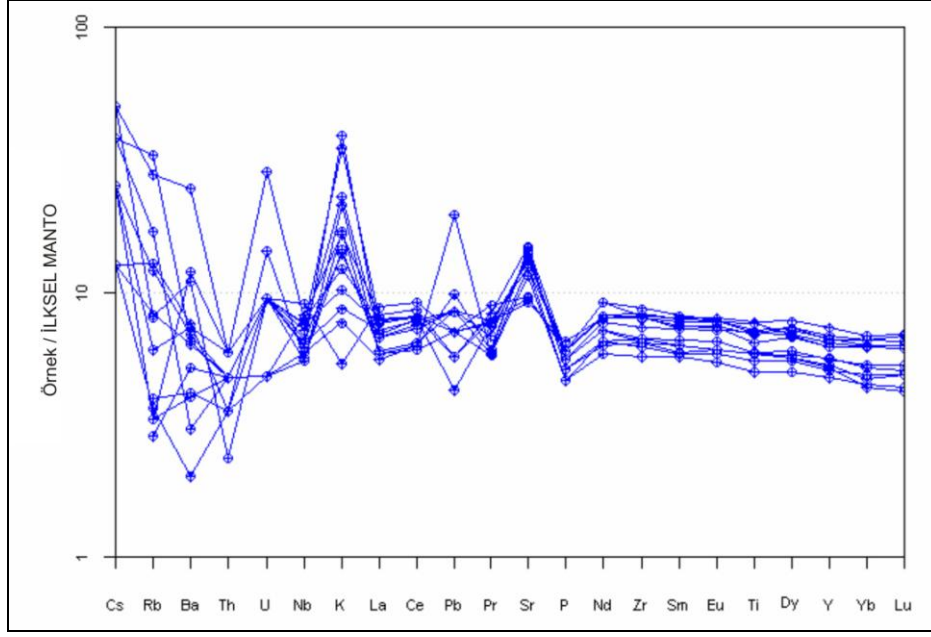
HFS elementlere göre LIL elementlerin zenginleşmesi, dalan levhadan açığa çıkan akışkanlarla değiştirilmiş manto kamasının bölümsel ergimesi ile ilişkilendirilen supra-subduction magma bileşimi ile uyumludur (Pearce, 1982; Pearce ve Peate, 1995; Tatsumu ve Kogiso, 2003; Abd El Rahman ve diğ., 2009).



**Şekil 5.8.** Koçali ofiyolitine ait kayaların okyanus ortası sırtı bazaltlara (NMORB) normalleştirilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları

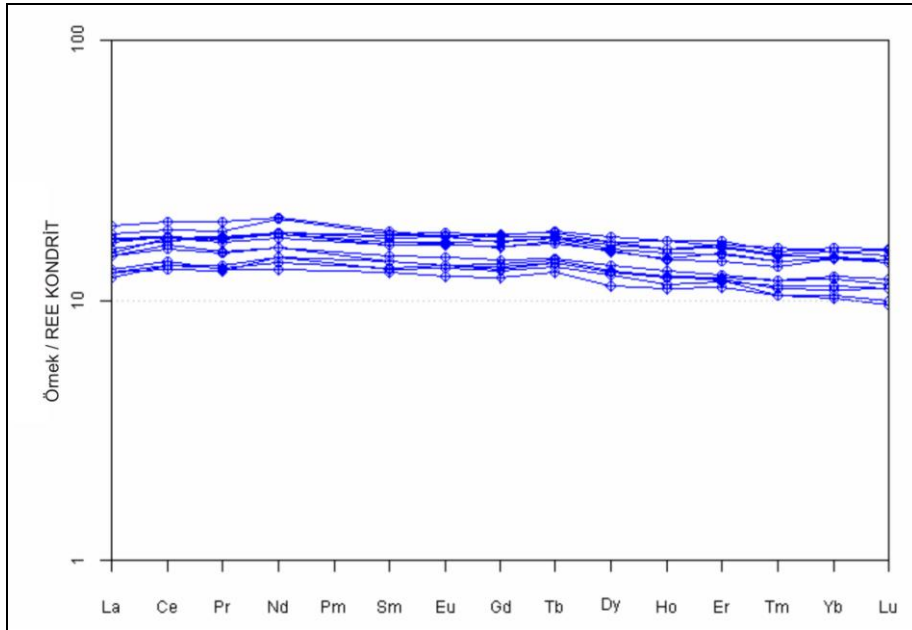
İlksel mantoya normalleştirilmiş iz element diyagramında (Şekil 5.9) kayalarda gözlenen bazı iz element miktarlarındaki farklılıklara rağmen örneklerin büyük bir çoğunluğu kökensel olarak ilişkili olduklarını yansıtan benzer dağılım desenleri sunarlar.

Dağılım desenlerinde gözlenen ortak özellik hemen hemen bütün örneklerin pozitif Ba, U, K, Pb ve negatif Th, Nb ve P anomalilerine sahip olmalarıdır.



**Şekil 5.9.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının ilksel mantoya (PRIM) normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları

Kondrite normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramında, REE fraksiyonlaşmasının olmadığı düz veya düze yakın dağılım desenleri görülmektedir (Şekil 5.10). Örneklerin birbirine paralel REE dağılım desenleri ve kondritte göre yaklaşık 10 ila 30 kat arasında değişen REE zenginleşmesi kaynağın kısmi ergime derecesinin farklı olmasından kaynaklanmış olmalıdır.



**Şekil 5.10.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının kondritte normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları

Kayaçların oluştukları jeotektonik ortamların belirlenmesinde alterasyon ve düşük dereceli metamorfizmadan fazla etkilenmeyen kalıcılığı yüksek iz element (Ti, V, Zr, Y ve Nb) içerikleri yaygın olarak kullanılmaktadır.

Kayaçların oluştukları tektonik ortamların belirlenmesi amacı ile araştırmacılar tarafından birçok ayırtman diyagram geliştirilmiştir. Çoğunlukla bu diyagramlarda volkanik kayaçların iz element içerikleri kullanılarak ortamsal yoruma gidilmiştir.

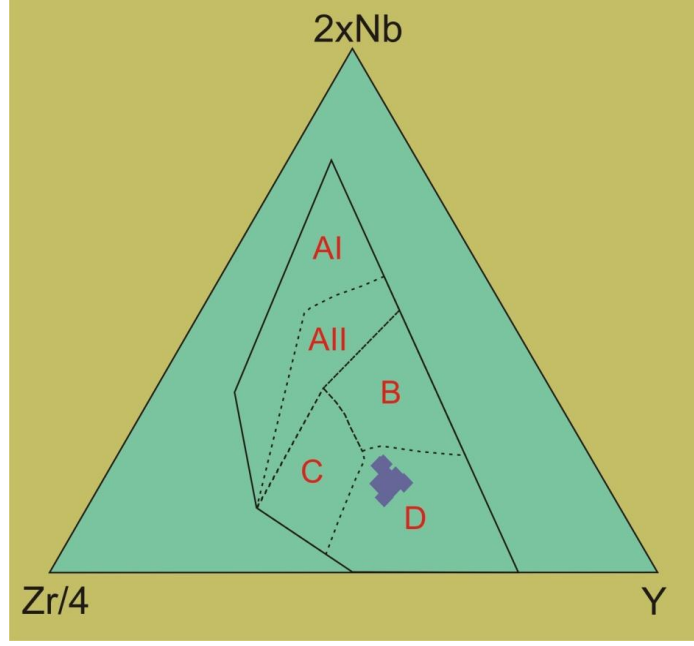
Koçali bölgesindeki kayaçların oluştuğu tektonik ortamı belirlemek amacı ile kimyasal analiz sonuçları oluşum ortamları belirlenmiş ayırtman diyagramlarda değerlendirilmiştir.

Meschade (1986), tarafından geliştirilen  $Zr/4-Nb*2-Y$  üçgen diyagramı ada-yayı bazaltlarını (VAB), kıta içi bazaltlardan (WPB) ve okyanus ortası sırt bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriği ile ayırmaktadır. Bu diyagramda Koçali Karmaşığında ait örnekler N-MORB ve volkanik yay bazaltı (D) bölgesinde yer almaktadırlar (Şekil 5.11).

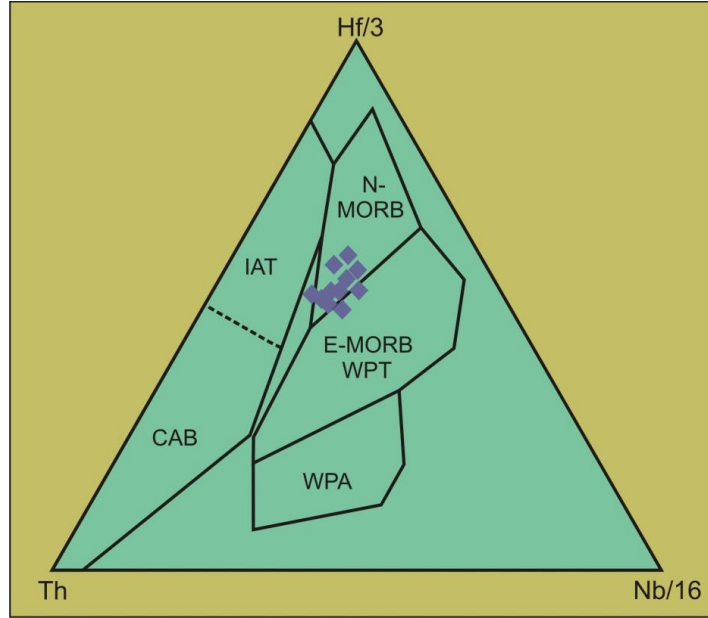
Koçali ofiyolitine ait kayaçlar  $Th-Hf/3-Nb/16$  üçgen diyagramında örneklerin çoğu okyanus ortası sırtı bazaltları (N-MORB) alanında yer alırken iki örnek zenginleşmiş bazalt (E-MORB) alanında yer almaktadır (Şekil 5.12).

$MnO-TiO_2-P_2O_5$  diyagramında Koçali ofiyolitine ait kayaçların bir kısmı okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB) alanında görülürken bir kısmı da volkanik yay bazaltları (IAT) alanında görülmektedir (Şekil 5.13)

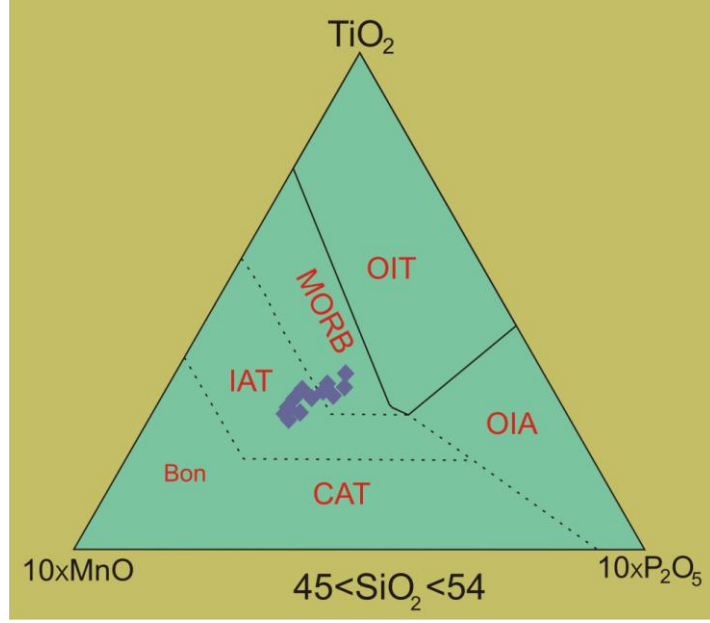
Koçali ofiyolitine ait kayaçları  $Th-Zr/117-Nb/16$  dağılım diyagramında örneklerin çoğu okyanus ortası sırtı bazaltları (N-MORB) ve zenginleşmiş bazalt (E-MORB) sınırında yer almaktadır (Şekil 5.14).



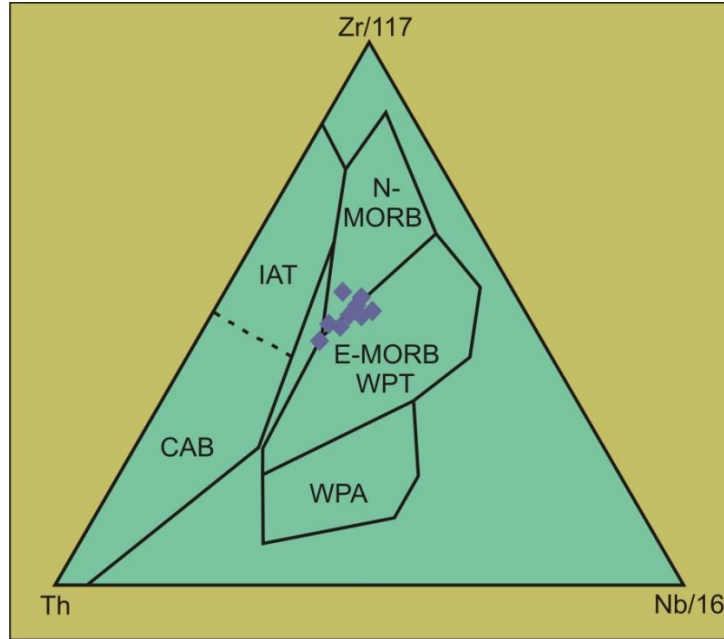
**Şekil 5.11.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Zr/4-2xNb-Y üçgen diyagramındaki dağılımı (Meschade,1986). AI: Levha içi alkali bazalt, AII: Levha içi alkali bazaltlar ve toleyitler, B: E-MORB, C: Levha içi toleyitleri ve volkanik yay bazaltları, D: N-MORB ve Volkanik yay bazaltları



**Şekil 5.12.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Th-Hf/3-Nb/16 üçgen diyagramındaki dağılımları (Wood,1980). N-MORB, E-MORB ve WPT: Levha içi toleyitleri, WPA:Levha içi alkali bazaltlar, CAB: Ada-yayı bazaltları

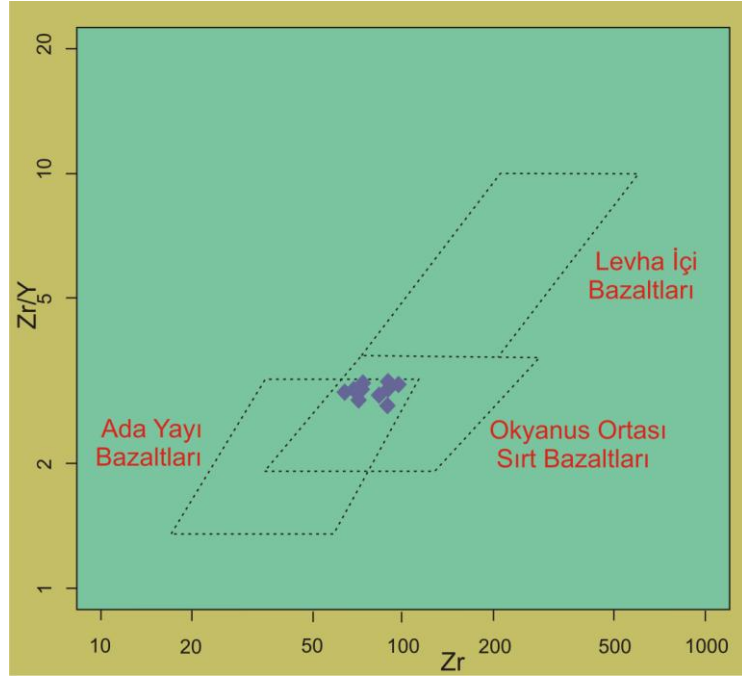


Şekil 5.13. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diyagramındaki dağılımı (Mullen's 1983).

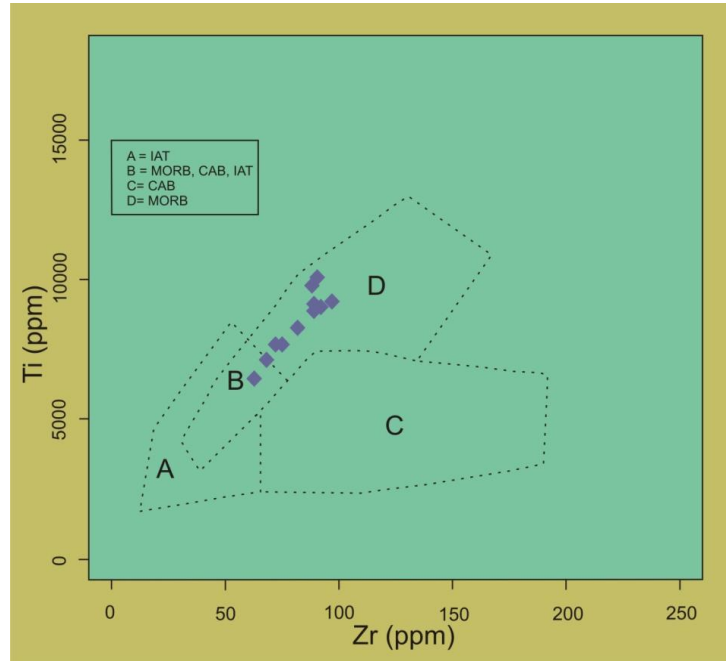


Şekil 5.14. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Th-Zr/117-Nb/16 diyagramındaki dağılımı (Wood et al., 1979).

Pearce (1979), tarafından geliştirilen Zr-Zr/Y ayırım diyagramı ada-yayı, okyanus sırtı bazaltları (MORB) ve levha içi bazaltlarının ayırımında kullanılmaktadır. Koçali Karmaşığı'na ait örneklerin tamamı MORB ve ada yayı bazaltları alanına düşmüştür (Şekil 5.15). Pearce ve Cann (1971), tarafından geliştirilen Ti-Zr ayırım diyagramında örneklerin tamamına yakını MORB alanına düşmüşlerdir (Şekil 5.16).



Şekil 5.15. Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının Zr-Zr/Y diagramındaki dağılımı (Pearce ve Norry,1979).



Şekil 5.16. Koçali ofiyolitine ait kayaçların Zr-Ti diagramındaki dağılımı (Pearce ve Cann, 1971).

### 5.3 Manto kaynağı karakteristikleri

Kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) yitim bileşenlerinden önemli ölçüde etkilenmemektedir. Böylece bu elementlerin kayaçlardaki konsantrasyonu manto kamasi içerisindeki konsantrasyonlarını yansıtır (Pearce, 2008).

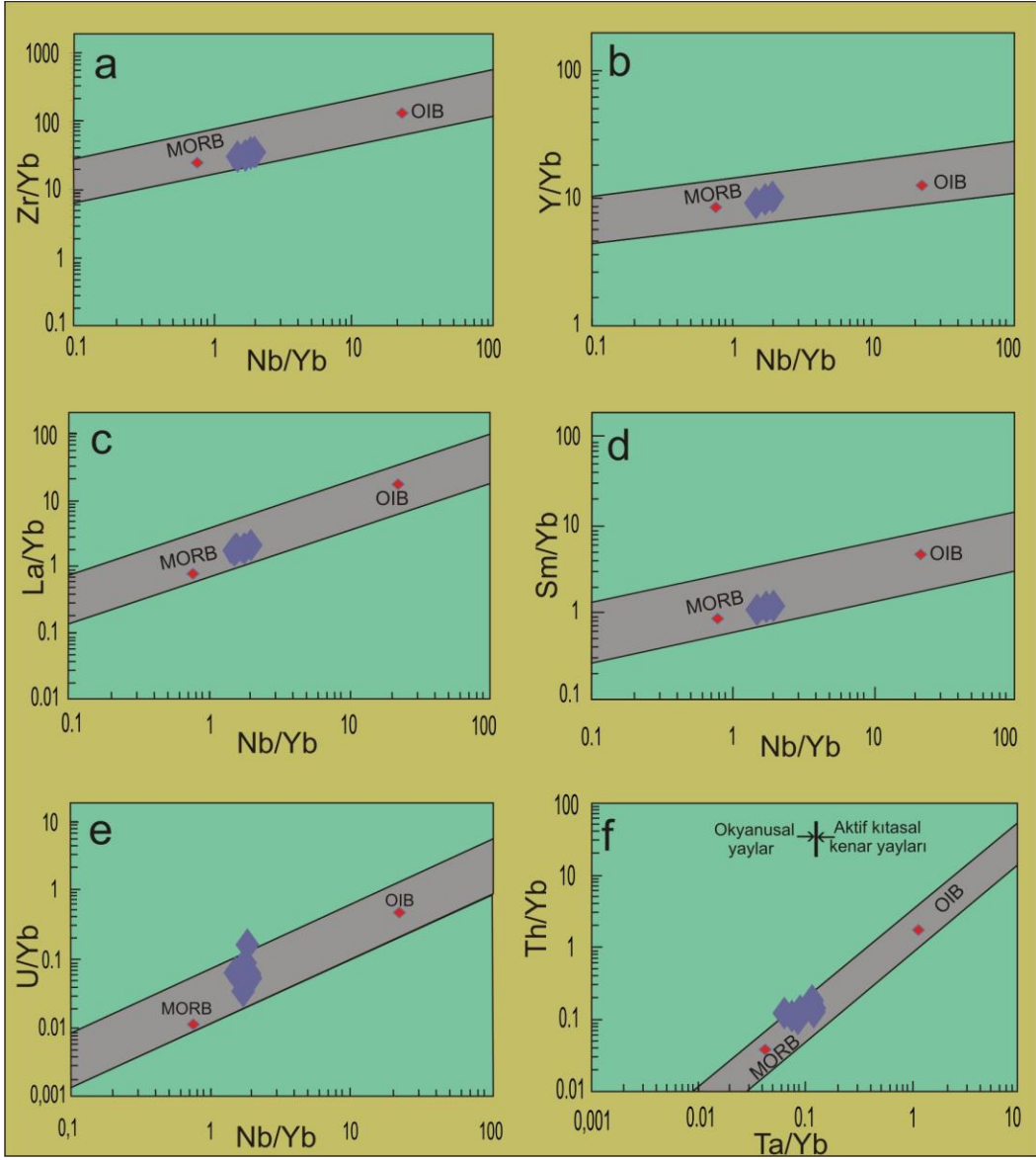
Bir manto kaynağı ve bir subduction bileşiminin göreceli katkısı arasındaki ayrımı, Pearce (1983) ve Pearce and Peate (1995) tarafından geliştirilmiş olan M/Yb göre Nb(Ta)/Yb (M burada uyumsuz elementleri simgelemektedir) diyagramları üzerinde gösterilir ve mantodan türetilmiş okyanusal bazaltlar tanımlanır. Bu diyagramlar üzerindeki MORB ve OIB sırasıyla okyanus ortası sırtı ve okyanus adası manto kaynağının konumunu göstermektedir.

Koçali Karmaşığı'na ait kayaçlardan alınan örneklerin büyük bir çoğunluğu bu diyagramlarda MORB (okyanus ortası sırtı bazaltları)-IAB (ada yayı bazaltları) alanına düşmektedir (Şekil 5.17).

Nb/Yb oranı MORB'da 0,7639 değerine sahiptir. Koçali ofiyolitine ait örneklerde Nb/Yb oranı 1.40-2,02 arasında değişmekte olup ortalama 1,76 değerine sahiptir. Bu değer Koçali karmaşığı'ndaki Nb/Yb oranının yaklaşık 2,4 kat zenginleştiğini göstermektedir (Tablo 5.2).

Ta/Yb oranı 0,0432 (MORB) değerine sahiptir. Çalışma alanındaki kayaçlarda ise bu oran 0,06-0,13 arasında değişmekte olup ortalama 0,11 değerindedir. Bu oran, Koçali Karmaşığı'na ait kayaçlarda yaklaşık 2,5 kat zenginleşmiştir (Tablo 5.2).

İnceleme alanındaki kayaçlarda Zr/Yb (MORB=24,2623, Koçali=27,15-34,63, ort.29,23), Y/Yb (MORB=9,1803, Koçali=9,22-10,94, ort.9,75) ve Sm/Yb (MORB=0,8623, Koçali=1,04-1,03, ort.1,11) oranları MORB değerlerine yakın veya hafif bir zenginleşme görülmektedir. Ancak La/Yb MORB'a göre (MORB=0,8197, Koçali=1,52-1,87, ort.1,73) yaklaşık 2 kat, U/Yb MORB'a göre (MORB=0,0154, Koçali=0,03-0,14, ort.0,7) yaklaşık 45 kat ve Th/Yb MORB'a göre (MORB=0,0393, Koçali=0,09-0,19, ort.0,14) yaklaşık 3,5 kat zenginleşmiştir.



**Şekil 5.17.** Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb (Ta) / Yb göre M/Yb değışim diyagramı. M; Zr, Y, La, Sm, U ve Th ifade eder (MORB-OIB gidişı Green, 2006' dan, Ta/Yb-Th/Yb diyagramında manto aralığı Pearce, 1983' den alınmıştır).

**Tablo 5. 2.** Koçali karmaşığına ait kayaçların NTE' lerinin oransal değışimleri.

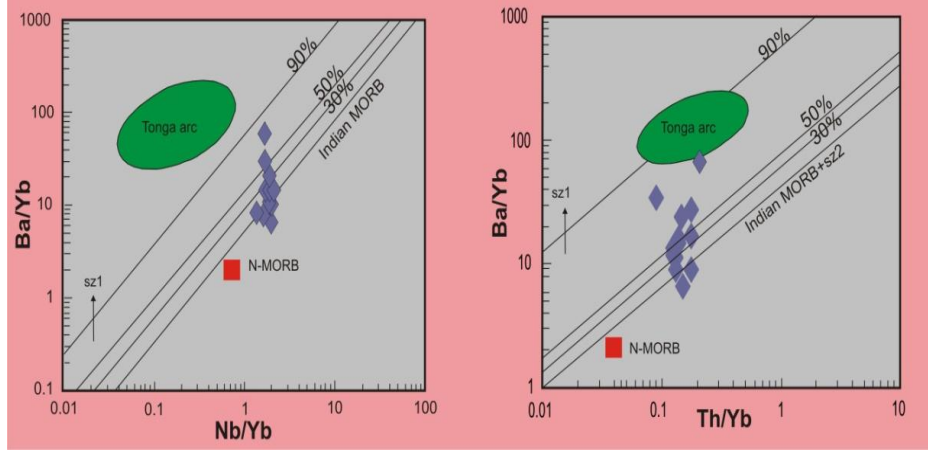
	N-MORB	KOÇALI KARMAŞIĞI			
		Ortalama	En Küçük	En Büyük	*MORB'a Göre Zenginleşme
Ba/Ce	0,8400	4,13	1,26	13,44	4,92
Ba/Nb	2,7083	11,45	3,33	39,09	4,22
Ba/Th	52,500	141,00	46,00	385,00	2,69
Ba/Yb	2,0655	19,87	6,57	66,15	9,62
Ba/Zr	0,0851	0,69	0,19	2,33	8,12
Ba/La	2,5200	11,44	3,68	37,39	4,54
Ce/Nb	3,2188	2,70	2,51	3,07	0,84
Ce/Pb	25,0000	26,14	7,93	35,25	1,05
La/Nb	1,0729	0,97	0,92	1,09	0,91
La/Sm	0,9506	1,56	1,41	1,67	1,64
La/Yb	0,8197	1,73	1,52	1,87	2,11
Nb/La	0,9320	1,02	0,92	1,11	1,09
Nb/Ta	17,6515	16,92	13,00	23,50	0,96
Nb/Th	19,4116	13,15	8,80	19,50	0,68
Nb/U	49,5744	27,74	9,30	42,00	0,55
Nb/Yb	0,7639	1,76	1,40	2,02	2,30
Sm/Hf	1,2829	1,27	1,10	1,35	0,99
Sm/Nb	0,3602	0,31	0,29	0,32	0,86
Sm/Yb	0,8623	1,11	1,04	1,30	1,29
Ta/Yb	0,0432	0,11	0,06	0,13	2,55
Th/Ce	0,0160	0,03	0,20	0,38	1,88
Th/Hf	0,0585	0,16	0,01	2,06	3,17
Th/La	0,0480	0,08	0,05	0,11	1,67
Th/Nb	0,0515	0,08	0,05	1,03	1,56
Th/Yb	0,0393	0,14	0,09	0,19	3,57
U/Yb	0,0115	0,07	0,03	0,14	6,09
Y/Yb	9,1803	9,75	9,22	10,94	1,06
Zr/Yb	24,2623	29,23	27,15	34,65	1,20
Zr/Hf	36,0975	33,49	26,52	39,63	0,93
Zr/Nb	31,7596	16,99	14,86	20,40	0,53
Zr/Yb	24,2623	98,43	62,66	135,30	4,06

\*Kayaç ortalaması/MORB

Koçali Karmaşığına ait kayaçlar Nb/Yb-Ba/Yb ve Th/Yb-Ba/Yb diyagramında MORB aralığında yer almaktadır (Şekil 5.18). Ancak Nb/Yb oranı MORB'da 0,7639 değerine sahiptir.

Koçali ofiyolitine ait örneklerde Nb/Yb oranı 1.40-2,02 arasında değışmekte olup ortalama 1,76 değerine sahiptir. Bu değer Koçali Karmaşığı'ndaki Nb/Yb oranının yaklaşık 2,4 kat zenginleştiğini göstermektedir ve N-MORB'dan E-MORB'a doğru bir artışı işaret etmektedir. Th/Yb MORB'a göre (MORB=0,0393, Koçali=0,09-0,19, ort.0,14) yaklaşık 3,5 kat zenginleşmiştir.

İnceleme alanındaki örneklerde Ba/Yb (MORB=2,0655, Koçali=6,57-66,15, ort.19,87) MORB'a göre 9,62 kat zenginleşmiştir (Çizelge 5.2). Diyagramda Nb/Yb ve Th/Yb oranları dar bir aralıkta dağılım gösterirken Ba/Yb oranında doğrusal bir artışın olduğu görülmektedir.

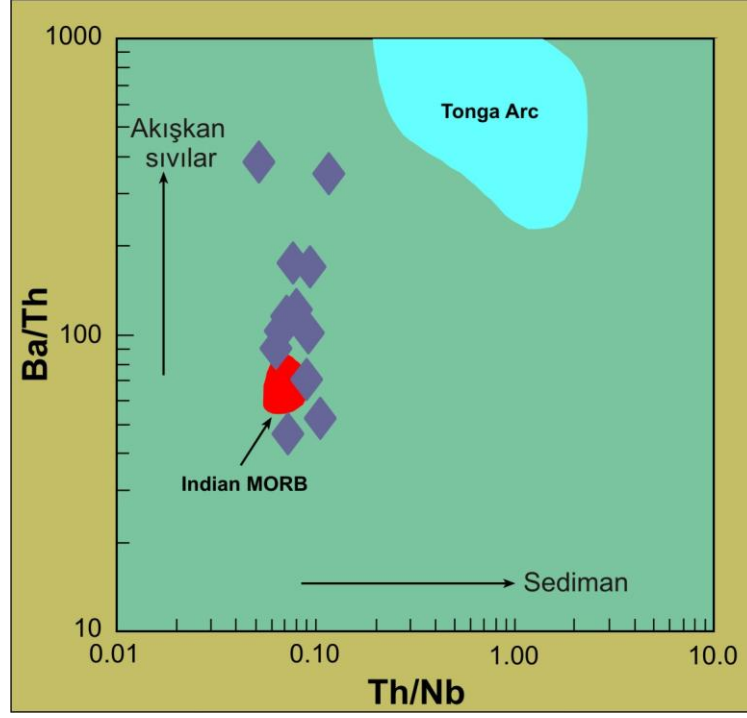


**Şekil 5.18.** Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb ve Th/Yb-Ba/Yb değişim diyagramı (Pearce ve diğ., 2008)

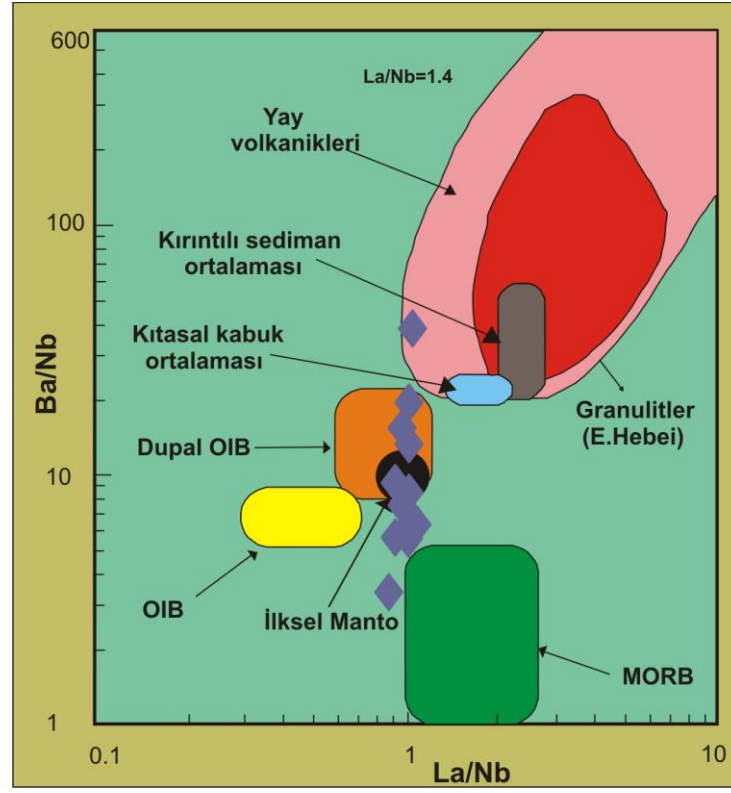
Th/Nb-Ba/Th diyagramında Koçali Karmaşığına ait kayaçların Th/Nb oranları dar bir aralıkta (0,05-1,03, ort.0,08) değişmektedir ve MORB'a yakın değerlere (0,0515) sahiptir. Ancak Ba/Th oranları (46-385, ort. 141) geniş bir aralıkta değişim göstermektedir (Şekil 5.19). Ba/Th oranı MORB'a göre (52,5) yaklaşık 2.67 kat zenginleşmiştir.

La/Nb-Ba/Nb diyagramında (Şekil 5. 20) La/Nb oranı 0,92-1,11 (Ortalama 0,97) arasında olup MORB (1,0729) değerine oldukça yakındır. Ancak Ba/Nb oranı yüksek ve geniş bir aralıkta (3,33-39,09; Ort. 11,45) değişmektedir. Th/Nb oranındaki artışlar manto kaynağına sediman karışımını, Ba/Nb oranındaki yükselmeler de manto kaynağına akışkan sıvıların katılımını işaret etmektedir.

İnceleme alanındaki örneklerde MORB 'a (2,7083) göre Ba/Nb oranı yaklaşık 4,23 kat zenginleşmiştir. Ba/Nb' ca zenginleşme magma oluşumu sürecinde sediman karışımından çok dalan levhadan türeyen akışkan sıvıların etkili olduğunu işaret etmektedir. Bu durum geniş ve yüksek bir aralıkta dağılım sunan Ba/Th (46,67-384) oranı ile de desteklenmektedir.

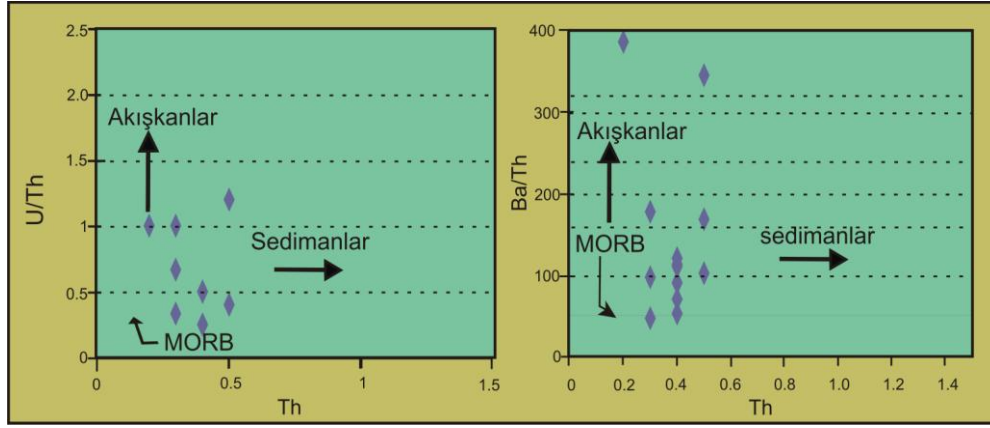


Şekil 5.19. Koçali karmaşığına ait kayaçların Th/Nb-Ba/Th dağılımı diyagramı (Tian ve diğ., 2008)



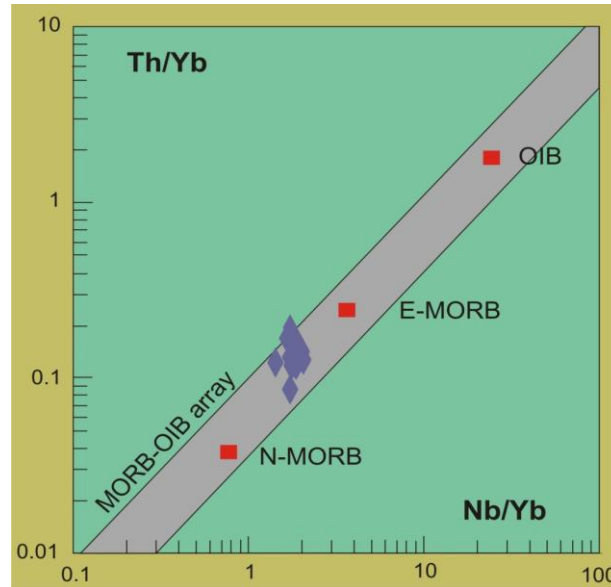
Şekil 5.20. Koçali karmaşığına ait kayaçların La/Nb-Ba/Nb dağılımı diyagramı. OIB: Okyanusal ada bazaltları (Jahn ve diğ., 1999)

Yüksek Th değerleri yitim zonlarında magmaya sediman karışımını, yüksek U ve Ba değerleri ise magmada sulu akışkanların etkisinin olduğunu işaret etmektedir. Çalışma alanındaki örneklerde U/Th ve Ba/Th oranları Th miktarına göre daha çok zenginleşmiştir (Şekil 5.21a-b).

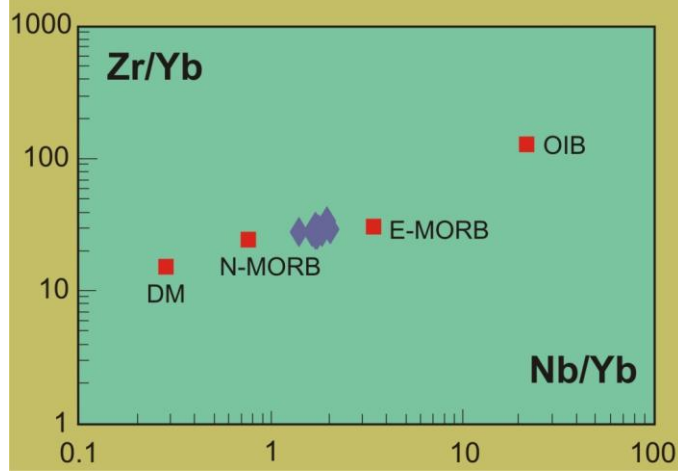


Şekil 5.21. Koçali karmaşığına ait kayaçların Th-U/Th (a) ve Th-Ba/Th dağılımı diyagramı (Dilek ve diğ., 2008).

İnceleme alanındaki kayaçlar Nb/Yb-Th/Yb (Şekil 5.22) diyagramında Nb/Yb (1,40-2,02, ortalama 1,76) ve Th/Yb (0,09-0,19, ortalama 0,14) bakımından N-MORB'a (0,0393) göre zenginleşmişlerdir. Örnekler N-MORB ile E-MORB alanı arasında yer almaktadır. Benzer durum Nb/Yb-Zr/Yb diyagramında da görülmektedir (Şekil 5.23).



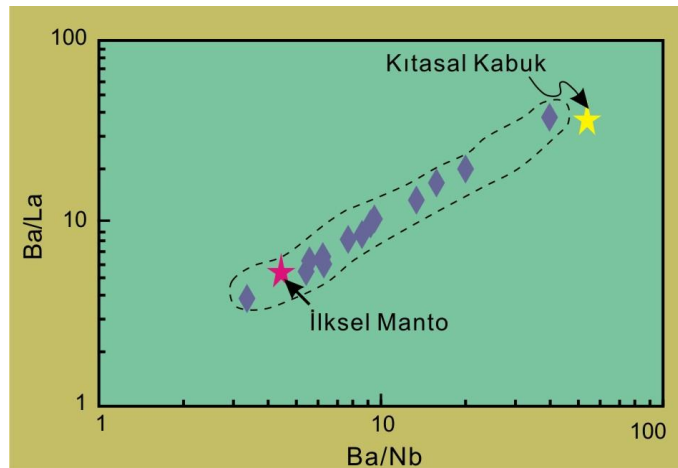
Şekil 5.22. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb-Th/Yb dağılımı diyagramı. N-MORB: Normal okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, OIB: Okyanusal ada bazaltları (Pearce and Peate, 1995).



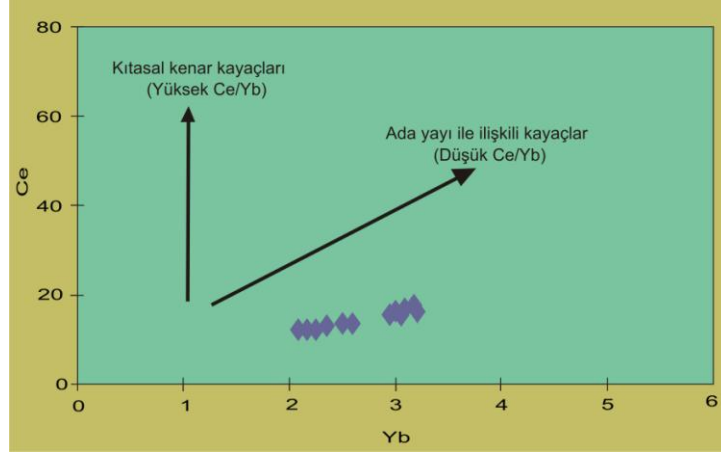
**Şekil 5.23.** Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb/Yb-Zr/Yb dağılımı diyagramı. DM: Tüketilmiş Manto, N-MORB: Normal okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, OIB: Okyanusal ada bazaltları (Pearce ve diğ., 1995).

Ba yitim zonlarında sulu akışkanların etkin olduğunu işaret etmektedir. İnceleme alanındaki kayaçlar, Ba/Nb-Ba/La diyagramında ilksel manto değerlerinden kıtasal kabuk değerlerine doğru doğrusal bir değişim göstermektedir (Şekil 5.24). Ba değerindeki bu artış çalışma alanındaki kayaçların supra-subduction zonunda yitim bileşenlerince etkilendiğini işaret etmektedir.

Benzer şekilde örneklerin düşük Ce/Yb içerikleride bu kayaçların ada yayı kayaçları ile etkilendiğini göstermektedir (Şekil 5.25).



**Şekil 5.24.** Koçali karmaşığına ait kayaçların Ba/Nb-Ba/La dağılımı diyagramı (Xia ve diğ., 2008).

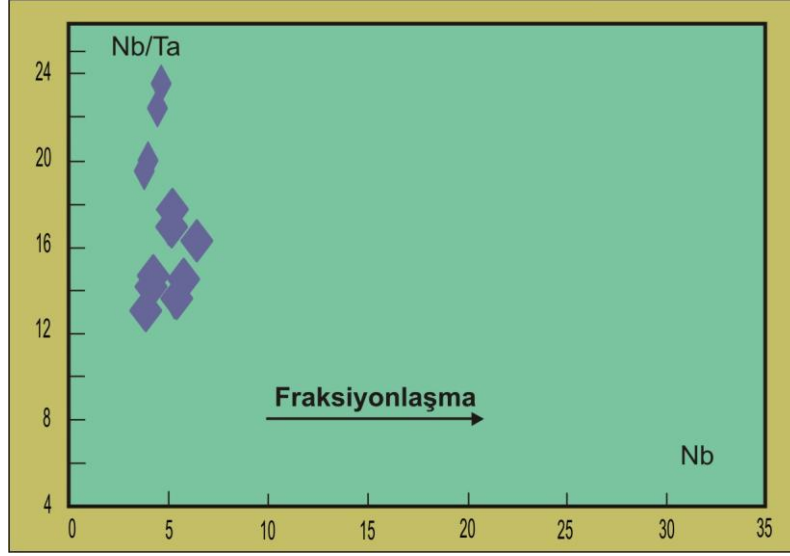


**Şekil 5.25.** Koçali karmaşığına ait kayaçların Yb-Ce dağılımı diyagramı. Adayayı (Düşük Ce/Yb) ve Kıtasal havza (Yüksek Ce/Yb) gidişleri Hawkesworth ve diğ., 1993'den (Rahman ve diğ., 2009) alınmıştır.

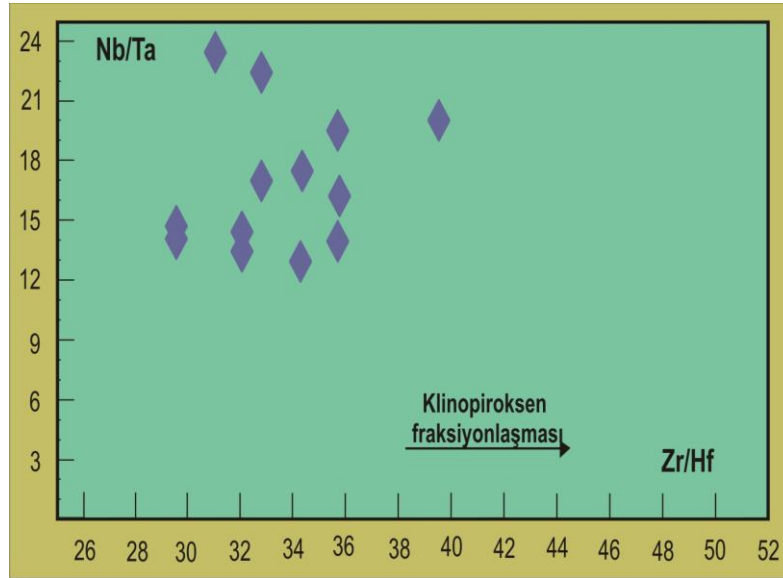
Magmanın değişik element konsantrasyonları magma kaynak bölgesinin karakteristiklerine ve ergime derecesine bağlı olarak değişebilmektedir. Element miktarlarındaki değişikliğe rağmen, özellikle kalıcılığı yüksek element oranları magmatik süreçlerden (fraksiyonlaşma ve kısmi ergime) önemli ölçüde etkilenmezler. Bu nedenle, söz konusu HFS element oranları magma kaynağındaki element oranlarını yansıtır. Magma fraksiyonlaşması sırasında Nb miktarı değişmesine karşın, Nb/Ta oranı genellikle sabit kalır. Bu özellik magmanın evrimleşme sürecinde fraksiyonlaşmanın olup olmadığını belirlemede kullanılmaktadır.

İnceleme alanındaki kayaçlar, Nb-Nb/Ta diyagramında değerlendirildiğinde, Nb miktarı nispeten sabit kalırken Ta miktarındaki değişime bağlı olarak, Nb/Ta oranının da geniş bir aralıkta (12-25) değiştiği gözlenmiştir (Şekil 5.26). Nb/Ta oranında gözlenen önemli değişiklik, mineral fraksiyonlaşmasından ziyade kaynak bölgenin bu elementler bakımından farklı derecede zenginleştirilmesi veya tüketilmesi ile ilgili görülmektedir.

Klinopiroksen fraksiyonlaşması Zr/Hf oranında önemli değişikliğe neden olurken, Nb/Ta oranı çok az değişmektedir (Pfander ve diğ., 2007). Çalışma alanındaki kayaçların Zr/Hf ve Nb/Ta oranları incelendiğinde, az da olsa bir klinopiroksen fraksiyonlaşmasının olduğu görülmektedir (Şekil 5.27).



Şekil 5.26. Koçali karmaşığına ait kayaçların Nb-Nb/Ta dağılımı diyagramı (Münker, 1998).

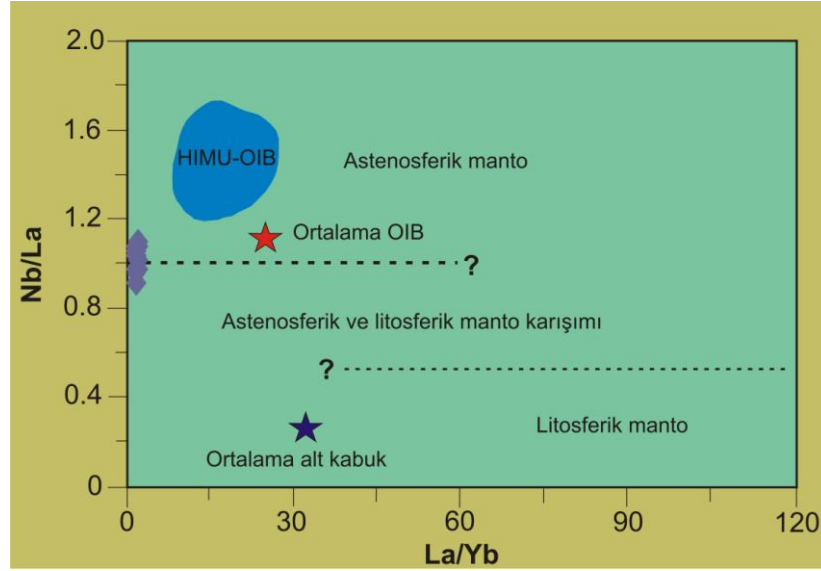


Şekil 5.27. Koçali karmaşığına ait kayaçların Zr/Hf-Nb/Ta dağılımı diyagramı (Pfänder ve diğ., 2007).

Okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB) ve okyanusal ada bazaltları (OIB) gibi astenosferik mantodan türemiş magmalar yüksek ( $> 1$ ) Nb/La oranına sahiptirler. Ancak bu değer litosferik mantodan türemiş magmalarda  $< 0,5$  ve litosferik manto eriyikleri ile astenosferik manto eriyiklerinin karışımından türemiş magmalarda 0,5-1 arasında değişmektedir.

Çalışma alanındaki kayalara ait La/Yb-Nb/La diyagramında, La/Yb oranı sıfıra yakın bir değer gösterirken Nb/La oranı 0,8 ila 1,2 arasında değişmektedir (Şekil 5.28). Nb/La oranının 0,8'e kadar düşmesi magmada bir Nb tüketilmesini işaret etmektedir.

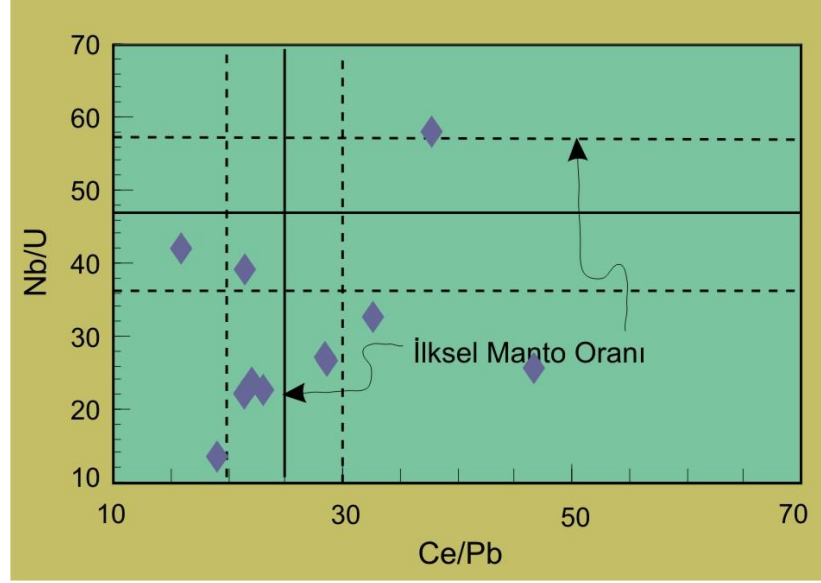
Nb'ca tüketilme bölgedeki kayaları oluşturan magmanın yitim bileşenlerince etkilendiğini işaret etmektedir.



Şekil 5.28. Koçali karmaşığına ait kayaların Zr/Hf-Nb/Ta dağılımı diyagramı (OIB: Fitton et al., 1991; At Kabuk Ort.; Chen ve Arculus, 1995; HIMU\_OIB: Weaver ve diğ., 1987; Astenoferik ve litosferik manto ayırımı çizgileri: Smith ve diğ., 1999).

Ce/Pb-Nb/U diyagramında bu elementlerin ilksel manto oranları verilmiştir. İnceleme alanındaki kayaların tümünde Nb/U oranlarının ilksel manto oranlarının altında olduğu, Ce/Pb oranlarının ise büyük çoğunluğunun ilksel manto oranının altında olduğu görülmektedir (Şekil 5.29).

Bu durum çalışma alanındaki kayaları oluşturan magmanın, yitim zonu bileşenleri ile (akışkan sıvılar) Pb ve U bakımından zenginleştirilmiş bir kaynaktan türediğini işaret etmektedir.

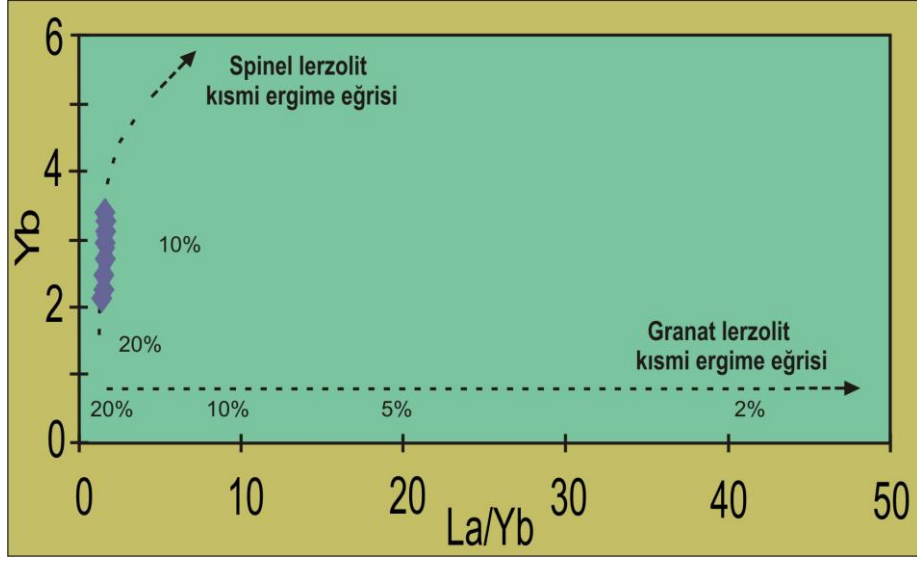


Şekil 5.29. Koçali karmaşığına ait kayaçların Ce/Pb-Nb/U dağılımı diyagramı (Xia ve diğ., 2008).

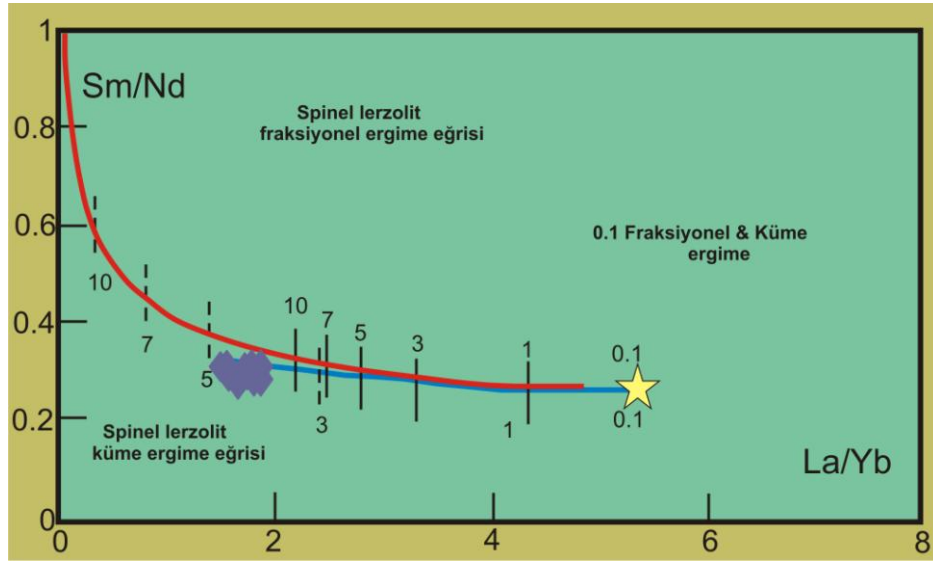
La/Yb-Yb diyagramı manto kaynak bölgesinin belirlenmesinde ayırtman diyagramı olarak kullanılmaktadır. Yb değeri sabit kalırken La/Yb oranındaki geniş bir aralıktaki değişim granat lertzolit kaynağın bölümsel ergiyiklerini işaret etmektedir. Hâlbuki artan Yb ile nispeten sabit La/Yb oranı spinel lertzolit kaynağın bölümsel ergimesini işaret etmektedir.

Çalışma alanındaki örneklerin La/Yb-Yb diyagramındaki dağılımı incelendiğinde La/Yb' nin dar bir aralıkta ve düşük değerlerde olduğu görülmektedir (Şekil 5.30). Yb değeri ise 2-4 arasında değişmektedir. Bu veriler Koçali ofiyolitini oluşturan magmanın spinel lertzolit bir kaynaktan türediğini işaret etmektedir.

La/Yb-Sm/Nd diyagramı spinel lertzolit manto kaynağındaki kısmi ergime derecesini belirlemede kullanılmaktadır (Stolz and Davies., 1988). Bu diyagramda çalışma alanındaki örneklerin kısmi ergime derecesinin 5-8 arasında olduğu görülmektedir (Şekil 5.31).



Şekil 5.30. Koçali karmaşığına ait kayaların La/Yb-Yb dağılımı diyagramı. Granat lertzolit ve spinel lertzolit kaynak gidişleri Baker ve diğ., 1997' den, manto ergime yüzdeleri Rotolo ve diğ., 2006' dan alınmıştır (Rahman ve diğ., 2009).



Şekil 5.31. Koçali karmaşığına ait kayaların La/Yb-Sm/Nd dağılımı diyagramı (Stolz and Davies., 1988).

### 5.3. Oluşum Ortamı

İlksel magmaların astenosferik manto kamasındaki veya subkontinental litosferik mantodaki sulu peridotitin ergimesi ile oluştuğı düşünölmektedir (Gill 1981).

Yitimle ilişkili magmalar kökenlerinde sıvı katılımını işaret eden iz element ve izotop bileşimlerine sahiptirler. Bu sıvılar dalan okyanus litosferinden ve üzerleyen sedimanlardan açığı çıkan akışkan çözeltiler veya silikat eriyikleridir. Bu akışkan sıvıların

etkisi Nb, Ta, Zr, Hf ve Ti gibi kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (Cs, Rb, Ba, K ve Sr gibi) ve Pb'un daha yüksek miktarlarda olmasından anlaşılmaktadır. Bu nedenle LILE elementler hareketsiz HFS elementlere ve nadir toprak elementlerine (REE) göre zenginleşirler (REE; Gill 1981; Pearce 1982; Ellam ve Hawkesworth 1988; Hawkesworth ve diğ. 1997; Pearce ve Peate 1995). Bu durum mantoya normalleştirilmiş çoklu-element diyagramlarında nispeten zenginleşmiş LILE ve negatif HFSE anomali dağılım desenleri olarak karşımıza çıkar.

Pelajik veya kıtasal sedimanların mantoya ilavesi akışkan sıvı metazomatizmasına benzer kimyasal etkiye (LILE artışı) neden olmaktadır. Ancak, sediman katılımı aynı zamanda Nb'a göre belirgin Th zenginleşmesine (Elliott ve diğ. 1997) ve izotopik bileşimin (radyojenik ve duraylı izotoplar) oldukça fazla değişmesine de neden olmaktadır.

İncelenen kayaç örnekleri; MORB normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) bakımından zenginleşme ve bunun sonucu olarak negatif Nb, Th, P ve Ta anomalileri ve pozitif Ba, U, K, Pb ve Sr anomalilerinin varlığı belirlenmiştir.

Nb/Th oranının 10'dan büyük olması (8,80-19,50 Ort:13,15) esas olarak N-MORB kaynağını işaret etmektedir. Ancak 10'dan küçük ve 10'a yakın değerlere sahip örneklerin olması yitim bileşenlerinin etkisinden kaynaklanmaktadır.

Örneklerin nispeten yüksek Ti (0,79-3,54 Ort:1,75) ve Nb/Th içerikleri (8,93-16,50 Ort:12,86) ve düz gidişli HREE paternleri bu mağmaların nispeten zenginleşmiş bir spinel manto kaynağından türemiş olduklarını işaret etmektedir (Escuder ve diğ., 2008)

Th/Nb ve Ba/Nb oranlarının NMORB'a göre yüksek olması manto kaynağının yitim bileşenlerince değiştirilmiş olmasından kaynaklanmaktadır. Eğer Th/Nb, Ba/Nb'dan daha yüksek ise değişme neden olan en önemli faktör yitim sedimanlarıdır. Ancak Ba/Nb daha yüksek değere sahip ise değişime neden olan faktör sulu bileşenlerdir

İncelenen örneklerde, Ba/Nb (3,33-39,03 ort:11,45) MORB'a (2,70) göre 1,23-14,48 kat zenginleşmiştir. Th/ Nb ise MORB'a göre 1,0-2,2 kat zenginleşmiştir. Bu veriler manto kaynağının kirlenmesinde sulu bileşenlerin etkin olduğunu göstermektedir.

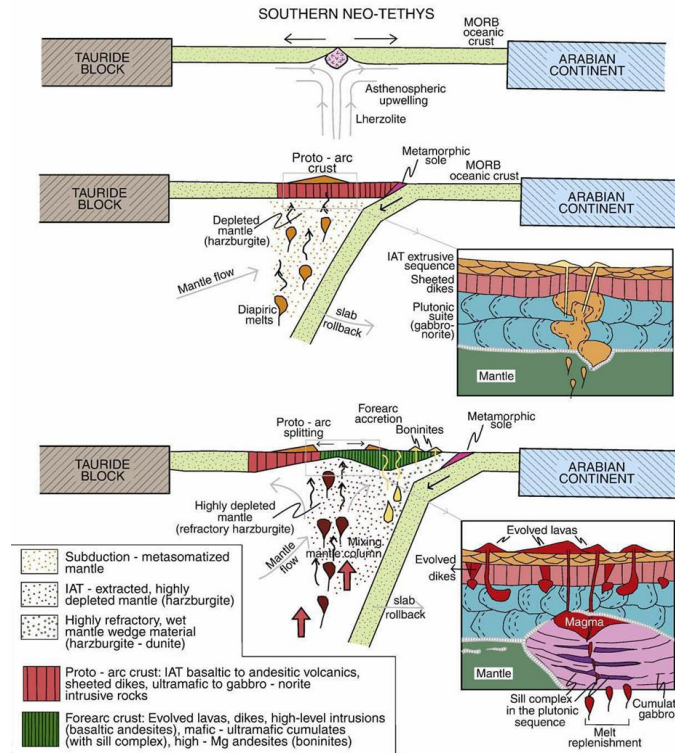
Sonuç olarak; Koçali ofiyolitine ait kayaçların esas olarak MORB türü bir kaynaktan türediği ve dalan levhadaki akışkan sıvıların ilavesi ile metasomatize olan supra-subduction zonda geliştiği düşünülmektedir.

Pindos, Vourinos (Yunanistan), Troodos (Kıbrıs), Türkiye'deki ofiyolitlerin tamamı, Baer-Bassit (Suriye) ve daha güneydoğuya doğru Umman ofiyoliti, Doğu Akdeniz

ofiyolit kuşağı içerisinde dirler. Bu ofiyolitler Üst Kretase yaşlı olup okyanus içi dalma batma zonu üzerinde (SSZ) oluşmuşlardır (Pearce ve diğ., 1984; Yalınz ve diğ., 1996; Robertson, 1994, 2002; Parlak ve diğ., 2002).

Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı batıda Troodos (Kıbrıs) ofiyoliti ile başlayıp doğuda Kızıldağ (Hatay), Koçali (K.Maraş, Adıyaman, Diyarbakır), Zagros (İran) ve Semail (Umman) ofiyolitleri ile devam etmektedir. Bu kuşak üzerinde bulunan ofiyolitler tam bir ofiyolitik kesit sunmakta ve Otokton Arap platformu üzerine tümü Üst Kretase’de bindirmektedir. Bütün bu ofiyolitler Neotetis’in güneyinde oluşmuşlardır.

Bu ofiyolitlerden Troodos, Semail ve Kızıldağ (Şekil 5.32) SSZ tipi ofiyolitleri olarak yorumlanmaktadır (Al Ryami ve diğ., 2002; Bağcı, 2004; Dilek ve Thy.,2009).



**Şekil 5.32.** Torid ve Arap blokları arasında Üst Kretase’de okyanus içi SSZ’de oluşmuş olan Kızıldağ ofiyolitinin tektonomagmatik evrimini gösteren jeodinamik evrim modeli (Dilek ve Thy, 2009).

Bu çalışma ile elde edilen jeokimyasal verilerin yorumlanmasıyla Koçali ofiyolitinin, esas olarak MORB türü bir kaynaktan türediği ve dalan levhadaki akışkan sıvıların ilavesi ile metasomatize olan supra-subduction zonda (SSZ) geliştiği ve hendeğin güneye doğru ilerlemesi sonucunda hendek (Kastel çanağı) kıta kenarı çarpışmasının gerçekleştiği ve böylece güneye doğru pasif kıta kenarı (Arap platformu) üzerine yerleştiği düşünülmektedir.

## 6. CEVHERLEŞME

### 6.1. Saha Özellikleri

İncelenen cevherleşmeler Adıyaman'ın 35 km kuzeyindeki Koçali köyünün kuzey ve doğusunda bulunmaktadır. Çalışma alanında üç farklı litolojik topluluk bulunmaktadır. Bunlar Jura-Üst Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı, Eosen yaşlı Midyat Grubu ve Alt Eosen yaşlı Gercüş Formasyonu'dur. Cevherleşmelerin içerisinde bulunduğu Koçali Karmaşığı bölgede ofiyolitik istifin tam bir kesitini sunmaktadır. Ancak ofiyolitler birbirleriyle kayma yüzeyiyle ayrılabilen üç farklı birim sunmaktadır. Serpantinit, gabro Kale Formasyonu içerisinde, diyabazlar Tarasa Formasyonu içerisinde, spilitik bazaltlar ve pelajik sedimanlar ise Konak Formasyonu içerisinde bulunmaktadır.

Cevherleşmeleri içerisinde barındıran Koçali Karmaşığının alt birimi olan Konak Formasyonu inceleme alanı içerisinde radyolaryalı çört, silisleşmiş şeyl, kahve renkli kıltaşı, biyomikrit, dolotaşı, kuvars arenit gibi sedimanter oluşuklar ile spilitik bazalt ve bazalt türü volkanitlerden oluşur. Çökellerle ardalanan volkanitlerin toplam kalınlığı çökellere yakındır. Radyolaryalı çörtler arasında, ince ara bantlar şeklinde katmanlanma düzlemleri mangan boyalı olarak gözlenmektedir.

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



Şekil 6.1. Koçali ofiyolitine ait yastık lavlar

Yastık lavların çapları 15-20 cm'den 1 m'ye kadar değişmektedir. İleri derecede altere olmuş olan birimde kimi yerlerde yastık yapısı bozulmuştur (Şekil 6.2).



Şekil 6.2. Koçali ofiyoliti içerisindeki altere yastık lav

Makroskobik olarak bakıldığında yer yer yoğun kloritleşmiş, yer yer hematitleşmiş, amigdaloidal dokulu ve gözenekleri ikincil kalsit ve silis mineralleri ile doldurulmuştur. Plajiyoklazlardaki, killeşme, serizitleşme ve albitleşme ile piroksenlerdeki kloritleşme ikincil olarak gelişmiştir. Ayrıca kayaç içerisindeki boşluklar ikincil kalsit ile doldurulmuş ve çatlaklar boyunca karbonatlaşma izlenmiştir (Şekil 6.2).

Yöredeki cevherleşmeler üç farklı alanda izlenmektedir. Bunlar 1. Havşa dere içerisinde 2. Feyzikaya pınarı batısında ve 3. Kevrikevır tepe doğu ve batısında yer almaktadır (Şekil 2.5).

Havşa dere içerisindeki cevherleşmeler ile Feyzikaya pınarı batısındaki cevherleşmeler stockwork cevher niteliğinde olup altere spilitik bazaltlar içerisinde. Bu kayaçların cevher mineralleriyle doldurulduğu kesimler bütünüyle altere olmuştur. En çok rastlanan alterasyon çeşitleri silisleşme, hematitleşme, epidotlaşma, killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve limonitleşmedir. Kevrikevır Tepe'de gözlenen cevher ise masif pirit mercekleri şeklinde açılıp kapanmaktadır ve üzerine doğrudan pelajik sedimanlar gelmektedir.

Masif cevher kütleleri, alta doğru silisleşmiş ve breşleşmiş yastık lavlar içinde baca biçimindeki ağimsı damar ve saçılmış cevher zonlarına geçerler. Metal içeren hidrotermal akışkanlar, yayılma merkezlerinde alttaki sıcak bazaltlar ve gabrolara etki eden ve tabandaki magmatik aktivite ile ilişkili birincil akışkanlar ile karışan deniz suyundan oluşur. Metaller bu akışkanların içlerinden geçtikleri kayaçlardan özütlenir. Sıcak akışkan bulutları 300 m'ye kadar yükselmekte ve beraberlerinde çok ince sülfid parçaları taşımaktadırlar. Bu küçük sülfid parçacıkları paleotopoğrafyada uygun buldukları alanlarda çökelmektedirler. Olasılıkla stockwork cevher ve masif sülfid cevherin farklı alanlarda (masif sülfid cevher Kevrikevr tepede ve stockwork cevher Havşa Dere ve Feyzikaya pınarı batısında) olmasının nedenlerinden biri bu olmalıdır.

Bölgede K-G sıkışmanın etkisi ile oluşmuş yaklaşık D-B doğrultulu birçok kıvrım yapıları yer almaktadır. Sıkışmanın artmasına bağlı olarak antiklinallerin kanatlarında devrilmeler, ters faylanmalar izlenmektedir.

Cevherleşmelerin böyle farklı lokasyonlarda görülmesinin bir diğer nedeninde olasılıkla Küher antiklinalinin KB kanadının GB kanadı üzerine devrilmesi neticesinde Koçali bindirmesi boyunca Konak Formasyonunun Kale Formasyonu üzerine itilmesidir.

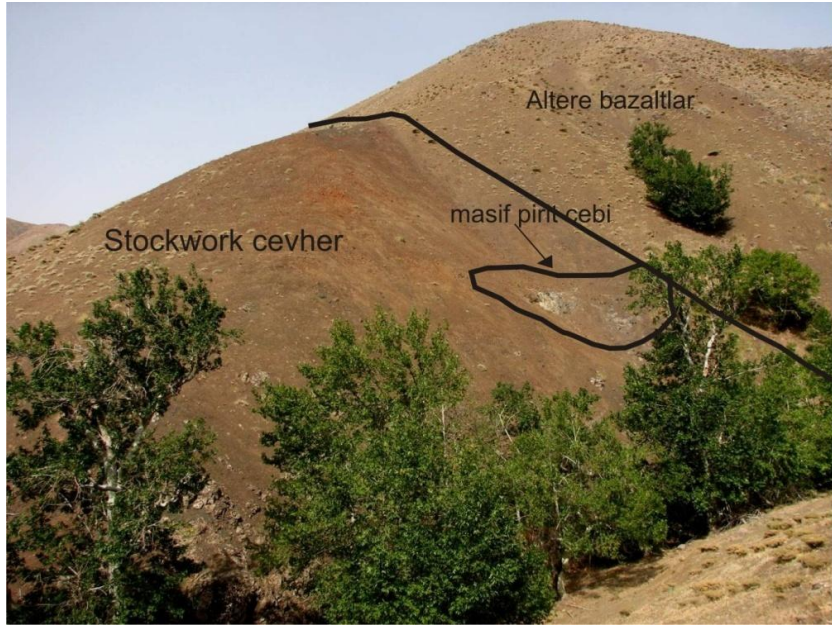
**1. Havşa Dere Cevherleşmesi:** Ofiyolitik istifin tavanında yer yer yoğun kloritleşmiş, yer yer yoğun hematitleşmiş, yer yer epidotlaşmış, altere spilitik bazaltlar içerisinde bulunmaktadır (Şekil 6.3).

Cevherleşme K80B/55<sup>0</sup> KD konumuna sahip olup, kalınlığı yer yer 20 m.'ye ulaşmakta, uzunluğu ise yaklaşık 150 m civarındadır (Şekil 6.4).

Cevherleşmelere ait kimyasal analiz sonuçları buradaki cevherleşmelerin bakır açısından önemli olabileceğini göstermektedir.



Şekil 6.3. Havşa dere içerisindeki stockwork cevherin D-B doğrultusundaki uzanımı

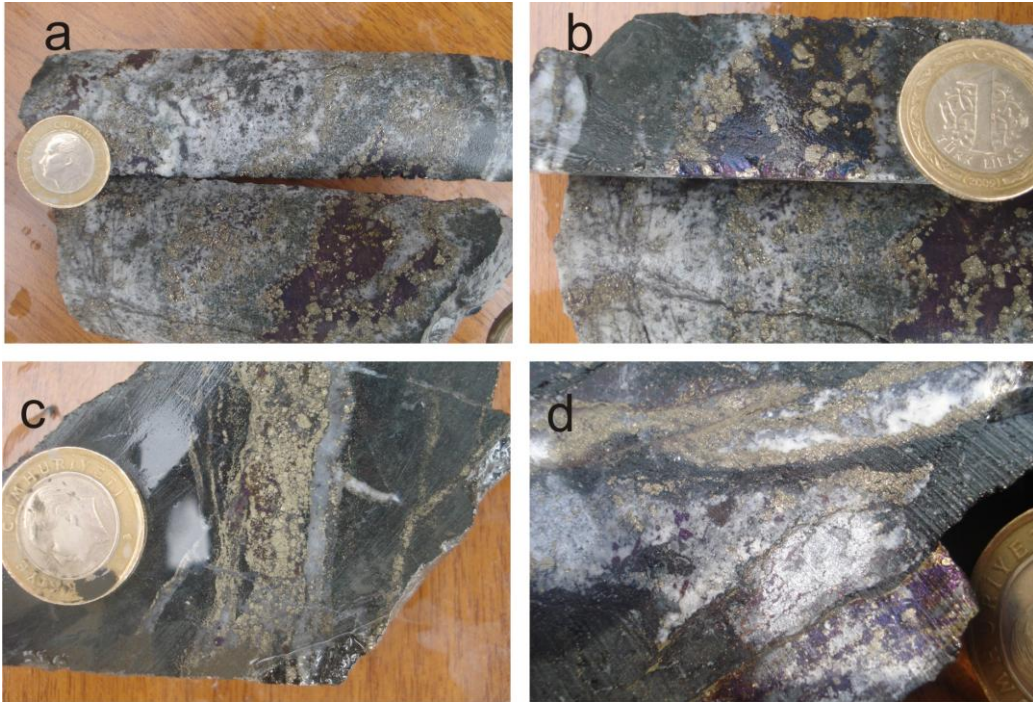


Şekil 6.4. Altere spilitik bazaltlar içerisindeki Havşa dere stockwork cevherleşmesi ve cevherleşme içerisindeki masif pirit cebinin görünümü.



**Şekil 6.5.** Havşa dere stockwork cevherleşmesi içindeki masif pirit cebinin yakından görünümü

Havşa dere içerisindeki ağsı cevher içerisinde masif piritli bir seviye izlenmektedir (Şekil 6.5). Havşa dere cevherleşmesinde görülen cevher mineralleri pirit, kalkopirit, bornit, sfalerit, kovellin-kalkozin şeklindedir (Şekil 6.6).



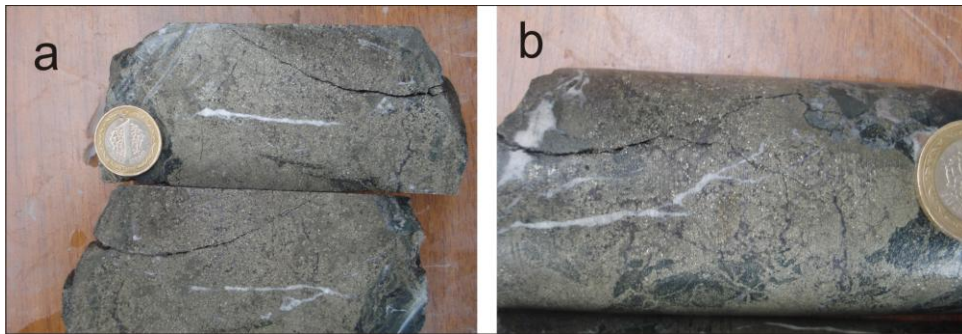
**Şekil 6.6.** Havşa dere stockwork cevherleşmeleri içerisindeki kalsit damarcıkları içerisine yerleşmiş pirit, kalkopirit ve bornit mineralleri



Şekil 6.7. Altere bazaltlar içindeki stockwork zonlar

**2. Feyzikaya Pınarı Batısındaki Cevherleşme:** Ofiyolitik istifin tavanında yer yer yoğun kloritleşmiş, yer yer yoğun hematitleşmiş, yer yer epidotlaşmış, hidrotermal breş dokulu stockwork zonlar şeklindeki altere spilitik bazaltlar (alt yastık lavlar) içerisinde bulunmaktadır.

Cevherleşme K80B/50<sup>0</sup> KD konumuna sahip olup, kalınlığı yer yer 10 m'ye ulaşmakta, uzunluğu ise yaklaşık 20 m civarındadır. Burada görülen cevher mineralleri pirit, kalkopirit, bornit, kovellin-kalkozin şeklindedir.



Şekil 6.8. Stockwork cevherdeki masif pirit cebi içerisindeki masif pirit



Şekil 6.9. Hidrotermal breş dokulu stockwork zonlar

**3. Kevrikev Tepe Doğu ve Batısındaki Cevherleşmeler:** Ofiyolitik istifin tavanında yer yer yoğun kloritleşmiş, yer yer yoğun hematitleşmiş, yer yer epidotlaşmış spilitik bazaltlar içerisinde yer almaktadır (Şekil 6.10).

Cevherin üzerinde ince bir umber (demirce zengin kil) tabakasının ve cevherin üzerinde de okr'un (hidrate demir oksit) varlığı izlenmekteydi. Ancak burada yapılan işletme nedeniyle bu seviyeler artık görülmemektedir. Cevherin üzeri derin deniz sedimanları tarafından örtülmüştür (Şekil 6.11).



**Şekil 6.10.** Kevrikevır tepe batısındaki masif pirit merceği



**Şekil 6.11.** Kevrikevır tepedeki masif pirit merceği üzerine gelen derin deniz sedimanları

Cevherleşme yaklaşık D-B konumlu olup  $55^0$  ile kuzeye eğimlidir. Cevherin en kalın olduğu yer yaklaşık 15 m olup mercekler şeklinde açılıp kapanmaktadır (Şekil 6.12).



**Şekil 6.12.** Kevrikevr tepe batısındaki cevherin kuzeye  $55^{\circ}$  ile yaptığı aç ve üzerine gelen pelajik çökeller

Burada görülen cevher mineralleri masif pirit içerisinde, kalkopirit, bornit, sfalerit, kovellin ve kalkozin şeklindedir.



**Şekil 6.13.** Kevrikevır tepedeki masif pirit merceği ve üzerine gelen pelajik sedimanlar

## 6.2 Cevherleşmenin Mikroskopik Özellikleri

Hazırlanan parlak kesitlerin cevher mikroskobunda incelenmesi sonucunda birincil olarak: Pirit, kalkopirit, bornit, sfalerit, müşketovit, linneit? Minerallerinin oluştukları gözlenmiştir.

İkincil olarak ise, limonit, kalkosin-kovellin minerallerinin oluştukları tespit edilmiştir.

**Pirit:** İnceleme alanında en baskın olarak bulunan cevher mineralidir. İlk oluşan mineral olup genellikle özşekilli ve yarı özşekilli taneler halindedir. Bölgedeki cevherleşmelerin her kesiminde değişik oranlarda bulunmaktadır. Tane boyları değişken olmakla birlikte bir kaç mikron'dan 5-6 mm arasında değişmektedir. Pirit genellikle kalkopirit, bornit ve gang mineralleri tarafından çevrelenmiştir. Cevherli örneklerde pirit, genellikle özşekilli ve düzgün kenarlı iken, kalkopirit ve bornit, pirit tanelerinin arasını dolduran matriks malzeme şeklinde izlenmektedir. Bu durum piritin bornite ve kalkopirite göre daha yaşlı ve erken oluştuğunu göstermektedir.

**Kalkopirit:** Genellikle şekilsiz ve düzensiz taneler şeklinde izlenmektedir. Sarımsı renkli ve en çok bulunan bakır mineralidir. Bazen piritle kenetli bazende piritlerin etrafını sarmış olarak izlenmiştir. Kenarlarından itibaren kalkozin ve kovelline dönüştüğü gözlenmiştir.

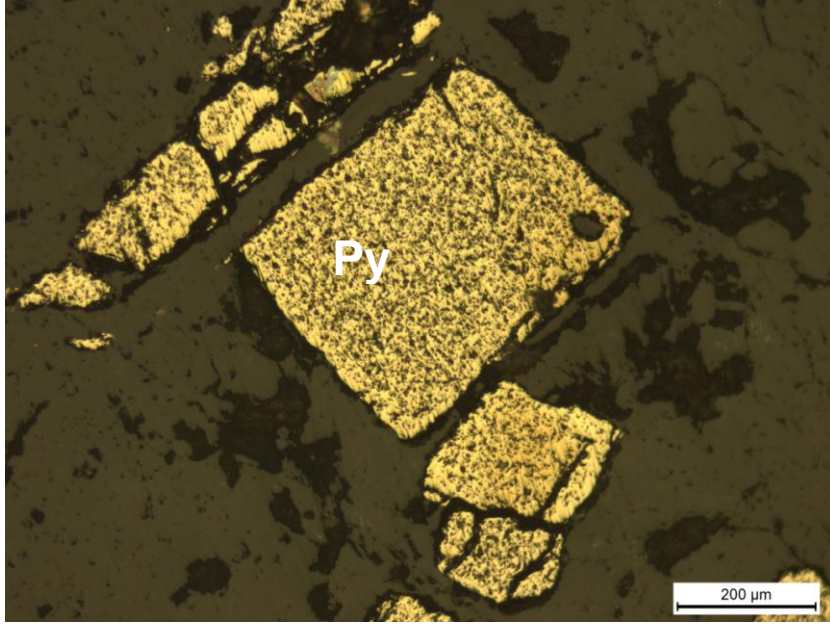
**Bornit:** Şekilsiz ve düzensiz olarak izlenmektedir. Kahverenginde ve ara ürünlerde yeşilimsi ve kahverengi tonlarında izlenir. Kenarlarından itibaren kalkozin ve kovelline dönüştüğü izlenmektedir.

**Sfalerit:** Şekilsiz ve düzensiz taneler şeklinde izlenmektedir. Çok az miktarda bulunmaktadır.

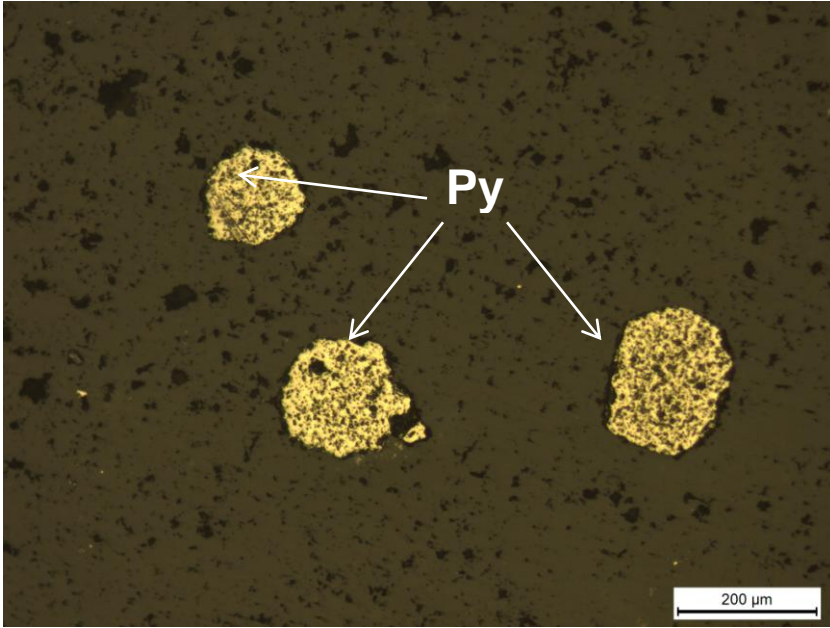
**Müşketovit:** Işımsal ve koyu gri renklerde görülür.

**Kalkosin-kovellin:** Yeşilimsi ve grimsi renklerde izlenir. Bornit ve kalkopiritlerin kenarları boyunca ve onların dönüşüm ürünleri olarak izlenmektedir.

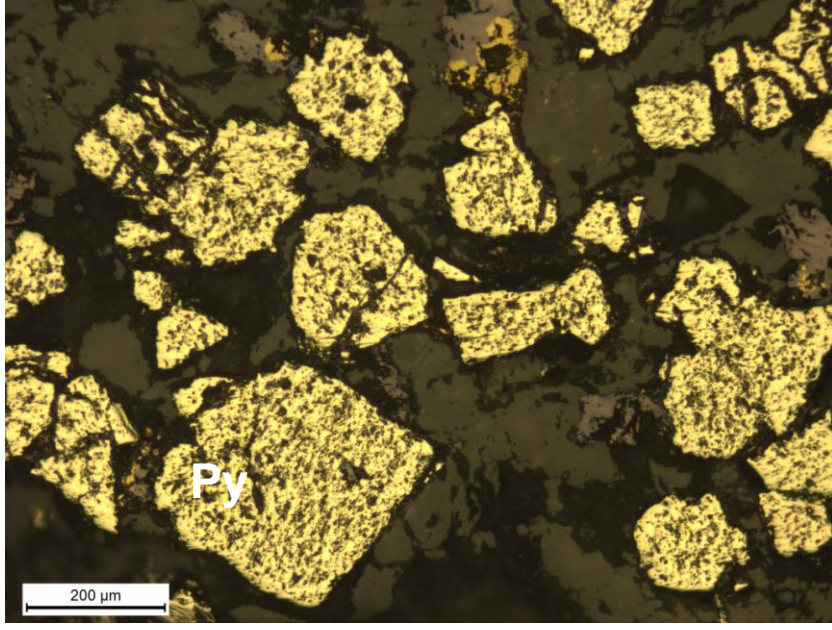
**Manyetit:** Kenarlarından itibaren hematite (martitlemiş) dönüşmüş şekilde izlenmektedir.



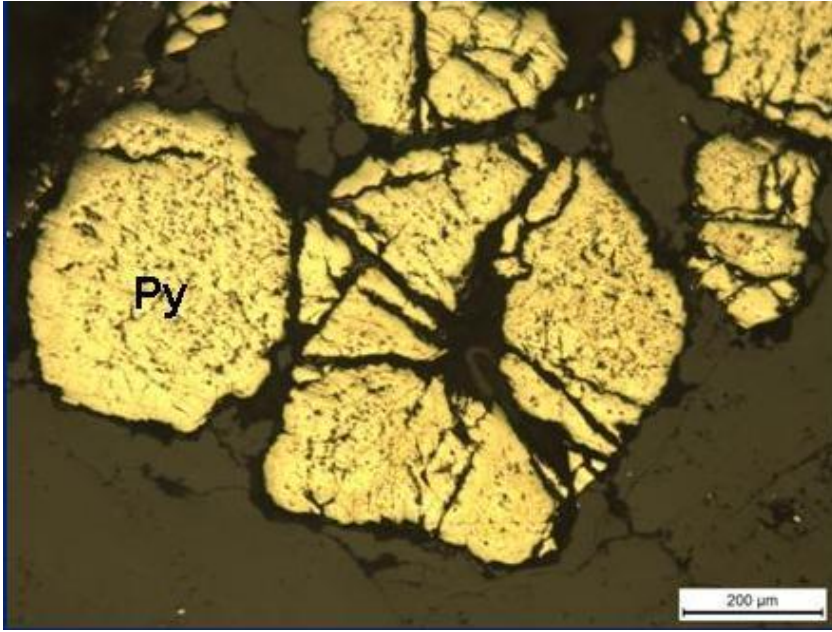
Şekil 6.14. Öz şekilli piritlerin mikroskopta görünümü, Py: Pirit



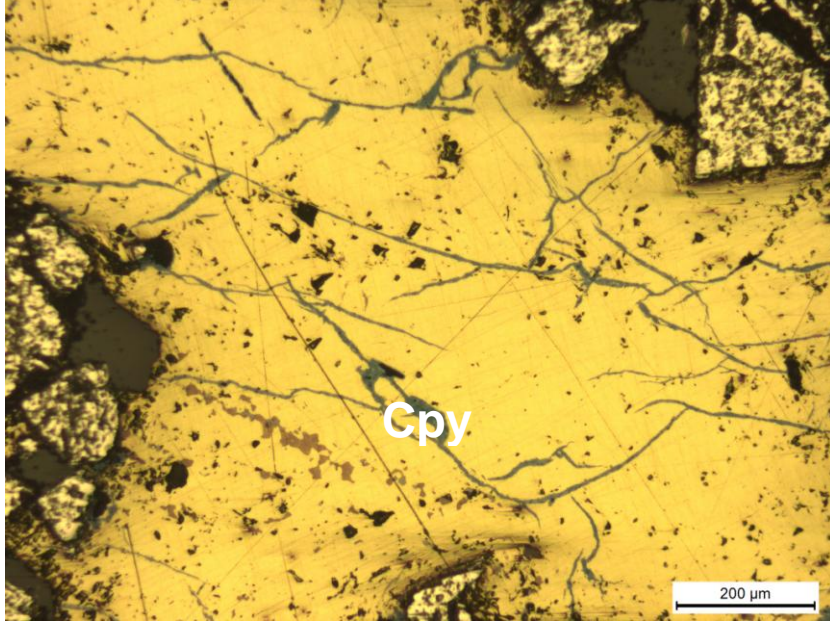
Şekil 6.15. Kenarları yuvarlaklaşmış piritlerin mikroskopta görünümü, Py: Pirit



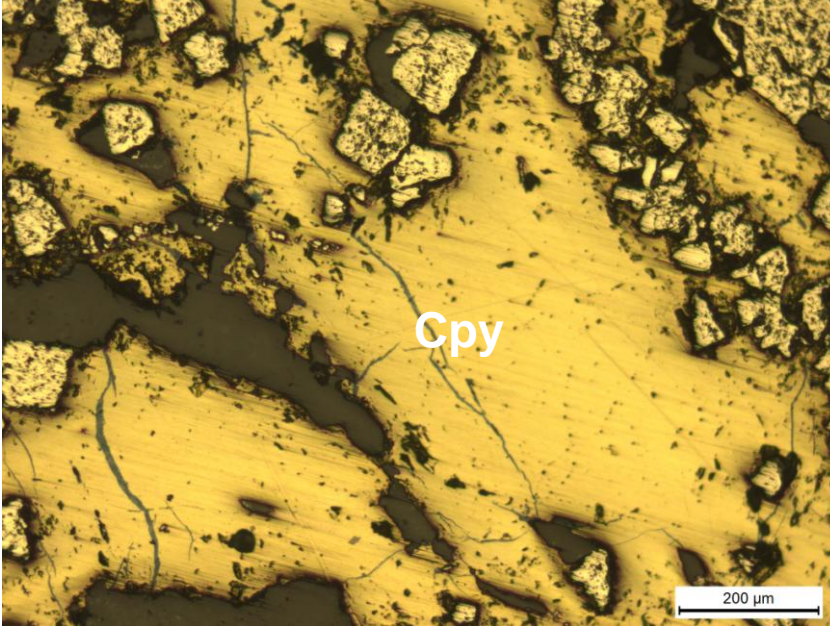
Şekil 6.16. Özşekilli ve özşekilsiz piritlerin görünümü



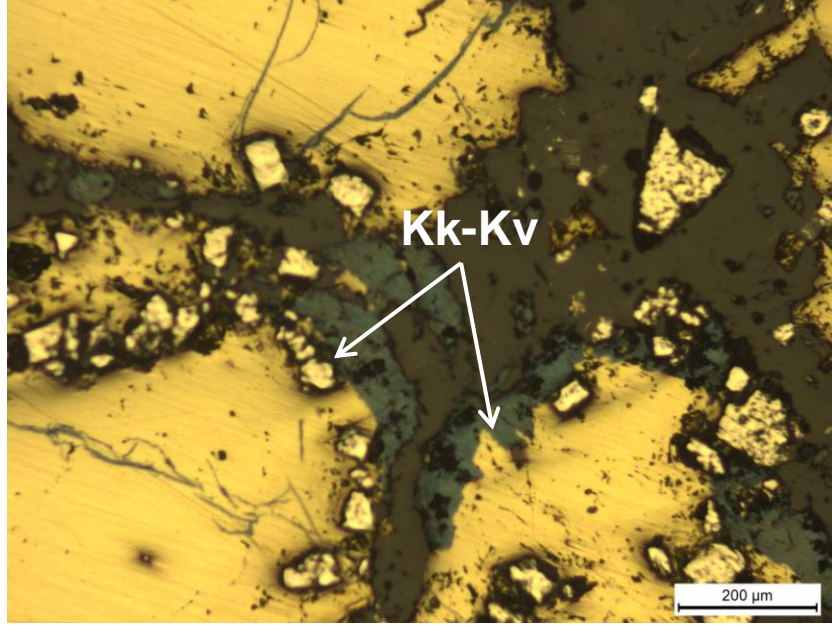
Şekil 6.17. Özşekilli ve yarı özşekilli pirit mineralleri



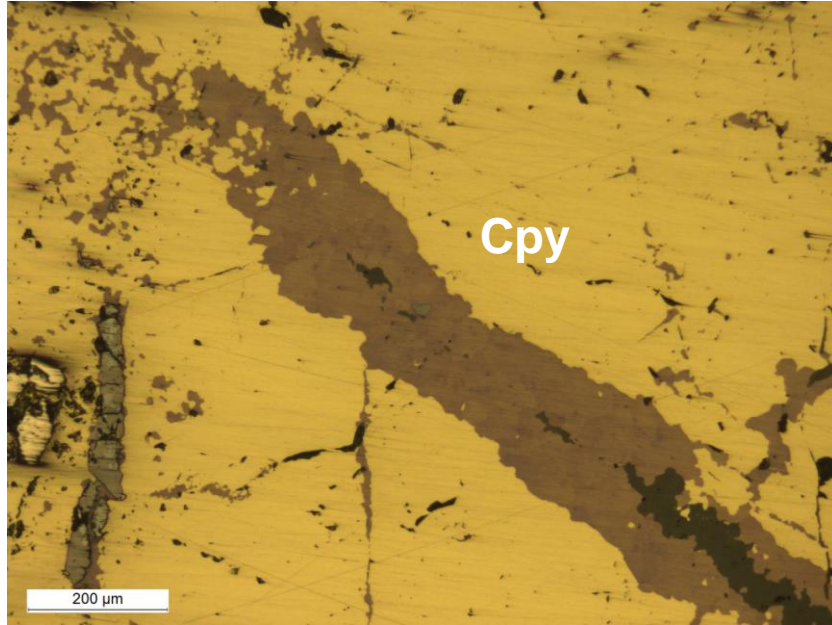
**Şekil 6.18.** Sarımsı renkteki iri kalkopirit mineralinin mikroskopta görünümü, Cpy: Kalkopirit



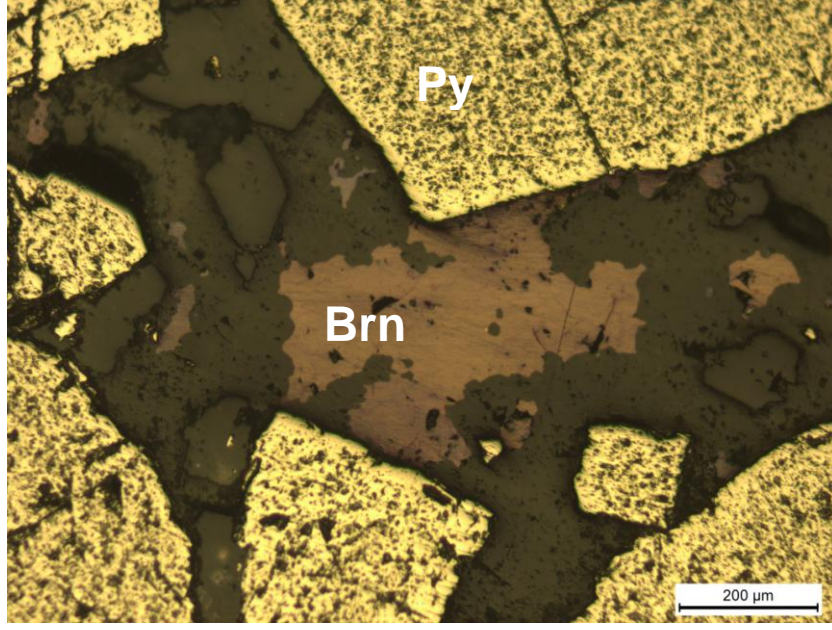
**Şekil 6.19.** Kalkopiritler içerisinde piritlerin görünümü



Şekil 6.20. Kalkopirit minerallerinin kenarları boyunca ikincil kalkosin-kovallin (Kk-Kv) mineralinin mikroskopta görünümü



Şekil 6.21. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali



Şekil 6.22. Öz şekilli pirit mineralleri ve kahverenginde bornit minerali

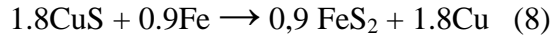
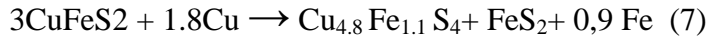
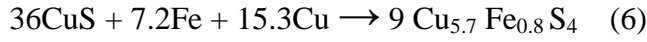
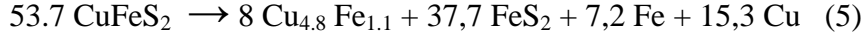
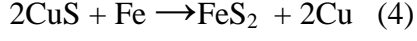
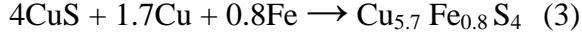
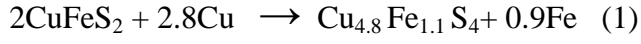
Amcoff (1988), tarafından yapılan çalışmada uyguladığı deneylerle kalkopiritin bornit tarafından replasmanını ortaya koymuştur.

Bu çalışmada yaptığı bütün deneylerde (350 °C, 400 °C, 450 °C) bornitin, kalkopirit içindeki kırıklar v.b. yapılardan itibaren, orijinal faz sınırından başlayarak kalkopiriti replase ettiğini ve yine bu deneylerde ortaç katı çözelti tarafından kalkopiritin replasmanının 355 ± 15 °C'nin üzerindeki ısılarda gerçekleştiğini ortaya koymuştur.

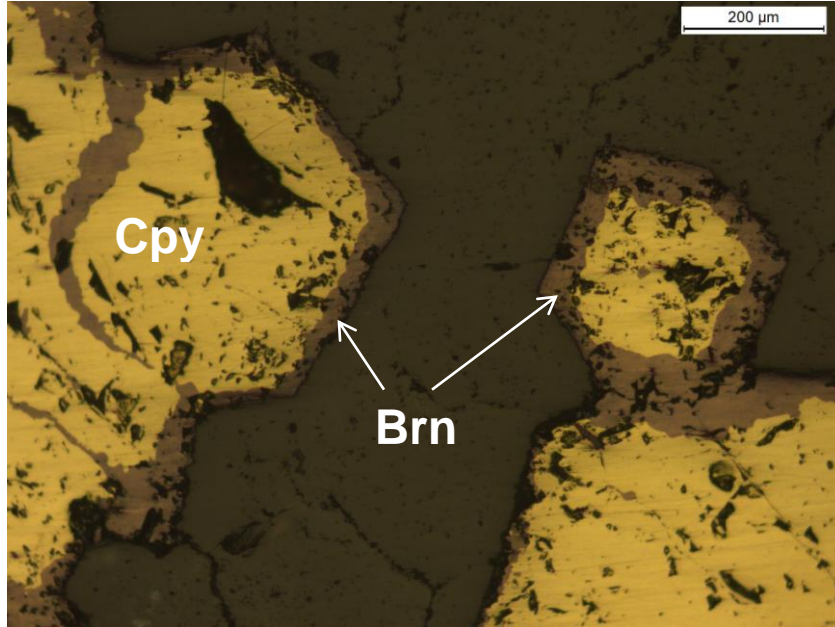
Ortaç katı çözelti tarafından hem kalkopiritin hemde bornitin ayrılmasını, büyüyen kalkopirit lameli sınırları boyunca bornitin nüve vermesiyle gerçekleştiğini belirtmiştir. Yine yaptığı deneylerde 1 gün içinde 350 °C'de kalkopirit agregasının % 10 - % 20 kadarının pirit ve bornite dönüştüğünü belirlemiştir.

Bornit Kalkopirit faz sınırına yakın alanlarda bornitin kahverenginde görüldüğünü bornitin iç kısımlarına doğru ise renginin mavimtrak bir hale geldiğini bununda demirce zengin olandan bakırca zengin olana doğru bir değişimi ifade ettiğini belirtmiştir.

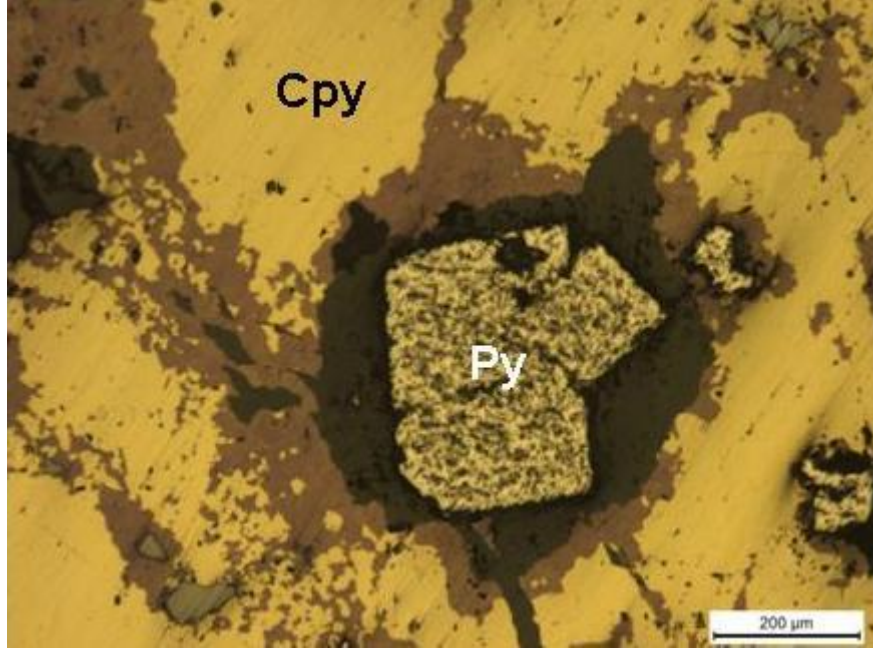
Amcoff (1988), kalkopiritin bornit tarafından replasmanının aşağıdaki kimyasal reaksiyonlarla (1, 5, 7) ifade edilebileceğini belirtmiştir. Reaksiyonlarda kalkopiritin replasmanı sırasında eşzamanlı olarak bornit ve piritin oluşabileceği (7) görülmektedir. Reaksiyon (6)'da kovellitin bornit tarafından replase edildiği görülmektedir. Reaksiyon (8)'de ise kovellitin pirit tarafından replase edildiği görülmektedir.



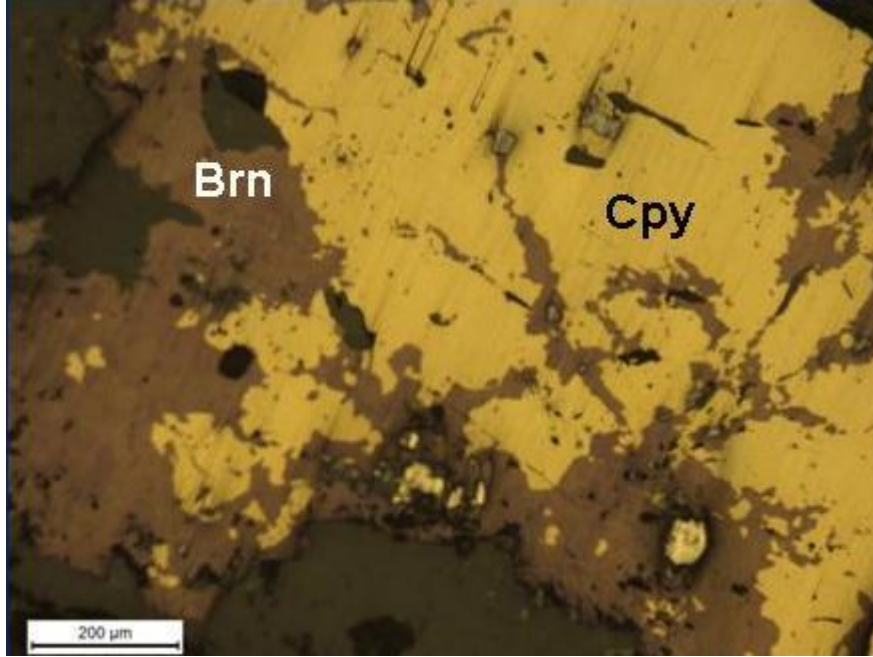
Şekil 6.23, Şekil 6.24, Şekil 6.25, Şekil 6.26'da kalkopirit sınırları boyunca ve içerisindeki kırık v.b düzensizliklerden itibaren bornit oluşumları izlenmektedir. Burada bornit kalkopiriti replase etmekte ve reaksiyonun 355 °C'de gerçekleştiğini bize göstermektedir.



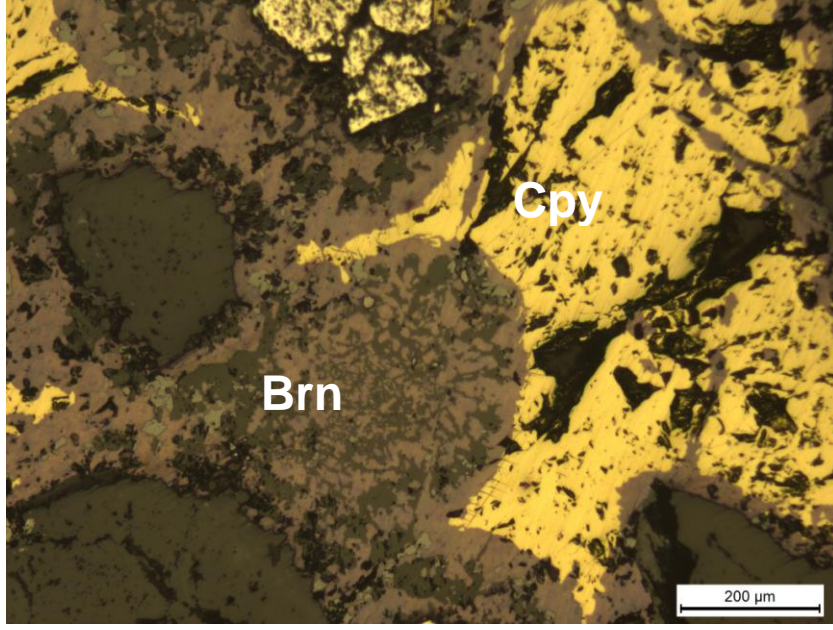
Şekil 6.23. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali, Brn: Bornit



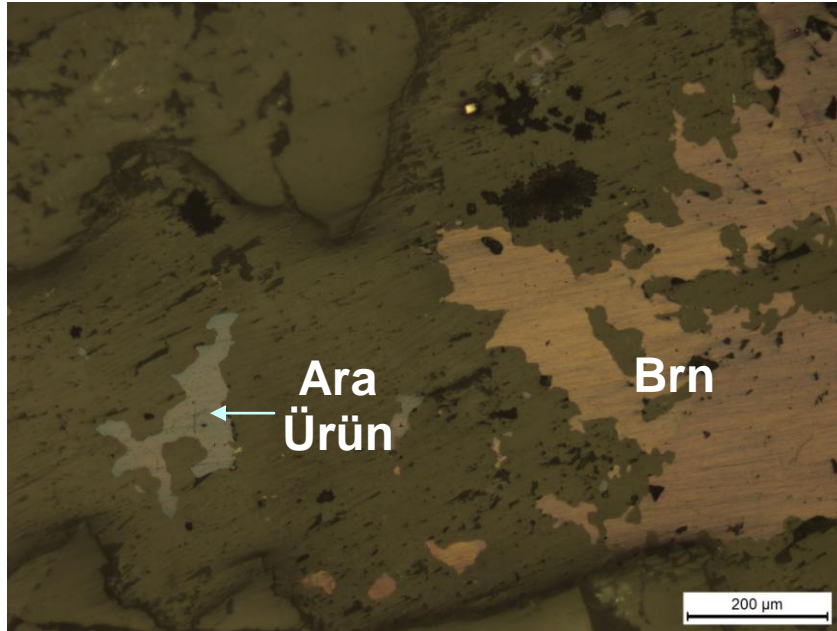
Şekil 6.24. Özşekli pirit minerali ve sarımsı renkteki kalkopirit minerali



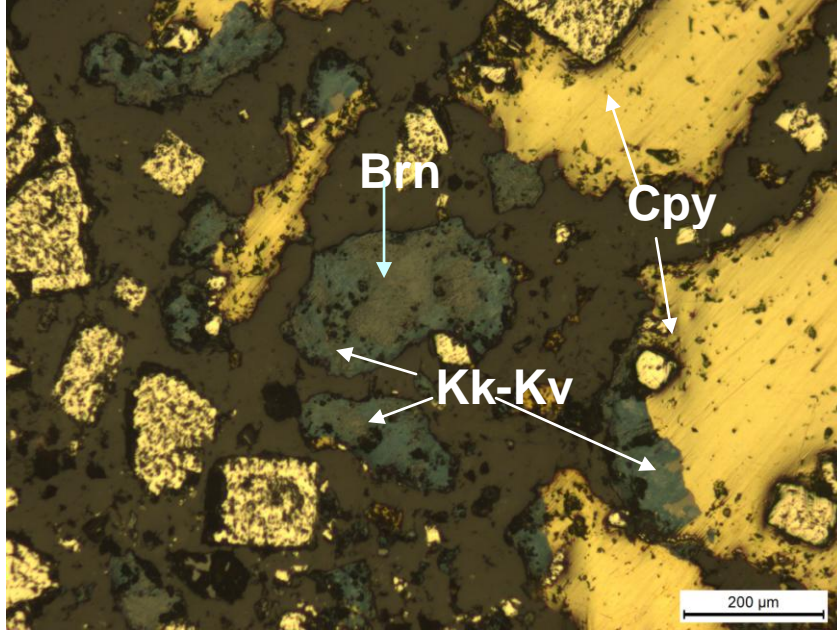
Şekil 6.25. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali İzlenmektedir



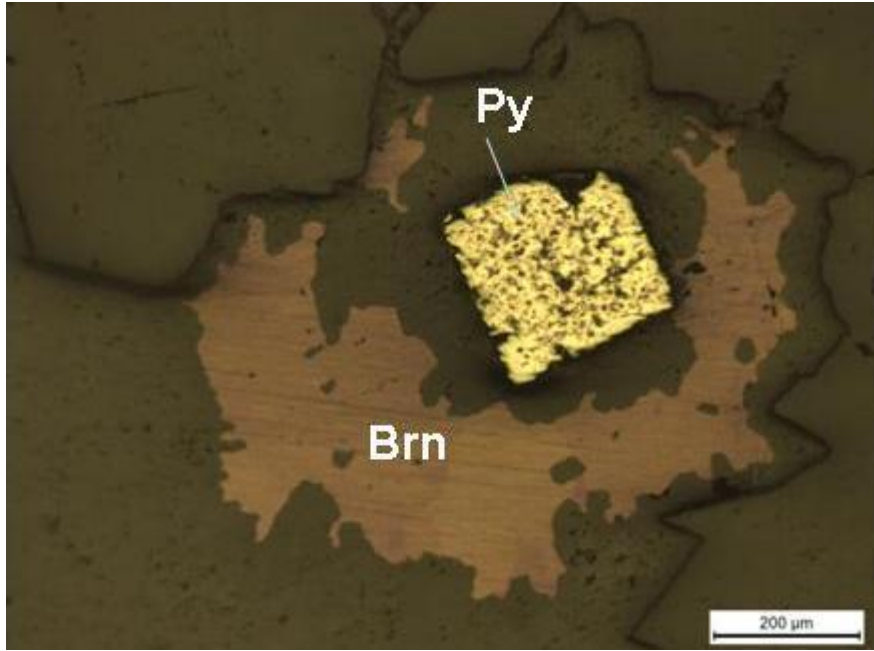
Şekil 6.26. Sarımsı renkteki kalkopirit minerali ve kahverenginde bornit minerali



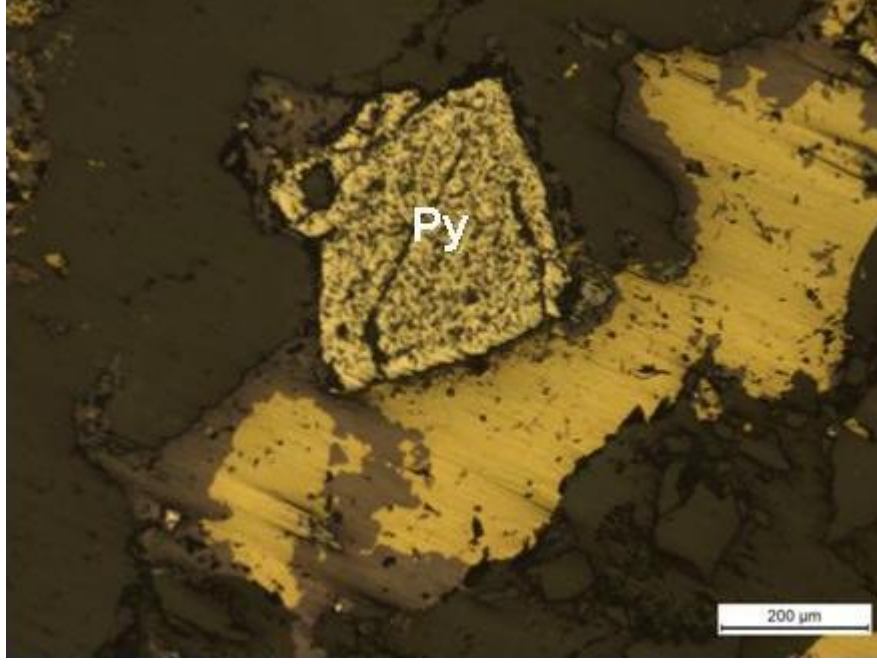
Şekil 6.27. Kahverenginde bornit minerali ve yine ara ürün olarak yeşilimsi kahverenginde bornit minerali izlenmektedir



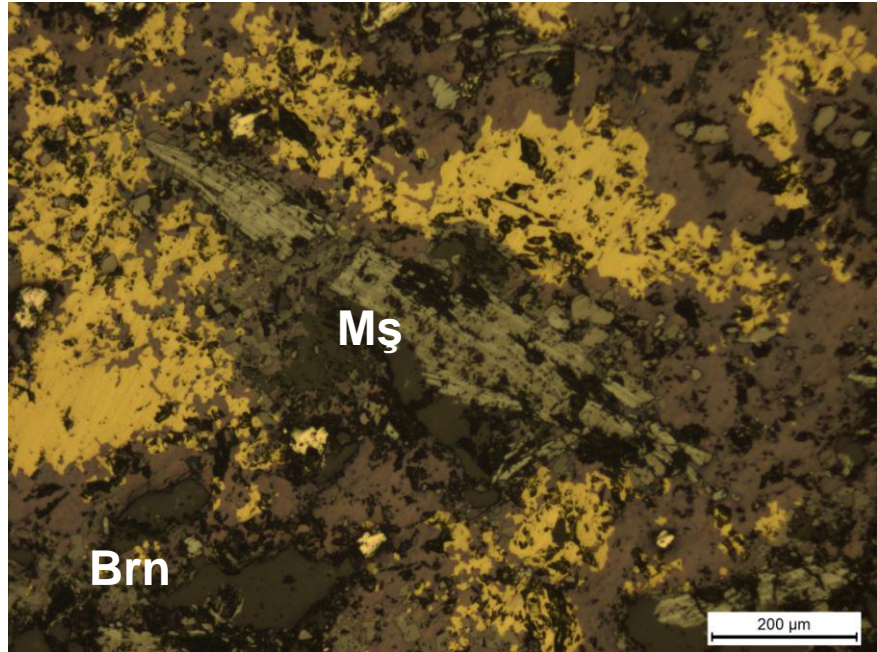
Şekil 6.28. Sarımsı renkteki kalkopirit mineralleri ve kahverenginde bornit minerali kenarlarından itibaren kalkozin ve kovelline dönüşmüş şekilde izlenmektedir



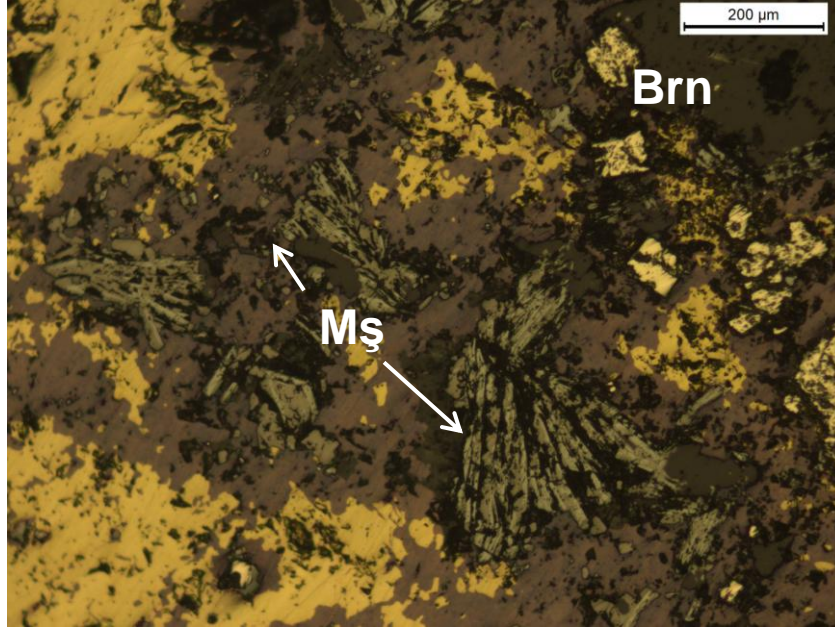
Şekil 6.29. Özşekli pirit minerali ve kahverenginde bornit minerali izlenmektedir



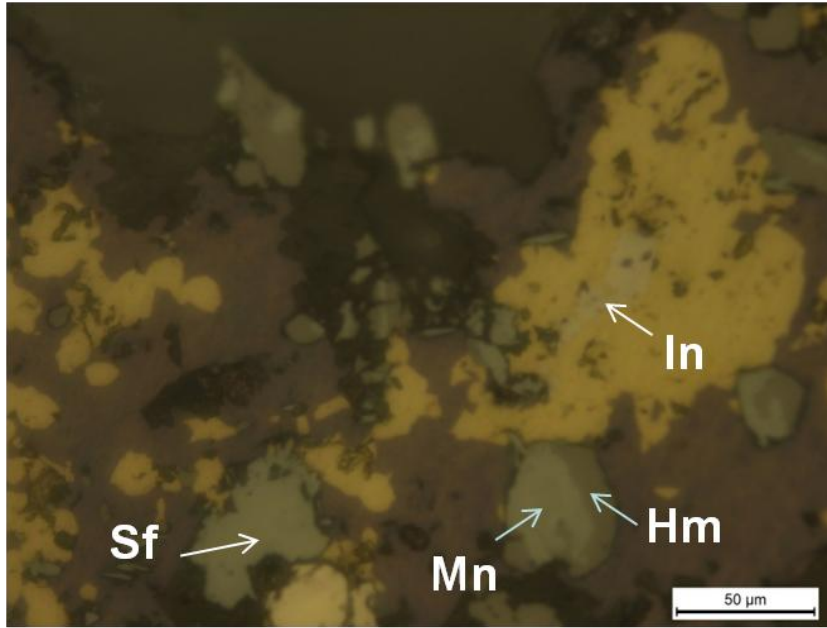
Şekil 6.30. Özşekli pirit minerali izlenmektedir



Şekil 6.31. Işımsal ve koyu gri renklerde izlenen müşketovit minerali ve kahverenginde izlenen bornit minerali



Şekil 6.32. Işınsal ve koyu gri renklerde izlenen müşketovit minerali ve kahverenginde izlenen bornit minerali



Şekil 6.33. Sfalerit ve linneit mineralleri ile manyetit ve kenarları boyunca oluşan hematit mineralleri izlenmektedir

### **6.3. Bakır Cevherleşmelerinin Kimyasal Özellikleri**

Cevherleşmenin kimyasal özelliklerini belirlemek amacı ile 40 adet örnek seçilmiştir. Seçilen bu örnekler kırılarak ve öğütülerek minerallerin serbestleşmesi sağlanmıştır.

Öğütülen örnekler elenerek - 80 ile + 200 mesh aralığındaki örnekler alınarak bate ile gang minerallerinden ayrılmıştır.

Zenginleştirilen bu örnekler ACME analiz laboratuvarlarında (Kanada) ICP-MS yöntemi ile analiz edilerek örneklerin iz element içerikleri ve NTE içerikleri belirlenmiştir. (Tablo 6.1).

Analiz sonuçları değişik diyagramlarda değerlendirilerek kimyasal özellikleri ve oluşum ortamı belirlenmeye çalışılmıştır.

**Tablo 6.1.** Koçali ofiyolitine ait cevher örneklerinin ana element ve NTE (ppm, \*=ppb, %) içerikleri

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>
<b>Mo</b>	19.01	33.19	12.01	16.63	36.99	66.34	50.89	43.51	38.44	74.46
<b>Cu</b>	103.72	158.22	2995.88	6018.14	>10000.00	262.08	>10000.00	>10000.00	3704.43	>10000.00
<b>Pb</b>	55.03	105.21	33.87	69.33	67.71	241.38	123.55	39.16	43.93	43.58
<b>Zn</b>	510.1	680.0	71.0	83.2	311.8	2474.5	400.1	202.5	254.9	8058.2
<b>*Ag</b>	2324	4948	7038	3797	6554	7329	25867	7567	5236	8264
<b>Ni</b>	20.9	35.7	18.7	34.0	12.0	26.5	24.8	27.6	24.4	35.5
<b>Co</b>	595.8	280.7	704.2	596.3	441.3	467.6	933.9	767.7	573.2	659.6
<b>Mn</b>	51	48	25	36	27	142	16	34	66	92
<b>%Fe</b>	34.00	36.24	35.78	35.29	36.49	36.58	37.53	35.15	36.54	34.17
<b>As</b>	296.4	300.6	87.1	90.2	296.3	390.8	90.6	136.5	94.6	165.7
<b>U</b>	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	1.6	0.7	0.5	0.5
<b>*Au</b>	4.1	37.0	3.0	8.4	38.6	718.9	38.1	13.3	23.6	129.4
<b>Th</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Sr</b>	1.7	0.8	<0.5	1.2	0.8	2.1	2.3	1.0	0.8	2.6
<b>Cd</b>	2.85	3.06	0.32	0.29	0.90	11.34	1.04	0.55	1.06	28.10
<b>Sb</b>	6.02	8.55	0.61	1.51	4.35	11.51	2.22	0.66	0.93	2.36
<b>Bi</b>	1.61	1.11	3.46	2.21	3.08	1.48	4.98	3.20	2.59	2.80
<b>V</b>	17	16	15	21	12	64	12	29	42	64
<b>%Ca</b>	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
<b>%P</b>	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.002	0.002	<0.001	<0.001	<0.001
<b>La</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Cr</b>	73.8	78.9	39.5	57.4	45.4	66.1	35.4	59.5	51.2	63.5
<b>%Mg</b>	0.25	0.26	0.14	0.18	0.10	1.09	0.05	0.34	0.64	0.80
<b>Ba</b>	90.9	9.3	1.1	4.9	0.7	2.1	1.4	1.8	2.4	56.5
<b>%Ti</b>	0.018	0.014	0.010	0.018	0.002	0.016	<0.001	0.005	0.017	0.010
<b>B</b>	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>%Al</b>	0.29	0.27	0.15	0.23	0.12	1.43	0.12	0.53	0.81	1.04
<b>%Na</b>	0.005	0.007	0.004	0.005	0.005	0.003	0.004	0.007	0.004	0.004
<b>%K</b>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.02	0.01
<b>W</b>	0.1	0.1	0.1	0.4	0.7	0.2	0.3	0.3	0.2	0.8
<b>Sc</b>	1.9	1.8	1.0	1.6	0.8	6.7	0.5	2.6	4.2	4.9
<b>Tl</b>	10.61	7.45	0.86	0.76	6.61	21.80	4.82	0.95	2.53	7.73
<b>S</b>	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00
<b>*Hg</b>	684	458	54	173	134	1914	225	71	107	569
<b>Se</b>	21.9	23.8	65.6	42.1	64.4	39.6	>100.0	55.5	78.8	88.0
<b>Te</b>	3.99	3.36	11.74	4.24	6.56	4.09	12.99	10.80	7.67	7.99
<b>Ga</b>	0.8	1.0	0.5	0.9	0.6	4.5	0.7	2.0	2.2	5.4
<b>Pr</b>	0.08	0.03	0.06	0.08	0.17	0.11	0.09	0.12	0.09	0.15
<b>Nd</b>	0.32	0.28	0.29	0.30	1.02	0.53	0.60	0.63	0.45	0.81
<b>Sm</b>	0.08	0.08	0.09	0.06	0.19	0.14	0.16	0.17	0.12	0.17
<b>Eu</b>	<0.02	0.03	0.03	0.02	0.11	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03
<b>Gd</b>	0.06	0.06	0.11	0.10	0.29	0.19	0.24	0.24	0.18	0.24
<b>Tb</b>	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03
<b>Dy</b>	0.15	0.13	0.09	0.19	0.23	0.30	0.31	0.18	0.28	0.23
<b>Ho</b>	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07
<b>Er</b>	0.13	0.17	0.06	0.10	0.11	0.12	0.17	0.12	0.21	0.14
<b>Tm</b>	0.03	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	<0.02	0.03	<0.02
<b>Yb</b>	0.11	0.09	0.11	0.10	0.08	0.16	0.09	0.11	0.21	0.10
<b>Lu</b>	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	0.02	<0.02	<0.02

“Tablo 6.1’in devami”

	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>
<b>Mo</b>	99.66	113.62	32.26	71.33	72.13	32.64	56.69	44.98	51.44	5.35
<b>Cu</b>	2019.93	6855.52	5412.46	>10000.00	271.74	258.58	>10000.00	8080.40	1526.12	2299.65
<b>Pb</b>	34.67	107.61	57.10	116.50	109.25	52.75	129.57	37.40	31.16	64.97
<b>Zn</b>	280.8	1177.7	455.6	469.4	4905.8	213.4	265.5	212.0	129.7	388.8
<b>*Ag</b>	5019	5859	4563	12567	8000	2130	20909	8493	4029	5880
<b>Ni</b>	45.0	29.5	34.6	24.6	16.7	46.3	20.6	28.5	32.2	31.0
<b>Co</b>	621.0	417.8	648.7	689.4	263.3	330.7	780.4	673.0	495.0	564.3
<b>Mn</b>	193	89	95	47	63	125	34	122	105	132
<b>%Fe</b>	35.94	35.55	35.14	35.24	35.68	35.25	34.82	36.84	37.38	37.76
<b>As</b>	108.4	158.6	100.5	106.5	537.8	115.5	88.0	92.1	170.5	71.6
<b>U</b>	0.3	0.6	0.3	0.4	0.2	0.3	0.9	0.7	0.2	0.4
<b>*Au</b>	125.9	329.5	40.4	82.1	56.4	464.6	89.8	294.4	157.7	122.8
<b>Th</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Sr</b>	0.7	2.8	1.3	1.9	<0.5	0.8	1.2	0.7	0.5	1.5
<b>Cd</b>	0.66	2.80	1.16	1.01	21.44	0.22	0.57	0.31	0.15	0.42
<b>Sb</b>	0.43	0.97	0.85	1.32	13.50	1.61	3.11	0.49	0.97	0.81
<b>Bi</b>	2.16	1.68	2.23	4.68	2.40	1.25	5.51	3.43	1.32	2.01
<b>V</b>	103	91	81	46	28	69	25	105	68	130
<b>%Ca</b>	0.01	0.03	0.02	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.02
<b>%P</b>	0.004	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	0.003	<0.001	<0.001	0.001	<0.001
<b>La</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Cr</b>	55.3	64.0	46.5	52.7	33.8	109.2	39.4	83.9	47.1	62.0
<b>%Mg</b>	2.16	1.36	1.34	0.57	0.43	1.74	0.28	1.53	1.43	1.69
<b>Ba</b>	2.6	35.8	1.9	22.7	1.2	2.3	2.3	2.0	1.2	2.1
<b>%Ti</b>	0.026	0.025	0.018	0.009	0.006	0.012	0.002	0.021	0.016	0.022
<b>B</b>	<1	3	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>%Al</b>	2.75	2.16	1.76	0.94	0.64	1.92	0.40	2.23	2.09	2.38
<b>%Na</b>	0.002	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.002	0.004
<b>%K</b>	<0.01	0.05	0.02	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
<b>W</b>	0.4	0.8	0.4	0.7	<0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.4
<b>Sc</b>	13.8	10.2	8.5	4.6	2.5	7.1	2.4	9.4	7.7	12.5
<b>Tl</b>	0.21	1.19	1.13	2.68	50.48	0.39	6.40	1.04	0.38	0.59
<b>S</b>	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00
<b>*Hg</b>	28	133	59	123	2443	38	265	107	39	38
<b>Se</b>	70.0	38.8	47.3	>100.0	24.0	26.3	>100.0	53.6	42.5	75.3
<b>Te</b>	5.86	2.03	4.53	8.61	4.04	1.38	12.20	9.55	3.61	2.42
<b>Ga</b>	8.6	6.6	6.4	2.7	2.3	5.9	1.4	6.5	4.4	8.5
<b>Pr</b>	0.08	0.14	0.08	0.07	0.04	0.09	0.03	0.08	0.08	0.07
<b>Nd</b>	0.46	0.52	0.40	0.37	0.18	0.39	0.29	0.44	0.35	0.46
<b>Sm</b>	0.14	0.22	0.12	0.15	0.09	0.14	0.06	0.08	0.07	0.12
<b>Eu</b>	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
<b>Gd</b>	0.18	0.29	0.24	0.11	0.08	0.27	0.15	0.21	0.12	0.17
<b>Tb</b>	0.05	0.06	0.06	0.03	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.11
<b>Dy</b>	0.25	0.38	0.25	0.18	0.15	0.34	0.21	0.29	0.22	0.27
<b>Ho</b>	0.08	0.08	0.05	0.04	0.03	0.09	0.04	0.05	0.03	0.07
<b>Er</b>	0.37	0.32	0.18	0.16	0.08	0.26	0.09	0.17	0.13	0.18
<b>Tm</b>	0.03	0.04	<0.02	0.02	<0.02	0.04	0.02	0.02	<0.02	0.03
<b>Yb</b>	0.27	0.20	0.16	0.11	0.06	0.25	0.08	0.14	0.17	0.18
<b>Lu</b>	0.03	0.03	0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.03	0.02	0.05

“Tablo 6.1’in devami”

	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>	<b>25</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>30</b>
<b>Mo</b>	84.54	77.76	54.78	53.98	50.92	38.05	37.82	69.39	26.31	50.79
<b>Cu</b>	6944.90	>10000.00	8933.47	870.52	>10000.00	>10000.00	>10000.00	>10000.00	7679.38	>10000.00
<b>Pb</b>	29.94	60.44	18.17	71.14	76.47	53.39	29.47	63.30	82.30	84.55
<b>Zn</b>	302.0	213.7	236.4	1027.0	780.5	303.6	243.2	696.3	268.8	2257.0
<b>*Ag</b>	6475	8991	6980	5367	13938	7095	6678	10074	5631	14811
<b>Ni</b>	26.4	31.6	33.4	17.0	14.6	17.5	19.6	15.2	9.4	22.7
<b>Co</b>	654.7	563.8	759.3	354.2	567.1	1165.4	643.8	570.0	960.7	856.2
<b>Mn</b>	99	75	143	61	55	29	58	62	23	74
<b>%Fe</b>	36.23	36.79	34.93	34.58	34.64	35.29	36.79	35.18	33.85	34.94
<b>As</b>	93.0	105.6	64.0	415.5	146.7	382.1	89.4	120.3	207.2	116.8
<b>U</b>	0.1	0.6	0.2	0.2	0.6	0.6	0.3	0.6	1.1	0.2
<b>*Au</b>	44.4	133.3	109.0	27.9	55.9	46.4	45.7	56.0	7.7	117.4
<b>Th</b>	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Sr</b>	0.6	1.3	1.1	<0.5	0.7	0.7	2.9	1.5	1.1	2.3
<b>Cd</b>	0.80	0.45	0.19	4.70	3.46	0.66	0.39	3.81	0.34	5.69
<b>Sb</b>	0.85	0.78	0.18	7.49	2.25	0.72	0.60	1.68	1.82	0.79
<b>Bi</b>	2.17	4.37	2.64	2.55	3.96	3.81	2.60	3.63	8.60	7.09
<b>V</b>	53	77	88	25	27	29	48	25	9	54
<b>%Ca</b>	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
<b>%P</b>	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.002	<0.001	<0.001
<b>La</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Cr</b>	41.9	64.3	55.6	61.9	57.8	36.0	67.4	37.9	49.2	59.8
<b>Mg</b>	1.03	0.93	1.67	0.38	0.35	0.39	0.61	0.50	0.02	0.88
<b>Ba</b>	2.0	28.8	4.0	1.6	5.2	1.7	96.5	9.2	5.1	54.5
<b>%Ti</b>	0.011	0.016	0.013	0.007	0.012	0.004	0.007	0.007	0.008	0.006
<b>B</b>	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>%Al</b>	1.41	1.35	2.66	0.60	0.54	0.55	0.87	0.76	0.13	1.24
<b>%Na</b>	0.003	0.006	0.003	0.004	0.006	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004
<b>%K</b>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
<b>W</b>	0.3	1.0	<0.1	<0.1	0.2	0.6	0.4	0.2	0.5	0.2
<b>Sc</b>	5.9	6.5	11.0	2.4	3.0	2.6	3.9	3.6	1.1	5.9
<b>Tl</b>	0.64	1.60	0.92	14.10	4.56	1.82	0.66	2.44	5.89	8.21
<b>%S</b>	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00
<b>*Hg</b>	41	88	32	893	419	131	62	98	110	289
<b>Se</b>	84.6	93.6	83.7	37.4	89.3	>100.0	>100.0	>100.0	69.5	60.2
<b>Te</b>	6.91	9.56	4.90	4.59	10.82	11.74	9.12	10.89	25.31	5.84
<b>Ga</b>	4.1	4.4	7.7	1.8	2.1	1.7	2.5	2.3	0.7	4.1
<b>Pr</b>	0.04	0.09	0.06	0.04	0.03	0.07	0.07	0.03	0.07	0.06
<b>Nd</b>	0.20	0.48	0.33	0.15	0.21	0.38	0.34	0.18	0.30	0.28
<b>Sm</b>	0.06	0.13	0.10	0.05	0.05	0.12	0.07	0.07	0.10	0.09
<b>Eu</b>	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>Gd</b>	0.09	0.21	0.18	0.05	0.07	0.06	0.14	0.15	0.08	0.05
<b>Tb</b>	<0.02	0.04	0.03	<0.02	0.02	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>Dy</b>	0.08	0.30	0.24	0.09	0.15	0.12	0.09	0.11	0.09	0.11
<b>Ho</b>	0.03	0.05	0.05	<0.02	0.02	0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.02
<b>Er</b>	0.16	0.14	0.15	0.07	0.17	0.04	0.06	0.11	0.14	0.07
<b>Tm</b>	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>Yb</b>	0.05	0.18	0.12	0.03	0.12	0.05	0.07	0.09	0.03	0.10
<b>Lu</b>	<0.02	0.03	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02

“Tablo 6.1’in devami”

	<b>31</b>	<b>32</b>	<b>33</b>	<b>34</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>37</b>	<b>38</b>	<b>39</b>	<b>40</b>
<b>Mo</b>	92.78	8.95	30.59	8.53	2.22	7.24	7.76	8.77	29.73	26.63
<b>Cu</b>	>10000.00	2130.88	4710.78	1812.66	536.01	4455.91	595.53	1657.04	6225.58	>10000.00
<b>Pb</b>	52.50	10.63	53.55	32.04	18.06	41.71	20.09	18.42	299.27	39.90
<b>Zn</b>	1029.1	63.3	178.8	200.4	323.1	289.2	255.6	429.0	938.5	198.2
<b>*Ag</b>	7485	846	5571	2230	1438	4060	2293	2060	6098	7646
<b>Ni</b>	21.6	32.7	11.5	49.4	78.6	56.8	54.2	56.3	68.9	18.1
<b>Co</b>	523.7	509.6	661.1	1140.9	759.1	908.3	816.3	856.1	857.3	920.5
<b>Mn</b>	45	158	40	259	509	326	459	313	132	28
<b>%Fe</b>	34.42	34.12	33.65	36.93	31.89	31.57	32.02	27.65	35.85	34.50
<b>As</b>	109.1	44.6	146.1	65.8	48.2	112.1	64.0	41.9	130.1	302.2
<b>U</b>	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
<b>*Au</b>	22.5	26.8	21.4	220.4	89.2	73.3	226.1	365.7	293.1	47.0
<b>Th</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Sr</b>	4.1	1.1	1.1	1.5	1.6	1.8	3.3	4.8	<0.5	1.1
<b>Cd</b>	3.43	0.13	0.35	0.38	0.67	1.10	0.41	1.44	2.27	0.34
<b>Sb</b>	0.95	0.11	0.75	0.63	0.09	0.34	0.34	0.15	0.48	0.81
<b>Bi</b>	4.02	1.17	4.63	1.31	1.12	1.74	1.41	1.34	2.44	2.70
<b>V</b>	30	76	23	63	113	88	104	79	60	28
<b>%Ca</b>	<0.01	0.02	0.02	0.04	0.06	0.28	0.06	0.10	<0.01	0.01
<b>%P</b>	<0.001	0.012	<0.001	0.012	0.020	0.013	0.022	0.017	0.003	<0.001
<b>La</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.8	1.4	1.0	<0.5	<0.5
<b>Cr</b>	57.2	49.7	56.9	83.6	172.5	118.1	154.8	112.7	61.1	38.8
<b>%Mg</b>	0.45	0.82	0.29	1.31	2.96	1.83	2.30	1.70	0.75	0.36
<b>Ba</b>	76.6	2.1	7.9	2.1	4.5	3.5	2.0	6.0	1.9	0.8
<b>%Ti</b>	0.005	0.009	0.004	0.018	0.031	0.026	0.031	0.031	0.009	0.002
<b>B</b>	<1	<1	2	<1	2	2	<1	1	<1	<1
<b>%Al</b>	0.56	1.61	0.41	1.67	3.28	2.43	2.85	2.08	1.17	0.60
<b>%Na</b>	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.006	0.008	0.007	0.004
<b>%K</b>	0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.02
<b>W</b>	0.4	<0.1	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.6	0.4	0.3
<b>Sc</b>	2.7	7.2	2.4	7.2	12.9	9.9	11.7	8.0	3.7	2.2
<b>Tl</b>	1.60	0.24	3.19	2.39	0.26	0.57	2.32	0.64	0.77	2.25
<b>S</b>	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00	>10.00
<b>*Hg</b>	97	28	64	129	31	41	176	46	101	163
<b>Se</b>	53.4	38.8	44.6	85.0	49.4	81.1	56.2	57.6	>100.0	96.5
<b>Te</b>	7.98	3.58	10.40	11.22	7.03	9.46	7.95	8.40	9.61	9.04
<b>Ga</b>	1.6	4.4	1.6	5.6	11.7	9.0	11.6	9.3	6.6	1.9
<b>Pr</b>	0.04	0.09	0.04	0.19	0.31	0.31	0.52	0.33	0.15	0.10
<b>Nd</b>	0.25	0.58	0.24	1.02	1.49	1.58	2.39	1.62	0.88	0.52
<b>Sm</b>	0.07	0.17	0.06	0.29	0.41	0.46	0.68	0.43	0.17	0.15
<b>Eu</b>	<0.02	0.05	<0.02	0.08	0.13	0.12	0.20	0.12	0.07	0.03
<b>Gd</b>	0.12	0.19	0.08	0.34	0.52	0.61	0.78	0.56	0.39	0.18
<b>Tb</b>	<0.02	0.04	<0.02	0.05	0.08	0.11	0.11	0.08	0.06	0.02
<b>Dy</b>	0.15	0.26	0.10	0.57	0.49	0.74	0.62	0.60	0.35	0.09
<b>Ho</b>	0.04	0.05	0.02	0.07	0.11	0.14	0.13	0.11	0.06	<0.02
<b>Er</b>	0.07	0.13	0.06	0.21	0.29	0.31	0.37	0.28	0.20	0.05
<b>Tm</b>	<0.02	0.02	<0.02	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	<0.02	<0.02
<b>Yb</b>	0.08	0.10	0.05	0.17	0.27	0.34	0.36	0.22	0.17	0.04
<b>Lu</b>	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	<0.02	<0.02

Mo değerleri 5,35 ppm ile 113,62 ppm arasında değişmekte olup ortalama 43,48 ppm'dir.

Cu değerleri 103,72 ppm ile >10 000 ppm arasında değişmekte olup ortalama 5662,99 ppm'dir.

Pb değerleri 18,06 ppm ile 299,27 ppm arasında değişmekte olup ortalama 67,98 ppm'dir.

Zn değerleri 63,3 ppm ile 8058,2 ppm arasında değişmekte olup ortalama 794,47 ppm 'dir.

Ag değerleri 846 ppb ile 14811 ppb arasında değişmekte olup ortalama 7053,50 ppb'dir.

Ni değerleri 9,4 ppm ile 78,6 ppm arasında değişmekte olup ortalama 30,62 ppm'dir.

Co değerleri 263,3 ppm ile 1165,4 ppm arasında değişmekte olup ortalama 663,80 ppm'dir.

Mn değerleri 16 ppm ile 509 ppm arasında değişmekte olup ortalama 112,25 ppm'dir.

Fe oranları % 27,65 ile % 37,76 arasında değişmekte olup ortalama % 35,08 'dir.

As oranları 41,9 ppm ile 415,5 ppm arasında değişmekte olup ortalama 157,58 ppm'dir.

Au değerleri 3,0 ppb ile 718,9 ppb arasında değişmekte olup ortalama 120,18 ppb'dir.

Cd değerleri 0,13 ppm ile 28,10 ppm değerleri arasında değişmekte olup ortalama 2,73 ppm'dir.

Sb değerleri 0,09 ppm ile 13,50 ppm arasında değişmekte olup ortalama 2,11 ppm'dir.

Bi değerleri 1,11 ppm ile 8,60 ppm arasında değişmekte olup ortalama 2,91 ppm'dir.

V değerleri 9 ppm ile 130 ppm arasında değişmekte olup ortalama 53,43'dür.

Se değerleri 21,9 ppm ile 100 ppm arasında değişmekte olup ortalama 66 ppm'dir.

Ba değerleri 0,7 ppm ile 96,5 ppm arasında değişmekte olup ortalama 14,03 ppm'dir.

Ti değerleri % < 0,0001 ile % 0,031 arasında değişmekte olup ortalama % 0,01'dir.  
Ti değerleri örneklerin tamamında 310 ppm 'in altında ve ortalama 111,5 ppm'dir.

Sr değerleri  $> 0,5$  ppm ile  $4,8$  ppm arasında değişmekte olup ortalama  $1,43$  ppm'dir.

Cu'a göre Ti, Au, Sb, As, Cd, Pb, Mo, Ag, Zn, Cd, Bi, Co, Ni, Fe değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlarda düzenli bir değişim izlenmemiştir (Şekil 6.34. ve Şekil 6.35).

Zn'ya göre Ag, Au, Ni, Pb, Co, Bi, Fe, Cd, Sb, değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlarda Zn ile Cd arasında pozitif bir korelasyon izlenmiş diğer elementler arasında ise düzenli bir değişim izlenmemiştir (Şekil 6.36).

Koçali cevherleşmesine ait Co içerikleri  $263,3$  ppm ile  $1165,4$  ppm arasında değişmektedir. Ortalama Co içeriği ise  $663,8$  ppm'dir. Bazaltik volkanitlerin ortalama  $48$  ppm, andezitik kayaçların  $24 - 28$  ppm, ultramafik kayaçların  $110$  ppm ve  $200$  ppm Co içerdikleri göz önüne alındığında Koçali cevherleşmelerine ait Co içeriği oldukça yüksektir.

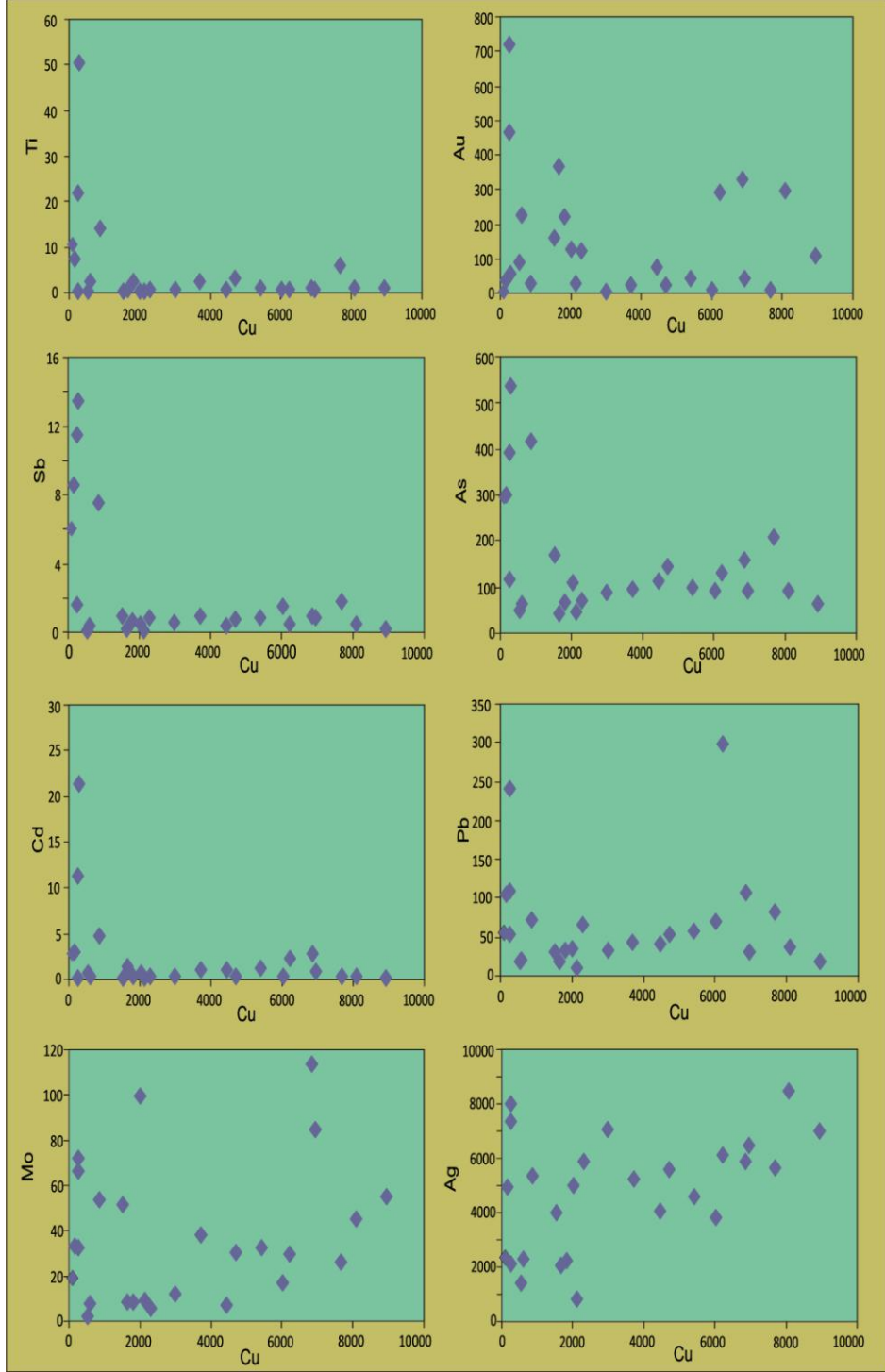
Koçali cevherleşmesine ait Ni içerikleri  $9,4$  ppm ile  $78,6$  ppm arasında değişmekte olup ortalama  $30,6$  ppm'dir. Bazaltik kayaçların ortalama  $130$  ppm ile  $150$  ppm arasında, andezitik volkanitlerin genel anlamda  $20-27$  ppm arasında ve ultramafik kayaçların ise  $2000$  ppm Ni içerdikleri göz önüne alındığında yöredeki kayaçların Ni içerikleri (Ortalama  $30,6$  ppm) düşüktür.

Co/Ni oranı magmatik-hidrotermal ve sedimanter çevreler arasında potansiyel bir ayırıcı olarak kullanılır (Loftus-Hill ve Solomon, 1967). Sedimanter, volkanojenik ya da diyajenetik kökenli şeyller içindeki pirit ya da pirotitlerde yüksek Co ve Ni içerikleri gözlenmekle beraber Co/Ni oranları birden küçüktür (Cambel ve Jarkovsky, 1967). Hidrotermal kökenli sülfidlerde genellikle düşük Co ve Ni içerikleri gözlenir ( $100$  ppm'den daha az) ve Co/Ni oranları birden daha büyüktür (Cambel ve Jarkovsky, 1967: Loftus-Hill ve Solomon, 1967).

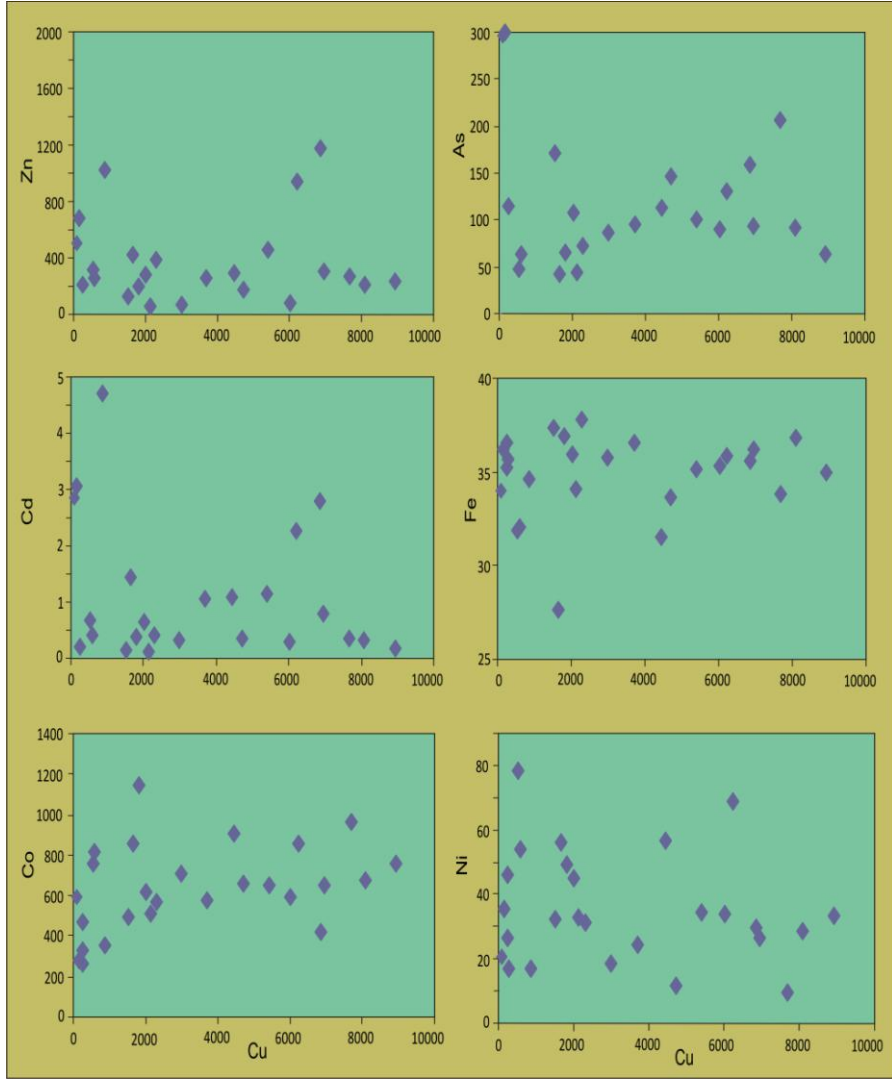
Güleç ve Erler (1983)'e göre piritlerin Ni'e göre daha yüksek oranlarda Co içermesi, bu piritlerin hidrotermal koşullar ile oluştuğunun işareti olarak kabul edilmektedir. Ayrıca, yerkabuğunda Ni'in Co'a göre daha yüksek oranlarda bulunmasına karşın, hidrotermal piritlerde Co/Ni oranlarının birin üzerinde olması, Co'ın Ni'e göre daha kolaylıkla yankayaçlardan yıkanıp çözeltiye alınmasına ve daha sonra yataklarda derişmesine bağlıdır (Güleç ve Erler, 1983).

Yüksek selenyum ve birin üzerindeki Co/Ni oranı hidrotermal piritlerin karakteristik özelliklerindedir (Raiswell ve Plant, 1980).

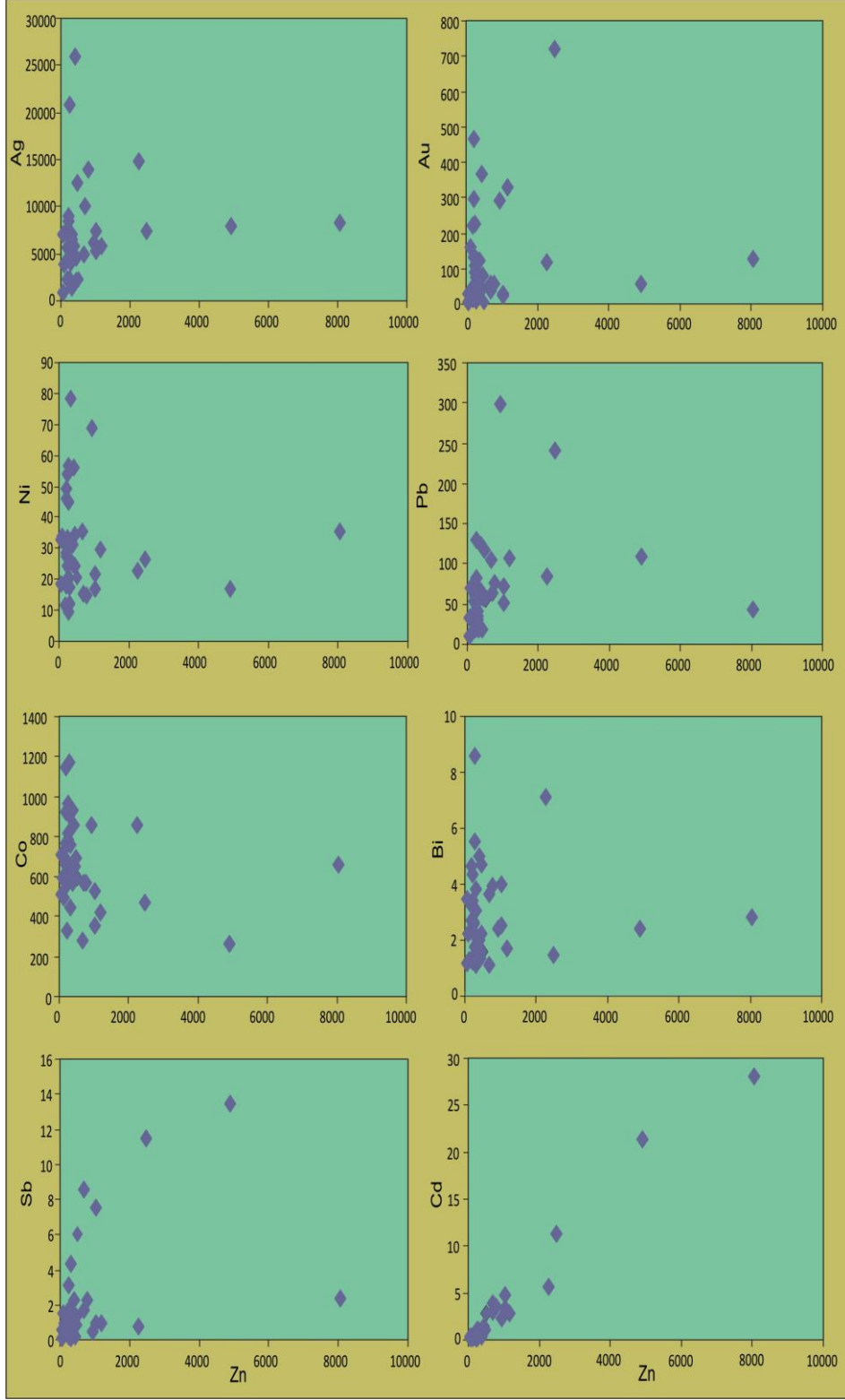
Koçali cevherleşmelerine ait piritlerden yapılan analizlerde yüksek Se (Ortalama 66 ppm ), Co/Ni oranlarının 1'in üzerinde olduğu ve düşük Ni (ortalama 306 ppm) içeriğine sahip olduğu görülmüştür. Bu durum cevherleşmelerde hidrotermal süreçlerin etkin olduğunu açıkça göstermektedir.



Şekil 6.34. Cu'a göre Ti, Au, Sb, As, Cd, Pb, Mo, Ag değişim diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir

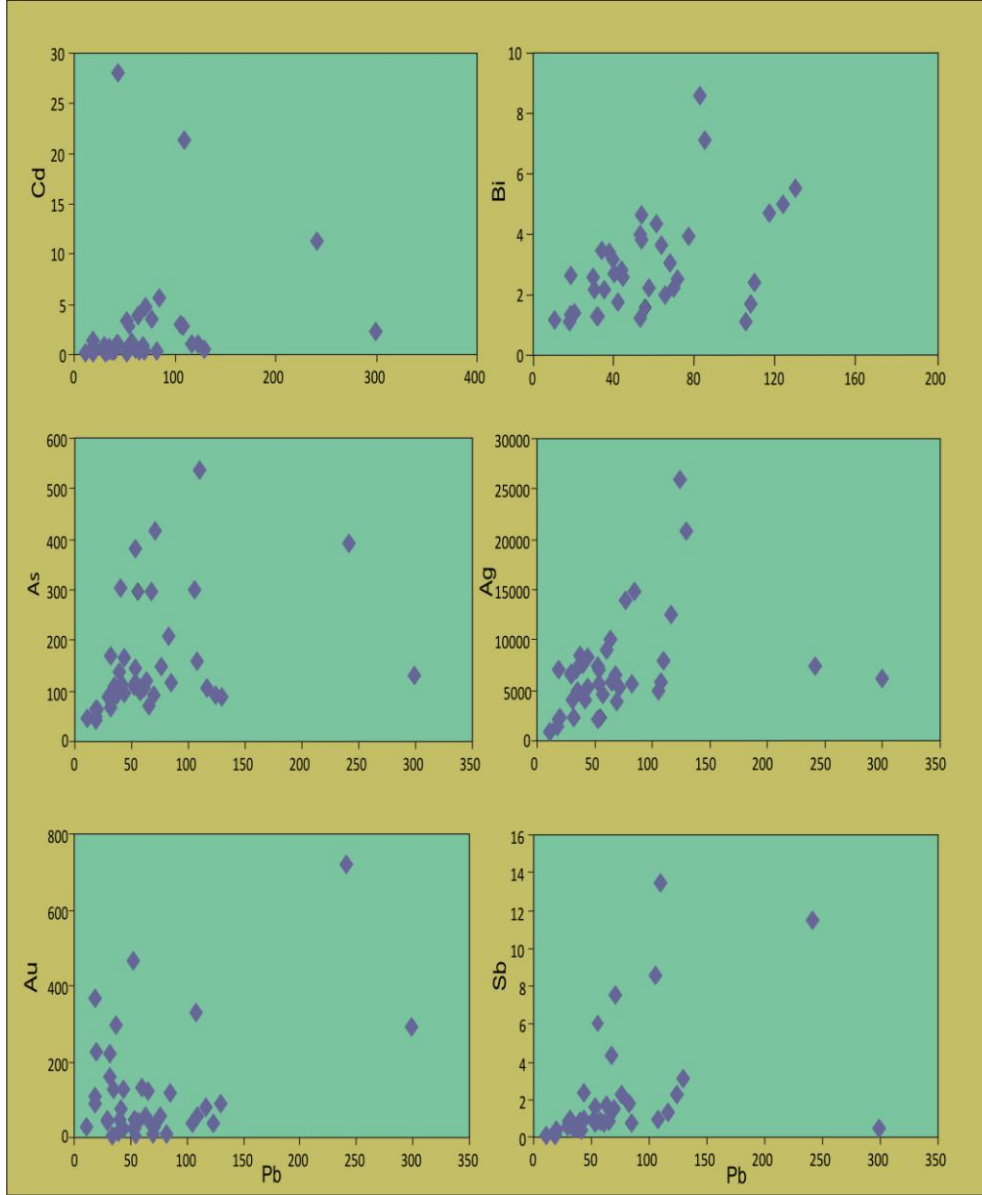


**Şekil 6.35.** Cu'a göre Zn, Cd, Bi, Co, Ni, Fe değişim diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir



**Şekil 6.36.** Zn'ya göre Ag, Au, Ni, Pb, Co, Bi, Sb, diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir Cd'da ise düzenli bir değişim izlenmektedir

Pb 'a göre Cd, Bi, As, Ag, Au ve Sb değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 6.37). Bu diyagramlar üzerinde düzenli bir değişim izlenememiştir.

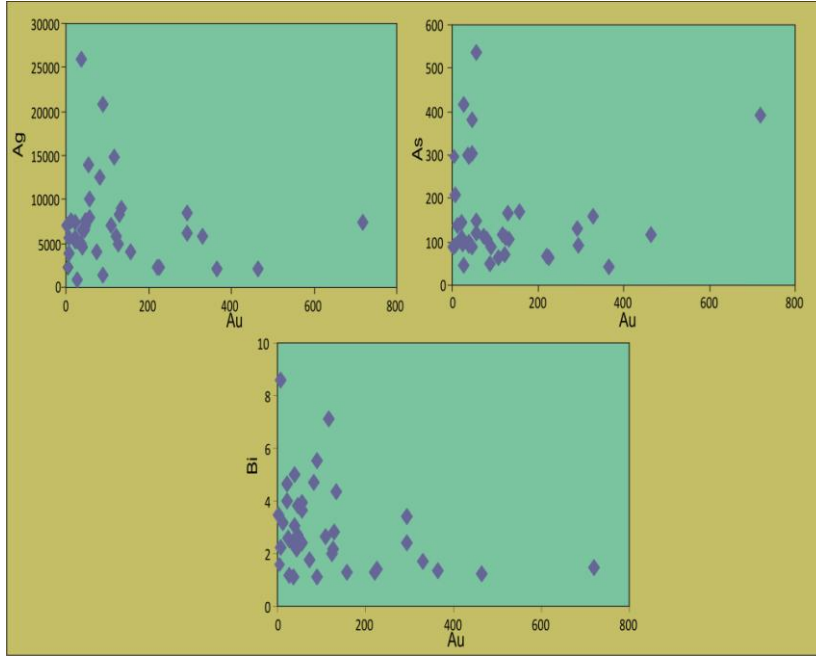


Şekil 6.37. Pb'a göre Cd, Bi, As, Ag, Au, Sb diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir.

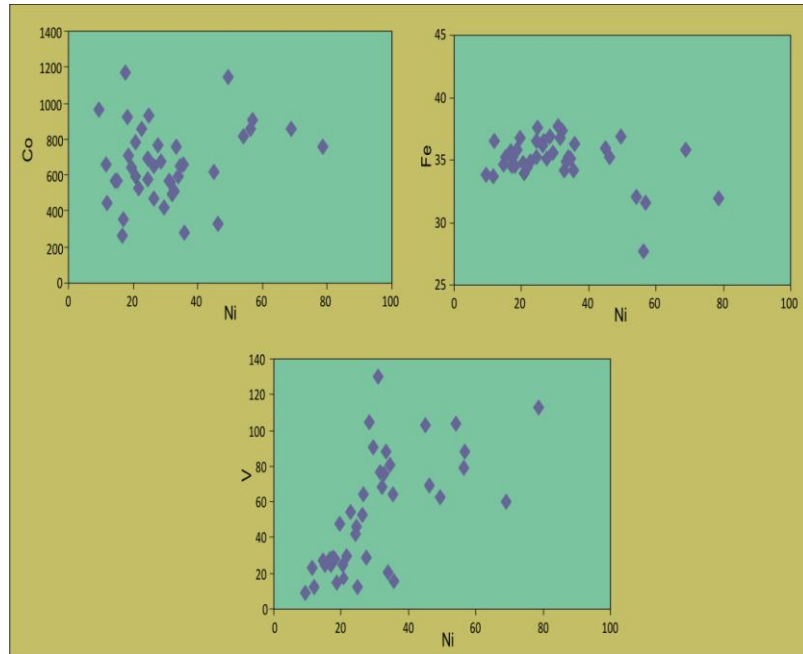
Au'a göre Ag, As ve Bi değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlar üzerinde düzenli bir değişim izlenmemiştir (Şekil 6.38).

Ni'e göre Co, Fe, V değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlar üzerinde elementler arasında düzenli bir korelasyonun olmadığı gözlemlenmiştir (Şekil 6.39).

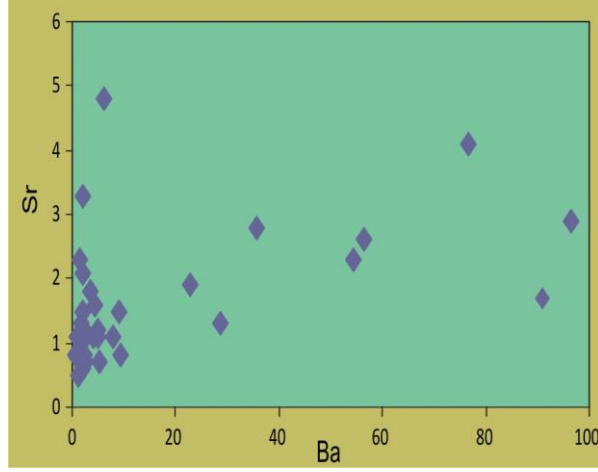
Sr'a göre Ba değişim diyagramında ise bu iki element arasında düzenli bir değişim görülmektedir (Şekil 6.40).



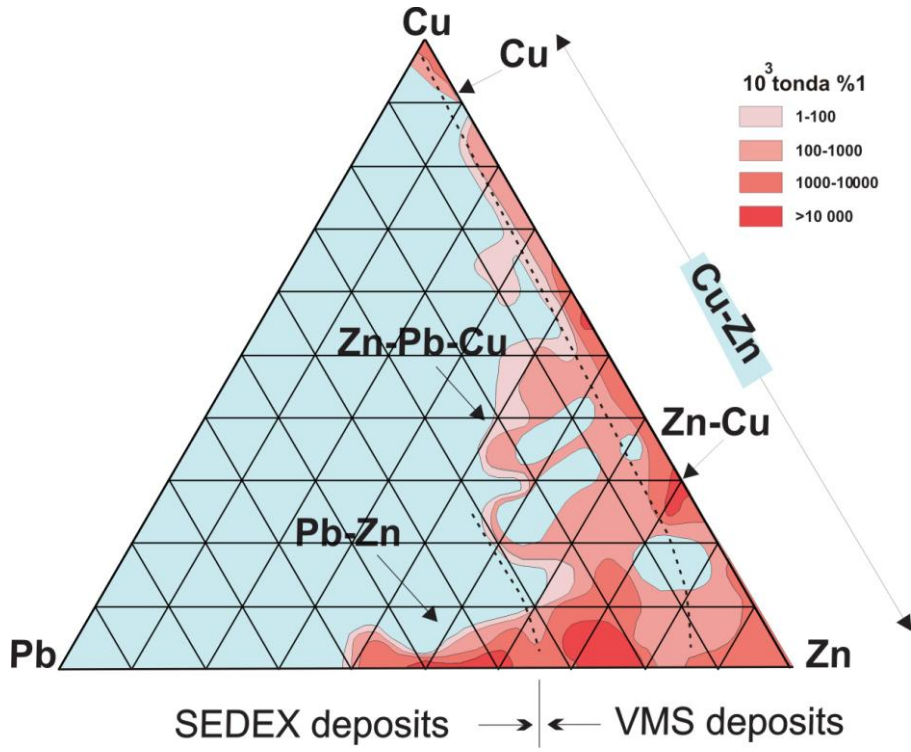
Şekil 6.38. Au'ya göre Ag, As, Bi diyagramlarında düzenli bir değişim izlenmemektedir



Şekil 6.39. Ni'ye göre Co, Fe, V diyagramlarında düzenli bir değişim gözlenmemektedir

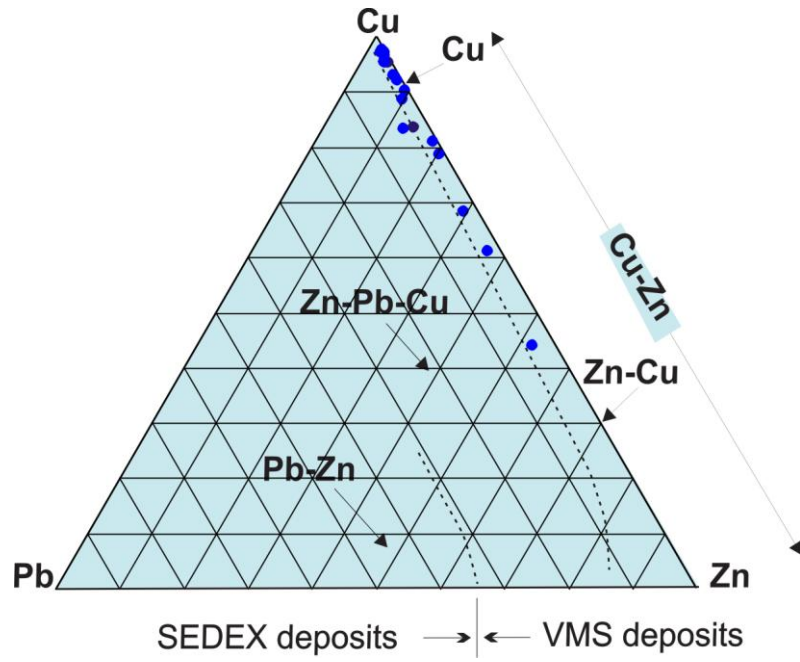


Şekil 6.40. Sr'ya göre Ba diyagramında düzenli bir değişim izlenmemektedir



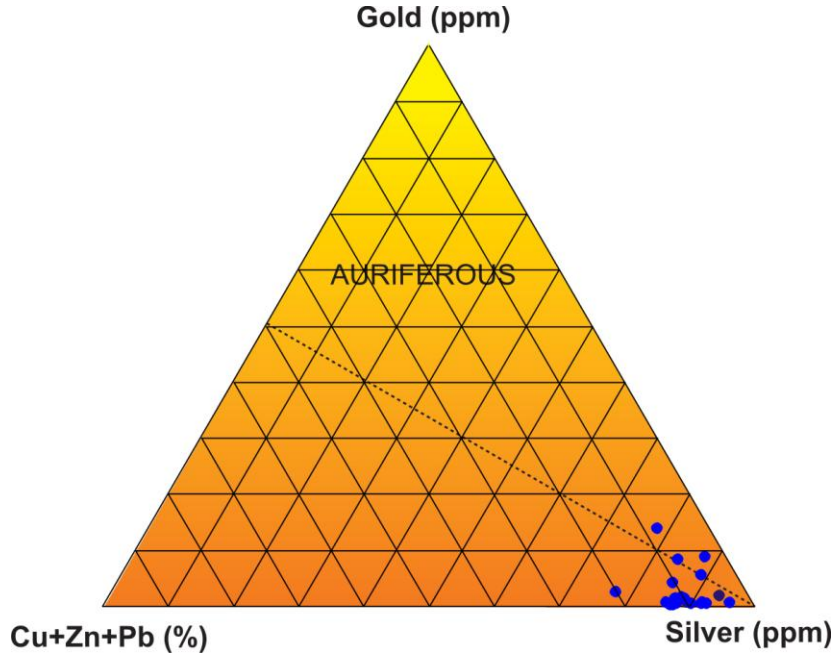
Şekil 6. 41. Dünya üzerindeki VMS yataklarının baz metal içeriğine göre sınıflandırılması Franklin et al. (1981) ve Large (1992).

Şekil 6.41’de dünya üzerindeki VMS yataklarının baz metal içeriğine göre sınıflandırılması görülmektedir. Koçali bakır cevherleşmesine ait örneklerin Cu, Pb, Zn diyagramında (Şekil 6.42) volkanojenik masif sülfid yataklar alanına düştüğü ve bu örneklerin tümünün bakırca zengin VMS yatakları alanında yoğunlaştıkları görülmektedir.



Şekil 6.42. Koçali Cu cevherleşmesine ait örneklerin, Pb-Cu-Zn diyagramındaki dağılımı Franklin ve diğ., (1981) ve Large (1992).

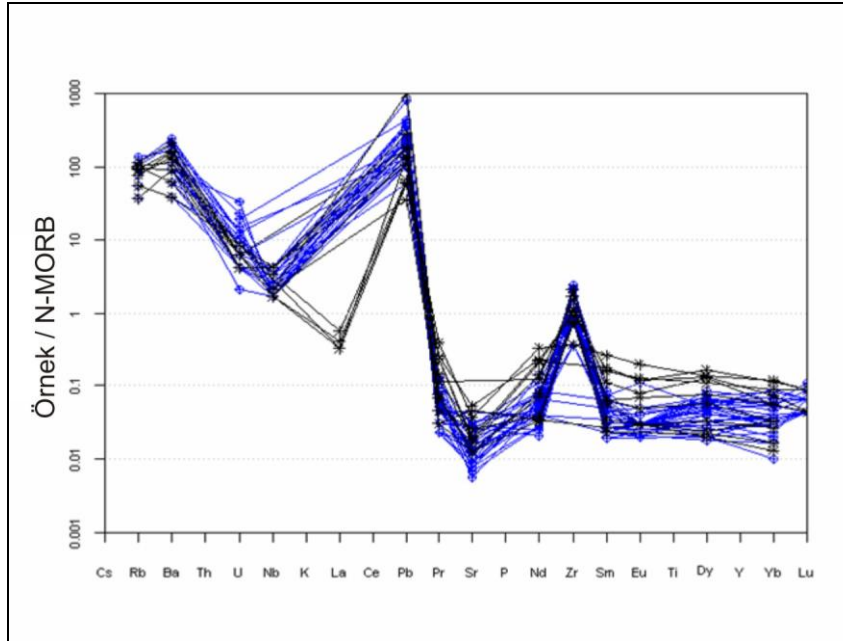
Şekil 6.43’de Koçali Cu cevherleşmesine ait örnekler Au (ppm), Ag (ppm), Cu+Zn+Pb (%)’de diyagramında dağılımları görülmektedir. Örneklerin gümüş köşesine çok yakın düştükleri ve tamamına yakınının auriferious alan dışına düşmeleri cevherleşmelerin altınca zengin yataklanma göstermediklerine işaret etmektedir.



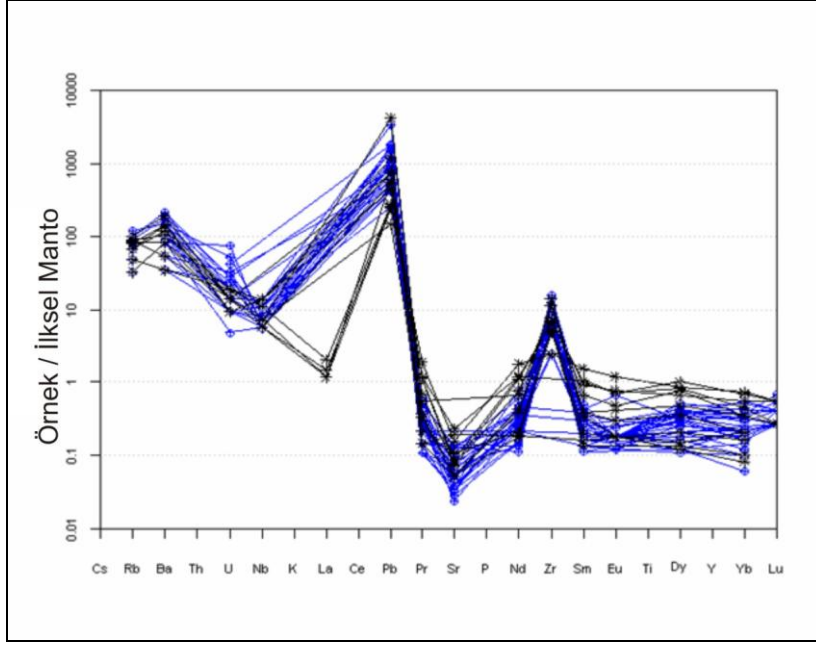
**Şekil 6.43.** Koçali Cu ceherleşmesine ait örneklerin, Cu+Zn+Pb (%)-Au (ppm)-Ag (ppm) diyagramındaki dağılımı. Barrie ve Hannington (1999), Galley ve Koski (1999).

### 6.3.1. Metallerin Kaynağı

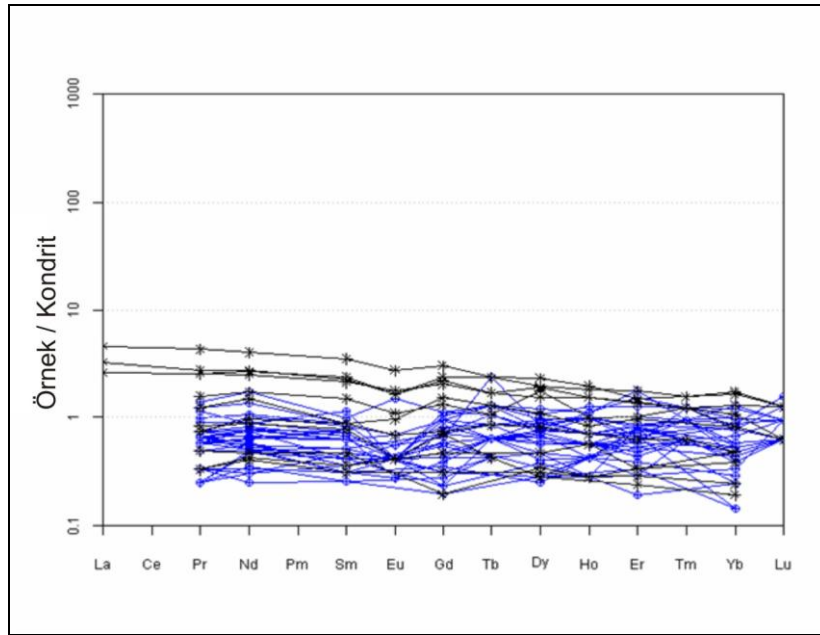
Koçali Cu ceherleşmesine ait örneklerin, MORB, İlksel Manto ve kondridite normalleştirilmiş diyagramları (Şekil 6.44, Şekil 6.45, Şekil 6.46) aşağıda görülmektedir.



**Şekil 6.44.** Koçali ofiyolitine ait kayaların okyanus ortası sırtı bazaltlara (NMORB) normalleştirilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu element dağılımları



**Şekil 6.45.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının ilksel mantoya (PRIM) normalize edilmiş (Sun ve McDonough., 1989) çoklu element dağılımları



**Şekil 6.46.** Koçali ofiyolitine ait kayaçlarının kondritte normalize edilmiş (Sun ve McDonough., 1989) çoklu element dağılımları

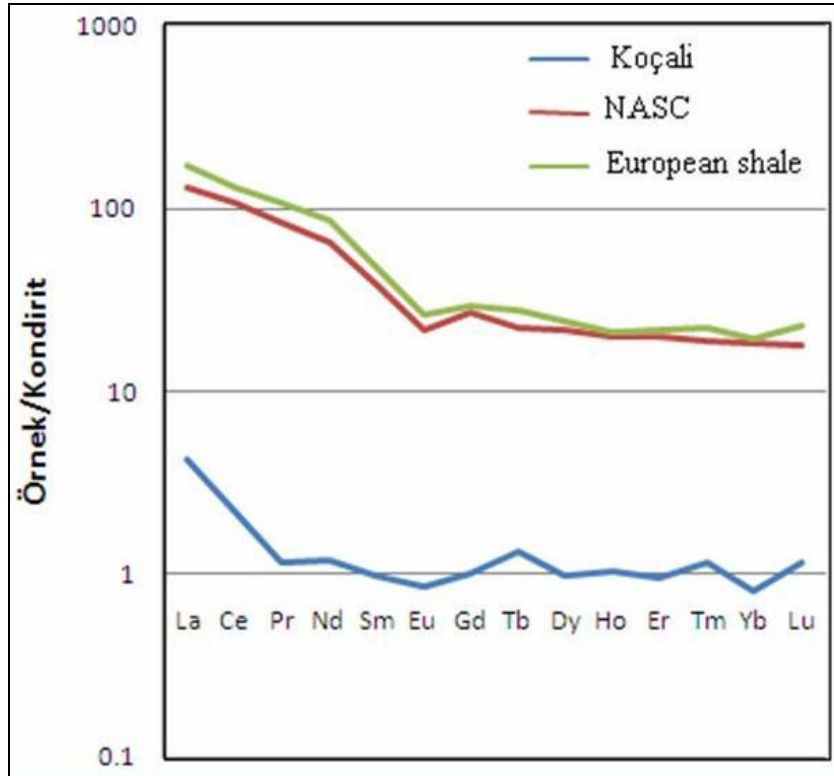
Cevherleşmelerin kökeninin anlaşılmasında piritlerdeki iz element ve N.T.E. içerikleri önemlidir. Bu yönde son yıllarda birçok çalışma değişik araştırmacılar tarafından yapılmıştır (Ferreira da Silva ve diğ., 2008; Perez-Lopez ve diğ., 2010; Guangzou ve diğ., 2009).

Koçali Cu cevherleşmesine ait örneklerin Nadir Toprak Element (REE) içeriklerinin kondridite normalleştirilmiş diyagramda kondridit değerlerine yakın gidiş gösterdikleri belirlenmiştir (Şekil 6.46).

Aynı zamanda çalışma alanındaki örneklerin kondridite normalleştirilmiş değerleri Kuzey Amerika Şeyl Bileşimi (NASC) ve Avrupa Şeylleri nin (European Shale) kondridite normalleştirilmiş değerleri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 6.47).

Şeyllerin kondridit değerlerine göre yaklaşık 30 ila 100 kat zenginleştikleri görülmektedir (Şekil 6.47).

Çalışma alanındaki örneklerin REE içeriklerinin kondridite benzer değerler göstermesi cevherleşmeyi oluşturan metallerin denizel sediman kökenli olmayıp magmatik kayalar ile ilişkili olduğunu işaret etmektedir.



**Şekil 6.47.** İnceleme alanındaki cevher örneklerinin kondridite normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramı (NASC değerleri Gromet ve diğ., 1984, ES değerleri Haskin ve Haskin 1966' dan alınmıştır. Normalleştirmeler Sun ve McDonough 1989'a göre yapılmıştır).

### 6.3.2. İzotop Çalışmaları

Çalışma alanındaki cevher minerallerinden seçilen 10 adet örnekte (Geochron Laboratuvarında, ABD)  $\delta^{34}\text{S}$  analizi yapılmıştır.

İzotop; proton sayıları aynı, nötron sayıları farklı elementlerdir.

Elementlerin proton sayıları değişmez fakat nötron sayıları değişebilir. Bu nedenle atom ağırlıkları da değişebilir.

İzotop	Toplam S' e oranı
$^{32}\text{S}$	95,1
$^{33}\text{S}$	0,74
$^{34}\text{S}$	4,2
$^{36}\text{S}$	0,016

Bir elementin izotop oranı belli ortamlar için yaklaşık değerlere sahiptir. Bu temelden hareketle izotopik oranlar belirlenirse cevherleşmenin kökeni saptanabilir.

Kükürt izotop analizlerinde standart olarak Canyon Diablo demirli meteoritinin bileşiminde bulunan triolit /FeS) bünyesinden alınan kükürt kullanılmaktadır. Bu standartın  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  oranı 22.21 dir (Hoefs, 1973; Akçay, 2002'den). Kükürt izotop fraksiyonlaşması bu baza göre hesaplanır.

Triolite fazındaki meteoritlerde ve dünyamızda  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S} = 22.21$ 'dir.

$$^{34}\text{S} = \frac{(^{34}\text{S} / ^{32}\text{S} \text{ örnek} - ^{34}\text{S} / ^{32}\text{S} \text{ standart})}{^{34}\text{S} / ^{32}\text{S} \text{ standart}} \times 100$$

- Meteoritlerde  $^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$  oranı sıfırdır.

Kükürt İzotop Çalışmaları;

a) Redüksiyon hafif kükürdün çoğalmasına, oksidasyon ağır kükürdün çoğalmasına neden olmaktadır. Bakteriler kükürdü indirgeyebilir veya yükseltgeyebilirler.

b) Bir yatak için ortalama  $^{34}\text{S} = 0$  ise derin ve homojen bir kaynak,  $^{34}\text{S}$  negatif ise bakteriyolojik aktivite ve sedimanter yataklanma düşünülmelidir.

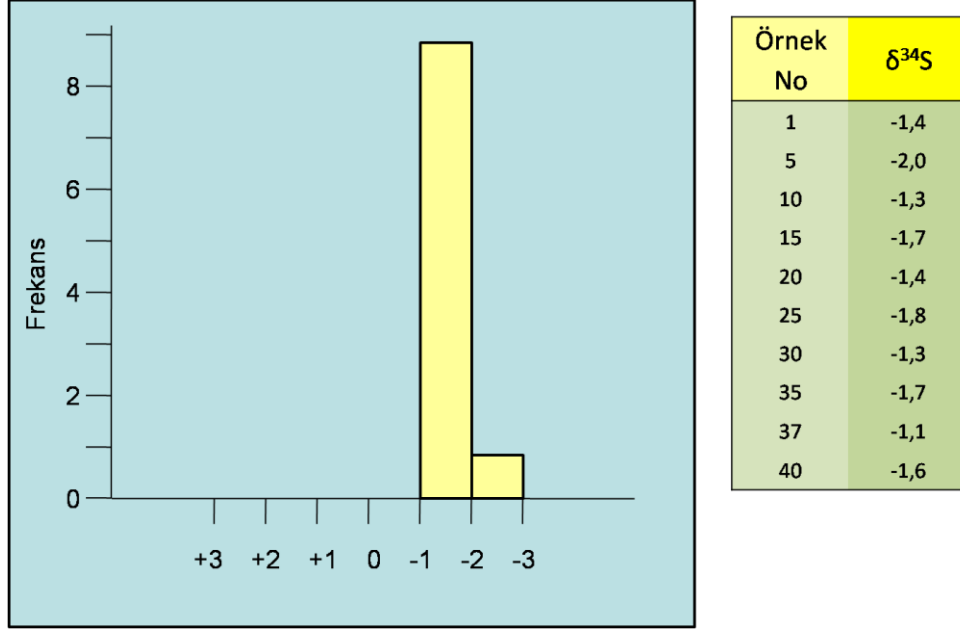
c) Homojen  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  dağılımı ve dağılımda sistematik değişme inorganik ve derinlerde oluşuma; düzgün olarak değişmeyen veya çok farklı  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  değerleri organik sedimanter yatakları gösterir.

c) Magmatik kayalar için  $^{34}\text{S} = 0$

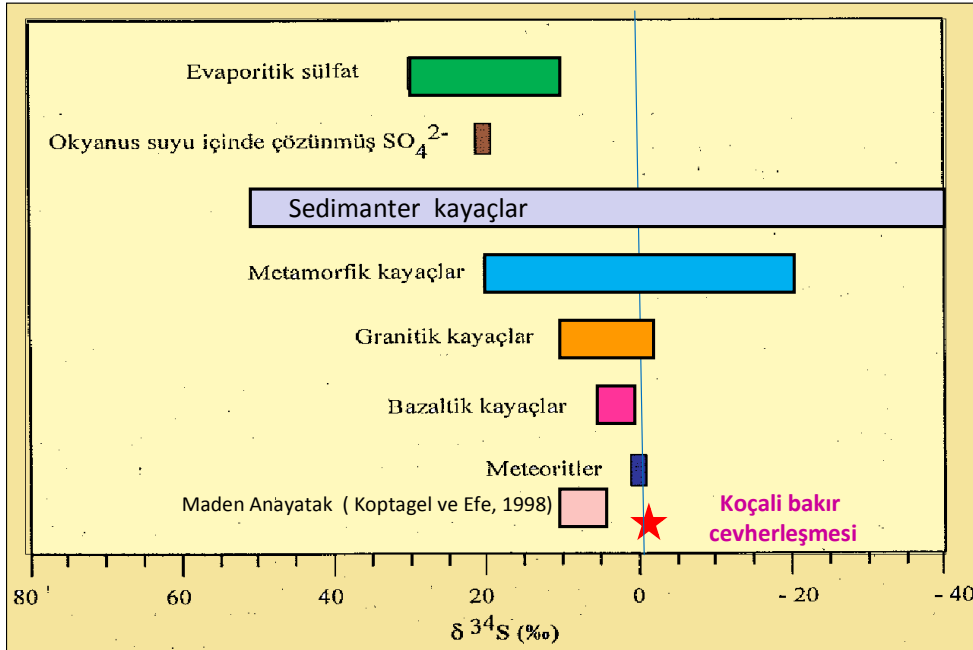
Volkanizma ile ilgili hidrotermal çözeltilerde  $^{34}\text{S} = +$  (ağır S fazla)

Sedimanter kayaçlarda  $^{34}\text{S} = -10$  ile  $-40$  ( $^{34}\text{S}$  fazla)

Çalışma alanındaki pirit ve kalkopirit örneklerinde  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  değerleri  $-1,1$  ile  $-2,0$  arasında değişmektedir (Şekil 6.48). Bu değer dar bir aralık ve sıfıra yakın bir değerdir. Bu nedenle kükürdün kaynağının magmatik kökenli olduğu söylenebilir (Şekil 6.49).



Şekil 6.48. Koçali Cu cevherleşmesindeki pirit ve kalkopiritlerin  $\delta^{34}\text{S}$  histogramı.



Şekil 6.49. İnceleme alanı ve bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değişimleri. Ölçümler Canyon Diablo meteoriti içindeki triolit standardı (CDT) kullanılarak yapılmıştır (Hoefs, 1973).

## 7. SONUÇLAR

1. İncelenen kayaç örnekleri; MORB normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE) göre, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) bakımından zenginleşme ve bunun sonucu olarak negatif Nb, Th, P ve Ta anomalileri ve pozitif Ba, U, K, Pb ve Sr anomalilerinin varlığı belirlenmiştir.

2. Nb/Th oranının 10'dan büyük olması (8,80-19,50 Ort:13,15) esas olarak NMORB kaynağını işaret etmektedir. Ancak 10'dan küçük ve 10'a yakın değerlere sahip örneklerin olması yitim bileşenlerinin etkisinden kaynaklanmaktadır.

3. Th/Nb ve Ba/Nb oranlarının NMORB'a göre yüksek olması manto kaynağının yitim bileşenlerince değiştirilmiş olmasından kaynaklanmaktadır. Eğer Th/Nb, Ba/Nb den daha yüksek ise değişime neden olan en önemli faktör yitim sedimanlarıdır. Ancak Ba/Nb daha yüksek değere sahip ise değişime neden olan faktör sulu bileşenlerdir

İncelenen örneklerde, Ba/Nb (3,33-39,03 ort:11,45) MORB'a (2,70) göre 1,23-14,48 kat zenginleşmiştir. Th/ Nb ise MORB'a göre 1,0-2,2 kat zenginleşmiştir. Bu veriler manto kaynağının kirlenmesinde sulu bileşenlerin etkin olduğunu göstermektedir.

4. Koçali ofiyolitine ait kayaçların esas olarak MORB türü bir kaynaktan türediği ve dalan levhadaki akışkan sıvıların ilavesi ile metasomatize olan supra-subduction zonda geliştiği düşünülmektedir.

5. Koçali cevherleşmelerine ait piritlerden yapılan analizlerde yüksek Se (Ortalama 66 ppm), Co/Ni oranlarının 1'in üzerinde olduğu ve düşük Ni (ortalama 306 ppm) içeriğine sahip olduğu görülmüştür. Bu durum cevherleşmelerde hidrotermal süreçlerin etkin olduğunu açıkça göstermektedir.

6. İnceleme alanındaki örneklerin kondridite normalleştirilmiş değerleri Kuzey Amerika Şeyl Bileşimi (NASC) ve Avrupa Şeyllerinin (European Shale) kondridite normalleştirilmiş değerleri ile karşılaştırılmıştır. Şeyllerin kondridit değerlerine göre yaklaşık 30 ila 100 kat zenginleştikleri görülmektedir.

Çalışma alanındaki örneklerin REE içeriklerinin kondridite benzer değerler göstermesi cevherleşmeyi oluşturan metallerin denizel sediman kökenli olmayıp magmatik kayaçlar ile ilişkili olduğunu işaret etmektedir.

7. Mikroskopik incelemelerde zonlu piritlerin varlığı belirlenmiştir.

8. Koçali Cu cevherleşmesine ait pirit ve kalkopirit örneklerinde  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  değerleri -1,1 ile -2,0 arasında değişmektedir. Bu değer dar bir aralık ve sıfıra yakın bir değerdir. Bu nedenle kükürdün kaynağının magmatik kökenli olduğu söylenebilir.

9. Koçali Cu cevherleşmesinin suprasubduction zonda açılmaya bağlı olarak gelişmiş Kıbrıs Tipi Volkanojenik Masif Sülfür (VMS) yatak tipinde geliştiği düşünülmektedir.

10. Bu çalışma ile elde edilen jeokimyasal verilerin yorumlanmasıyla Koçali ofiyolitinin, esas olarak MORB türü bir kaynaktan türediği ve dalan levhadaki akışkan sıvıların ilavesi ile metasomatize olan supra-subduction zonda (SSZ) geliştiği ve hendeğin güneye doğru ilerlemesi sonucunda hendek (Kastel çanağı) kıta kenarı çarpışmasının gerçekleştiği ve böylece güneye doğru pasif kıta kenarı (Arap platformu) üzerine yerleştiği düşünülmektedir.

## 8. ÖNERİLER

Ofiyolitlerle ilişkili, çeşitli boyutlardaki birçok Au ve Cu yataklarının Bitlis-Zagros Sütur Zonu (BZS)-Güneydoğu Anadolu'da Anadolu ve Arab plakaları arasındaki sınır hattı boyunca yer aldığı bilinmektedir. Bu yataklar, Jura-Üst Kretase yaşlı, okyanus içinde oluşmuş Kızıldağ Masifi, Baer-Bassit Masifi (Kızıldağ'ın Suriye'deki devamı) Yüksekova ve Berit gibi suprasubduction zonu ofiyolit dilimleriyle ilişkilidir. Ofiyolitik kütleler tektonik olarak Arab plakası'nın platform karbonatlı sedimanlarını üzerler. En az birkaç Au ve Co-Ni içeren piritik Fe-Cu oksid ve sülfid yatağı BZS boyunca yüzeyleyen kloritleşmiş ve spilitleşmiş bazaltik yastık lavlar veya levha daykları ile ilişkilidir.

Kıbrıstaki Troodos masifinde 90'dan fazla yatak vardır. Bu yatakların yalnızca 6 tanesi 1 milyon tondan büyük geriye kalanlar ise küçük ve orta ölçekli cevherleşmelerdir. Umman'daki Semail Ofiyoliti içerisinde 150'den fazla bakırlı masif sülfid cevherleşmesi bilinmektedir.

Koçali Karmaşığı içerisinde Kıbrıs tipi masif sülfid yatağı olarak tespit edilen Koçali cevherleşmelerinin dışında birçok yatağın araştırmacılar tarafından yapılacak çalışmalarla ortaya çıkartılabileceği düşünülmektedir.

## KAYNAKLAR

- Abd El-Rahman, Y., Polat, A., Dilek, Y., Fryer, B., El-Sharkawy, M., Sarkan, S.,** 2009. Geochemistry and tectonic evolution of the Neoproterozoic Wadi Ghadir ophiolite, Eastern Desert, Egypt. *Lithos* 113, 158–178.
- Akçay, M.,** 2002. Jeokimya: Temel Kavramlar ve İlkeler, KTÜ, Yayın No:204, 506s, Trabzon.
- Akıncı, Ö.T.,** 2009. Ophiolite-Hosted Copper and Gold Deposits of Southeastern Turkey: Formation and Relationship with Seafloor Hydrothermal Processes *Turkish J. Earth Sci.*, 18, (2009), 475-509.
- Al-Ryami, K., Robertson, A.H.F., Xenophontos, C., Danelian, T., Dixon, J.E.,** 2002. Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer–Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. *Lithos* 65, 225–260.
- Altınlı, İ.E.,** 1966. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi, MTA Dergisi, no.66-67, Ankara.
- Amkoff, Ö.,** 1988. Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: Textural and chemical changes during a solid-state process. *Mineral Deposita* 23, 286-292.
- Bağcı, U.,** 2004. Petrogenesis of the plutonic rocks (ultramafic-mafic cumulates) from the Kizildag (Hatay) and Antalya ophiolites. Doktora Tezi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Macpherson, C.G.,** 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume–lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *Journal of Petrology* 38, 1359–1390.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H.,** 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstone and younger volcanic rocks. In: Lentz, D.R. (Ed.), *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore Forming Systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 11, pp. 433–467.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D.** 1999. Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide deposits based on host-rock composition *in* Barrie, C.T., Hannington, M.D.(eds.), *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. *Reviews in Economic Geology*, 8, 1-11.

- Bédard, J.H.**, 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source component. *Journal of Petrology* 40, 1853–1889.
- Best, M., Christiansen, E.H.**, 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Ann Arbor. 458 pp.
- Bölücek, C., Akgül, M., 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, 349–360.
- Cambel, B. and Jarkovsky, J.**, 1967. *Geochemie der pyrite eniger lagerstätten der Tschoslowakel*. VSVA Bratislava, 439 pp. (With english summary).
- Chen, W. and R. J. Arculus** 1995. Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco volcanic field, Arizona, USA, *Lithos* 36, 203-225.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shalloet, M.**, 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust *Lithos* 100 174–209.
- Dilek, Y. and Thy, P.**, 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories: *Lithos*, v. 113, p. 68-87, DOI:10.1016/j.lithos.2009.05.044.
- Erdoğan, B.**, 1982. Ergani - Maden Yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, V. 25, 49-59 February, 1982.
- Ferreira da Silva, E., Bobos, I., Xavier Matos., J., Patinha, C., Reis A.P.**, 2008. Cardoso Fonseca., E. Mineralogy and geochemistry of trace metals and REE in volcanic massive sulfide host rocks, stream sediments, stream waters and acid mine drainage from the Lousal mine area (Iberian Pyrite Belt, Portugal)
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.F.**, 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits; in Skinner, B.J., ed., *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 485-627.
- Fitton, J.G., James, D., and Leeman, W.P.**, 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13693-13711.

- Galley, A.G., Koski, R.A.,** 1999. Setting and characteristic of ophiolite-hosted volcanogenic massive sulfide deposits *in* Barrie, C.T., Hannington, M.D. (eds), Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings: Reviews in Economic Geology, 8, 221-246.
- Galley, A., Hannington, M. and Jonasson, I.,** 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. [http://www.iaeg.org/Downloads/VMS2007/deposit\\_synthesis.vms.galley.pdf](http://www.iaeg.org/Downloads/VMS2007/deposit_synthesis.vms.galley.pdf).
- Godard, M., Bosch, D., Einaudi, F.,** 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. Chemical Geology 234, 58–78.
- Green, N.L.,** 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. Lithos 87, 23–49.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L.,** 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469-2482.
- Guangzhou, M., Renmin, H., Jianfeng, G., Weiqiang, L., Kuidong, Z., Guangming, L., Huijuan, L.** Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China.
- Güleç, N. ve Erler, A.,** 1983, Masif Sülfid yalıklarındaki piritlerin karakteristik iz elementi içerikleri. T J.K. Bül., C. 26, S. 2, 145 - 156.
- Haskin, M.A. and Haskin L.A.,** 1966. Rare earths in European shales: a redetermination. Science, 154, 507-509.
- Hall, R., and Mason, R.** 1974. A tectonic melange from the Eastern Taurus Mountains, Turkey, Jour, geol, Soc. London, No:128, P: 395-398.
- Hallom, 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.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F.,** 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 21, 175–204.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., van Calsteren, P.,** 1997. U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science 276, 551–555.

- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.**, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Ketin, İ.**, 1966. Tectonic units of Turkey : *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 66, 23-34.
- Koptagel, O., Efe, A., Ulusoy, U. and Fallick, A.E.**, 1998. Sulphur-isotope study of the Ana Yatak massive sulphide deposit, Southeastern Turkey. *International Geology Review*, Vol. 40, p. 363-374.
- Le Maitre, R.W.**, 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Oxford, UK, Blackwell, 193 p.
- Jahn, B.M., Wu, F., Lo, C.-H., Tsai, C.-H.**, 1999. Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology* 157, 119–146.
- Jahn B. M., Fan Q., Yang J. J., and Henin O.** (2003) Petrogenesis of the Maowu pyroxenite/eclogite body from the UHP metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints. *Lithos* 70, 243-267.
- Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M., Brace, T.**, 1991. Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28, 1635–1652.
- Large, R.R.**, 1992, Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles and genetic models: *Economic Geology*, v. 87, p. 471-510.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B.** (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram, *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Loftus - Hills, G. ve Solomon, M.**, 1967, Cobalt, nickel, and selenium in sulphides as indicators of ore genesis : *Mineralium Deposita*, 16, 241 - 257.
- Maxon, J.H.**, 1937, Reconnaissance geology, oil possibilities and mineral resources of Southeastern Turkey, M.T. A. rap. no 680, Ankara.
- McDonough W. F.** 1991. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 335, 407-418.
- McDonough W. F. and Sun S.** 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

- Meschede, M.**, 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Mullen, E. D.** 1983: MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.
- Münker C.** 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology* 144, 23-45.
- Münker C., Paulick H., and König S.** 2007. The geochemical behaviour of W, Nb/Ta, and Zr/Hf during mid ocean ridge melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71-Supplement, A696.
- Münker C., Pfänder J. A., Weyer S., Büchl A., Kleine T., and Mezger K.** 2003. Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics. *Science* 301, 84-87.
- Münker C., Weyer S., Scherer E. E., and Mezger K.** 2001. Separation of High Field Strength Elements (Nb, Ta, Zr, Hf) and Lu from rock samples for MC-ICPMS measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)* 2, paper number 10.1029/2001GC000183.
- Niu, Y.**, 2004 . Bulk-Rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-Melting Processes beneath Mid-ocean Ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423–2458.
- Niu, Y., Batiza, R.**, 1997. Trace Element Evidence from Sea-mounts for Recycled Oceanic Crust in the Eastern Pacific Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 471–483.
- Özkaya, I., and D. Perinçek,** 1980. Tectonic evolution of the Northern Margin of the Arabian Plate, 26th International Geological Congress, Paris, Abstract, pp. 371.
- Öztürk, H.**, 1993, Koçali Karmaşığının Konak Formasyonu İçindeki Manganez Nodüllerinin Özellikleri ve Oluşumu, Adıyaman, Türkiye. *Türkiye Jeol. Bült.*, v 36- 2 s. 159- 169.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M.** 2002. The supra-subduction zone Pozantı Karsanti ophiolite, Southern Turkey: evidence for highpressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos* 65, 205–224.

- Peccerillo, A. and Taylor, S.R.** 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, contributions to Mineralogy and Petrology, V.58, pp.63-81.
- Pearce, J. A.,** 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33-47.
- Pearce, J. A.,** 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. New York: John Wiley, pp. 525-548.
- Pearce, J.A.,** 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, UK, pp. 230–249.
- Pearce, J.A.,** 2003. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, vol. 373, pp. 269–295.
- Pearce, J.A.,** 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K., Luff, I.W.,** 1995. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36, 1073–1109.
- Pearce, J.A.** 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (ed), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geochemistry Short Course Notes, Geological Association of Canada 12,79-113.
- Pearce, J.A., Ernewein, M., Bloomer, S.H., Parson, L.M., Murton, B.J., Johnson, L.,** 1994. Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity. In: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 81, pp. 53–75.
- Pearce, J.A.,** 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S., Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, Chichester, pp. 525–547.

- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S.**, 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, P.B., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 16, pp. 77–94.
- Pearce, J.A., Peate, D.W.**, 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc lavas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 251–285.
- Peate D. W., Pearce J. A., Hawkesworth C. J., Colley H., Edwards C. M. H., and Hirose K.** 1997. Geochemical variations in Vanuatu Arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology* 38, 1331-1358.
- Peltonen, P., Kontinen, A. & Huhma, H.**, 1995. Structural and compositional heterogeneities of ancient oceanic mantle: the 1-96 Ga old Jormua ophiolite (Finland). *Abstracts of the 2nd International Workshop on Orogenic Lithologies and Mantle Processes*, Granada, Spain, pp. 49-50.
- Pérez-López, R., Delgado, J., Nieto, J.M., Márquez-García, B.**, 2010. Rare earth element geochemistry of sulphide weathering in the São Domingos mine area (Iberian Pyrite Belt): A proxy for fluid–rock interaction and ancient mining pollution.
- Perinçek, D.**, 1979. The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya Area: Guide book, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını. 33 pp.
- Perinçek, D., Kozlu, H.**, 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin–Elbistan–Doğanşehir region (Eastern Taurus). *Proc Int Symp, Geology of Taurus Belt*, MTA, Ankara, Turkey, pp. 181–198.
- Perinçek, D.**, 1978. Çelikhan Sincik Koçali (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması. Doktora tezi, I.Ü. Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji Kürsüsü. 212 sayfa.
- Perinçek, D., and I. Özkaya**, 1981, Tectonic Evolution of the Northern Margin of the Arabian Plate, *Bulletin of Institute of Earth Sciences of Hacettepe University*, 8, pp. 91-101, Ankara, Turkey (Türkçe).
- Pfänder J., Münker C., Stracke A., and Mezger K.** 2007. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts-Implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters* 254, 158-172.

- Raiswell, R. ve Plant, J.**, 1980, The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England : *Econ. Geol.*, 75, 684 - 699.
- Robertson, A.H.F.** 1994. Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Earth Science Reviews* Volume 37, Issues 3-4, December 1994, Pages 139-213
- Robertson, A.H.F.** 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1–67.
- Rotolo, S.G., Castorina, F., Cellura, D., Pompilio, M.**, 2006. Petrology and geochemistry of submarine volcanism in the Sicily channel rift. *The Journal of Geology* 114, 355-365.
- Sinton, J.M., Ford, L.L., Chappell, B., McCulloch, M.T.**, 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Journal of Petrology* 44, 159-195.
- Smith, A.D., Lewis, C.**, 1999b. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Science Reviews* 48, 135-182.
- Stolz A. J. and Davies G. R.** (1988) Chemical and isotopic evidence from spinel lherzolite xenoliths for episodic metasomatism of the upper mantle beneath southeastern Australia. In *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*, edited by M. A. Menzies, and K. G. Cox. *J. Petrol.* Special Lithosphere Issue. 303–330.
- Sun, S-S. and McDonough, W. F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds). In *Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London Special Publication* 42, 313-345.
- Sungurlu, O., D. Perinçek, G. Kurt, E. Tuna, S. Dülger, E. Çelikdemir, and H. Naz,** 1984, Geology of the Elazığ - Hazer - Palu Area, Turkey. *Bulletin of the General Directorate of Petroleum Affairs*, 29, pp. 83-190.
- Sungurlu, O.**, 1972, VI. Bölge Gölbaşı Gerger arasındaki sahanın Jeolojisi. TPAO Rapor no:802, yayınlanmamış, Ankara.
- Tian, L., Zhao, G., Zhao, G., Shi, X., and Hailong, L.**, 2005, Geochemistry of basaltic lavas from the Mariana Trough: Evidence for influence of subduction component on generation of backarc basin magmas: *International Geology Review*, v. 47, p. 387–397.

- Tolun, N.** 1955. SE Anadolu'nun stratigrafisi ve tektoniği, TPAO Arşivi, no.46.
- Weaver, B.L., Wood, D.A., Tarney, J., Joron, J.-L.,** 1986. Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: geochemical evidence from the South Atlantic Ocean islands. *Geology* 14, 275–278.
- Weaver, B.L., Wood D.A., Tarney, J., Joron, J.L.,** 1987. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St.Elena, Gough and Tristan da Cunha. In: J.G.Fitton, B.C.J. Upton (Eds.). *Alkaline Igneous Rocks*, Spec. Publ., Geol. Soc. London, 30, 253-267.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A.,** 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459–469.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A.,** 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M.,** 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 45, 326–336.
- Wood, D.A.,** 1980. The applications of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.
- Yalçın, N.,** 1976, Narince-Gerger (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, Doktora tezi, İ.Ü. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü.
- Yalnız, M.K.Y., Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C.,** 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksara, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60, 697-710.
- Yazgan, E.,** 1981, Doğu Torosiarıda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya - Elazığ - Doğu Anadolu : Yerbilimleri, Hacettepe Univ., Türkiye, 7,83 -104.
- Yazgan, E.,** 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region; *Geology of the Taurus belt*, Int. Symp. Proc., Eds. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., 199-208, MTA Ankara.

- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C.**, 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. *Tectonics* 12, 1280-1297.
- Yılmaz, Y.**, 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian Orogen. *Geological Society of America Bulletin* 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E.**, 1991. The different ophiolitic–metamorphic assemblages of SE Anatolia and their significance in the geological evolution of the region. *Proceedings of 8th Petroleum Congress of Turkey, Ankara, Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologist*, pp. 128-140.
- Yiğitbaş, E.**, 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi, PhD Thesis, İstanbul Univ, İstanbul, Turkey, 347 pp.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y.**, 1996a. New evidence and solution to the Maden complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geologische Rundschau* 85, 250-263.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y.**, 1996b. Post-Late strike–slip tectonics and its implications for the Southeast Anatolian Orogen, Turkey. *International Geology Review* 38, 818-831.
- Xia, B., Yu, H., Chen, G., Qi, L., Zhao, T., Zhou, M.**, 2003. Geochemistry and tectonic environment of the Dagzhuk ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. *Geochemical Journal* 37, 311-324.
- Xia, B., Chen, G., Wang, R., Wang, Q.**, 2008. Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences* 32, 396–405.

## **ÖZGEÇMİŞ**

1978 Elazığ doğumluyum. İlk ve orta öğrenimimi Elazığ'da tamamladım.2000 yılı Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü mezunuyum. 2004 yılından beri M.T.A.'da çalışmaktayım.