



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**ÇAVDIR (BURDUR) KUZEYDOĞUSUNDAKİ
ALTERASYONLA İLİŞKİLİ BAKIRLI CEVHER
MİNERALLERİNİN OLUŞUMU**

**Jeo.Müh. Zeynep ÖRÜ CANSU
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

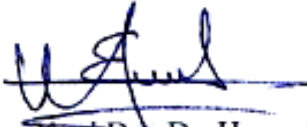
**Danışman
Yard. Doç. Dr. Hasan EMRE**

Şubat, 2011

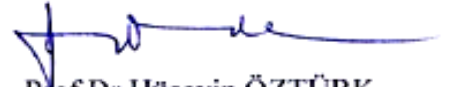
İSTANBUL

Bu çalışma 15 / 02/ 2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



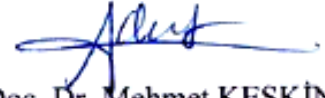
Yard.Doç.Dr. Hasan EMRE(Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof.Dr.Hüseyin ÖZTÜRK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof.Dr. Fuat YAVUZ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



Doç. Dr. Mehmet KESKİN
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Yard.Doç.Dr.Nurullah HANILÇI
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 4084 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim sırasında, hem arazi çalışmalarım sırasında hem de laboratuvar ve tez yazım aşamalarında gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı danışman hocam Yard.Doç.Dr. Hasan EMRE'ye teşekkür ederim.

Benim için her zaman yol gösterici olan değerli hocam Prof.Dr.Hüseyin ÖZTÜRK'e ve özellikle sıvı kapanım çalışmalarında değerli bilgilerinden yararlandığım Yard.Doç.Dr. Nurullah HANİLÇİ'ye teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında sağladığı lojistik desteklerden dolayı ABM Maden Enerji Taahhüt San. Ve Tic. Şti. sahibi Yük. Jeo.Müh. Adnan ÖZEREN'e ve arazi çalışmaları sırasında bana eşlik eden Jeo.Müh. Taha ÜNAL'a teşekkürü bir borç bilirim.

Özellikle tez yazım çalışmaları sırasında beni motive eden, yardımlarını ve desteklerini aldığım değerli arkadaşlarım Yük.Müh. Alper ŞENGÜL'e ve Araş.Gör. Özge KARSLIOĞLU'ya en içten teşekkürlerimi sunarım.

Tüm hayatım boyunca desteğini yanımda hissettiğim değerli aileme ve sevgili eşim Sedat'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Şubat, 2011

Zeynep ÖRÜ CANSU

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ.....	vii
SEMBOL LİSTESİ.....	viii
ÖZET.....	ix
SUMMARY.....	x
1.GİRİŞ.....	1
1.1. ÇALIŞMANIN AMACI VE KAPSAMI.....	1
2. GENEL KISIMLAR.....	3
2.1. ÇALIŞMA ALANININ TANITIMI.....	3
2.1.1. Coğrafi Konum ve Ulaşım.....	4
2.1.2 İklim ve Bitki Örtüsü.....	4
2.1.3. Morfoloji.....	5
2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	6
2. 3. BÖLGESEL JEOLojİ.....	9
2.4 GENEL JEOLojİ.....	11
2.4.1. Allohton Birimler	14
2.4.1.1. Yeşilbarak Napı.....	14
2.4.1.2. Likya Napları.....	15
2.4.1.2.1. Bodrum Napı.....	16
2.4.1.2.2. Marmaris Ofiyolit Napı.....	18
2.4.1.2.3. Gülbahar Napı.....	20
2.4.1.2.4. Domuzdağ Napı.....	22
2.4.2. Otokton Birimler	25
2.4.2.1. Çameli Formasyonu	25
2. 4. 2. 2. Alüvyon	26
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	26
3.1.SAHA ÇALIŞMALARı.....	26
3.2. MİNERALojİK-PETROGRAfİK ÇALIŞMALAR.....	26

3.3. CEVHER MİKROSKOBİSİ ÇALIŞMALARI.....	28
3.4. X-RAY DİFRAKTOMETRE ÇALIŞMALARI	30
3.4.1. Kil Minerallerinin Oluşumuna Genel Bir Bakış.....	30
3.4.1.1. Sıcaklık.....	30
3.4.1.2. Basınç.....	32
3.4.1.3. Kaya Tipi.....	33
3.4.1.4. Permeabilite.....	33
3.4.1.5. Çözelti İçeriği.....	33
3.5. ICP-MS ÇALIŞMALARI.....	36
3.6. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI.....	37
3.6.1. Sıvı Kapanımlarla İlgili Genel Bilgiler.....	37
3.6.1.1. Homojenleşme Sıcaklığı (T_h)	40
3.6.1.2. Ergime Sıcaklığı (T_m)	41
3.6.1.3. Ötektik Sıcaklık (T_e)	41
3.6.1.4. %NaCl Eşdeğeri Tuzluluk Miktarı.....	41
3.6.2. Örnek Hazırlama ve Mikrotermometrik Ölçüm Yöntemi.....	42
3.7. BÜRO ÇALIŞMALARI.....	43
4. BULGULAR.....	44
4.1. İNCELEME ALANININ GENEL JEOLJİSİ.....	44
4.1.1. Marmaris Ofiyolit Napı.....	45
4.1.1.1. Marmaris Peridotiti (K_{mo})	45
4.1.1.2. Kızılcaadağ Melanji ve Olistostromu(K_{kzm}).....	49
4.1.2. Çameli Formasyonu.....	54
4.1.3. Alüvyon.....	54
4.2. JEOKİMYA.....	55
4.2.1. Majör ve İz Element Verilerinin Değerlendirilmesi	55
4.2.1.1. Örneklerin Adlandırılması.....	63
4.2.1.2. Tektonik Ortam	64
4.2.1.3. Nadir Toprak Elementleri	68
4.2.2. Cevher Jeokimyası	69
4.2.2.1. Majör elementler.....	69
4.2.2.2. İz elementler.....	70
4.2.2.3. Nadir toprak elementler.....	72

4.2.3. Alterasyon Mineralojisi.....	74
4.2.3.1. <i>Alterasyon Mineralojisinde Sıcaklık ve pH Kontrolü.....</i>	<i>75</i>
4.2.3.2. <i>Cevher Sistemleriyle İlişkili Alterasyon Zonları.....</i>	<i>78</i>
4.3. YAPISAL JEOLJİ VE TEKTONİK.....	79
4.4. EKONOMİK JEOLJİ.....	80
4.4.1 Çavdır Bakır Cevherleşmeleri.....	81
4.4.1.1. <i>Ali Çavuş Tepe Cevherleşmeleri.....</i>	<i>81</i>
4.4.1.2. <i>Çamlık Cevherleşmeleri.....</i>	<i>85</i>
4.4.1.3. <i>Gökçam Tepe Cevherleşmeleri.....</i>	<i>88</i>
4.4.2. Cevher Mineralojisi	90
4.4.2.1. <i>Pirit (FeS₂)</i>	<i>90</i>
4.4.2.2. <i>Kalkopirit (CuFeS₂)</i>	<i>90</i>
4.4.2.3. <i>Bornit (Cu₅FeS₄)</i>	<i>90</i>
4.4.2.4. <i>Kovellin (CuS)</i>	<i>92</i>
4.4.2.5. <i>Götit (HFeO₂-FeO(OH))</i>	<i>92</i>
4.4.2.6. <i>Manyetit (Fe₃O₄)</i>	<i>94</i>
4.4.2.7. <i>Hematit (Fe₂O₃)</i>	<i>94</i>
4.4.2.7. <i>Malakit (Cu₂CO₃(OH)₂).....</i>	<i>96</i>
4.4.3. Cevher Oluşumu.....	98
4.4.3 Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	99
4.4.4.1. <i>Sıvı Kapanım Petrografisi, Tipleri ve Özellikleri.....</i>	<i>99</i>
4.4.4.2. <i>Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri.....</i>	<i>99</i>
4.4.4.3. <i>Sıvı Kapanım Ölçümlerinin Dünyadaki Çeşitli Yatak Tipleriyle Karşılaştırılması</i>	<i>104</i>
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	107
KAYNAKLAR.....	109

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1	: İnceleme alanı yer bulduru haritası.	3
Şekil 2	: Türkiye'nin tektonik haritası ve Likya Naplarının bölgesel jeolojideki yeri.....	10
Şekil 3	: Likya Toroslarındaki tektonik birimlerin kaya ilişkisini gösteren diyagram.....	11
Şekil 4	: Likya Allokonunun tektonostratigrafik haritası.....	12
Şekil 5	: Likya Bindirme Dilimlerinin birbiriyle ilişkisini gösteren şematik kesit	
Şekil 6	: Likya Naplarının tektonostratigrafik haritası	15
Şekil 7	: Likya Naplarının genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri.....	17
Şekil 8	: Makine yardımıyla ince kesit hazırlanması.....	27
Şekil 9	: Parlatma örneği hazırlama aleti.....	29
Şekil 10	: Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı.....	40
Şekil 11	: Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri	
Şekil 12	: İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti.....	44
Şekil 13	: İnceleme alanında Aliçavuş Tepe kuzeyinde yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburjitler.....	45
Şekil 14	: Gökçam Tepe GB'sında yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburjitler.....	46
Şekil 15	: Antigorit ve lizardit türü serpantin mineralleri.....	47
Şekil 16	: İri piroksenli serpantin.....	47
Şekil 17	: Yelek Tepe'de dunitler içinde açılmış krom ocağı.....	48
Şekil 18	: Aliçavuş Tepe KD'sunda yüzeyleyen piroksenitler.....	49
Şekil 19	: Çamlık bölgesinde yüzeyleyen kloritleşmiş gabrolar.....	50
Şekil 20	: Gabrolarda görülen uralitleşmiş piroksenler.....	51
Şekil 21	: Mikrogabro örneğinde yaygın kloritleşme	51
Şekil 22	: Mikrogabro örneğinde yaygın kloritleşme	52
Şekil 23	: Sulama göletinin batısında bulunan spilitik bazaltlar.....	52
Şekil 24	: Kozanyatak Tepe'nin batısında yüzeyleyen mikritik kireçtaşları.....	53
Şekil 25	: Mikritik kireçtaşlarında gözlenen kalsit sıvamaları.....	53
Şekil 26	: Majör oksit değerlerinin Zr değerlerine izdüşürüldüğü Harker diyagramlar.....	56
Şekil 27	: İz element değerlerinin Zr değerlerine izdüşürüldüğü Harker diyagramlar.....	57
Şekil 28	: Plütonik kayaların adlandırılmasında kullanılan Na_2O+K_2O 'ya karşı SiO_2 diyagramı	63
Şekil 29	: Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflamada kullanılan Ti-Zr diyagramı	64
Şekil 30	: Bazaltların oluştuğu tektonik ortamın bulunmasında kullanılan Zr-Zr/Y diyagramı.....	65
Şekil 31	: Volkanik yay bazaltları ile okyanus ortası sırt bazaltlarını ayırmada kullanılan Y-Cr diyagramı	66
Şekil 32	: Pearce,1983'ten alınan MORB değerlerine göre normalize edilen örneklerin örümcek diyagramları.....	67
Şekil 33	: Kondrite normalize edilmiş REE desenleri.....	68
Şekil 34-40	: Kondrite normalize edilmiş REE desenleri.....	73

Şekil 41	: Pacific rim aktif geothermal ve hidrotermal cevher sisteminde yükselen sıcaklık-pH koşullarında mineral birliktelikleri ve alterasyon tipleri...77
Şekil 42	: Normal bir ofiyolit istifi ile inceleme alanındaki ofiyolit istifinin karşılaştırmalı gösterimi.....80
Şekil 43	: Ali Çavuş Tepe'nin kuzeybatısında bulunan K45D doğrultulu yarma.82
Şekil 44	: Ali Çavuş Tepe cevherleşmelerinde Kuvars+malakit birlikteliği.....82
Şekil 45	: Bakır üretimi için açılan K15D doğrultulu yarma.83
Şekil 46	: Çatlak zonunda oluşmuş hematitik çekirdek etrafında kuvarşlı malakit oluşumu.84
Şekil 47	: Bakır üretimi için açılan K30D doğrultulu yarma.85
Şekil 48	: Çamlık cevherleşmelerinin yan kayası olan gabroların genel görünüm86
Şekil 49	: Yarma yüzeyinde hematit+malakit birlikteliğinden bir görünüm.....86
Şekil 50	: Çamlık bölgesi üretim yarmasının GD'sunda bulunan kuvarşlı malakit damarı.87
Şekil 51	: Altere olmuş gabrolar içerisinde gözlenen ikincil Q+malakit damarı...88
Şekil 52	: Gökçam Tepe bölgesinde küçük ölçekli kırık etrafında malakit oluşumu.89
Şekil 53	: Pirit (pr) ve kalkopirit (cp) minerallerinin parlak kesit görünüşleri90
Şekil 54	: Bornit (br) minerallerinin parlak kesit görünüşleri.....90
Şekil 55	: Kalkopiritin kovellin+götite dönüşümünü gösteren şematik kesit92
Şekil 56	: Kovellin (cv) +götit (gt) minerallerinin parlak kesit görünüşleri93
Şekil 57	: Götit (gt) minerallerinin parlak kesit görünüşleri93
Şekil 58	: Manyetit minerallerinin parlak kesit görünüşleri94
Şekil 59	: Kıvrımlanmış bir görünüm kazanmış manyetit minerallerinin parlak kesit görünüşleri95
Şekil 60	: Hematit minerallerinin parlak kesit görünüşleri95
Şekil 61-62	: Malakit (mlk) minerallerinin parlak kesit görünüşleri96
Şekil 63	: Dijenit psödomorflarının parlak kesit görünüşleri97
Şekil 64	: Canlı yeşil renkte gözlenen Malakit (mlk) minerallerinin parlak kesit görünüşleri97
Şekil 65	: Ölçüm yapılan kapanımların genel görünüşleri.100
Şekil 66	: Sıvı kapanım ölçümleriyle tespit edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri.102
Şekil 67	: Sıvı kapanımlarda elde edilen Th (homojenleşme sıcaklığı) ve % NaCl eşdeğeri tuzluluk arasındaki bağıntıya bağlı Th-%NaCl-Yoğunluk grafiği.....103
Şekil 68	: Çavdır kuvarşlarına ait homojenleşme sıcaklığı (Th)- %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerlerinin çeşitli maden yatağı tipleri ile karşılaştırılması104

TABLO LİSTESİ

Tablo 1	: Örneklerin majör oksit bileşimleri (%).....	59
Tablo 2	: Örneklerin iz element bileşimleri (%).....	60
Tablo 3	: Örneklerin nadir toprak element bileşimleri	62
Tablo 4	: Cevherli örneklerin majör oksit bileşimleri (%).....	69
Tablo 5	: Cevherli örneklerin iz oksit bileşimleri (%).....	71
Tablo 6	: X-Ray Difraktometre analiziyle tespit edilen mineraller.....	74
Tablo 7	: İncelenen kuvars örneklerine ait mikrotermometrik veriler.....	101
Tablo 8	: Çeşitli hidrotermal maden yataklarının sıvı kapanım karakteristikleri	105
Tablo 7	: Kuvars damarları ile ilişkili Çavdır Bakır Cevherleşmesinin dünyadaki benzer yataklarla karşılaştırılması.....	106

SEMBOL VE KISALTMALAR LİSTESİ

Ab	: Albit	Kr	: Kristobalit
Ak	: Aktinolit	Kal	: Kalsit
Ad	: Adularya	Lau	: Laumontit
Al	: Alünit	mlk	: Malakit
And	: Andaluzit	Mt	: Manyetit
Bio	: Biyotit	Mor	: Mordenit,
br	: Bornit	MORB:	Okyanus Ortası Sırt Bazalt
cp	: Kalkopirit	Nat	: Natrolit
CAB	: Kalk-Alkali Bazaltları	Op	: Opal Silis
Dol	: Dolomit	Pir	: Profillit
Dik	: Dikit	pr	: pirit
Dp	: Diaspor	pl	: Plajioklas
Ep	: Epidot	Q	: Kuvars
Fsp	: Feldispat	Ser	: Serizit
Ga	: Garnet	Sid	: Siderit
gt	: Götit	Sm	: Simektit
Ha	: Halloysit	Stb	: Stilbit
Höyl	: Höyländit	Te	: Ötektik Sıcaklık
I	: İllit	Th	: Homojenleşme Sıcaklığı
IAT	: Adayayı Toleyitleri	Tmice	: Son Buz Ergime Sıcaklığı
S	: Smektit	Tr	: Tremolit
K	: Kaolinit	Tri	: Tridimit
Kb	: Karbonat	VAB	: Volkanik Yay Bazaltları
Kl	: Klorit	Vez	: Vezüviyanit
Şab	: Şabazit	WPB	: Levha İçi Bazaltı
Kls	: Kalsedon	Wai	: Wairakit
Kor	: Korundum	Wo	: Wollastonit
Kpx	: Klinopiroksen	Zeo	: Zeolit

ÖZET

ÇAVDIR (BURDUR) KUZEYDOĞUSUNDAKİ ALTERASYONLA İLİŞKİLİ BAKIRLI CEVHER MİNERALLERİNİN OLUŞUMU

Çavdır (Burdur) kuzeydoğusunda Likya Napları olarak bilinen tektonik birime ait bindirme dilimleri içerisinde gözlenen bakır cevherleşmesinin (kalkopirit-malakit-azurit) oluşumu incelenmiştir.

İnceleme alanında yüzeyleyen birimler yapısal olarak alttan üste doğru sırasıyla; Marmaris Ofiyolit Napına Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromu, yine aynı napa ait Marmaris Peridotiti, Domuzdağ Napına ait Dutdere Kireçtaşı, Likya Naplarına ait bu dilimleri uyumsuz olarak örten Pliyosen yaşlı Çameli Formasyonu ve tüm birimleri uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı genç çökellerdir.

Bakır oluşumları Marmaris Ofiyolit Napının gabro ve serpantinleşmiş harzburjitlerinde yer almaktadır ve genellikle kuvars damarları içinde gözlenmektedir. Bu damarlarda Kalkopirit, bornit, covelline, götit, hematit, manyetit gibi demir mineralleri ve ikincil bakır minerallerinden malakit gözlenmektedir. Azurit mineraline yalnız bir lokasyonda rastlanmıştır. Burada da kuvars damarı bulunmamaktadır. Bakırlı cevher minerallerine yaygın alterasyon eşlik etmektedir. Alterasyon minerallerinin türünü belirlemek için yapılan XRD ile kalitatif kil analizi çalışmalarında; klorit, kil ve zeolit mineralleri, kristobalit, albit gibi alterasyon mineralleri tespit edilmiştir.

Cevher mikroskobu çalışmaları ile mineral parajenezi ve süksesyon ortaya konmuştur. İlk evrede kalkopirit mineralleri oluşmuş, daha sonra bu minerallerin etrafında bornitler oluşmuştur. İkinci evrede demir mineralleri ile kuvars gelişmiştir. Malakit, azurit, klorit, kil ve zeolit mineralleri ise son evrede oluşan alterasyon ürünleridir.

Jeokimyasal veriler element duraylılığı tespitinin ardından incelenmiştir. Yan kayalar gabro-diyorit bileşimindedir. Tektonik ortam ayırtlama diyagramları ile ilksel ortam olan okyanus ortası sırtın bir yitim ile modifiye olduğu tespit edilmiştir.

Kuvars kristallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 2 fazlı (sıvı+gaz) NaCl-H₂O sisteminde olan kapanımların ortalama 283^o de homojenleştiği görülmüştür. Son buz ergime sıcaklıklarından ortalama %8 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri elde edilmiştir. Elde edilen bu mikrotermometrik veriler epitermal bir sisteme işaret etmektedir.

Cevherleşme yapısal kontrollü olarak, kabuk kalınlaşması ve jeotermal gradyan etkisiyle ısınan meteorik sularının yüzeye taşınırken kayalardan bakır elementlerini mobilize etmesi sonucunda gerçekleşmiş olmalıdır.

SUMMARY

THE FORMATION OF COPPER MINERALS RELATED TO ALTERATION AT NORTHEAST OF ÇAVDIR (BURDUR)

In this study, copper minerals, including chalcopyrite, malachite and azurite, which are found in the thrust sheets of Lycian Nappes in northeastern of Çavdır (Burdur) were investigated.

The following tectonic units are exposed in the study area in a structurally ascending order; Kızılcadağ Melange and Olistostrome unit of the Marmaris Ophiolitic Nappe, Marmaris Peridotite unit of the Marmaris Ophiolitic Nappe, Dutdere Limestone unit of the Domuzdağ Nappe. The Pliocene Çameli formation and Quaternary alluvium deposits unconformably overlie all of these Lycian Nappe trust sheets.

Copper formations are located in the gabbro and serpantinized harzburgite of the Marmaris Ophiolitic Nappe and generally occur within the quartz veins. Chalcopyrite, bornite, iron minerals such as goethite, hematite, magnetite and malachite as secondary copper mineral are seen in the veins. In the study area, there is only one localization that Azurite minerals occur where quartz veins are absent. Cuprous ore minerals are accompanied by extensive alteration. Qualitative clay analysis were made to define alteration minerals and chlorite, clay and zeolite minerals, cristobalite and albite were determined by X-Ray Diffractometer method.

The ore mineral paragenesis and succession was determined by the ore microscopy studies. In the first stage chalcopyrite minerals were formed, then bornite minerals formed as a rim around them. Iron minerals and quartz were formed in the second stage. Malachite, azurite, chlorite, clay and zeolite minerals were formed in the last stage as alteration products.

Geochemical data were interpreted after element stability analyzes. Host rocks are gabbro-diorite in composition. By using tectonic discrimination diagrams, source area is determined as mid-ocean ridge modified by a subduction zone.

Fluid inclusion studies were done on quartz minerals. Inclusions are generally two phased (liquid+vapour) and NaCl-H₂O system. They homogenized at about 283 °C and the salinity is determined as %8 NaCl equivalent from ice melting temperatures. Microtermotric data indicates an epithermal system.

Mineralization occurred in the effect of tectonic control and the heated ground water by the crust thickening and geothermal gradient mobilized copper minerals from parental rocks.

1.GİRİŞ

1. 1. ÇALIŞMANIN AMACI VE KAPSAMI

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Maden Yatakları-Jeokimya alanında Yard.Doç.Dr. Hasan EMRE danışmanlığında 'Çavdır (Burdur) Kuzeydoğusundaki Alterasyonla İlişkili Bakırlı Cevher Minerallerinin Oluşumu' adlı yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bölgede Likya Naplarına ait levha-dayk kompleksinin üst kesimlerinde bulunan, Malakit ve Azurit minerallerinin varlığı bu bölgede var olan bakırlı cevher zenginleşmesini işaret etmektedir. Bilindiği gibi Malakit ve Azurit, bakır yataklarının oksidasyon zonunda oluşan ikincil kökenli bakır mineralleridir. Literatürde bakır cevherleşmelerinin tipleri ile Türkiye'de ve Dünyada yer alan bakır yataklarının oluşum modeli ile ilgili pek çok sayıda yayın mevcuttur. Ancak çalışma alanı olan Çavdır (Burdur) Kuzeydoğusunda yer alan bakır cevherleşmelerinin oluşumu ile ilgili bugüne değin yapılmış ve yayınlanmış herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmanın amacı bu cevherleşmenin oluşum modelini ortaya koyarak literatüre kazandırmaktır.

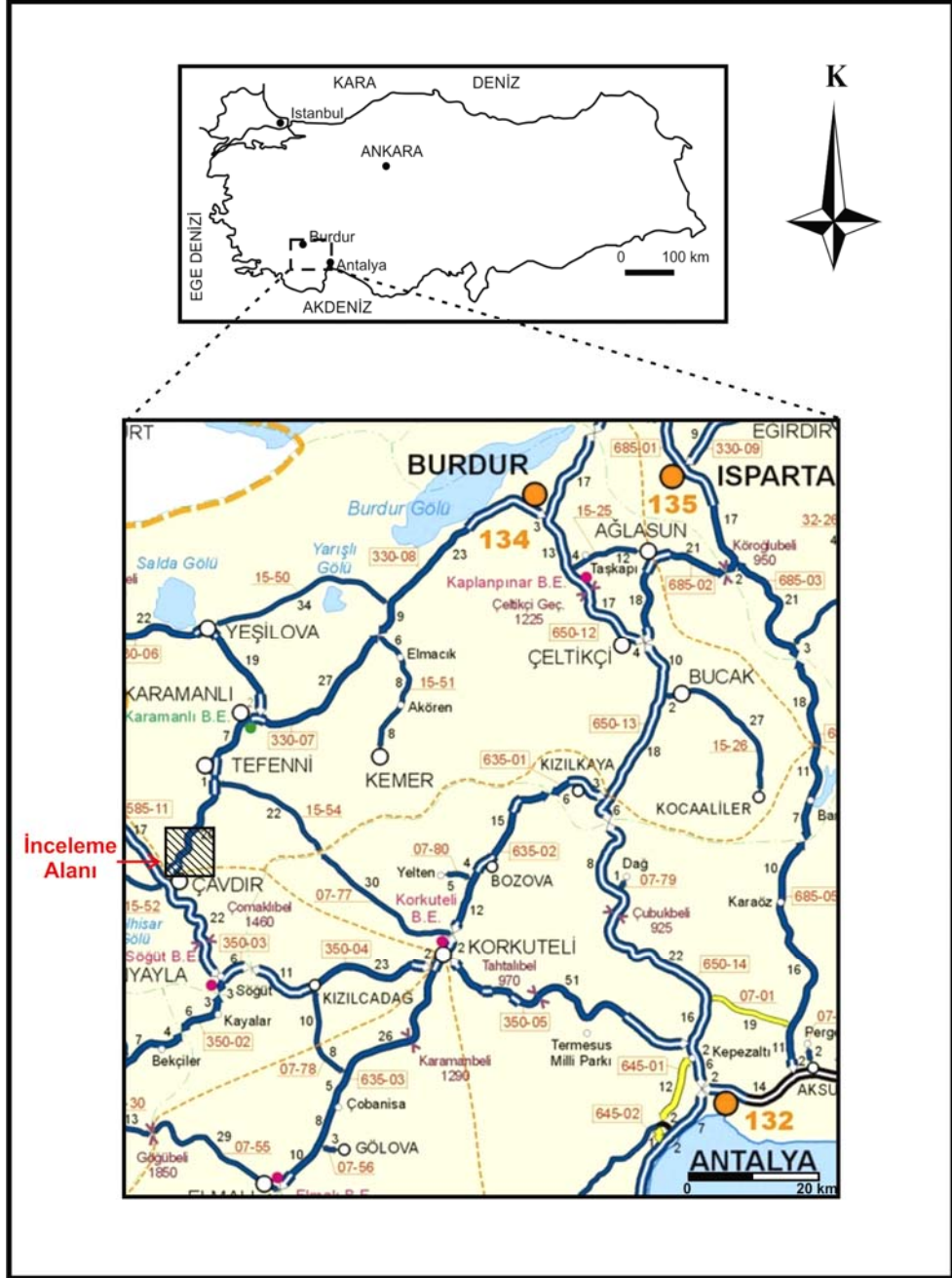
Çalışma amacı doğrultusunda, Burdur ili Çavdır ilçesinin KD'sunda bakırlı zenginleşmelerin olduğu alanda 1/10.000 ölçekli ve yakın çevresini kapsayan alanda 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır.

Bölgeden alınan yan kayaç ve cevher örnekleri üzerinde mineralojik-petrografik incelemeler yapılmış, mineraloji-petrografi çalışmalarında analizine karar verilen örneklerin ana ve iz element analizleri yaptırılarak elde edilen verilerle jeokimyasal yorumlamalar yapılmıştır. Alterasyon zonlarından alınan örneklerin kalitatif kil analizi yaptırılarak oluşan kil türleri tespit edilmiş, hazırlanan parlatma örnekleri cevher mikroskopunda incelenerek parajenez ve süksesyon ortaya konmuştur. Sıvı kapanım çalışmaları yapılarak elde edilen tuzluluk ve homojenleşme verilerine dayanarak cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin özellikleri saptanmış ve elde edilen bu tüm veriler ile bakır yatağının oluşumuna yaklaşımda bulunulmuştur.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. ÇALIŞMA ALANININ TANITIMI

Çalışma alanı Burdur ili Çavdır ilçesi yakın çevresinde N23-d2 paftasında yer almakta, Burdur il merkezine 90 km uzaklıkta bulunmaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası.

2.1.1. Coğrafi Konum ve Ulaşım

Çavdır; Burdur il merkezine 90 km., komşu iller olan Denizli'ye 90 km., Antalya 'ya ise 115 km uzaklıkta bulunmaktadır. Yerleşim yeri itibariyle Burdur/Antalya/Denizli/Fethiye yol güzergâhlarının kesiştiği yerde bulunmaktadır. Burdur il merkezi İstanbul-Antalya ve Ankara-Antalya karayolu üzerindedir. Burdur il merkezinden Çavdır ilçesine Burdur-Fethiye karayolu ile, Denizli'den Denizli-Antalya karayolu ile ulaşım sağlanmaktadır. Çavdır ilçe merkezinden çalışma alanına ise Çavdır-Tefenni ilçeleri arasındaki asfalt yol ve köyler arasındaki stabilize yollar ile sağlanmaktadır. Ulaşım her mevsimde mümkündür.

2.1.2. İklim ve Bitki Örtüsü

İlçenin iklimi Akdeniz-Ege geçiş iklimi karakterinde olup yazları sıcak ve kurak, kışları kısmen soğuk ve az yağışlı geçmektedir. Yağışlı mevsimler genelde Kasım, Aralık, Nisan ve Mayıs aylarıdır. Akdeniz bölgesi bitki örtüsünün temel ögesi olan maki bölgenin başlıca bitki örtüsüdür. Ayrıca yüksek bölgelerde çam ormanları bulunmaktadır.

2.1.3. Morfoloji

İnceleme alanındaki en önemli yükseltiler; Orta Tepe (1440 m), Yelek Tepe (1428 m), Martlıca Tepe (1420 m), Kızıлтаş Tepe (1420), Sarımeşe Tepe (1410 m), Kozanyatak Tepe (1401 m), Çimentarla Tepe (1390 m), Küçükaktaş Tepe (1350 m), Kara Tepe (1344 m), Küçükdalkaya Tepe (1340 m), Kocadüz Tepe (1340 m), Dalkaya Tepe (1330 m), Maden Tepe (1325), Sığırtmaç Tepe (1301 m), Karataş Tepe (1299 m), Gavurdanı Tepe (1294 m), Bekirce Tepe (1290 m), Döşeme Tepe (1270 m), Pirencik Tepe (1270 m), Bedrencik Tepe (1264), Kaba Tepe (1260 m), Aliçavuş Tepe (1250 m), Kırılıbaş Tepeleri (ort.1250 m), Kızıлтаş Tepe (1243 m), Çavuş Tepe (1240), Kızılkaya Tepe (1220m), Karlıbiz Tepe (1200 m), Gökçam Tepe (1160), Dokuzlar Tepe (1160 m), Yaracak Tepe (1128 m), Kuyubeleni Tepe (1054 m)'dir.

İlçenin başlıca akarsularını Karaköy ve Bayındır Çayları oluşturmakta olup bunlar Dalaman Çayı'nın kollarını oluşturmaktadır. Karaköy Çayı inceleme alanını D-B yönlü geçmekte olup bu alanda bir de sulama göleti bulunmaktadır.

2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Graciansky (1968), Batı Toroslarda Likya Naplarını üç alt kısma ayırmıştır. Bunlar peridotit napı, farklı cins ve kökenli ara ekaylar kompleksi ve en altta otokton birimlerdir. En üstte bulunan peridotit napının büyük bir kısmının harzburjitlerden oluştuğunu belirtmiştir.

Graciansky (1972), Meşhur vd. (1989) ve Şenel (1997), çalışma sahasını da kapsayan geniş bir alanın 1/25000 ölçekli jeolojik haritalamasını yapmışlardır.

Poisson (1977), Batı Torosların jeolojisiyle ilgili yaptığı çalışmada bölgede üç ana yapı ayırt etmiş ve bunları; Triyas-Pliyosen aralığındaki kayaları kapsayan Beydağları Otoktonu, Maastrichtiyen-Doniyen'de yerleşmiş Antalya Napları ve Langiyen'de yerleşmiş Lisiyen(Likya) Napları olarak tespit etmiştir. Antalya Naplarını alttan üste doğru; Peridotit Napları, Kocadağ Masifi, Kargı, Ispartaçay ve Çataltepe Ünitesi olarak ayırt eden araştırmacı Likya (Lisiyen) Naplarını ise alttan üste doğru; Lütesiyen-Oligosen yaşlı Yavuz Ünitesi, Triyas yaşlı Domuzdağ Ünitesi, Üst TriyasÜst Kretase yaşlı Gülbahar Ünitesi ve Alt Liyas-Üst Kretase yaşlı Gümüşlü Ünitesi olarak ayırtlamıştır. Lisiyen Naplarını Ağlasun-Burdur civarında dört formasyona ayıran araştırmacı, bunları alttan üste doğru; Triyas yaşlı Tokattepe kalkerler, Maastrichtiyen yaşlı Karcılar olistostromu, Kretase yaşlı Marmara kalkerleri ve Alt-Orta Eosen yaşlı Taşkapı formasyonu olarak tespit etmiştir.

Yalçınkaya vd., (1986), değişik yıllarda Batı Toroslar'ın jeolojisi ile ilgili yaptıkları çalışmada, Antalya napları, Beyşehir-Hoyran napları ve Lisiyen (Likya) naplarının Menderes Masifinin kuzeyinde İzmir-Ankara zonunda oluşan ofiyolitlerin Üst Kretase ve Üst Paleosen'de masifin güneyine, Üst Paleosen-Alt Eosende Anatolid-Torid platformunun güneyine aktarılması sırasında kendisine eşlik eden denizlerin sedimanlarıyla yoğrulmuş aynı kökenli kuzeyden gelen ofiyolitli karmaşıklar olduğunu tespit etmişlerdir.

Şenel vd. (1989), Batı Toroslarda Teke yarımadasının iç kesiminde yer alan araştırma alanında, allokton ve otokton konumlu kaya birimlerini belirlemişlerdir. Farklı stratigrafik ve yapısal özellikler sunan bu kaya birimleri ve Batı Toroslarda Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında tektonik olarak bulunan ve süreklilik gösteren Tersiyer yaşlı fliş benzeri çökelleri “Ara zon” olarak tanımlamışlardır.

Okay (1989), Denizli Honaz Dağı ve çevresinde yaptığı çalışmada bölgede beş ana tektonik birimin yer aldığını ileri sürmüştür. Bunlar alttan üste doğru : Göbecik tepe birimi, Honaz şeyli, Menderes masifi, Sandak birimi ve Honaz ofiyolitidir. Burada adı geçen Sandak birimi Likya naplarına ait bir parçadır. Ayrıca çalışılan bölgede üç ana deformasyon fazı ayırt edilmiştir ve fazlar (D1) Orta Eosende gerçekleşen nap yerleşimi ve metamorfizma, (D2) Geç Eosen-Oligosende oluşan doğuya devrik kıvrım ve bindirmeler ve (D3) Akitanıyen sonrası normal faylanma olarak tanımlanmıştır.

Collins ve Robertson (1998), Likya Toridlerinin Mesozoyik pasif kıta kenarı dizisi olduğunu ve otoktonundan parçalar halinde ayrılarak Geç Kretase-Geç Miyosen arasında güneydoğuya hareket ettiğini ileri sürmüşlerdir. Orojenik olayları üç alt bölüme ayırmışlardır; (1) Geç Kretase’de hendek- pasif kıta kenarı çarpışmasının ofiyolit dalma batmasına sebep olarak Köyceğiz Bindirme Diliminin otoktonundan ayrılması, (2) Orta-Geç Eosen’de kıta-kıta çarpışmasının güneydoğu yönlü bindirmeyi yenileyerek Teke Dere ile Yavuz Bindirme dilimlerinin ayrılmasına sebep olması, (3) Miyosen’de orojenin gerilmeli çöküşü ile aynı zamanda ön ülkede açılma havzası oluşumudur.

Collins ve Robertson (1999), Likya Alloktonunun Geç Paleozoyik-Mesozoyik döneminde kuzeye bakan açılma ve pasif kıta kenar dizisi olduğunu ileri sürmüş ve her bir nap dilimini yaş, ortam ve diğer dilimlerle ilişkisi çerçesinde ayrıntılı olarak açıklayarak Likya naplarının evrimini ortaya koymuştur.

Güngör ve Erdoğan (2001), Söke-Selçuk bölgesinde yaptıkları çalışmada Likya Napları ile Menderes Masifi arasında metamorfik bir kırılma olduğunu savunmuşlar, buna kanıt olarak da Likya naplarının karbonat dizisinde taban fayının sadece birkaç metre üzerinde deforme olmamış ilksel yapıların açıkça gözlemlendiğini göstermişlerdir. Deformasyon özellikleri, stratigrafik ilişkiler, çizgisel yapıların yönelmeleri ve metamorfik kırılmadan yola çıkarak, Erken-Orta Miyosendeki ana Menderes metamorfizmasından sonra-Orta Miyosendeki sedimanter örtünün depolanmasından önce Likya Naplarının Menderes Masifi üzerine düşük açılı normal bir fay boyunca yerleştiğini söylemişlerdir.

Robertson (2002), Doğu Akdeniz Tetis bölgesindeki Mezozoyik yaşlı ofiyolitik kayaçların köken ve yerleşimlerini irdeleyen detaylı bir çalışma yapmıştır. Birçok araştırmacının, ofiyolitik kayaçların okyanus ortası sırtı ortamlarında oluştuğunu savunmasına rağmen, bu bölgelerde andezitik bileşimli yüzey kayaçlarının, kimyasal olarak tüketilmiş bazaltların ve magnezyumca zengin yüzey kayaçlarının (boninit) geniş yayılım sunması, bu ofiyolitik kayaçların okyanus ortası sırtı ortamlarından ziyade, bir yitim zonu üzerinde geliştiğinin göstergesi olduğunu vurgulamıştır.

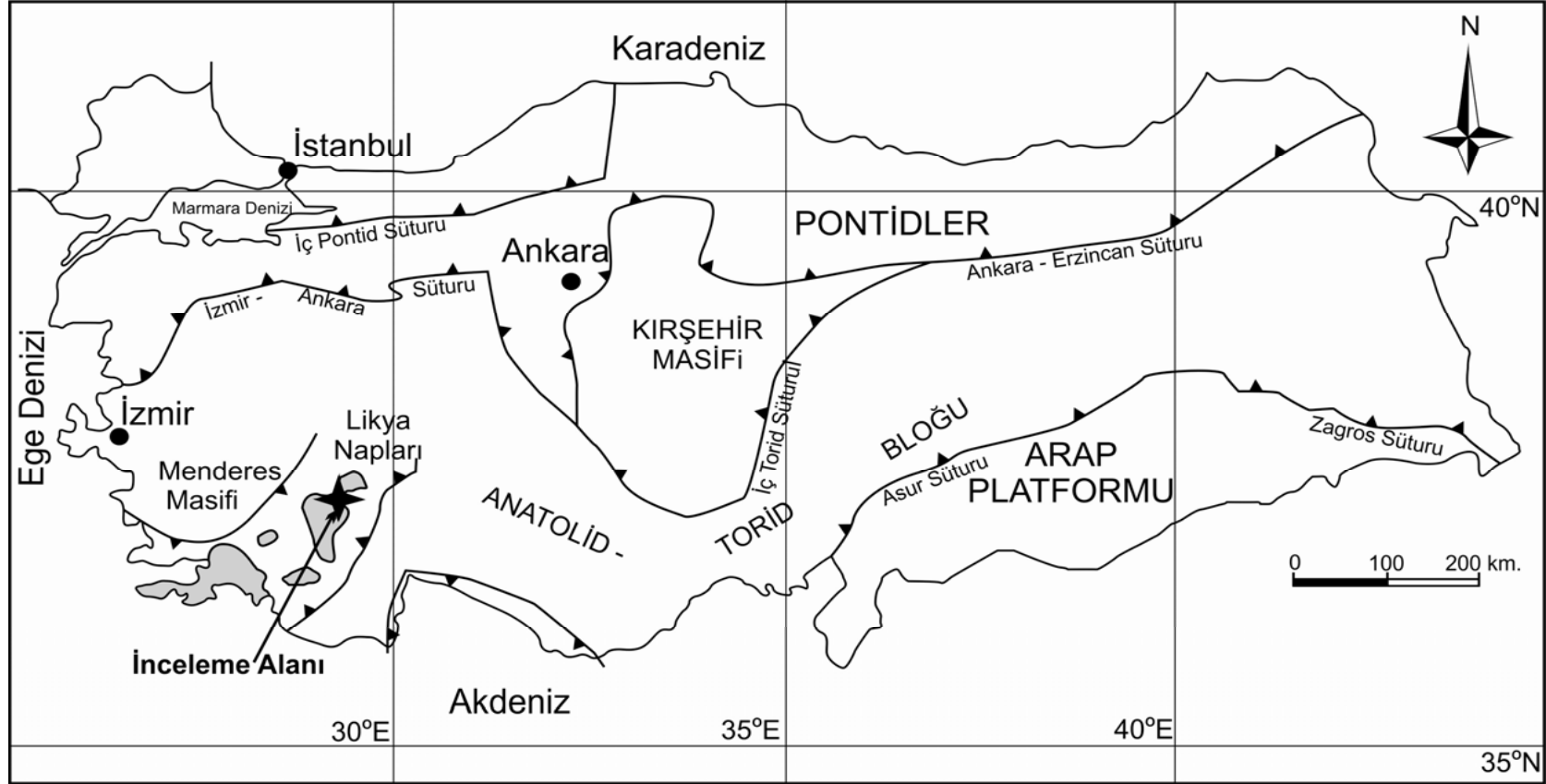
Önen (2003), Anatolid kuşağındaki Kütahya ofiyolitlerinin Torid ofiyolitleriyle eş yaşlı olduğunu, ofiyolitlerin altındaki metamorfik kayaların ve daykların Anatolid-Torid bloğundaki ofiyolitlerin ultramafik kısmı olduğunu ve Neotetis okyanusunda aynı intra-okyanusal dalma-batma zonunda oluştuğunu ileri sürmüştür.

Akbulut ve Pişkin (2008), devamlılığını bilmedikleri 3 metre uzunluğundaki kalkopirit, sfalerit, pirit içeren masif ve tabular cevher damarı ile ilgili ilk bulguları yayınlamışlardır. Mikrotaneli makaslanmış dolerit yan kayasında foliasyon düzlemlerine paralel olarak gelişmiş cevher damarının mineralizasyonunun okyanus tabanı birimlerinin dalma batması esnasında yerleşen ofiyolitlerle ilişkili volkanojenik masif sülfid yatağının parçalanmış uzak bir kesimi olduğunu gösterdiğini belirtmişlerdir.

2. 3. BÖLGESEL JEOLJİ

Güneybatı Türkiye’de, Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında yer alan ve Erken Langiyen’de Beydağları Otoktonu üzerine yerleşmiş olan allokton konumlu kütleler, Likya napları olarak tanımlanır. Likya napları, birbirinden farklı ortam koşullarında gelişmiş ve birbiri üzerinde binik yapılar oluşturan kaya birimleri ile temsil edilir (Şenel 2007). Likya naplarının bölgesel jeolojideki yeri ve inceleme alanının konumu Türkiye’nin tektonik haritası üzerinde gösterilmiştir (Şekil 2).

İzmir-Ankara kenet kuşağı boyunca Neotetis’in bir kolunun geç Kretase-Erken Tersiyer’ de kapanmasıyla meydana gelen yitim sırasında okyanus kabuğunun Anatolid-Torid platformu üzerine bindirdiği ve bu üzerlenmenin ve daha sonraki Geç Paleosen-Erken Eosen’de meydana gelen kıta-kıta çarpışması sırasındaki yitim esnasında süpürülen (eklenir kompleks) malzeme ile birlikte Batı Torosların allokton birimlerini oluşturan Likya Napları’nı oluşturdıkları 1970 yıllardan beri süre gelen ve günümüze kadar alternatif hipotez üretilmemiş bir görüştür (Graciansky, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu genç nap kompleksi (Likya Napları) Geç Kretase-Erken Tersiyer’de yerleşmiştir (Robertson vd., 2003; Collins ve Robertson, 2003) ve Collins ve Robertson (1998), İzmir- Ankara Neo-Tetis kolunun kuzeye bakan pasif kenarının Mezozoyik rift havzalarını yansıttığını belirtmektedir. Kıta-kıta çarpışması, Batı Toros ve Menderes bloğunda üzerlemelere ve Likya Napları’nın meydana gelmesine sebep olmuştur. Likya Naplarının otoktonundan ayrılarak güneydoğuya hareketle bugünkü konumuna yerleşmesi ile Menderes Masifi Likya Napları tarafında gömülerek metamorfizmaya uğramıştır.



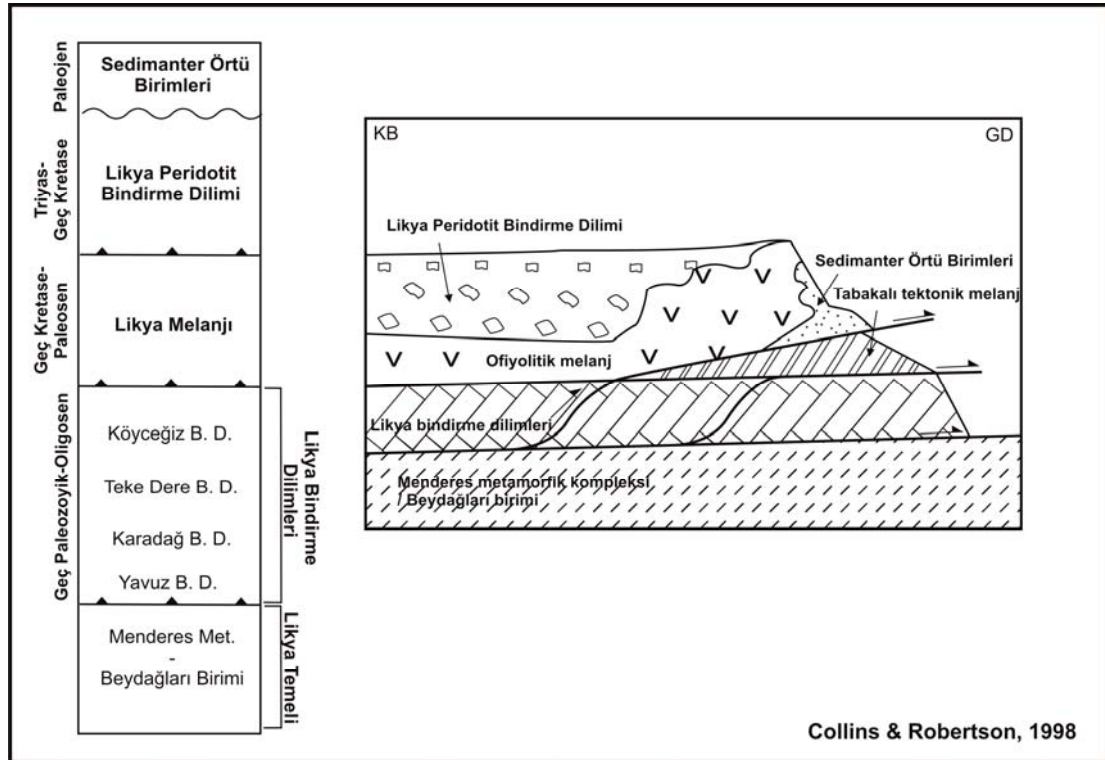
Şekil 2. Türkiye'nin tektonik haritası ve Likya Naplarının bölgesel jeolojideki yeri (Okay ve Tüysüz, 1999 ve Akbulut ve Pişkin, 2008'den düzenlemiştir).

2.4 GENEL JEOLJİ

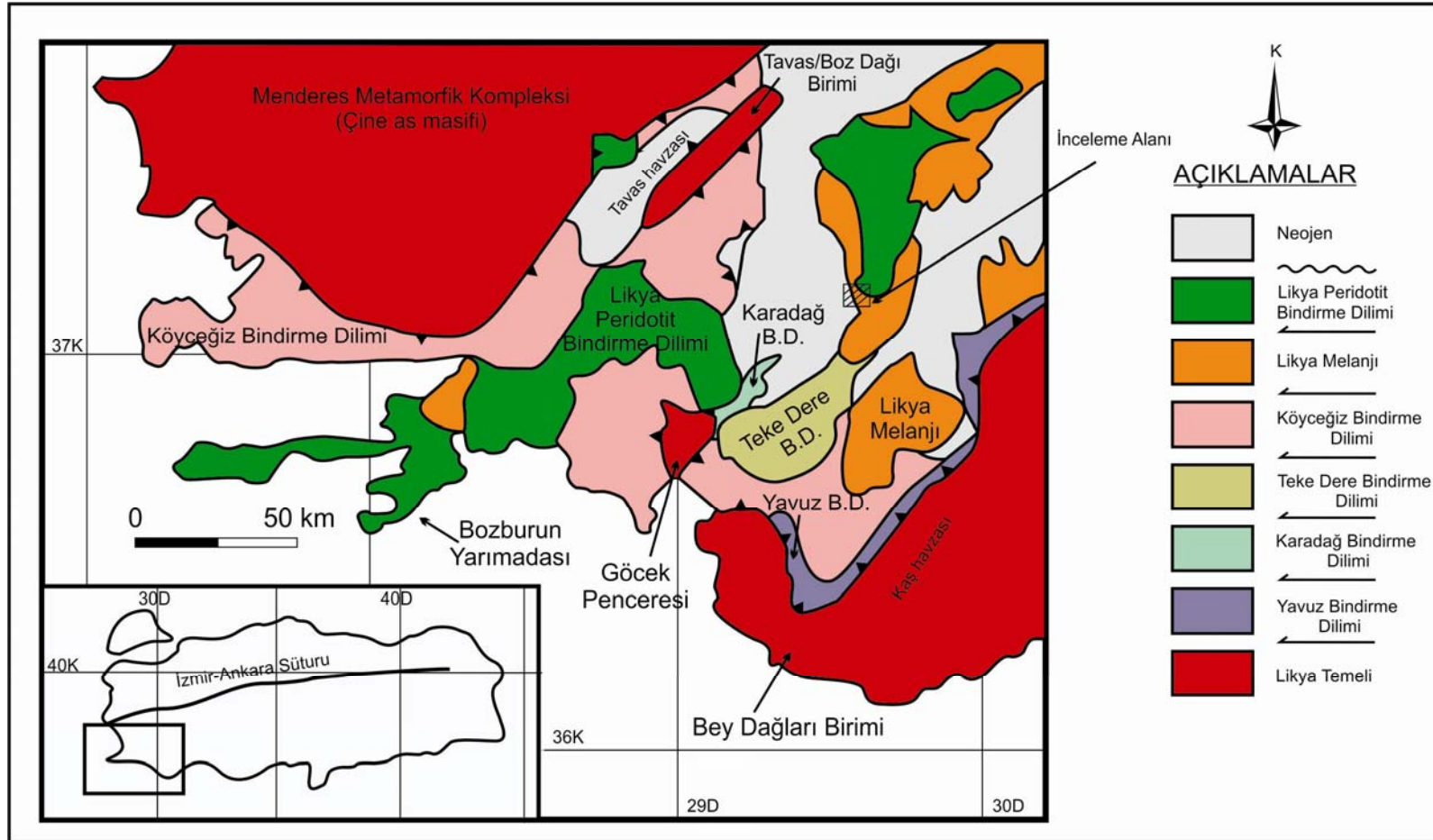
İnceleme alanı olan Çavdır (Burdur) Kuzeybatısında Likya Napları olarak bilinen kaya birimleri yer alır. Likya Napları, GB Anadolu'da Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında GB-KD uzanımlı Alt Langiyen bindirme yaşlı pek çok yapısal birimden oluşan allokton karmaşığı olarak tanımlanabilir (Şenel 1991).

Likya Napları kuzeyde Menderes Masifi, güneyde Beydağları otoktonunun üzerinde bindirme paketleri halinde yerleşmiştir.

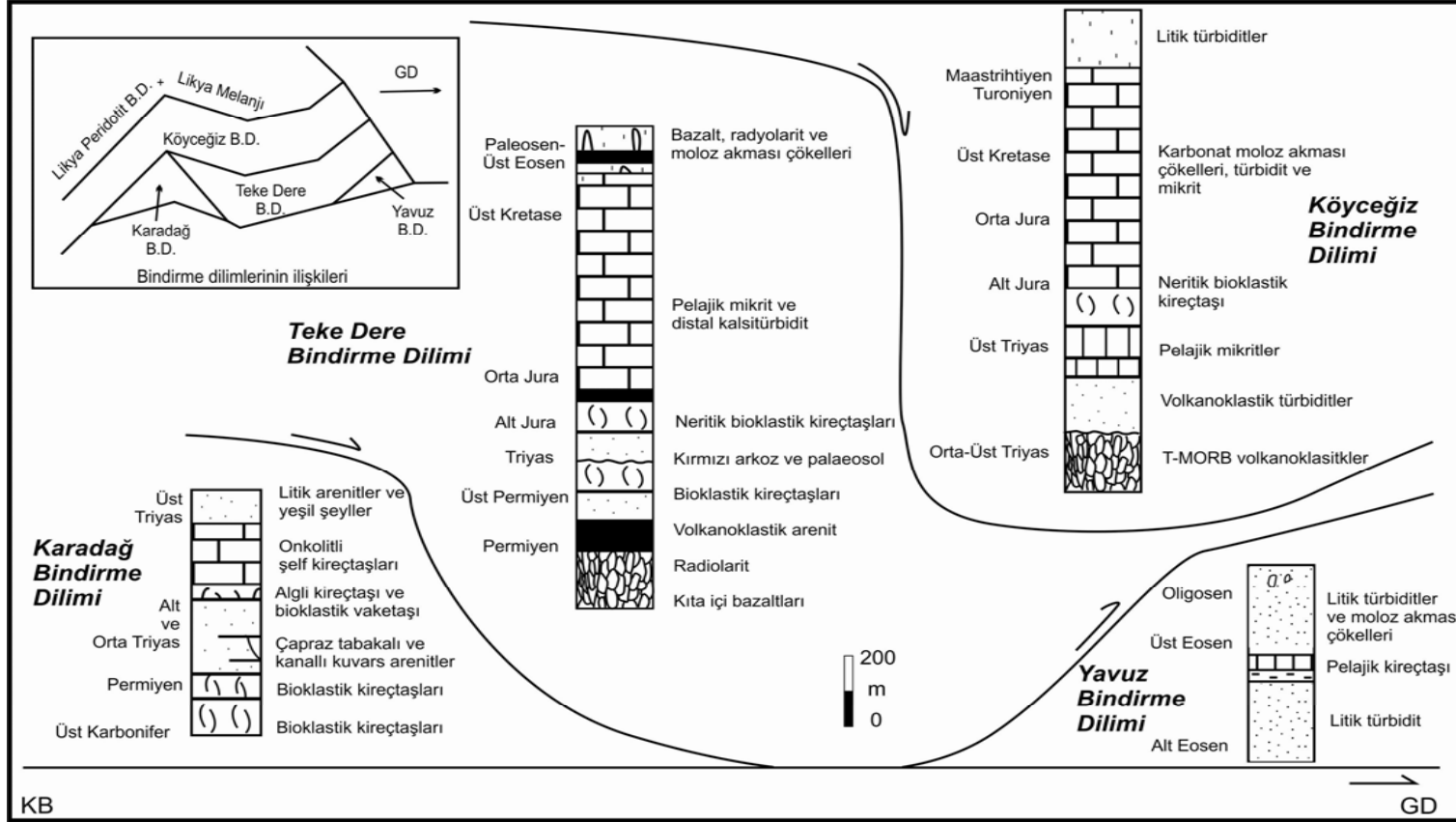
Likya naplarının tektonostratigrafisi ile ilgili en güncel çalışmalar Collins ve Robertson (1998), Collins ve Robertson (1999) tarafından yapılmıştır. Bu yazarlar Likya Naplarını Likya Alloktonu olarak telafuz etmiş ve Likya Temeli, Likya Bindirme Dilimleri, Likya Melanjı ve Likya Peridotit Bindirme dilimi olmak üzere alt litolojik birimlere ayırmıştır (Şekil. 3-4-5).



Şekil 3. Likya Toroslarındaki tektonik birimlerin kaya ilişkisini gösteren diyagram.



Şekil 4. Likya Allokonunun tektonostratigrafik haritası (Collins ve Robertson,1998).



Şekil 5. Likya Bindirme Dilimlerinin birbiriyle ilişkisini gösteren şematik kesit (Collins ve Robertson, 1999).

İnceleme alanında yüzeyleyen birimler ve bunların birbirleriyle ilişkisi Collins ve Robertson, (1998-1999)'ın haritasındaki bindirme dilimleri arasındaki ilişkiye uyum sağlamamaktadır. Bu nedenle Likya naplarının jeolojisi Şenel (1997)'nin çalışması esas alınarak ve Collins ve Robertson, (1998-1999) çalışmaları ile karşılaştırılarak anlatılmıştır.

2.4.1. Allohton Birimler

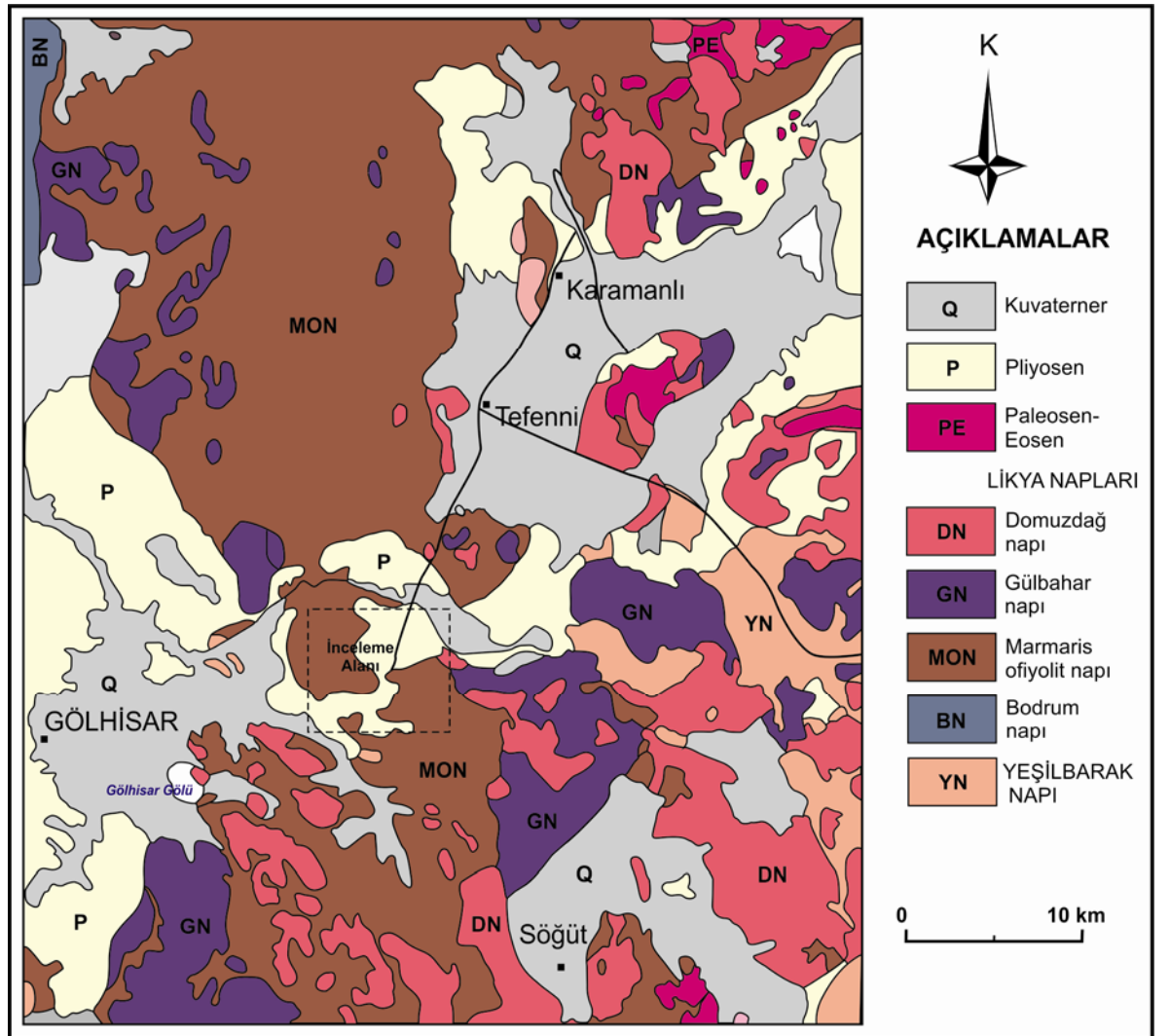
2.4.1.1. Yeşilbarak Napı

Önalın (1979) tarafından tanımlanan Yeşilbarak napı (=Ara zon, Şenel vd., 1987) Likya napları ile Beydağları otoktonu arasında yanal yönlerde uzun mesafeler boyunca süreklilik gösterir. Yeşilbarak napı altta Gömbe, üstte Yavuz birimleri olmak üzere iki yapısal istiftten oluşur (Şekil 5). Gömbe birimi Üst Lütesiyen-Alt Burdigaliyen yaşlı türbiditik kumtaşı ve şeylerden oluşan Elmalı formasyonu ile, Yavuz birimi ise Üst Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı kumtaşı, kıltaşı ve kireçtaşlarından oluşan Yavuz formasyonu ile temsil edilir (Şenel, 1997).

Bu arazon niteliğindeki nap Collins ve Robertson (1998) tarafından Yavuz bindirme dilimi olarak adlandırılmıştır. Likya naplarının yapısal olarak en altında bulunur. Direkt otokton Beydağları birimi üzerinde görülür. Sadece otoktonun ön kısımlarında korunmuştur ve litikarenit, yeşil renkli şeyl ve ince mikritik kireçtaşlarından oluşur (Collins ve Robertson,1998). Gözlenen *Nummulites perforatus*, *Nummulites uroniensis* ve *Discoyclina archiaci* fosillerine göre yaşlı Lütesiyen olarak belirlenmiştir (Poisson, 1977; Gutnic vd., 1979).

2.4.1.2. Likya Napları

Yeşilbarak napı üzerinde tektonik örtü olarak Likya naplarına ait Bodrum napı, Marmaris ofiyolit napı, Gülbahar napı ve Domuzdağ napı yer alır (Şekil 6). Kuzey-kuzeybatı yönden, Alt Langiyen'de Beydağları otoktonu üzerine yerleşmiş olan Likya napları (Şenel,1997) 4 nap dilimi ile temsil edilir.



Şekil 6. Likya Naplarının tektonostratigrafik haritası (Şenel, 1997).

2.4.1.2.1. Bodrum Napı

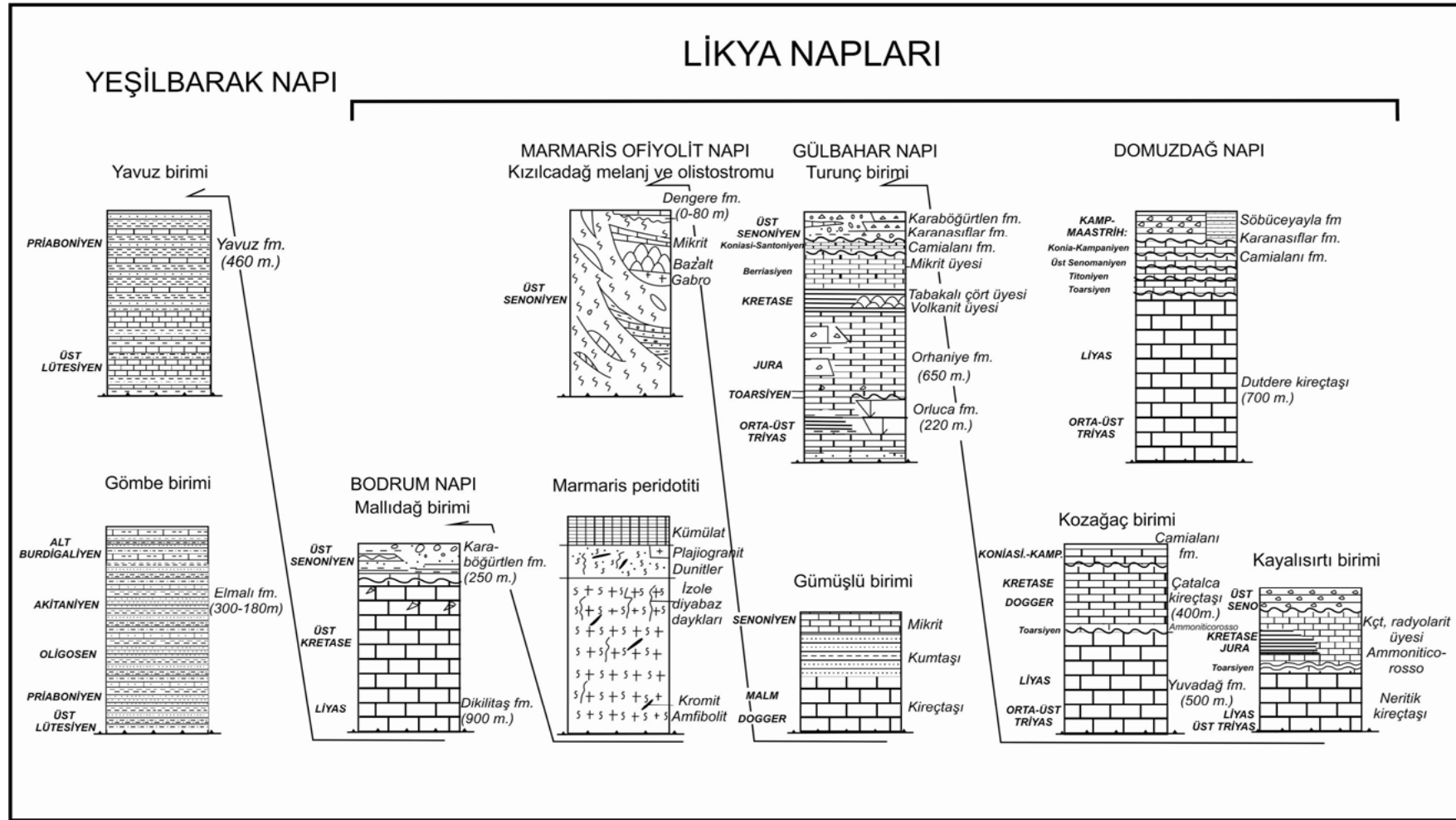
Bodrum napı yapısal olarak genelde Tavas napı, bazen de Yeşilbarak napı üzerinde, Marmaris ofiyolit napı altında bulunur (Şekil 7). Bazen Bodrum napı altında Marmaris ofiyolit napına ait dilimler de görülebilir (Şenel, 1997). Az çok birbirinden farklı stratigrafik özellikler sunan istiflerden oluşan Bodrum napı, çalışma alanında gözlenmez.

Dikilitaş Formasyonu (JKdt)

Dolomitik kireçtaşı, pelletik kireçtaşı, oolitik kireçtaşı ve rudist parçalı kireçtaşlarından oluşan formasyon Şenel vd. (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Alt ilişkisi izlenemeyen *Dikilitaş* formasyonu üstte *Karaböğürtlen* formasyonu tarafından olası uyumsuz olarak örtülür. Birim yaklaşık 900 metre kalınlıktadır (Şenel, 1997).

Dikilitaş formasyonu kapsadığı *Peleodasciladus* sp., *Nautilculina* sp., *Pseudociclammina* sp., *Trocholina* sp., *Orbitolina* sp., vb. ile üstte rudist kırıntısı (det.:C. Bilgi, Şenel ve diğ. 1989'dan) fosillerine göre Liyas-Krestase yaşlı kabul edilmiştir. Birim sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir (Şenel, 1997).



Şekil 7. Likya Naplarının genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (Şenel, 1997).

Karabögürtlen Formasyonu (Kka)

Yer yer bloklu fliş karakterinde olan birim, (Philipson, 1915) tarafından tanımlanmıştır. Karabögürtlen formasyonu konglomera, kumlu-killi kireçtaşı, çörtülü kireçtaşı, kalsitürbidit, breş vb. kayatürü ara düzeyleri ya da mercekleri kapsayan kumtaşı, kıltaşı ve siltaşlarından oluşur (Şenel, 1997)

Karabögürtlen formasyonu Dikilitaştepe formasyonu üzerinde olası uyumsuzdur. Üst ilişkisi tektoniktir. Kalınlığı 250 metreye ulaşır (Şenel, 1997).

Formasyonda günümüze dek fosil bulunamamıştır. Tabanda saptanan *Marginotruncana*, *pseudolinniena* PESSAGNO, *Marginotuncana* cf. *coronata* BOLLI, *Hedbergella* sp., *Dicarinella* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., vb. (det.: M.Serdaroğlu; Şenel ve diğ, 1994'den) formlara göre birim Üst Senoniyen yaşlı kabul edilmiştir. Birim duraysız havza ortamına çökelmiştir (Şenel, 1997).

2.4.1.2.2. Marmaris Ofiyolit Napı

Bu alanda yapısal olarak Yeşilbarak napı üzerinde, Gülbahar ve Domuzdağ napları altında bulunan Marmaris ofiyolit napı, Marmaris peridotiti ve Kızılcadağ melanj ve olistostromu ile temsil edilir. Marmaris ofiyolit napında seyrek de olsa metamorfik dilimler gözlenir (Şenel, 1997). Collins ve Robertson (1998-1999) çalışmalarında değindikleri Likya peridotit bindirme dilimine karşılık gelmektedir.

Marmaris Peridotiti (Kmo)

Birim, Çapan (1980) tarafından Marmaris peridotiti olarak tanımlanmıştır. Genelde peridotit, serpantinit ve serpantinleşmiş peridotitlerden oluşur. Baskın olarak serpantinize olmuş harzburjit ve az miktarda piroksenit, podiform dunit ve kromititlerden oluşur (Kaaen, 1959; Graciansky, 1967; Engin ve Hirst, 1970; Collins, 1997). Bu litolojiler yerel metasomatik kalsik alterasyon ve soğuma kenarı gösteren bir dizi dolerit daykıyla kesilir (Collins ve Robertson, 1998)

Tavandan eksik ofiyolit istifini temsil eden Marmaris peridotiti, Neotetis okyanusunun kuzey kolundan kaynaklanmıştır (Şenel, 1997).

Kızılcadağ Melanj ve Olistostromu (Kkzm)

Ofiyolitli melanj ve olistostromla temsil edilen birim, Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır.

Serpantinit bir hamur içinde Permiyen yaşlı karbonat, Triyas, Jura, Kretase yaşlı karbonatlar, yaşı belirlenememiş olan radyolarit-çört, çörtlü kireçtaşı, neritik kireçtaşları ile bazalt, spilit, tuf, tüfit, gabro, diyabaz vb. bloklar kapsar (Şenel, 1997).

Dengere Formasyonu

Marmaris ofiyolit napı üzerinde olası uyumsuz olarak bulunan Dengere formasyonu Marmaris ofiyolit napı içinde anlatılmıştır. Birim Bölükbaşı (1987) tarafından adlandırılmıştır.

Birim altta ince bir düzey olarak ofiyolitten kırıntılar kapsar. Bu kırıntılar üzerinde ince-orta-kalın tabakalı kızıl, kızıl kahve renkli, globotruncanalı mikrit, killi mikrit ve kalkarenitler bulunur. Yaklaşık 60 metre kalınlıktadır. Üst ilişkisi izlenmez (Şenel, 1997).

Globotruncana arca (CUSHMAN), *G. linneiana* (D'ORBOGNI), *Globotruncanita stuartiformis* DALBIEZ, *Pithonella ovalis* KAUF vb. formlara göre formasyon Üst Senoniyen yaşlı kabul edilmiştir (Şenel, 1997).

2.4.1.2.3. *Gülbahar Napı*

Gülbahar napı, yapısal olarak Marmaris ofiyolit napı üzerinde Domuzdağı napı altında bulunur. Likya napları içinde Poisson (1977) tarafından tanımlanan ve Gümüşlü birimine benzer fasiyesteki kayalar Osmankalfalar güneyinde küçük bir tektonik dilim halinde bulunur. Gümüşlü biriminin yapısal olarak Gülbahar ve Domuzdağ napları altında bulunması, küçük mostralara oluşturması ve Batı Toroslar' da ender olarak gözlenmiş olması nedeniyle Gülbahar napında anlatılacaktır (Şenel, 1997). Bu nap dilimi Collins ve Robertson (1998-1999) yayınlarında yer alan Köyceğiz bindirme dilimine karşılık gelmektedir.

Orluca Formasyonu

Kireçtaşı, kumtaşı, dolomit, şeyl vb. kayatürlerinden oluşan formasyon, Şenel ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Birim bazı alanlarda şelf tipi çökeller içermesine karşın pelajik/yarı pelajik özellikte çörtlü mikritler kapsar. Birim içinde yer yer tüfit, spilit ve spilitleşmiş bazalt düzeyleri görülebilir. Birimin özellikle pelajik ve yarı pelajik fasiyeslerinin Orhaniye formasyonundan ayırdı güçtür (Şenel,1997).

Orhaniye Formasyonu

Radyolarit ve çört araseviyeli mikritlerden oluşan birim, Meşhur ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır. Birim içinde radyolarit, çört ve şeyller, Tabakalı çört üyesi, Volkanitler ise Volkanit üyesi olarak ayırtlanmıştır (Şenel, 1997).

Camialanı Formasyonu

Kırmızı mikritlerden oluşan birim, Erakman ve diğ. (1982) tarafından adlandırılmıştır. Gülbahar napı, Domuzdağ napı ve Kozağaç biriminde genelde küçük mostralarda halinde izlenen kırmızı globotruncanalı mikritler Camialanı formasyonuna dahil edilmiştir. Birim, yersel çört yumrulu, globotruncanalı mikrit ve killi mikritlerden oluşur (Şenel, 1997).

Camialanı formasyonunun alt ilişkisi uyumsuzdur. Üst ilişkisi izlenememiştir. Yaklaşık bu alanda 40 metre kalınlığı görülür (Şenel, 1997).

Bol globotruncanalı olan formasyon *Globotruncana carinata* D'ALBIEZ, *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNI), *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Rosita contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana conica* (WHITE) vb. (det.: C. Bilgi, Şenel ve diğerleri, 1989'dan) formlara göre Koniasiyen-Kampaniyen yaşlıdır. Birim açık şelf-yamaç ortamında çökelmiştir (Şenel, 1997).

Karanasıflar Formasyonu

Kireçtaşı ve çört elemanlı breşlerden oluşan formasyon, Şenel ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Gülbahar napının (Turunç birimi), Orhaniye formasyonu ve Domuzdağ napının Dutdere kireçtaşı üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Üst ilişkisi tektoniktir. Yanal yönde Karaböğürtlen formasyonu ile geçişlidir. Yaklaşık 750 metre kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Fosil tespit edilemeyen formasyon, Üst Senoniyen –Maastrichtiyen yaşlı kabul edilmiştir. Birim duraysız, olası yatay hareketlerin etkin olduğu havza ortamında çökelmiştir. Karanasıflar formasyonu denizaltı yelpaze çökellerini andırır (Şenel, 1997).

Gümüşlü Birimi

Gümüşlü birimi doğuda, Korkuteli batısında Poisson (1977) tarafından tanımlanmıştır. Altta oolitli-palletli kireçtaşları (Dogger-Malm), bu kireçtaşları üzerinde bol volkanit elemanlı, kumtaşı, az oranda da kilitaşı (Malm) yer alır (Şenel, 1997).

Birim, üstte alt ilişki karakteri belirsiz (olası uyumsuz) kırmızı renkli, ince-orta-kalın tabakalı globotruncanalı mikritlerle (Senoniyen) sonlanır. Tüm kalınlığı bu alanda 150 metreye yaklaşır (Şenel, 1997).

2.4.1.2.4. Domuzdağ Napı

Likya naplarının en üst yapısal birimi olan Domuzdağ napı genelde OrtaTriyas-Liyas yaşlı kristalize kireçtaşları (Dutdere kireçtaşı) ile temsil edilir. (Şenel, 1997). Bu nap dilimi Collins ve Robertson'ın (1998-1999) çalışmalarında yer alan Likya melanjına karşılık gelmektedir.

Dutdere Kireçtaşı

Yersel megalodonlu rekrystalize kireçtaşlarından oluşan formasyon, Ersoy (1989, 1990) tarafından adlandırılmıştır.

Birim yer yer megalodonlu ya da algli rekrystalize kireçtaşlarından oluşur. (Şenel, 1997).

Alt ilişkisi tektonik olan, üstte Karanasıflar ve Söbüceyayla formasyonları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 700 metre kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Sıkça *Megalodon* sp., içeren formasyon *Involutina sinuosa* (WEINSCHENK) *Involutina oberhauseri* (SALAJ). *Trocholina permodiscoides* ONERHAUSER, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina liassica* (JONES) *Ophthalmidium martana* FARINACCI vb. (det.; C.Bilgi; Şenel ve diğ., 1989'dan) formlara göre Orta Triyas-Liyas yaşlıdır. Birim sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir (Şenel, 1997).

Camialanı Formasyonu

Domuzdağ napında ender gözlenen ve küçük mostralara halinde izlenen kırmızı renkliglobotruncanalı mikritler Camialanı formasyonuna dahil edilmiştir (Şenel, 1997). Birim Gülbahar napında anlatıldığından burada tekrarlanmayacaktır.

Karanasıflar Formasyonu

Birim, daha önce Gülbahar napında anlatılmıştır.

Söbüce Yayla Formasyonu

Orbitidli kumtaşlarından oluşan formasyon, Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır. Domuzdağ napında, küçük birkaç mostrası gözlenebilmiştir.

Birim kumtaşlarından oluşur. Yer yer kumlu kireçtaşı düzeyleri kapsar. Dutedere kireçtaşı üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunan Söbüceyayla formasyonu, üstte Mamatlar formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 40 metre kalınlıktadır (Şenel, 1997).

Söbüceyayla formasyonu *Orbitoides medius* (D' ARCHIAC), *Siderolites calcitropides* LAMARCK, *Helenocyclina beotica* REICHEL, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Loftusia* sp., vb. (det.; Bilgi; Şenel ve diğ., 1989'dan) Maastrichtiyen yaşlıdır. Birim sığ şelf ortamında çökelmiştir (Şenel, 1997).

Kozağaç Birimi

Genelde Domuzdağ napından ayırdı güç olan ve çoğu alanda Domuzdağ napına dahil edilen Kozağaç birimi ve Kayalısırtı birimi, Orta Toroslar'daki Boyalı birimine (Özgül, 1976, Monod, 1977) karşılık gelir.

Kozağaç birimi, Yuvadağ formasyonu (Üst Triyas-Liyas yaşlı kireçtaşları) ve Çatlıca kireçtaşından (Toarsiyen-Kretase yaşlı) oluşur. En üstte küçük mostralarda halinde kırmızı mikritler (Camialanı fm) kapsar. Daha önce Şenel ve diğ. (1989) tarafından Kayalısırtı grubu olarak tanımlanan Kayalısırtı biriminde ise formasyon ayırdı yapılmamıştır (Şenel, 1997).

Kayalısırtı Birimi

Pelletik kireçtaşı , kırmızı mikrit çörtlü mikrit, radyolarit vb. kaya türlerinden oluşan formasyon Şenel ve diğ. (1989) tarafından tanımlanmıştır.

Birim pelletik ve oolitik dokulu kireçtaşlarını kapsar. Tabanındaki Pelletik kireçtaşları Üst-Triyas-Liyas, ammonitico-rosso fasiyesi Toarsiyen yaşlıdır. Üstteki çörtlü kireçtaşı ve radyolaritlerden yaş alınamamıştır. Birim stratigrafik özelliklerine göre Üst Triyas-Kretase yaşlı kabul edilmiştir (Şenel, 1997).

2.4.2. Otokton Birimler

2.4.2.1. Çameli Formasyonu

Görsel kireçtaşı, marn, kumtaşı, konglomera vb. kayatürlerinden oluşan formasyon, Erakman ve diğ. (1982) tarafından adlandırılmıştır.

Çameli formasyonu, konglomera, kumtaşı, kilitaşı, killi kireçtaşı, marn, konglomera vb. kayatürlerinden oluşur. Kısıtlı da olsa üstte karbonatlar (Kireçtaşı üyesi) bulunur. Birimin tabanında yer yer akarsu-bataklık ortamında çökelmiş, yersel ince kömürlü kırıntılar görülebilir (Şenel, 1997).

Kireçtaşı Üyesi

Kireçtaşı üyesi, formasyonun en üst düzeyini oluşturur. Orta-kalın tabakalı, kirli sarı,bej, açık kahve renkli erime boşluklu, yersel breşik örünümlü ve gastropod izli karbonatlardan oluşur. 0-10 metre arasında kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Çameli formasyonu Likya napları üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunur. Üstte Kuvarterner oluşukları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 600 metre kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Yaşı Pliyosen kabul edilen birimde Acer aft. Trilobatum A.B., Acer angustilabum HEER gibi yaparak izleri (det.; E.Gündüzhan; Şenel ve diğ. 1994'den) bulunmuştur. Son günlerde birimin tabanındaki kömürlü düzeylerde (Çameli güneyi, Elmalıyurt) Hipparion sp., (G. Saraç Sözlü bilgi, 1997) bulunmuş ve yaşının Üst Miyosen'le başladığı belirtilmiştir (Şenel, 1997).

2. 4. 2. 2. Alüvyon

Akarsu yataklarında, çöküntü alanlarında ve ovalardaki kum, çakıl ve çamur birikintileridir. Yer yer genç göl oluşuklarını da kapsar.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar ve kullanılan yöntemler yedi ana başlık altında toplanabilir. Bunlar;

- Saha Çalışmaları
- Mineralojik-Petrografik Çalışmalar
- Cevher Mikroskobisi Çalışmaları
- X-Ray Difraktometre Çalışmaları
- ICP-MS Çalışmaları
- Sıvı Kapanım Çalışmaları
- Büro Çalışmalarıdır.

3.1.SAHA ÇALIŞMALARI

Bölgenin genel yapısal ve litolojik tanımlamasına yönelik 1/25.000 ölçekli jeoloji ve cevherleşmelerin yer aldığı kesimler için 1/10.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritasını hazırlamak amacıyla arazi çalışması yapılmış ve 1/25.000–1/10.000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerine birim sınırları işlenmiştir. Saha çalışmaları sırasında Brunton ve Silva jeolog pusulaları ile Garmin Oregon GPS kullanılmıştır. 53 farklı lokasyondan, inceleme ve analiz yapmak üzere yan kaya, cevher ve kil örnekleri alınmıştır.

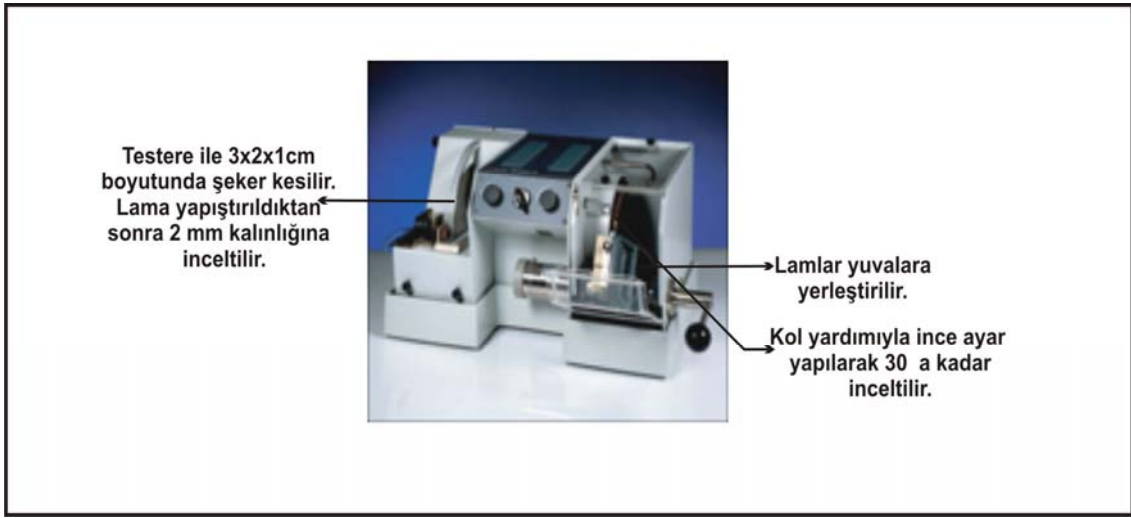
3.2 MİNERALOJİK-PETROGRAFIK ÇALIŞMALAR

Araziden 53 farklı lokasyondan alınan kaya numuneleri içinden seçilen 35 numunenin mineralojik-petrolojik-dokusal özelliklerini saptamaya yönelik olarak ince kesitleri hazırlanmıştır. Bu hazırlama işleminin süreçleri aşağıda tanımlanmıştır.

İnce kesit hazırlamak için el örneğini en iyi temsil eden bölge işaretlenerek yaklaşık 2 cm kalınlığında bir parça kesilir. Bu parçadan da bir kibrit kutusu şeklinde boyutları 3x2x1 cm olan bir dilim hazırlanır.

İnce kesit yapılacak bu dilimin boşluklu ve dağılgan bir yapısı varsa bu boşluklar kanada balsamı veya yapıştırıcı ile doldurulur. Sertleşmesi için 70°C'lik sıcak levha üzerinde 2 saat bekletilir.

Bu şekilde tüm dilimler hazırlandıktan sonra dilimin lam üzerine yapıştırılacağı yüzey zımpara tozu kullanılarak düzleştirilir. Yapılan bu işlemler sonrasında suda yıkanılan örnekler bir gece 30 °C lik bir etüvde kurutulur. Etüvden çıkarılan dilimler, aseton ile yüzeyleri temizlenerek lam üzerine kanada balsamı veya yapıştırıcı ile yapıştırılır.



Şekil 8. Makine yardımıyla ince kesit hazırlanması.

Arada hava kabarcığının kalmamasına dikkat edilmelidir. Dilimlerin lama iyi yapışması için bir gece bekletilir. Bu bekletme işlemi etüvde veya sıcak levha üzerinde de yapılabilir. İnceltme işlemine başlanır. İnce kesit makinesinde testere yardımıyla dilimin bir kısmı lamdan uzaklaştırılır (Şekil 8).Makine içinde bulunan inceltme diski yardımı ile lamel üzerinde geriye kalan dilim 30 µ'a kadar inceltir.

Son aşamada cam üzerinde 1000 meshlik toz ile inceltme yapılır. Kesitin 30 µ kalınlığına ulaştığı pratik olarak kuvars kristallerinin mikroskopta girişim renklerinin gri-beyaz-soluk sarı olarak gözlendiğinde anlaşılır. İsteğe bağlı olarak lam üzerine lamel yapıştırılabilir.

Hazırlanan ince kesitler James Swift Marka Polarizan Mikroskop ile incelenmiş, mineral tanımlamaları yaparken aynı zamanda kimyasal analiz için uygun olan örnekler de seçilmiştir.

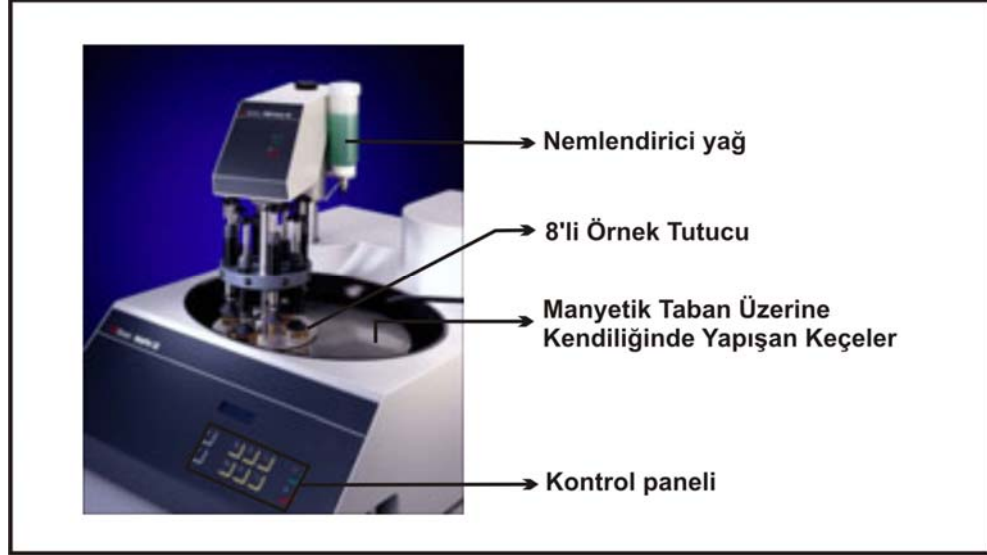
3.3. CEVHER MİKROSKOBİSİ ÇALIŞMALARI

Bu başlık altında yapılan çalışmalar, cevher oluşumuyla ilgili incelemelerdir. Üstten aydınlatmalı Leitz-SM Lux Marka cevher mikroskopunda inceleme yapmak üzere araziden alınan cevherli örneklerin parlatma kesitler hazırlanmıştır. Parlatma kesitler bu tez çalışması kapsamında yapılan sıvı kapanım çalışmaları için de hazırlanmıştır. Bunlar çift yönlü parlatılmış kesitler olup hazırlanma süreçleri ilgili bölümde anlatılacaktır. Cevher mikroskopisi için parlatma kesitlerin hazırlama süreci aşağıda anlatılmıştır.

Parlatma kesitler elde veya makinada yapılabilir. Sert, dağılmayan ve acil bakılması gereken örnekler elde parlatılabilir. Bunun için yaklaşık 4-5 cm² yüzey alanı ve 0,5 cm kalınlığındaki parlatmalıklar, örneği temsil edecek şekilde kesilir. Parlatılacak yüzeyin köşe ve kenarları yuvarlatılır. Dağılma tehlikesi olan boşluk ve gözenekli örneklerle toz numuneler (plaser, konsantre ve atık örnekleri) mutlaka kalıba döküm yapılarak parlatılırlar. Kalıp büyüklükleri amacına uygun olarak 3 ve 4 cm çapında seçilirler. Kalıp çaplarının <2 cm ve >4 cm olması daha uygun olur. 2 cm.den küçük kalıplarda, incelenecek örnek alanı ve sayısı küçük olacağı için aynı örnekten fazla miktarda parlatma yapmamız gerekecektir. Kalıp çaplarının >4 cm olması durumunda ise yüzey alanı çok büyük olacağı için parlatılması güç olacaktır.

Bir örneğin parlatılması aşındırma ve parlatma olmak üzere iki aşamada gerçekleşir. Aşındırma ve ise kaba ve ince aşama olmak üzere iki evrede yapılır. Bu iki aşama ne kadar iyi olursa parlatma kalitesi de o derece iyi ve parlatma süresi de o kadar kısa olur. Aşındırma işleminde kalından inceye doğru çeşitli tane boyutunda farklı aşındırma tozları kullanılır. Bu işlem döner metal disk veya cam üzerinde elle yapılabildiği gibi aşındırma ve parlatma makinası mevcutsa makinada otomatik olarak yapılabilir.

Ön aşındırmada sırasıyla 400 ve 1000 meshlik silisyum ve volfram karbid aşındırma tozlarıyla metal disk veya cam üzerinde parlatma yapılır. Örnek mat ipeğimsi bir parlaklığa ulaşırsa aşındırma ve ön parlatma sağlanmıştır.



Şekil 9. Parlatma örneği hazırlama aleti.

Bölümümüz Maden Yatakları ve Cevher Hazırlama Laboratuvarında bulunan Struers marka RotoPol 35 ve PdM-Force 20 'den oluşan parlatma cihazı (Şekil 9) ile 8 örnek aynı anda parlatılabilmektedir. 3x2 cm en boy oranındaki kayaç parçaları makinadaki yuvalarına yerleştirilerek ve her bir aşamaya özel disk ve elmas macun kullanılarak 4 aşamada parlatma yapılır. Her bir tane boyutundaki macun için farklı diskler kullanılmalıdır. Çalışılırken diskin kuru olmamasına özen gösterilir. Bu yüzden macunun cinsine göre seçilecek bir nemlendirici yağ kullanılır. Her aşama otomatik makinada ortalama 10 dk. sürer. Eğer parlatma elle yapılıyorsa 20 dk. süreye ihtiyaç vardır.

3.4. X-RAY DİFRAKTOMETRE ÇALIŞMALARI

X-Ray Difraktometre çalışmaları, inceleme alanında yaygın bir şekilde gözlenen alterasyon ürünü olan kil minerallerinin türlerini tanımlamaya yönelik yapılmış çalışmalardır. Bu amaçla seçilen 12 adet numune agat havanda 300 mesh boyutuna kadar öğütülerek kalitatif kil analizi yaptırılmak üzere İ.Ü. İleri Analizler Laboratuvarına gönderilmiştir. Analizler Cu K α radyasyonu, Ni filtre ile yapılmıştır.

X-Ray Difraktometre, X-ışını denilen Ultraviyole ışıandan daha kuvvetli fakat Gamma ışınından daha zayıf enerjili ışın kullanılarak yapılan analizi temel alır. Çalışma prensibi olarak örneğe X-ışını göndererek kırılma ve dağılma verileri toplanması söylenebilir.

3.4.1. Kil Minerallerinin Oluşumuna Genel Bir Bakış

Kil mineralleri en yaygın alterasyon mineralleridir. Termal akışkanlar kayalarla reaksiyona girdiklerinde onların içeriklerini değiştirirler. Aktif jeotermal sahalar bu reaksiyonların gerçekleştiği ve fiziksel-kimyasal ölçümlerin yapılabildiği, alterasyon çalışmalarına olanak sağlayan çalışma alanlarıdır. Kil minerallerinin oluşumu ile ilgili çalışmalar bu alanlarda yoğunlaşmıştır.

Hidrotermal minerallerin oluşumunu birden fazla faktör etkiler. Bu faktörler (a) sıcaklık, (b) basınç, (c) kaya türü, (d) permeabilite, (e) çözelti içeriği, (f) aktivite süresidir. Bu faktörler cevher üzerine yapılmış farklı çalışmalarda önerilen faktörlerle benzerlik gösterir, ancak jeotermal üzerine yapılmış çalışmalar permeabilite ve akışkan içeriğinin sıcaklığa oranla en az öneme sahip olduğunu göstermiştir (Browne, 1978).

3.4.1.1. Sıcaklık

Çoğu sıvı fazın baskın olduğu sistemin rezervuar sıcaklığı 280 °C'den düşüktür, ancak birkaç araştırmacı 300 °C'nin üzerinde maksimum sıcaklık kaydetmişlerdir (Salton Sea, California'da 360 °C (Palmer, 1975), Cerro Prieto, Meksika'da 388 °C (Mercado, 1969) yada 371 °C (Mercado, 1976).

Aktif jeotermal sistemlerde en az görülen alterasyon mineralleri olan epidot, orto, halkalı ve zincir silikatlar diğerlerinden farklı olarak yüksek sıcaklıklarda oluşurlar. Hidrotermal garnet ve tremolit Salton Sea'de (Muffler&White, 1969ve Kendall, 1976) görülmüştür. İzlanda'daki sahalardan birinde (türü belirlenmemiş) bir amfibol bulunmaktadır (Kristtmansdöttir, 1976) ve oluştuğu ortamda kuyu sıcaklığı 280°C'yi aşmaktadır. Epidotun birkaç bölgede 240-260 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda oluştuğu gözlenmiştir, ancak bazı bölgelerde (örneğin; Reykjavik'te (Sigvaldason, 1963))120 °C'de oluştuğu da gözlenmiştir. Muhtemelen sıcaklık yüksekken oluşmuş bir kalıntı olduğu düşünülmüştür (Browne, 1978).

Profillit ve talk da yüksek sıcaklıklarda oluşur, fakat daha önceleri Kawah Kamojang, Endonezya'da ve diğer Japonya'daki birkaç sahada kalıntı olduğu düşünülmüştür (Sumi 1968). Kil minerallerinin dağılımı sıcaklığa bağlıdır (Browne ve Ellis 1970, Muffler ve White 1969, Steiner 1968). Yeni Zellanda'daki sahalarda düşük pH koşullarında oluşmuş kaolinit yüzeyde görülür ve 60 °C'nin üzerinde duraylı değildir, ancak bir kuyuda gözlenen dikit için sıcaklık 140-150 °C olarak ölçülmüştür. Artan derinlik ve sıcaklıkla genellikle baskın kil olan Ca-Montmorillonit illitle arakatmanlı olarak görülmeye başlar, ancak 220 °C'nin üzerinde illit+klorit tipik kil-mineral birlikteliği gösterir (Browne, 1978).

Montmorillonitler jeotermal sahalarda genellikle yüzeye yakın asit yıkama zonlarında görülürler. Simektitler Fe-ce zengin saponitlerdir (Kristtmansdöttir, 1975, 1976). Simektitlerin oluşumu 200°C'nin altında kayada başlar, 200-240°C ise klorite dereceli olarak klorite geçmeye başlar. Simektitler 200 °C'nin üstündeki sıcaklıklarda nadiren gözlenirler. 200-240°C'nin üzerinde karışık tabakalı simektitler ve kloritler baskındırlar. Kaya sıcaklığının 230-250°C olduğunda klorit baskın tabakalı silikata dönüşür. Maksimum sıcaklığın 240°C olduğu jeotermal sahalarda klorit nadiren bulunur. Tüm klorit mineralleri Fe-ce zengindir ve bileşimleri bölgeden bölgeye değişir. Zeolit kaya sıcaklığının 100 °C'nin altında olduğu durumlarda oluşur. Jeotermal sahalarda daha az görülür.

100 °C'nin altında iki çeşit zeolit grubu oluşur; biri toleyit bazaltlarda yaygın olan mordenit, höylandit, stilbit, epistilbit, diğeri ise olivin toleyit bazaltlarda yaygın olan şabazit, tomsonit, mesolit-skolekit'dir. Laumontit 100-120°C'de diğeri zeolitlerin yerini alır. Wairakit 180°C'de ortaya çıkar ve bütün diğeri zeolitler 200°C'de ortadan kaybolur. Wairakit 300°C gibi yüksek sıcaklıklarda kaydedilmiştir (Kristtmansdöttir, 1978). İllit epitermal sistemin >150 °C ve mineralizasyonun en az 220 C° de geliştiğini gösterir (Reyes, 1990).

Beklendiği üzere zeolitlerin dağılımı genellikle sıcaklığa bağlıdır, Yeni Zelanda'daki sahalarda görülen tipik zonlanma mordenit-laumontit-wairakittir, mordenitli formları yaklaşık 50 °C'de, wairakit ise genellikle 215 °C'nin üzerinde oluşur fakat sıcaklık ara sıra 140 °C'ye kadar düşük olabilir. Kristobalit ve siderit sıklıkla 100°C'nin altında oluşur, ancak pirit, kalsit ve klorit gibi birkaç mineral hem düşük hem yüksek sıcaklıklarda oluşabilir (Browne, 1978), kuvars ise daha yüksek sıcaklıklarda oluşur (Leach ve Corbett, 1995). Kalsit tüm derinliklerde 270°C'ye kadar tüm sıcaklıklarda yaygındır. (Kristtmansdöttir, 1978).

3.4.1.2. Basınç

Jeotermal sahalarda akışkan basıncı genellikle düşüktür ve nadiren 200 barı aşar. Sıvı fazın baskın olduğu sistemlerde genellikle bu değere yakındır ancak bazı yalıtılmış alanlarda (Yellowstone gibi) litostatik basıncı aşabilir (Muffer vd. 1971) Gaz fazın baskın olduğu sistemlerde akışkan basıncı tipik olarak hidrostatik basıncın altındadır (White vd., 1971). Sondajların açıldığı derinliklerde basıncın hidrotermal alterasyon üzerinde doğrudan etkisi etkileme süresi ve sedimentlerin litifikasyonuna oranla çok azdır (Browne, 1978). Kaynama olduğunda ve CO₂ uçtuğunda yeraltında oluşan kaynama zonunda hidrotermal kuvars, K-feldspat ve kristallerinde bıçak ağzı habitüs gösteren kalsitler oluşur (Browne ve Ellis, 1970; Keith ve Muffler, 1978; Keith vd., 1978).

Basıncın K-mika ve K-feldspat dengesi üzerindeki etkisi verilen çözeltinin yüksek basınçta daha alkalın olması ile sonuçlanır (Browne, 1978). Yüksek basıncın etkisinden kurtulmuş çözeltiler K-feldspat çökeltme eğilimi gösterirler (Ellis ve McFadden, 1972).

3.4.1.3. Kaya Tipi

Ana kayanın hidrotermal alterasyona katkısı permeabilite kontrolünde olur. Rezervuar kayasının ilksel mineralojisinin 280°C üzerindeki denge halindeki alterasyon birlikteliği üzerindeki etkisi çok azdır. Örneğin albit, K-feldspat, klorit, Fe-epidot, kalsit, kuvars, illit ve pirit İrlanda bazaltlarında, Imperial Valley kumtaşlarında, Yeni Zelanda riyolitlerinde ve Endonezya andezitlerinde tipik duraylı mineral birlikteliğidir. Ancak düşük sıcaklıklarda ana kayanın doğası alterasyon ürünlerini açıkça etkiler (Browne, 1978). Mordenit gibi yüksek silisli zeolitler Yellowstone riyolitik sahalarında yaygındır (Honda ve Muffler, 1970). Şabazit, tomsonit, skolekit düşük silisli zeolitler İrlanda bazaltlarında ve Kamchatka andezitlerinde görülmüştür (Kristtmansdöttir ve Tomasson, 1973; Naboko, 1970).

3.4.1.4. Permeabilite

Jeotermal sahalardaki alterasyonla ilgili çalışmalar hidrotermal mineral oluşumuyla ilgili permeabilite kontrolünün önemini ortaya koymuştur. Mineral reaksiyonların nadiren izojeokimyasal olur, yaygın alterasyon ve hidrasyonun devamlılık için boşluk suyuna ihtiyacı vardır. Birçok durumda kayalardan çözeltilere en azından karbonat ve sülfürlerin geçmesi gereklidir (Browne, 1978).

Düşük permeabiliteli kayalarda kaya ile çözelti arasında denge nadiren gerçekleşir ve ilksel mineraller ya da cam yüksek sıcaklıklara kadar varlığını korur (Browne, 1978).

3.4.1.5. Çözelti İçeriği

Çözelti içeriğinin Yellowstone'da hidrotermal alterasyona etkisi Fenner, 1934 tarafından bulunmuştur. Çözelti içeriğiyle alterasyon mineralojisi birbiriyle yakından ilişkilidir.

Derin sıcaklıkların tahmin edilmesinde kullanılan silis jeotermometresinin başarılı olması çözeltilerdeki silisin bir silika mineraliyle (genellikle kuvarsla) denge halinde olmasına bağlıdır (Mahon,1966; Fournier ve Rowe, 1966; Fournier, 1973; Arnorsson, 1975). Benzer olarak Na-K ve Na-K-Ca jeotermometreleri de çözeltilerin albit ve K-feldspat ile dengede olmasına gerek duyar (Ellis ve Mahon 1967; Fournier ve Truesdell, 1973; Truesdell 1976).

Deneysel ve termodinamik çalışmalara dayanan birçok yayın hidrotermal alterasyonun anlaşılmasını sağlamıştır (Hemley vd;1969; Hemley ve Jones 1964; Helgeson, 1967, 1968, 1970, 1971; Helgeson vd. 1969 a,b). Örneğin, deneysel olarak hazırlanmış $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-HCl-H_2O$ sisteminde $260^{\circ}C$ 'de denge aktivite diyagramı Broadland'de birkaç mineral fazı ile çözelti arasındaki ilişkiyi göstermiştir (Browne ve Ellis, 1970). Çekirdeklerdeki minerallerden beklendiği üzere, çözelti K-feldspat(adularya), albitçe K-mika(illit) ile denge halindedir (Browne, 1978).

Çekirdekte yapılan petrografik çalışmalar, kuyudaki akışkanların analizini ve kuyu sıcaklıklarını kullanarak element kombinasyonu diyagramları oluşturulabilir. Örneğin Ca ve K mineralleri için mineral stabilite diyagramları, Broadlands'de $260^{\circ}C$ 'deki derin su K-mika, K-feldspat, wairakit ve kalsitle dengeye yakın bir bileşime sahip olduğunu göstermiştir. Bu da CO_2 'in kalsiyum fazlarının duraylılığın saptanmasındaki kritik rolünü vurgulamaktadır. CO_2 bileşiminin yüksek olduğu Broadlands gibi bölgelerde, kalsit buhar ayrılaşması boyunca, epidot (zoisit) ya da wairakit ile oluşur (Browne, 1978).

Alterasyon ile çözelti içeriği arasındaki yakın ilişki birçok bölgede gözlenmiştir. Nötre yakın pH'a sahip sular kuvars, K-mika, höylandit, wairakit, albit ve adularya oluştururken düşük pH'lı derin sular alunite oluşturur (Hemley vd., 1969; Hayashi, 1973).

Buharın baskın faz olduğu sahalarda fazla araştırma olmamasına rağmen, The Geysers'de wairakit (Steiner, 1958), Larderello'da epidot, adularya, kuvars, kalsit ve zeolit oluşumları (Marinelli, 1969) bulunması, bu sahalarda sıvı fazın olduğunu gösterir. Ancak buhardan etkilenmiş kayalarda pirotin, pirite göre öncelikli olarak oluşabilir (Browne ve Ellis,1970), ve kaolinit ya da montmorillonit gibi killer diğer koşullarda daha bolca bulunabilirler (Browne, 1978).

Jeotermal sistemlerin yaşı ve tam olarak bilinmemektedir. Uzun yıllar aktif olan sistemler yoğunluk ve bölge olarak yer değiştirebilir, bunun sebebi sadece termal aktivite değil, erozyon, dünya hareketleri ya da volkanik aktiviteler olabilir (Browne, 1978). Yalıtılma st kesimlerde ve sahaların kenar boşluklarında oluşur ve bu alanlarda soğuyan sular kuvars ve nadiren zeolitleri oluştururlar (Bird, 1975; Elders ve Bird, 1976; Keith vd., 1978). Aktivitede yn değiştirmeler ve özellik değişimleri gözlenebilir. Sıcaklık yükseldiğinde mineraller yeni sıcaklığa uyum sağlayamayabilirler. Bunun aksine Kawah Kamojang ve Matsukawa'da soğuma gözlenmiştir (Sumi 1968) ve sıcaklık 150-250 C iken bu bölgelerde görülen profillit ve diyaspor 310C'nin üzerindeki sıcaklıkların kalıntılarıdır.

3.5. ICP-MS ÇALIŞMALARI

Yukarıda tanımlaması yapılan ilk dört çalışmadan sonra seçilen cevher ve yan kaya örnekleri agat havanda 300 mesh boyutuna kadar öğütülerek analize gönderilmiştir. Majör ve iz element analizleri ICP-MS yöntemi 4A-4B analitik paketiyle Acme Labs (Canada)'da yaptırılmıştır. Jeokimya analiz sonuçları ile jeokimyasal diyagramlar yardımıyla sınıflandırma, tektonik ortam yorumu, yan kaya ve cevher jeokimyası karşılaştırması yapılmıştır.

ICP-MS yani endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi, örneklerin yüksek sıcaklıktaki bir plazmaya, genellikle argon gönderilerek moleküler bağların kırıldığı ve atomların iyonlaştırıldığı bir analitik tekniktir.

Bir atomik kütle spektrometrik analiz aşağıdaki basamakları kapsar:

- (1) atomlaşma,
- (2) Basamak 1 'de oluşan atomların büyük bir kısmının, iyon akımlarına dönüşümü (genellikle tek yüklü pozitif iyonlar),
- (3) Basamak 2'de oluşan iyonların kütle/yük oranlarına (m/z) göre ayrılması (burada m , atomik kütle birimi olarak iyonun kütlesi, z ise yüküdür),
- (4) her tip iyonun sayılarının sayılması veya uygun bir dedektörle numunenin çarpışmasından oluşan iyonların ürettiği iyon akımının ölçülmesidir.

Basamak 2'de oluşan iyonların çoğu tek yüklü olduğu için, genellikle m/z , iyonun kütlesine eşittir. Basamak 1 ve 2, atomik optik spektroskopiyile aynı teknikleri kapsar. Basamak 3 ve 4 kütle spektrometri ile gerçekleştirilir.

Atomik kütle spektrometri, madde içindeki elementlerin ne olduklarını saptamakta ve derişimlerini tayin etmekte yaygın olarak kullanılan bir araçtır. Periyodik çizelgede yer alan elementlerin hemen hemen tümü kütle spektrometri ile tayin edilebilir.

3.6. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

İnceleme alanındaki cevherleşmenin oluşum sıcaklığı (T_h =homojenleşme sıcaklığı), cevherleşmede etki olan çözeltilerin %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri, metallerin taşınmasında etkin olan olası iyon kompleksleri, türleri ve olası kaynakları ile ilgili bilgiler elde etmek amacıyla İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim dalında bulunan Sıvı Kapanım Laboratuvarında mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır.

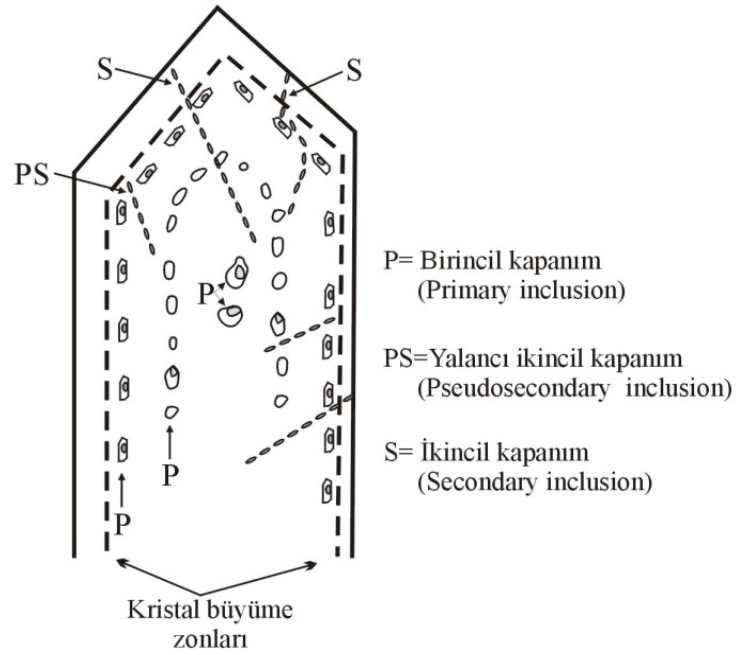
3.6.1. Sıvı Kapanımlarla İlgili Genel Bilgiler

Sıvı kapanımlar, kristallerin büyümesi sırasında veya minerallerin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış sıvı damlacıklarıdır. Sıvı kapanımların büyüklüğü, tek bir su molekülünden birkaç milimetre boyutunda kadar değişebilir. Ortalama boyutu ise 0.01 mm'dir (Roedder, E., 1979). Herhangi bir kristalde fazla sayıda sıvı kapanım olabilir.

Sıvı kapanım ile ilgili ilk temel çalışma Roedder (1979)'dir. Konu hakkında genel bir giriş niteliği taşıyan Guilbert. ve Park (1986)'ın çalışması, sıvı kapanım çalışmaları için pratik el kitabı niteliğindeki Shepherd ve diğ.(1985)'nin eseri ile Hollister ve Crawford (1981)'un eseri ve yine Roedder (1984)'in yayınladığı "Fluid Inclusions"(Sıvı Kapanımlar) adlı eser, sıvı kapanımlar ile ilgili önemli çalışmalardır.

Sıvı kapanımların maden yataklarının incelenmesinde pek çok pratik faydası bulunmaktadır. Maden yataklarının oluşum sıcaklıkları, basınç koşulları, cevherleşmeye neden olan çözeltilerin yoğunluğu ve bileşimi gibi konularda sıvı kapanımlardan oldukça yararlı bilgiler edinilmektedir.

Sıvı kapanımlar kökenlerine göre; birincil (primary), ikincil (secondary) ve yalancı ikincil (pseudosecondary) olmak üzere üç farklı tipte tanımlanmaktadır (Şekil 10).



Şekil 10: Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı (Shepherd vd.,1985)

Birincil kapanımlar, ya içinde bulunduğu mineralin büyüme sürecinde ve büyüme zonlarında veya kristalin büyümesi sırasındaki kusurlar nedeniyle izole olarak kapanlanmıştır. İkincil kapanımlar, içinde bulunduğu mineral büyümesini tamamladıktan sonra kapanlanmıştır. Bu tür kapanımlar hem kristal büyüme zonlarını hem de kristalin kenarını keserek oluştukları gibi, cevher oluşum evresi ile ilgili olmayan daha sonraki sıvıların mikro çatlaklarda kapanlanması şeklinde de gelişebilirler. Yalancı ikincil kapanımlar (pseudosecondary) ise mikro kırıklar boyunca veya kristalin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişebilir. Bu ayırım basit olarak yapılmıştır. Bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi veya ikincil mi olduğunu ayırt etmek bazen oldukça zordur.

Sıvı kapanımların jenetik sınıflaması ile ilgili detaylı bilgiler Roedder, (1979)'dan, morfolojisi ve bileşimleri ile ilgili yapılan sınıflamaları ise Shepherd ve diğ., (1985)'de ayrıntılı olarak tanıtılmıştır.

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre Shepherd ve diğ (1985) tarafından 6 farklı tipte sınıflandırmıştır. Bunlar;

1. Monofaz sıvı kapanımlar (L): Tamamen sıvı faz (Liquide-L) ile doludur.
2. İki fazlı kapanımlar (L+V): Sıvı faz (Liquide-L) ve az miktarda gaz fazı (vapour-V) ile doludur.
3. İki fazlı kapanımlar (V+L): Kapanımda, gaz fazı (vapour-V) sıvı faza göre (Liquide-L) toplam hacmin % 50 sinden daha fazlasını doldurur.
4. Monofaz gaz kapanımlar (V): Tamamen düşük yoğunluklu gaz (vapour-V) faz ile doludur (genellikle H₂O, CH₄, CO₂ karışımı).
5. Katı faz içeren (çok fazlı) kapanımlar (S+L+/-V): Yavru (daughter) mineral olarak bilinen kristal içerirler. Bunlar genellikle Halit (NaCl) ve Silvit (KCl) dir. Fakat sülfidler gibi çeşitli kristallerde kapanım içinde bulunabilir.
6. Karışmaz iki sıvı fazlı kapanımlar (L1+L2+/-V): Karışmaz iki farklı sıvı faz içerirler. Bunlardan biri genellikle H₂O'ca zengin, diğeri de CO₂'ce zengin sıvı fazlardır.

Genel olarak 2. ve 3. tip kapanımların birlikte bulunması ve her iki tip kapanımın da aynı sıcaklıkta homojenleşmesi sıvının kapanlandığı sırada kaynadığına işaret eder. Tek bileşenli (homojen) bir sistemin kaynaması durumunda, gaz kabarcığı ana sıvının gaz (vapour) fazıdır. Heterojen sistemin olması durumunda ise gaz fazı köpürme ile ortaya çıkar. Bununla birlikte, gaz kabarcığının varlığı karışmazlığa da işaret edebilir. Eğer, sıvıda CO₂ var ise bu soğutma ile ayırt edilebilir (Roedder, E., 1979). Yavru (daughter) minerallerin bulunması, aşırı doygun çözeltilere işaret eder. Bu şekildeki aşırı tuzlu çözeltilerde Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺, ve Ca²⁺ en fazla bulunan çözülmüş iyonlardır.

1. Tip: Sıvı (L-Liquide) Monofaz	
2. Tip: Sıvı (L) >%50 +Gaz (V) <%50 İki fazlı (L+V)	
3. Tip: Gaz (V) >%50 +Sıvı (L) <%50 İki fazlı (V+L)	
4. Tip: Sadece Gaz (V) Monofaz	
5. Tip: Sıvı (L)+Gaz (V) +Kati (S) <%50 Multifaz	
6. Tip: Karışmaz iki sıvı faz (L1+L2) +vapour	

Şekil 11: Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Sherpherd vd.,1985).

Sıvı kapanımlardaki ölçümler, özel dizayn edilmiş mikroskoplar yardımıyla, ısıtma ve soğutma olarak tanımlanan iki evrede gerçekleştirilir. Sıvı kapanım ölçümlerinde elde edilen sonuçların ifade edildiği gibi bazı terimlerin anlamları aşağıdaki gibidir.

3.6.1.1. Homojenleşme Sıcaklığı (T_h)

Isıtma evresinde (heating stage) sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (T_h) olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık, o mineralin oluştuğu en düşük sıcaklık koşullarını temsil eder. Bu nedenle sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltilmesi yapılması gerekir.

3.6.1.2. Ergime Sıcaklığı (T_m)

Su ile zengin kapaımlarda, buzun ergimesini ifade eder. Fakat sistemde ergimenin hangisi için gerekleştiiğini belirtmek gerekir. Zira, sistemde CO_2 , NaCl gibi bileşenler var ise bunların ergime sıcaklıkları farklı olacaktır. Örneğın T_m -ice, T_m -NaCl, T_m - CO_2 şeklinde belirtilmelidir.

3.6.1.3. Ötektik Sıcaklık (T_e)

Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapaımda, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk fark edildiğı sıcaklıktır. Bu sıcaklık aynı zamanda farklı yazarlar tarafından ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) olarak da tanımlanır.

3.6.1.4. %NaCl Eşdeğeri Tuzluluk Miktarı: Sıvı kapaımdaki tuzluluk miktarının % NaCl eşdeğeri cinsinden ifade edilmesidir. Sistemde farklı tuzlar bulunmaktadır. Fakat genellikle bunlar %NaCl eşdeğeri olarak ifade edilir.

Sıvı kapaımlardan elde edilen ötektik sıcaklık (T_e) veya ilk ergime sıcaklığı (T_{fm}) değeri, sistemdeki tuzun türünün belirlenmesinde kullanılır. NaCl- H_2O sistemlerinde son ergime sıcaklığı (T_m -ice) değeri, sistemde hangi miktarda tuz olduğunun hesaplanmasında kullanılır.

3.6.2. Örnek Hazırlama ve Mikrotermometrik Ölçüm Yöntemi

Sıvı kapanım incelemeleri için, örneğin transparanlık derecesine göre 35-150 mikrometre kalınlığında her iki tarafı parlatılmış ince kesitler hazırlanmaktadır. Örnek hazırlama aşamaları aşağıdaki şekildedir:

- 1- Standart ince kesit hazırlanmasındaki gibi örnek küp veya dikdörtgen şeklinde kesilir,
- 2- Kesilen örneğin bir yüzeyi parlatılır ve parlatılan yüzey lam üzerine özel bir yapıştırıcı ile (solventi olan bir yapıştırıcı) yapıştırılır,
- 3- Yapıştırılmış olan örnek istenilen kalınlığa kadar aşındırılır ve aşındırılan bu yüzey de parlatılır. Böylece her iki tarafı parlatılmış örnek hazırlanmış olur.
- 4- Lam üzerindeki parlatılmış örnek özel solvent ile lamdan sökülür ve ölçüme hazır hale gelmiş olur.

Hazırlanan parlatılmış ince kesitler, standart teknikler kullanılarak (Roedder, E., 1984; Shepherd vd., 1985) polarizan mikroskopta incelenerek yukarıda belirtilen sıvı kapanım tipleri saptanmakta ve amaca uygun kapanımlar ısıtma-soğutma (heating-freezing) düzeneğinde (örneğin Linkham THM-600) ölçülmektedir. Ölçümler sırasında; homojenleşme sıcaklığı (Th), ötektik sıcaklık (Te) veya ilk ergime sıcaklığı (Tfm) ile son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice) değerleri ölçülür. Dondurma işlemlerinde sıvı nitrojen (azot) gazı kullanılarak kapanım -196 °C 'ye kadar soğutulabilir.

3.7. BÜRO ÇALIŞMALARI

Büro çalışmaları arazi çalışmalarından önce literatür taraması ile başlamıştır. Arazi çalışmaları sırasında topoğrafik haritalara işlenen birim sınırları ve gözlemler Corel Draw çizim programı kullanılarak 1/25.000 ölçekli genel jeoloji haritası ve bakır cevherlerinin yer aldığı alanda ise cevher oluşumuna yönelik 1/10.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası dijital ortama aktarılmıştır. Jeokimya verilerinin değerlendirilmesi için Microsoft Excel ve diyagramların oluşturulmasında GCD Kit adlı program (Janousek vd., 2006) kullanılmıştır. Saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda edinilen tüm veriler, Microsoft Word programı ile yazılarak tez çalışması tamamlanmıştır.

4. BULGULAR

4.1. İNCELEME ALANININ GENEL JEOLJİSİ

İnceleme alanında yüzeyleyen birimler Marmaris Ofiyolit Napına ait Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromu ve Marmaris Peridotiti, Domuzdağ Napına ait Dutedere Kireçtaşı, Likya Naplarına ait bu dilimleri uyumsuz olarak örten Pliyosen yaşlı Çameli Formasyonu ve tüm birimleri uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı genç çökellerdir. Bu birimlerin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkileri Şekil 12.'de verilmiştir.

Üst Sistem	Sistem	Seri	Grup	Formasyon	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Kuvaterner	Pliyosen		Çameli formasyonu		Kum, kil çakıl ve bloklardan oluşmuş, tutturulmamış malzeme Uyumsuzluk Çakıltaşı, kumtaşı, kiltası Uyumsuzluk
MESOZOYİK	TRIYAS-JURA	Liyas	Domuzdağ Napı (Likya Napları)	Dutedere kireçtaşı		Rekristalize kireçtaşı
	JURA - KRETASE	Üst Triyas-Kretase	Marmaris Ofiyolit Napı (Likya Napları)	Marmaris Peridotiti		Bindirme İzole diyabaz daykları Serpantinleşmiş harzburjit, diyabaz daykı, dunit, piroksenit. Kromit mercikleri Bindirme
		Üst Kretase		Kızılcadağ Melanjı		Bakırlı kuvars damarları Serpantin hamur içerisinde gabro, radyolarit, bazalt, spilit, diyabaz.

Şekil 12. İnceleme alanının stratigrafik sütun kesiti.

4.1.1. Marmaris Ofiyolit Napı

4.1.1.1. Marmaris Peridotiti (Kmo)

Genelde harzburjit ve serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşur. Serpantinitler, yeşil, yeşilimsi siyah veya siyah renklerde olup, cam parlaklığı gösterirler. Genellikle bindirme zonlarında yaygın serpantinleşme gözlenir (Şekil 13-14).



Şekil 13. İnceleme alanında Aliçavuş Tepe kuzeyinde yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburjitler.

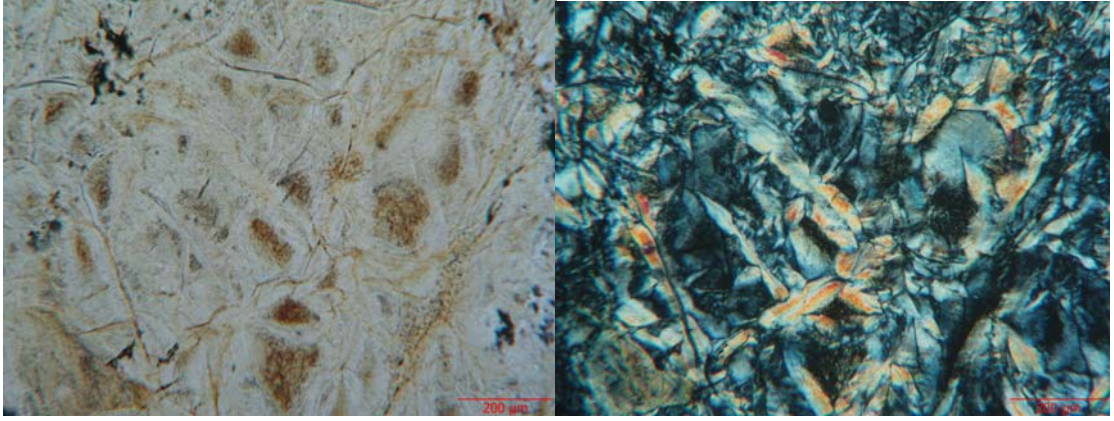
Aşınma yüzeyi kızıl, kızıl kahve, yeşilimsi gri renkli, orta-iri taneli harzburjitlerde, yeşil ve cam parlaklığındaki olivin kristalleri ile gümüşü renkli piroksen kristalleri belirgindir. Serpantinleşme nedeniyle yer yer olivinler parlaklığını kaybetmiş ve matlaşmıştır (Şenel, 1997).



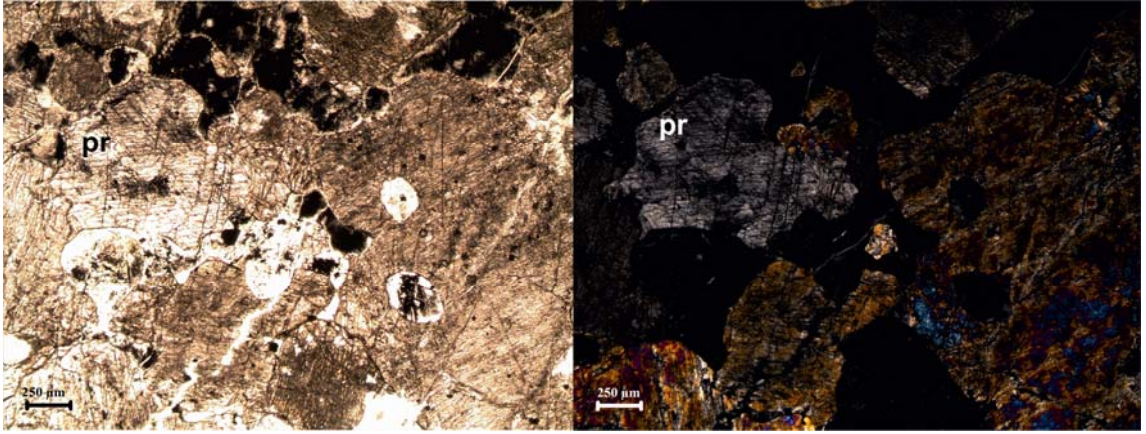
Şekil 14. Gökçam Tepe GB'sında yüzeyleyen serpantinleşmiş harzburgitler.

Birim içinde makaslanma nedeniyle blok görünümü almış izole diyabaz ve gabro filonlarına sıkça rastlanır (Şenel, 1997).

İnce kesitte ilksel kaya olan harzburgitlerden serpantinize olmuş antigorit ve lizardit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 15). Antigoritler doğru ışıkta kahverengi, çapraz ışıkta mavimsi gri; lizarditler ise doğru ışıkta krem rengi, çapraz ışıkta turuncumsu renklere ve çubuksu formlarda gözlenmektedir. Serpantinitler yer yer iri piroksen mineralleri içerirler (Şekil 16).



Şekil 15. Antigorit ve lizardit türü serpantin mineralleri (10Xoküler 6,3X objektif büyütmesi ile doğru ve çapraz ışık görüntüleri yan yana verilmiştir).



Şekil 16. İri piroksenli serpantinit. (10Xoküler 4X objektif büyütmesi ile doğru ve çapraz ışık görüntüleri yan yana verilmiştir).

Dunitler (Kmod)

Harzburgitlere oranla daha düz topografya gösteren dunitler, açık yeşilimsi, yeşilimsi gri ve kahve renklidir.

Kırılma yüzeyleri zeytin yeşili renktedir. İnce taneli ve düzensiz kırılmalıdır (Şenel, 1997). İnceleme alanında Yelek Tepe'de yüzeyleyen dunitler, düşük tenörlü saçınımlı kromit içerirler (Şekil 17).



Şekil 17. Yelek Tepe’de dunitler içinde açılmış krom ocağı.

Kümülatlar (Krok)

Alt ilişkisi tektoniktir. Dunit, verlit, piroksenit, tabakalı gabro vb. kayatürü ardalanmasından oluşur. Kümülatlar içindeki dunitler kızıl-kızıl kahve, kırmızımsı gri renkli, kırılğan ve dağılgandır. Az miktarda dissemine kromit içerir. Verlit ve piroksenitlerle geçişlidir. Verlitler koyu yeşil, siyahımsı renklere olup ilk bakışta harzburgitleri andırır. Olivin ve klinopiroksen kristallerden oluşur (Şenel,1997). Piroksenitler tamamen klinopiroksenlerden meydana gelmiştir. Olivin yok denecek kadar azdır. Verlitlere göre tanelidir. Piroksenitler ile verlitler olivin ve klinopiroksen oranlarındaki değişimlerle belirlenen ritmik katmanlanma gösterirler. Gabroların tabanında seyrek olarak fazla kalın olmayan, yanıl yönde devamlılık göstermeyen troktolitler izlenir. Genelde serpantinleşmiş olduklarından, koyu yeşil renge sahiptir. Yukarı doğru tabakalı gabrolarla geçer. Olivin ve plajyoklas kristallerinden oluşur. Çok az klinopiroksen kapsar (Şenel, 1997).



Şekil 18. Aliçavuş Tepe KD'sunda yüzeyleyen piroksenitler.

Tabakalı gabrolar içinde kaba taneli olup yer yer pegmatitik gabro cepleri bulunur. Dunit, verlit, piroksenit ve troktolitler üzerinde plajioklasların artmasıyla gabrolar gelişmiştir. Yer yer olivin gabrolar da izlenir. Açık ve koyu kahve renkli minerallerin ayrı ayrı seviyelerde toplanmasıyla oluşan tabakalı gabroları kısıtlı alanlarda da olsa izlemek mümkündür. Tabakasız gabroları ise irili ufaklı kütleler halinde yer yer görmek mümkündür (Şenel, 1997).

4.1.1.2. Kızılcaadağ Melanj ve Olistostromu (Kkzm)

Ofiyolitli melanj ve olistostromla temsil edilen birim, Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır. Bu alanda Marmaris peridoditi üzerinde, Gülbahar ve Domuzdağ napları altında bulunur (Şenel, 1997).

Serpantinit bir hamur içinde Permiyen yaşlı karbonat, Triyas, Jura, Kretase yaşlı karbonatlar, yaşı belirlenememiş olan radyolarit-çört, çörtlü kireçtaşı, neritik kireçtaşları ile bazalt, spilit, tuf, tüfit, gabro, diyabaz vb. bloklar kapsar (Şenel, 1997).

Gabrolar

Gabrolar masif görünümü, açık yeşil, yeşilimsi gri renklere olup, orta-ince tanelidir. Klinopiroksen, plajioklas (labrador) ve eser miktarda olivinden oluşur. Labrador cinsinde olan plajioklaslar kloritleşme, epidotlaşma, serizitleşme ve prehnitleşme gösterir. Klinopiroksenler ojit karakterinde olup yer yer uralitleşmiştir. Bazaltların altında bulunur. Çoğunlukla birbirinden ayırtlanamaz (Şenel, 1997).

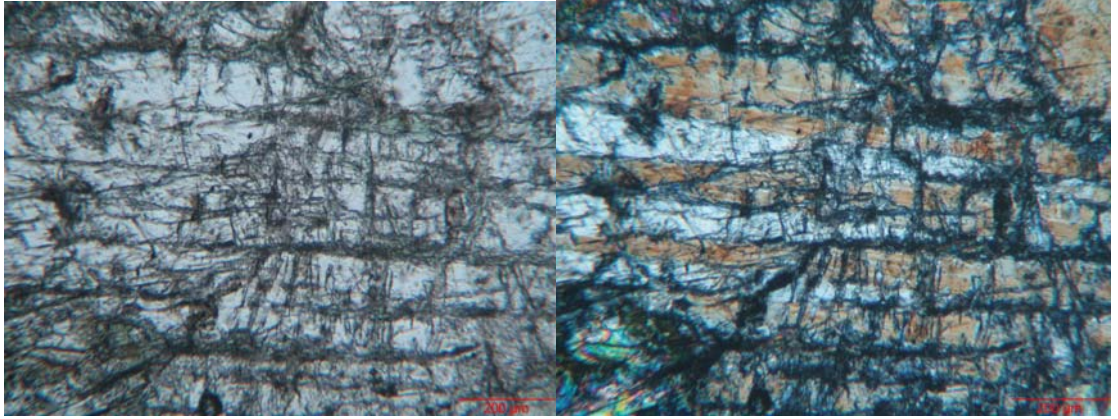
İnceleme alanında bakır cevherleşmelerinin yan kayası genellikle gabrolardır. Taze yüzey rengi grimsi yeşil, ayrılmış yüzey rengi alterasyona bağlı olarak yer yer açık renkli, yer yer kızılımsı kahvedir.



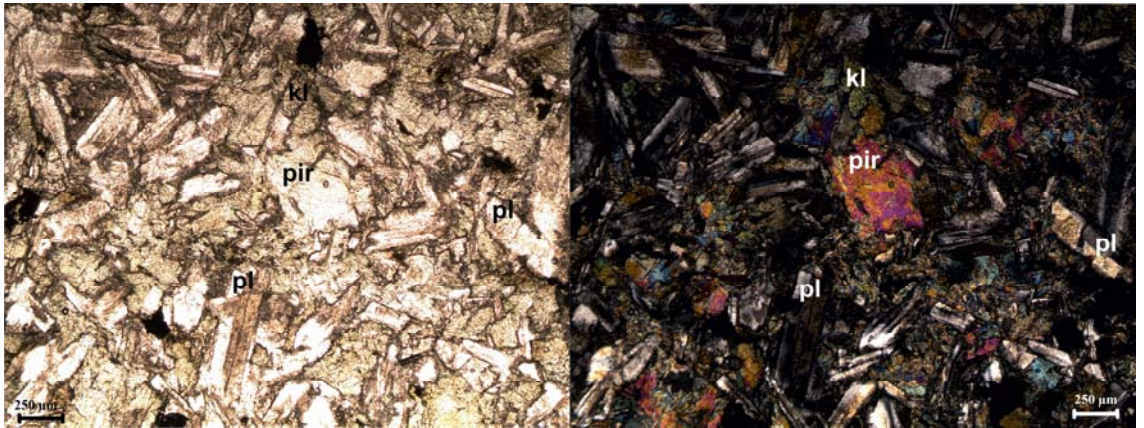
Şekil 19. Çamlık bölgesinde yüzeylenen kloritleşmiş gabrolar.

Gabrolar genellikle mikrogabro karakterindedir. Piroksenlerde yaygın olarak uralitleşme görülmektedir (Şekil 20). Daha ileri safhada ise kloritleşme meydana gelir (Şekil 21-22).

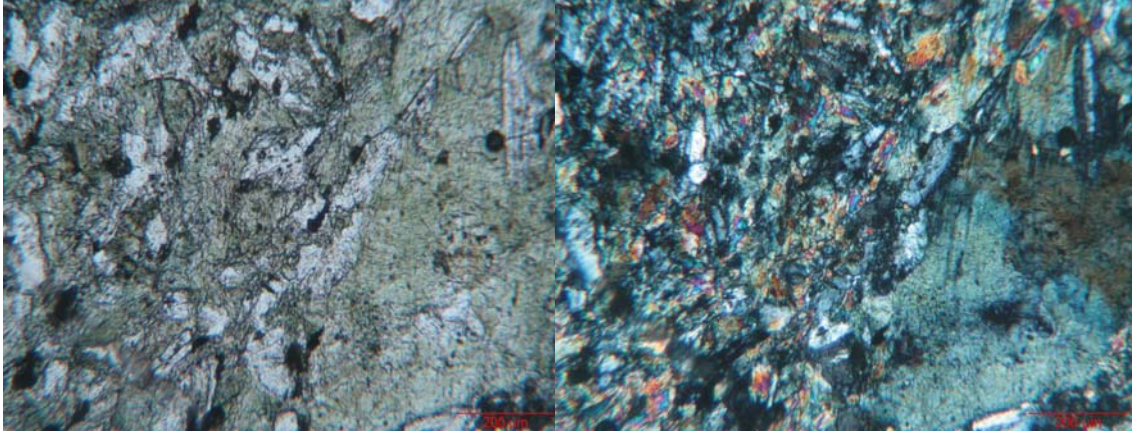
Kloritik zeminde kısmen iri kristaller halinde görülen plajyoklaslara yer yer kalsit mineralleri eşlik eder.



Şekil 20. Gabrolarda görülen uralitleşmiş piroksenler (10Xoküler 6,3X objektif büyütmesi ile doğru ve çapraz ışık görüntüleri yan yana verilmiştir).



Şekil 21. Mikrogabro örneğinde yaygın kloritleşme (10Xoküler 4X objektif büyütmesi ile doğru ve çapraz ışık görüntüleri yan yana verilmiştir).



Şekil 22. Mikrogabro örneğinde yaygın kloritleşme (10Xoküler 6,3X objektif büyütmesi ile doğru ve çapraz ışık görüntüleri yan yana verilmiştir).

Bazaltlar

Bazaltlar koyu ve kızıl kahve renklere, masif görümlü olup yer yer yastık yapısı gösterirler. Bazen tabanlarında gabrolar bulunur. Söğüt doğusunda üstten şeyl ve mikritlerle ilksel ilişkilidir. Genelde porfirik dokulu, fenokristelleri idiomorf ve hipidiyomorf plajiyoklas (labrador), piroksen (ojit) ve hipidiyomorf olivinlerden oluşur. Matriks, piroksen, olivin ve plajiyoklas mikrolitlerinden meydana gelmiştir. Birim yaygın olarak spilitleşmiştir (Şenel, 1997). Sulama göletinin 200 m. doğusunda bulunan spilitik bazaltların mıknatısla zayıf manyetik özelliği olduğu tespit edilmiştir (Şekil 23).



Şekil 23. Sulama göletinin batısında bulunan spilitik bazaltlar.

Mikritler

Kızıl, kızıl kahve renkli, ince-orta tabakalı şeyl, killi mikrit ve mikritlerden oluşur. *Globotruncana* sp., *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp. vb. formlara göre Turoniyen-Senoniyen yaşlıdır (Şenel, 1997).



Şekil 24. Kozanyatak Tepe'nin batısında yüzeyleyen mikritik kireçtaşları.

Kızıl renkli mikritik kireçtaşları (Şekil 24) inceleme alanında Kozanyatak Tepe'nin kuş uçuşu 1 km. batısında, Marmaris peridotiti ile Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromu arasında bulunan tektonik dokanağa yakın bölgede yüzeylenmektedir. Belirli düzlemler boyunca kırılan mikritlerde sıvama şeklinde kalsit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 25).



Şekil 25. Mikritik kireçtaşlarında gözlenen kalsit sıvamaları.

4.1.2. Çameli Formasyonu

Likya napları üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunur. İnceleme alanının güneydoğusunda KD-GB doğrultulu düşey bir fay ile sınırlandırılan Çameli formasyonu bu bölgede gevşek tutturulmuş, iyi boylanmış iri çakıllar ile temsil edilir. Kuzeye doğru gidildikçe birim kumtaşları ve kıltaşlarına geçer. Kireçtaşı üyesi inceleme alanında gözlenmez. İnceleme alanının kuzeyinde Kuvaterner yaşlı genç alüvyon birimince uyumsuzlukla örtülür.

4.1.3. Alüvyon

İnceleme alanındaki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı gevşek tutturulmuş kum, kil, çakıl ve köşeli bloklardan oluşan alüvyon, çalışma alanının kuzeyinde ve güney batısında yer alır. Kuzeyde Pliyosen yaşlı Çameli formasyonunu, güneyde ise Üst-Triyas-Kretase yaşlı Marmaris Peridotitini uyumsuz olarak örter.

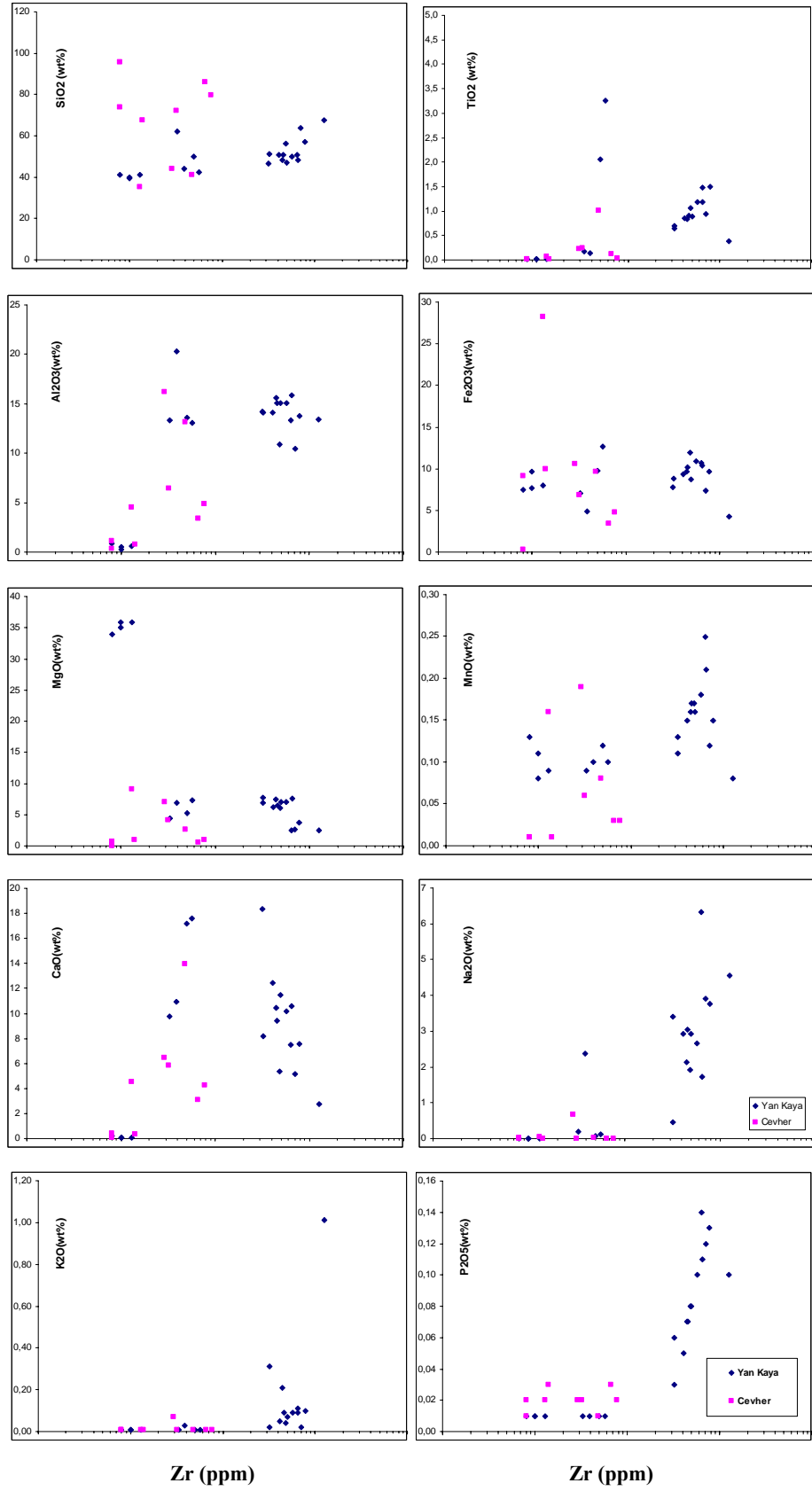
4.2. JEOKİMYA

4.2.1. Majör ve İz Element Verilerinin Değerlendirilmesi

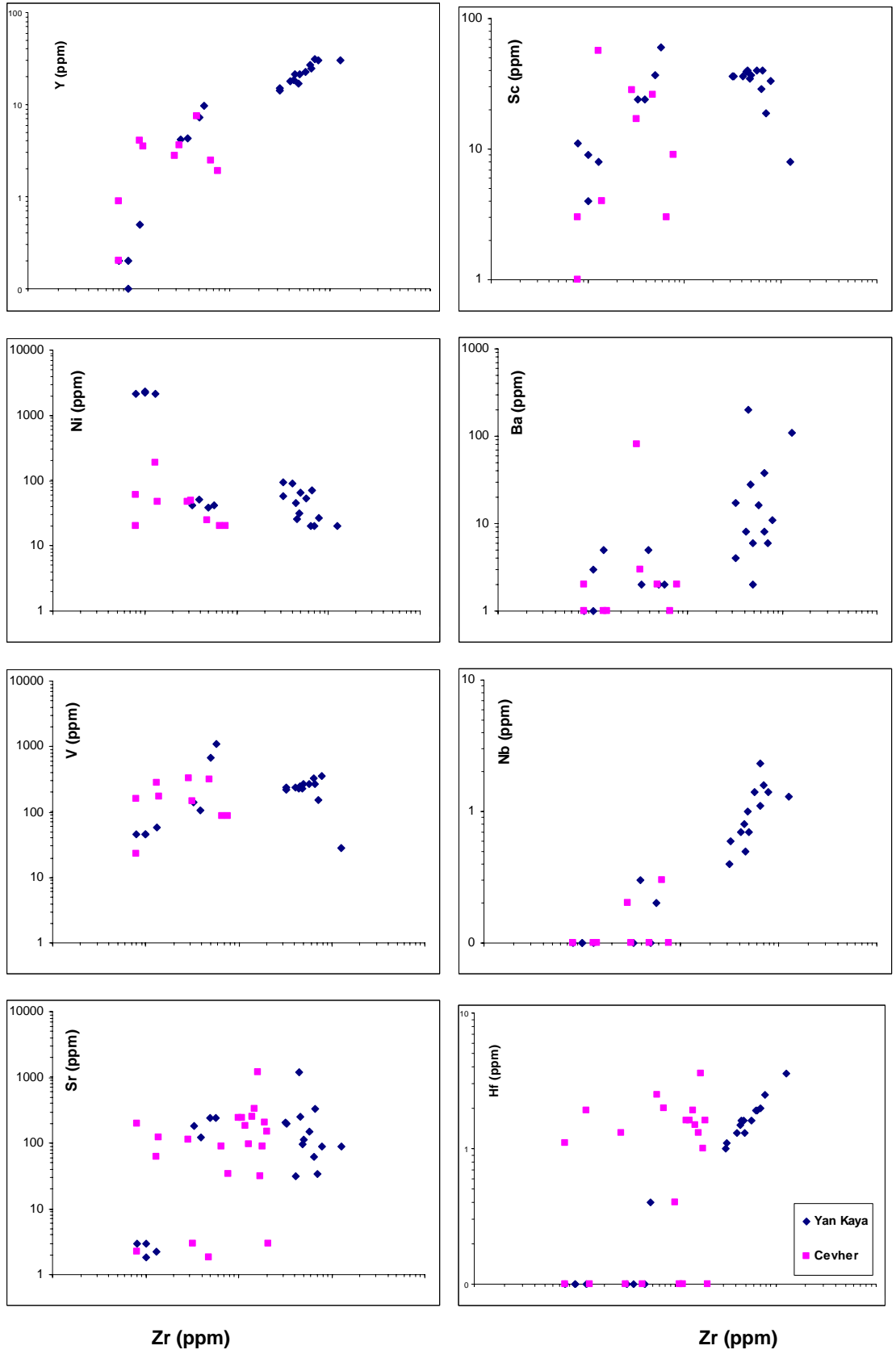
İnceleme alanında bulunan yaygın alterasyon nedeniyle tektonik ortam yorumlaması yapmak üzere kullanılacak diyagramların hassasiyetle seçilmesi gerekmektedir. Çünkü hidrotermal alterasyon ve metamorfizma sırasında çoğu ana elementler ile Rb, Sr, Ba gibi bazı iz elementlerin duraysız olduğu bilinmektedir (Pearce and Cann, 1973). Bu gibi duraysız elementler orijinal magma bileşimini yansıtmayacağından tektonik ortamın yanlış yorumlanmasına sebep olmaktadır. Bu nedenle alterasyon sürecinden etkilenmediği bilinen duraylı elementlere karşı izdüşüm yapılarak element duraylılığı-hareketliliği belirlenecek ve örneklerin adlandırılması, sınıflandırılması ve tektonik ortam yorumu bu çerçevede yapılacaktır.

Majör elementler ve iz elementler metamorfizma ve alterasyon süreçlerinden etkilenmediği bilinen Zr iz elementine izdüşürülerek duraylılıkları belirlenmiştir.

Zr elementine karşı izdüşürülen majör oksit Harker diyagramlarında cevher içeren örnekler alterasyon nedeniyle tüm diyagramlarda saçılma göstermektedir. Bu nedenle yalnızca yan kaya örneklerinde gözlenen saçılmalara bakılarak duraylı element tespiti yapılacaktır.



Şekil 26. Majör oksit değerlerinin Zr değerlerine izdüşürüldüğü Harker diyagramları.



Şekil 27. İz element değerlerinin Zr değerlerine izdüşürüldüğü Harker diyagramları.

TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, K₂O gibi majör oksitlerin duraysız olduğu tespit edilmiştir. Yan kayada SiO₂ ile Zr, Na₂O ile Zr pozitif seyir göstermektedir. Aynı şekilde, P₂O₅ ise deteksiyon limitinin altında kalan değerler dışında pozitif seyir göstermektedir.

Majör elementlere karşın Zr elementinin izdüşürüldüğü diyagramlarda oluğu gibi iz elemente karşın Zr elementinin izdüşürüldüğü diyagramlarda da alterasyon nedeniyle tüm diyagramlarda saçılma gözlenmektedir. Yalnızca Y ile Zr elementinin izdüşürüldüğü diyagramda cevher ve yan kaya değerleri birlikte değerlendirildiğinde pozitif seyir gözlenmektedir. Bu nedenle yalnızca yan kaya örneklerinde gözlenen saçılmalara bakılarak duraylı element tespiti yapılmıştır.

Y, Nb, Hf iz elementleri ile Zr pozitif seyir göstermektedir, yani alterasyon sürecinden etkilenmeyerek duraylı kalmışlardır. Sc, Ni, Ba, V, Sr elementlerinde gözlenen saçılmalar ise bu elementlerin duraylı olmadıklarını, yani ilksel magma içeriğini yansıtmayacağını göstermektedir.

Aşağıdaki tablolarda örneklerin majör ve iz element değerleri verilmektedir. Be, Cs, Sn, Ta, W, Sb, Hg, Tl elementlerinin analiz değerleri tüm örnekler için deteksiyon limitinin altındadır. Bu yüzden bu elementlere iz element tablolarında yer verilmemiştir.

Tablo 1. Örneklerin majör oksit bileşimleri (%) (cevher örnekleri kalın harflerle gösterilmiştir).

Ör.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	LOI	Topl.
2	63,90	0,94	10,41	7,38	2,57	0,12	5,16	3,91	0,02	0,12	<0,002	5,4	99,93
3	47,15	0,89	15,03	8,75	7,02	0,16	11,50	2,92	0,07	0,08	0,019	6,2	99,82
11	40,93	0,01	0,58	7,99	35,93	0,09	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	0,328	13,2	99,40
12A	79,54	0,03	4,92	4,79	0,97	0,03	4,28	<0,01	<0,01	0,02	0,009	2,8	97,43
14	39,88	0,01	0,30	9,70	35,81	0,08	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	0,412	12,9	99,41
16	44,10	0,23	16,16	10,63	6,98	0,19	6,45	0,68	0,07	0,02	0,006	11,4	96,93
18	39,36	<0,01	0,55	7,71	35,01	0,11	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	0,346	15,9	99,42
19	50,81	1,48	13,35	10,68	2,42	0,25	7,52	6,32	0,09	0,14	<0,002	6,8	99,91
24	57,12	1,49	13,79	9,68	3,66	0,15	7,57	3,77	0,10	0,13	0,008	2,4	99,87
25	51,22	0,69	14,10	8,86	6,93	0,13	8,15	3,40	0,31	0,03	0,026	6,0	99,83
26A	74,02	0,01	1,09	9,14	0,72	<0,01	0,42	<0,01	<0,01	0,02	0,012	6,8	92,25
26B	44,07	0,14	20,29	4,83	6,95	0,10	10,90	2,37	0,03	0,01	0,040	10,1	99,87
31	42,56	3,26	13,06	12,71	7,36	0,10	17,61	0,11	<0,01	<0,01	0,004	2,4	99,21
32A	72,26	0,24	6,46	6,88	4,07	0,06	5,82	0,01	<0,01	0,02	0,005	2,9	98,73
32B	49,97	2,06	13,58	9,73	5,20	0,12	17,18	0,06	<0,01	0,01	0,003	1,8	99,73
34A	40,98	1,01	13,19	9,65	2,58	0,08	13,96	0,02	<0,01	0,01	0,003	7,4	88,94
34B	62,04	0,18	13,29	7,11	4,40	0,09	9,78	0,20	<0,01	0,01	0,012	2,8	99,88
35A	35,31	0,07	4,57	28,21	9,11	0,16	4,56	0,04	<0,01	0,02	0,172	11,1	93,34
35B	56,39	1,06	10,89	11,97	6,11	0,17	5,38	1,92	0,04	0,08	0,009	5,8	99,83
37	50,66	0,91	15,09	10,17	6,45	0,17	9,45	3,04	0,09	0,07	0,005	3,7	99,81
39A	86,19	0,12	3,37	3,40	0,59	0,03	3,09	<0,01	<0,01	0,03	0,004	2,0	98,84
39B	48,07	1,19	15,85	10,43	7,64	0,21	10,58	1,73	0,11	0,11	0,031	3,8	99,75
40	48,44	0,84	15,62	9,69	7,39	0,16	10,45	2,14	0,21	0,07	0,012	4,6	99,67
42A	95,61	<0,01	0,36	0,35	0,04	<0,01	0,09	0,02	0,01	0,01	<0,002	2,1	98,57
42B	50,87	0,85	14,10	9,33	6,19	0,15	12,44	2,93	0,05	0,05	0,009	2,9	99,86
44	67,40	0,39	13,40	4,24	2,51	0,08	2,77	4,55	1,01	0,10	<0,002	3,5	99,94
45	46,60	0,65	14,22	7,83	7,79	0,11	18,34	0,46	0,02	0,06	0,039	3,7	99,83
48	49,73	1,18	15,04	10,86	6,98	0,18	10,18	2,67	0,09	0,10	0,016	2,8	99,81
49	40,91	<0,01	0,85	7,47	33,89	0,13	0,20	<0,01	<0,01	<0,01	0,413	15,3	99,45
52	67,63	<0,01	0,81	9,93	0,95	<0,01	0,36	<0,01	<0,01	0,03	0,015	8,9	88,65

Tablo 2. Örneklerin iz element bileşimleri (%) (cevher örnekleri kalın harflerle gösterilmiştir).

Örnek	V	Sc	Rb	Ba	Th	U	Nb	Pb	Sr	Zr	Hf	Y	Co
2	155	19	0,9	6	<0,2	<0,1	1,6	0,7	33,9	70,8	2,0	31,4	15,0
3	265	37	1,8	6	<0,2	0,2	0,7	0,5	111,3	49,7	1,3	21,2	35,5
11	59	8	0,9	5	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	2,2	1,3	<0,1	0,5	95,4
12A	88	9	0,6	2	<0,2	0,2	<0,1	1,7	69,9	7,7	0,2	1,9	7,9
14	46	4	0,8	1	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	2,9	1,0	<0,1	0,2	104,4
16	325	28	1,1	82	<0,2	0,1	0,2	2,3	1427,2	2,9	<0,1	2,8	77,3
18	45	9	0,6	3	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	1,8	1,0	<0,1	<0,1	111,6
19	323	29	1,2	8	<0,2	<0,1	1,1	0,4	62,1	64,3	1,9	27,0	25,0
24	350	33	2,2	11	<0,2	0,1	1,4	0,7	88,4	78,1	2,5	30,0	35,2
25	237	36	7,1	17	<0,2	<0,1	0,6	0,6	194,8	32,3	1,1	14,0	31,7
26A	162	3	0,3	<1	<0,2	3,0	0,1	0,3	10,0	0,8	<0,1	0,9	46,6
26B	108	24	0,5	5	<0,2	<0,1	0,3	0,2	120,7	3,9	<0,1	4,3	23,4
31	1086	60	0,2	2	<0,2	0,8	0,2	0,2	246,0	5,7	0,4	9,6	70,0
32A	145	17	0,2	3	<0,2	<0,1	<0,1	0,4	110,4	3,2	<0,1	3,6	23,3
32B	685	37	0,1	2	<0,2	<0,1	<0,1	0,2	240,4	5,0	0,1	7,2	30,0
34A	314	26	0,1	2	<0,2	0,5	0,1	2,3	285,7	4,8	0,2	7,4	14,3
34B	143	24	<0,1	2	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	182,1	3,3	0,1	4,2	28,0
35A	283	57	0,2	<1	<0,2	0,3	<0,1	0,4	11,1	1,3	<0,1	4,1	170,6
35B	229	35	0,2	2	0,3	<0,1	1,0	<0,1	96,0	48,6	1,6	17,1	38,1
37	246	40	1,1	28	0,2	<0,1	0,5	0,2	246,3	45,8	1,6	21,6	35,8
39A	86	3	<0,1	<1	<0,2	<0,1	0,3	0,3	41,5	6,6	0,2	2,5	15,0
39B	266	40	1,8	38	0,6	0,2	2,3	<0,1	336,7	65,5	1,9	24,6	36,4
40	232	39	2,2	199	<0,2	<0,1	0,8	0,1	1187,9	44,5	1,5	18,6	38,7
42A	23	1	0,1	2	<0,2	0,4	<0,1	0,3	2,1	0,8	<0,1	0,2	13,1
42B	236	36	0,2	8	<0,2	<0,1	0,7	<0,1	31,9	41,1	1,3	17,9	33,9
44	28	8	8,4	111	0,4	0,2	1,3	0,4	89,6	126,6	3,6	30,6	6,2
45	221	36	<0,1	4	<0,2	<0,1	0,4	0,2	208,5	32,0	1,0	15,1	32,4
48	271	40	0,4	16	0,4	<0,1	1,4	0,2	148,8	57,1	1,6	22,8	36,3
49	46	11	0,1	1	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	3,0	0,8	<0,1	0,2	96,8
52	173	4	<0,1	1	<0,2	5,2	<0,1	0,4	10,3	1,4	<0,1	3,5	25,3

Tablo 2- devamı. Örneklerin iz element bileşimleri (ppm, yalnızca Au değeri ppb'dir ve cevher örnekleri kalın harflerle gösterilmiştir).

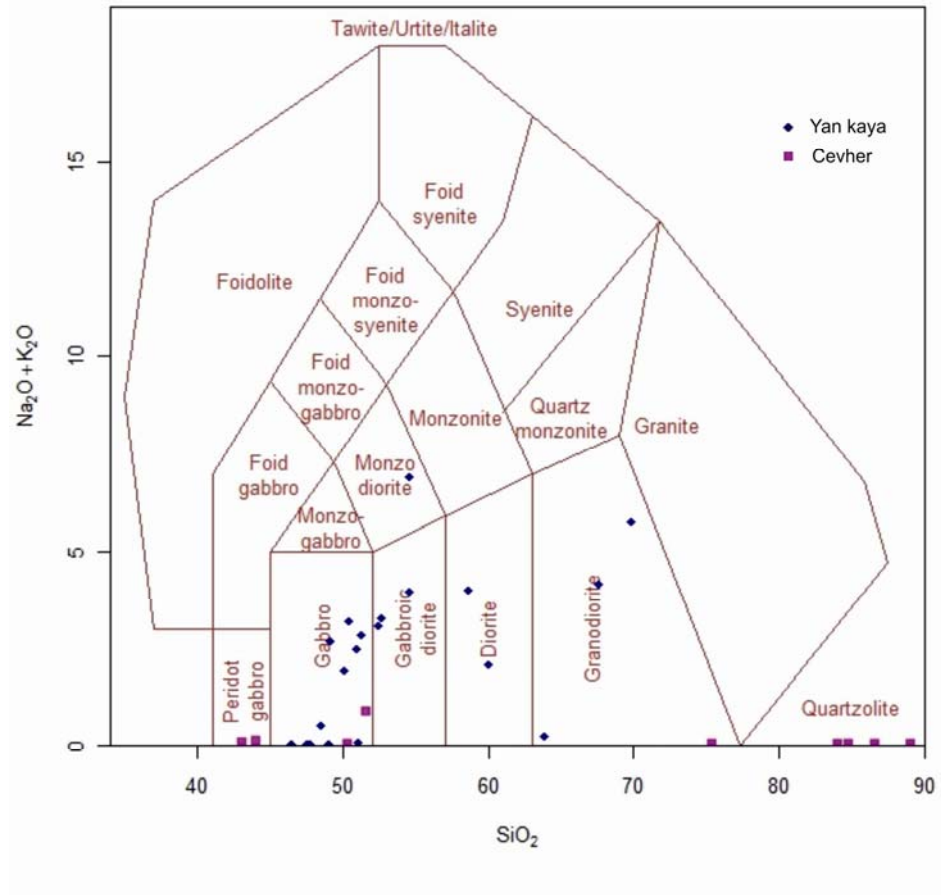
Örnek	Ga	Mo	Cu	Zn	Ni	As	Cd	Bi	Ag	Au	Se
2	13,2	<0,1	25,4	71	2,4	1,7	<0,1	<0,1	0,1	2,2	<0,5
3	13,7	0,1	69,6	36	34,1	0,7	<0,1	<0,1	0,1	0,5	<0,5
11	1,1	<0,1	2,6	22	2168,7	0,8	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
12A	5,7	<0,1	>10000,0	18	10,4	1,0	0,3	<0,1	2,9	0,8	11,9
14	1,0	<0,1	32,0	24	2352,2	1,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
16	10,4	<0,1	>10000,0	20	32,9	1,3	<0,1	<0,1	0,1	0,6	<0,5
18	1,0	0,2	13,4	25	2343,3	1,4	<0,1	<0,1	0,1	2,4	<0,5
19	15,5	0,1	16,1	65	5,2	1,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
24	19,0	0,2	59,9	71	18,4	1,2	<0,1	<0,1	0,1	2,4	<0,5
25	12,2	<0,1	62,2	38	26,0	0,9	<0,1	<0,1	0,1	4,0	<0,5
26A	3,9	0,5	>10000,0	11	60,0	2,3	<0,1	<0,1	0,8	59,0	13,3
26B	11,7	<0,1	23,4	12	11,7	1,6	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
31	14,5	<0,1	3520,4	8	8,9	0,7	<0,1	<0,1	0,2	1,0	<0,5
32A	6,2	<0,1	9148,7	23	32,3	0,7	0,3	<0,1	0,8	3,8	3,8
32B	15,7	<0,1	600,0	3	3,0	0,7	0,2	<0,1	0,1	2,0	<0,5
34A	13,5	<0,1	>10000,0	9	14,8	1,5	0,3	0,4	2,4	4,1	8,8
34B	11,1	<0,1	261,8	19	32,6	0,6	<0,1	<0,1	0,1	1,8	<0,5
35A	13,5	6,3	>10000,0	385	149,3	2,6	1,7	0,3	4,0	94,4	32,8
35B	10,3	<0,1	179,9	41	19,9	1,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
37	14,3	<0,1	104,7	41	16,7	0,8	<0,1	<0,1	0,1	1,1	<0,5
39A	4,1	0,1	9356,3	12	5,6	0,8	0,1	<0,1	0,7	0,7	2,1
39B	13,6	<0,1	264,9	55	52,1	0,8	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
40	13,3	<0,1	54,5	40	25,3	0,7	<0,1	<0,1	0,1	6,7	<0,5
42A	0,8	0,1	>10000,0	4	3,6	0,6	<0,1	<0,1	0,2	<0,5	<0,5
42B	10,3	<0,1	12,0	9	51,4	1,5	<0,1	<0,1	0,1	3,2	<0,5
44	12,6	<0,1	24,6	47	8,4	1,2	<0,1	<0,1	0,1	1,1	<0,5
45	12,4	<0,1	4,5	2	8,8	1,7	<0,1	<0,1	0,1	<0,5	<0,5
48	15,2	<0,1	81,2	20	24,8	1,2	<0,1	<0,1	0,1	3,2	<0,5
49	0,8	<0,1	5,0	23	2170,5	0,6	<0,1	<0,1	0,1	1,8	<0,5
52	1,8	0,5	>10000,0	19	47,1	1,9	0,2	<0,1	0,4	19,8	18,6

Tablo 3. Örneklerin nadir toprak element bileşimleri (ppm) (cevher örnekleri kalın harflerle gösterilmiştir).

Örnek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
2	2,8	8,6	1,50	8,7	2,84	1,03	4,09	0,78	4,83	1,17	3,35	0,50	3,23	0,50
3	1,6	6,2	1,04	5,6	1,91	0,79	2,86	0,56	3,60	0,79	2,28	0,34	2,04	0,33
11	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	0,10	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	0,06	<0,01
12A	<0,1	0,1	0,02	<0,3	0,09	0,12	0,23	0,04	0,27	0,06	0,15	0,03	0,16	0,03
14	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01
16	0,2	0,3	0,06	<0,3	0,13	0,11	0,28	0,05	0,35	0,08	0,28	0,05	0,31	0,06
18	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01
19	2,5	8,2	1,38	7,8	2,70	1,12	3,88	0,73	4,65	1,02	2,82	0,46	2,72	0,42
24	3,7	11,1	1,77	8,9	3,07	1,13	4,35	0,81	4,98	1,12	3,40	0,49	3,13	0,46
25	0,8	2,9	0,51	3,0	1,18	0,47	1,79	0,35	2,17	0,51	1,67	0,24	1,63	0,26
26A	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	0,01	<0,05	<0,01
26B	0,2	0,6	0,10	0,6	0,20	0,14	0,43	0,09	0,60	0,14	0,45	0,08	0,48	0,08
31	0,2	0,6	0,15	1,3	0,64	0,31	1,15	0,26	1,71	0,37	1,12	0,16	0,93	0,15
32A	0,1	0,4	0,08	0,5	0,22	0,19	0,41	0,10	0,61	0,14	0,42	0,06	0,36	0,07
32B	0,1	0,5	0,13	1,1	0,48	0,34	0,87	0,18	1,14	0,29	0,82	0,11	0,72	0,11
34A	0,3	0,7	0,13	0,8	0,42	0,44	0,81	0,17	1,03	0,25	0,79	0,12	0,72	0,12
34B	0,1	0,5	0,08	0,5	0,29	0,26	0,49	0,10	0,75	0,14	0,42	0,06	0,44	0,06
35A	<0,1	0,1	<0,02	<0,3	0,11	0,06	0,33	0,08	0,55	0,16	0,50	0,09	0,66	0,12
35B	2,6	7,4	1,13	5,7	1,92	0,47	2,58	0,48	3,07	0,60	1,87	0,27	1,91	0,28
37	1,7	6,0	0,97	5,6	1,95	0,75	2,91	0,56	3,53	0,80	2,35	0,36	2,46	0,37
39A	4,5	1,1	0,15	0,9	0,30	0,14	0,40	0,07	0,36	0,08	0,29	0,05	0,22	0,04
39B	4,9	12,4	1,74	8,2	2,65	0,88	3,67	0,68	4,19	0,91	2,72	0,43	2,63	0,38
40	1,7	5,2	0,87	5,1	1,71	0,66	2,55	0,48	3,14	0,69	1,99	0,31	1,98	0,32
42A	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01
42B	1,5	5,2	0,82	4,9	1,66	0,60	2,47	0,49	3,06	0,69	2,13	0,31	1,94	0,30
44	5,2	14,3	1,93	10,4	2,80	0,82	3,67	0,71	4,52	1,05	3,29	0,52	3,43	0,55
45	1,1	3,8	0,62	3,4	1,30	0,54	2,02	0,39	2,48	0,56	1,59	0,25	1,67	0,25
48	3,7	9,7	1,42	7,3	2,46	0,93	3,40	0,65	3,83	0,86	2,55	0,40	2,52	0,38
49	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	0,06	<0,01
52	0,1	<0,1	<0,02	<0,3	0,08	0,03	0,19	0,03	0,26	0,07	0,28	0,04	0,28	0,05

4.2.1.1. .Örneklerin Adlandırılması

Adlandırma için $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramı kullanılmıştır Middlemost(1985). Bu diyagrama göre yan kayalar genellikle gabro-diyorit bileşimindedir. Bazı cevher örnekleri yüksek kuvars içeriğinden dolayı kuvarsolit alanına düşmüştür.

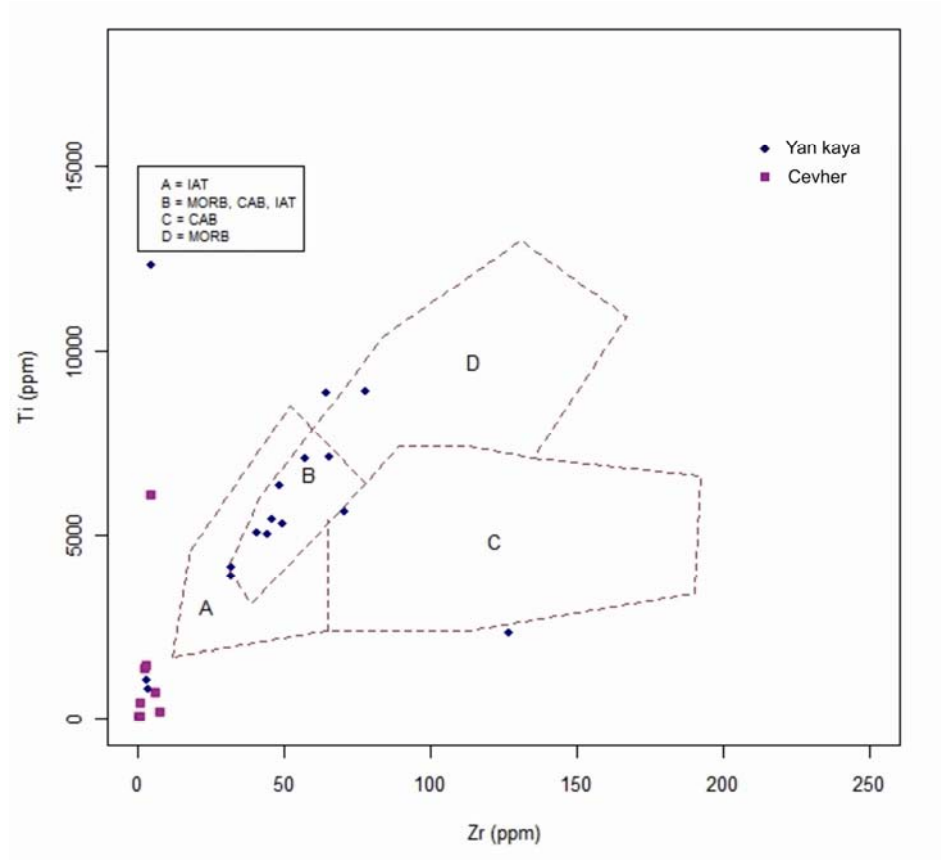


Şekil 28. Plütonik kayaların adlandırılmasında kullanılan $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ya karşı SiO_2 diyagramı (Middlemost, 1985).

4.2.1.2 Tektonik Ortam

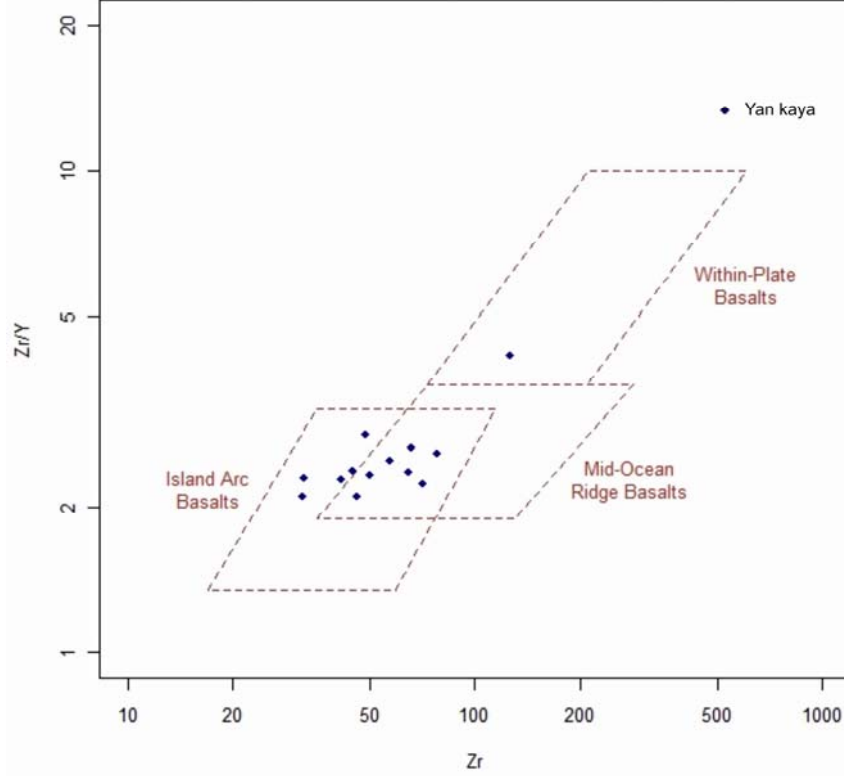
Likya Allohtonundaki bakırlı minerallerin yan kayacı olan örneklerin oluştuğu tektonik ortamı tespit etmek amacıyla duraylı elementlerin kullanıldığı tektonik ayırtlama diyagramları kullanılmıştır.

Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflamada kullanılan Ti-Zr diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) tektonik ortam saptanamamıştır, çünkü örnekler A, B ve D alanlarına yayılmıştır.



Şekil 29. Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflamada kullanılan Ti-Zr diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). IAT, Adayayı toleyitlerini; MORB, Okyanus ortası sırt bazaltlarını; CAB, kalk-alkali bazaltlarını temsil etmektedir.

Bazaltların oluştuğu tektonik ortamın bulunmasında kullanılan bir diğer diyagram olan Zr-Zr/Y diyagramında (Pearce ve Norry, 1979) örnekler MORB-okyanus ortası sırt bazalt ve Adayayı bazaltları alanına düşmektedir (Şekil 30).

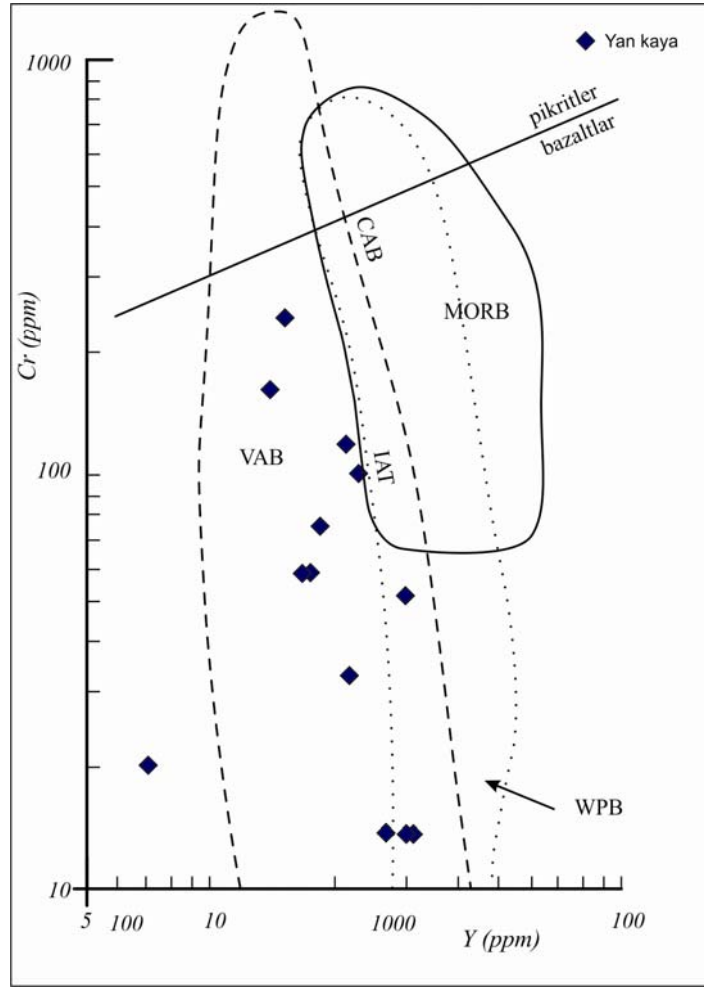


Şekil 30. Bazaltların oluştuğu tektonik ortamın bulunmasında kullanılan Zr-Zr/Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979).

Volkanik yayların oluşumu ile yitlen okyanusal litosferden manto kamasına geçen su ve uçucular ile birtakım elementler volkanik yayların bileşiminde önemli rol oynarlar. Su, mantonun sıvı katılma sıcaklığını düşürerek yay magmatizmasının oluşumuna sebep olur. Meydana gelen yeni ve bazı elementlerce zengin magma, okyanus ortası sırtlardaki susuz magmalardan farklılık gösterir. Bu farklılık da MORB ile Volkanik Yay bazaltlarının birbirinden ayrılmasına sebep olur.

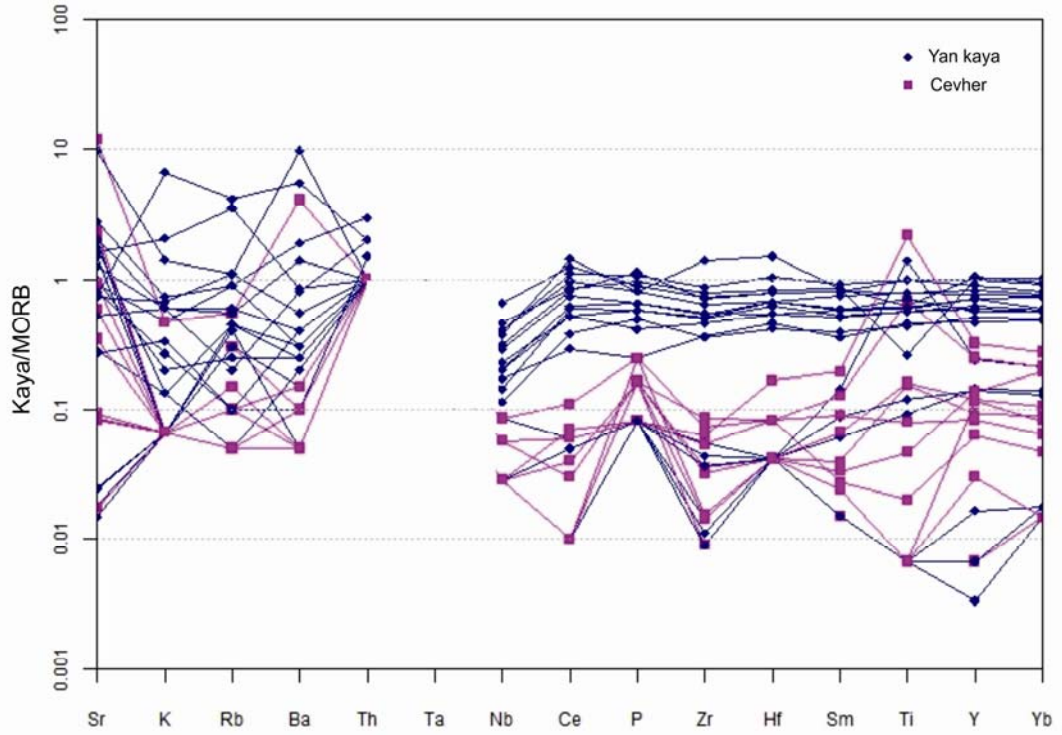
Dalan okyanusal kabuktan manto kamasına geçen bileşenler, yitim bileşeni olarak adlandırılır. Hafif nadir toprak elementleri, Sr, Rb, Ba gibi büyük iyonlu litofil elementler tercihen manto kamasına geçen bileşenlerdendir. Nb ise dalan okyanusal litosferde kalır.

Yay bazaltlarında Ti, Y ve Yb fakirleşmesi ayırt edici bir özelliktir. Ancak sulu minerallerin fraksiyonel kristalizasyonu sonucu evrimleşmiş volkanik yay bazaltlarının Ti konsantrasyonu, ilksel MORB veya levha içi bazaltlarındaki ile aynı olabilir (Pearce ve Cann, 1973). Bu yüzde Ti, bu iki tektonik ortamı ayırmada tek başına kullanılamaz. Yay ortamını ayırmak için Cr ya da Ni gibi uyumlu elementlere karşı Ti, Y veya Yb elementlerinin grafiğinin incelenmesi gerekmektedir. Volkanik yay bazaltlarında eşdeğer Cr konsantrasyonuna karşılık gelen Y, diğer magma tiplerindekine göre daha az oranda bulunur (Pearce, 1982).



Şekil 31. Volkanik yay bazaltları ile okyanus ortası sırt bazaltlarını ayırmada kullanılan Y-Cr diyagramı (Pearce, 1982). VAB, volkanik yay bazaltlarını, MORB; okyanus ortası sırt bazaltlarını; WPB, levha içi bazalt alanlarını temsil etmektedir.

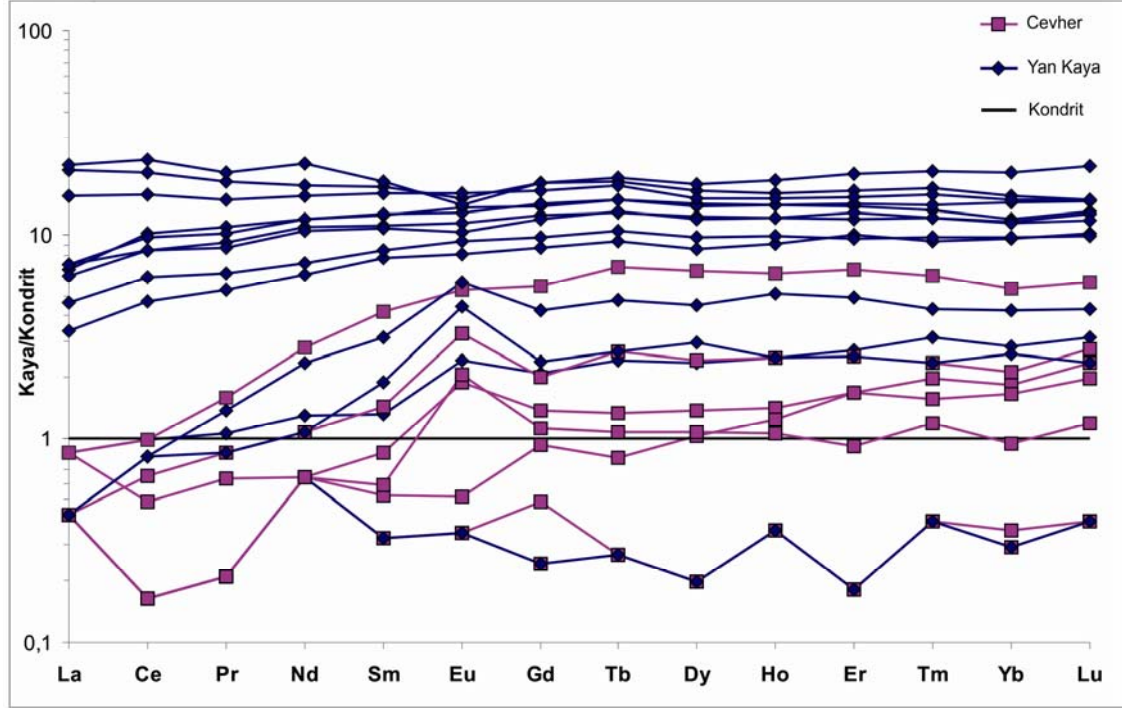
MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında LIL (büyük iyon litofil) elementlerinin (Sr, K, Rb, Ba) oldukça düzensiz bir desen çizdiği gözlenmektedir (Şekil 32). Elementlerin iyon potansiyeli-duraylılık derecesine göre sıralandığı bu diyagramda Th'a göre Ta karakteristiktir. Ta değerleri deteksiyon limitinin altında yer aldığı için diyagramda izdüşürülmemiştir. Bilindiği gibi en uyumsuz elementler grafiğin ortasında yer alan Ba, Th, Nb, Ta elementleridir. Duraysız olan Sr, K, Rb ve Ba elementlerinin konsantrasyonları sıvı fazlarının davranışları ile; duraylı olan Y, Zr, Ti, Nb ve Ta elementlerinin konsantrasyonları magmanın kimyasal ve kristal/ ergiyik proseslerinin davranışı ile kontrol edilmektedir (Rollinson, 1993).



Şekil 32. Pearce,1983'ten alınan MORB değerlerine göre normalize edilen örneklerin örümcek diyagramları. . Ta değerleri deteksiyon limitinin altında yer almaktadır.

4.2.1.3. Nadir Toprak Elementleri

Nadir Toprak Elementleri (REE) magmatik kayaların kaynak alanı, asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyonu hakkında önemli bilgiler sunarlar. Bazalt ve bazaltik andezit bileşimli ergiyiklerde REE konsantrasyonları granat, amfibol, manyetit ve piroksen fraksiyonasyonu ile kontrol edilir.



Şekil 33. Kondrite normalize edilmiş REE desenleri. Normalizasyon değerleri Sun and McDonough, 1989'dan alınmıştır. Bakır içeriği yüksek olan örnekler kesikli çizgiyle gösterilmiştir.

Örneklerin kondrite normalize edildiği diyagramlarda kesikli çizgi ile gösterilen cevherli örnekler diyagramın alt kesiminde yer almaktadır. Yan kayalar ise diyagramın üst kesiminde yer alırlar, yani görece daha yüksek nadir toprak elementi içeriğine sahiptirler. Yan kayalar düz bir M-HREE gösterirken, L-REE'lere doğru hafif bir tüketim söz konusudur. Ayrıca cevherli örneklerde gözlenen negatif Ce anomali Rigby et al. (2002) tarafından okyanusal kabuğun alterasyonu ile ilişkilendirilmiştir. En göze çarpan anomali olan Eu anomali ise yaygın olarak feldspat kristallenmesi ile ilişkilendirilir. Kristallenme sırasında Eu^{+2} , Ca^{+2} gibi davranır.

4.2.2. Cevher Jeokimyası

4.2.2.1. Majör Elementler

Cevherli örneklerin majör element analizleri (Tablo 4) incelendiğinde, kuvars damarlarıyla ilişkili lokasyonlarda SiO₂ oranının %95 oranına ulaştığı görülmektedir. Kuvars damarlarının olmadığı lokasyonlardan alınan örneklerde SiO₂ oranı düşükken (Örnek 16, 34, 35), bu örneklerde kızdırma kaybı değerinin (LOI) SiO₂ oranı yüksek olan örneklerle göre oldukça az olduğu izlenmektedir.

Majör element değerleri korelasyon matrisleri oluşturularak karşılaştırılmıştır. SiO₂ değerleri P₂O₅ hariç tüm majör oksitlerle negatif korelasyon göstermektedir. Korelasyon katsayısı 0,9'dan büyük ise çok yüksek, 0,9-0,75 arasında yüksek, 0,75-0,5 arasında orta, 0,5-0,3 arasında ise düşük korelasyon ilişkisinin var olduğu kabul edilirse; MgO ile MnO arasında ve Na₂O ile K₂O arasında çok yüksek pozitif korelasyon ilişkisi; CaO ile TiO₂, Al₂O₃ arasında, MgO ile Fe₂O₃ arasında yüksek pozitif korelasyon ilişkisi vardır. Ayrıca Al₂O₃ ile MgO, MnO, Na₂O, K₂O, TiO₂ arasında MnO ile Fe₂O₃, Na₂O, K₂O arasında; MgO ile CaO arasında orta pozitif korelasyon ilişkisi gözlenmektedir.

Tablo 4. Cevherli örneklerin majör oksit bileşimleri (%)

Ör.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	LOI	Topl.
12A	79,54	0,03	4,92	4,79	0,97	0,03	4,28	<0,01	<0,01	0,02	0,009	2,8	97,43
16	44,10	0,23	16,16	10,63	6,98	0,19	6,45	0,68	0,07	0,02	0,006	11,4	96,93
26A	74,02	0,01	1,09	9,14	0,72	<0,01	0,42	<0,01	<0,01	0,02	0,012	6,8	92,25
31	42,56	3,26	13,06	12,71	7,36	0,10	17,61	0,11	<0,01	<0,01	0,004	2,4	99,21
32A	72,26	0,24	6,46	6,88	4,07	0,06	5,82	0,01	<0,01	0,02	0,005	2,9	98,73
34A	40,98	1,01	13,19	9,65	2,58	0,08	13,96	0,02	<0,01	0,01	0,003	7,4	88,94
35A	35,31	0,07	4,57	28,21	9,11	0,16	4,56	0,04	<0,01	0,02	0,172	11,1	93,34
39A	86,19	0,12	3,37	3,40	0,59	0,03	3,09	<0,01	<0,01	0,03	0,004	2,00	98,84
42A	95,61	<0,01	0,36	0,35	0,04	<0,01	0,09	0,02	0,01	0,01	<0,002	2,1	98,57
52	67,63	<0,01	0,81	9,93	0,95	<0,01	0,36	<0,01	<0,01	0,03	0,015	8,9	88,65

Negatif korelasyon ilişkileri incelendiğinde; SiO₂ ile Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO arasında yüksek negatif, CaO ve Cr₂O₃ ile orta negatif, Na₂O ve K₂O ile düşük negatif korelasyon ilişkisi vardır. P₂O₅ ise CaO ve TiO₂ ile orta negatif korelasyon ilişkisi olduğu görülmüştür.

Cu elementi ile TiO₂ arasında çok yüksek negatif korelasyon, CaO ile ise orta negatif korelasyon ilişkisi söz konusudur.

4.2.2.2. İz elementler

Cevherli örneklerin iz element analizleri (Tablo 5) incelendiğinde tüm Th değerlerinin deteksiyon limitinin altında olduğu görülmektedir.

Pozitif korelasyon ilişkileri incelendiğinde; V ile Sc, Hf, Y, Ga arasında çok yüksek pozitif korelasyon söz olduğu, ayrıca V ile La ile Ce hariç diğer tüm nadir toprak elementleri arasında yüksek-orta pozitif korelasyon olduğu görülmüştür.

Sc ile Ga, Lu arasında çok yüksek pozitif korelasyon; Sc ile Y,Co arasında yüksek korelasyon; aynı zamanda yine Sc ile M-HREE ile arasında yüksek-orta pozitif korelasyon görülmektedir.

Pb ile Rb, Ba arasında orta; Sr ile Ba arasında çok yüksek ve Sr ile Rb arasında yüksek korelasyon ilişkisi vardır.

Nb ile L-REE arasında orta-yüksek pozitif korelasyon görülmektedir. Zr ile Hf, L-MREE arasında orta pozitif korelasyon ilişkisi vardır. Hf ile La hariç tüm REE'ler arasında orta- yüksek korelasyon; Hf ile Y arasında da yüksek korelasyon vardır. Y da Ga ile yüksek korelasyon göstermekte, yine Y ile REE arasında, hafiften ağır REE'lere doğru artan orta-yüksek-çok yüksek pozitif korelasyon söz konusudur.

Co ile Mo, Zn, Ni, Ca, Au arasında orta pozitif; yine Co ile Ga, Lu, As, Se arasında ise düşük pozitif korelasyon ilişkisi vardır.

Negatif korelasyon ilişkileri incelendiğinde; Zr ile Ni, As, Au arasında orta negatif korelasyon olduğu görülmektedir. Cu elementi ise Y ile çok yüksek, Hf ile yüksek, Sc ile orta negatif korelasyon ilişkisi sunmaktadır.

Tablo 5. Cevherli örneklerin iz element bileşimleri (ppm).

Örnek	V	Sc	Rb	Ba	Th	U	Nb	Pb	Sr	Zr	Hf	Y	Co
12A	88	9	0,6	2	<0,2	0,2	<0,1	1,7	69,9	7,7	0,2	1,9	7,9
16	325	28	1,1	82	<0,2	0,1	0,2	2,3	1427,2	2,9	<0,1	2,8	77,3
26A	162	3	0,3	<1	<0,2	3,0	0,1	0,3	10,0	0,8	<0,1	0,9	46,6
31	1086	60	0,2	2	<0,2	0,8	0,2	0,2	246,0	5,7	0,4	9,6	70,0
32A	145	17	0,2	3	<0,2	<0,1	<0,1	0,4	110,4	3,2	<0,1	3,6	23,3
34A	143	24	<0,1	2	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	182,1	3,3	0,1	4,2	28,0
35A	283	57	0,2	<1	<0,2	0,3	<0,1	0,4	11,1	1,3	<0,1	4,1	170,6
39A	86	3	<0,1	<1	<0,2	<0,1	0,3	0,3	41,5	6,6	0,2	2,5	15,0
42A	23	1	0,1	2	<0,2	0,4	<0,1	0,3	2,1	0,8	<0,1	0,2	13,1
52	173	4	<0,1	1	<0,2	5,2	<0,1	0,4	10,3	1,4	<0,1	3,5	25,3

Tablo 5-devamı tablosundaki pozitif korelasyon ilişkileri incelendiğinde; Ga ile M-HREE arasında ortadan (M) ağır (H) REE'lere doğru gidildikçe ortadan çok yükseğe doğru artış gösteren pozitif korelasyon ilişkisi olduğu görülmektedir.

Mo, Zn, Ni, As, Cd, Ag, Au, Se elementlerinin birbiriyle çok yüksek-orta arasında değişen pozitif korelasyon ilişkileri mevcuttur.

Tablo 5-devamı tablosunda yer alan iz elementler arasında negatif korelasyon ilişkileri bulunmamaktadır.

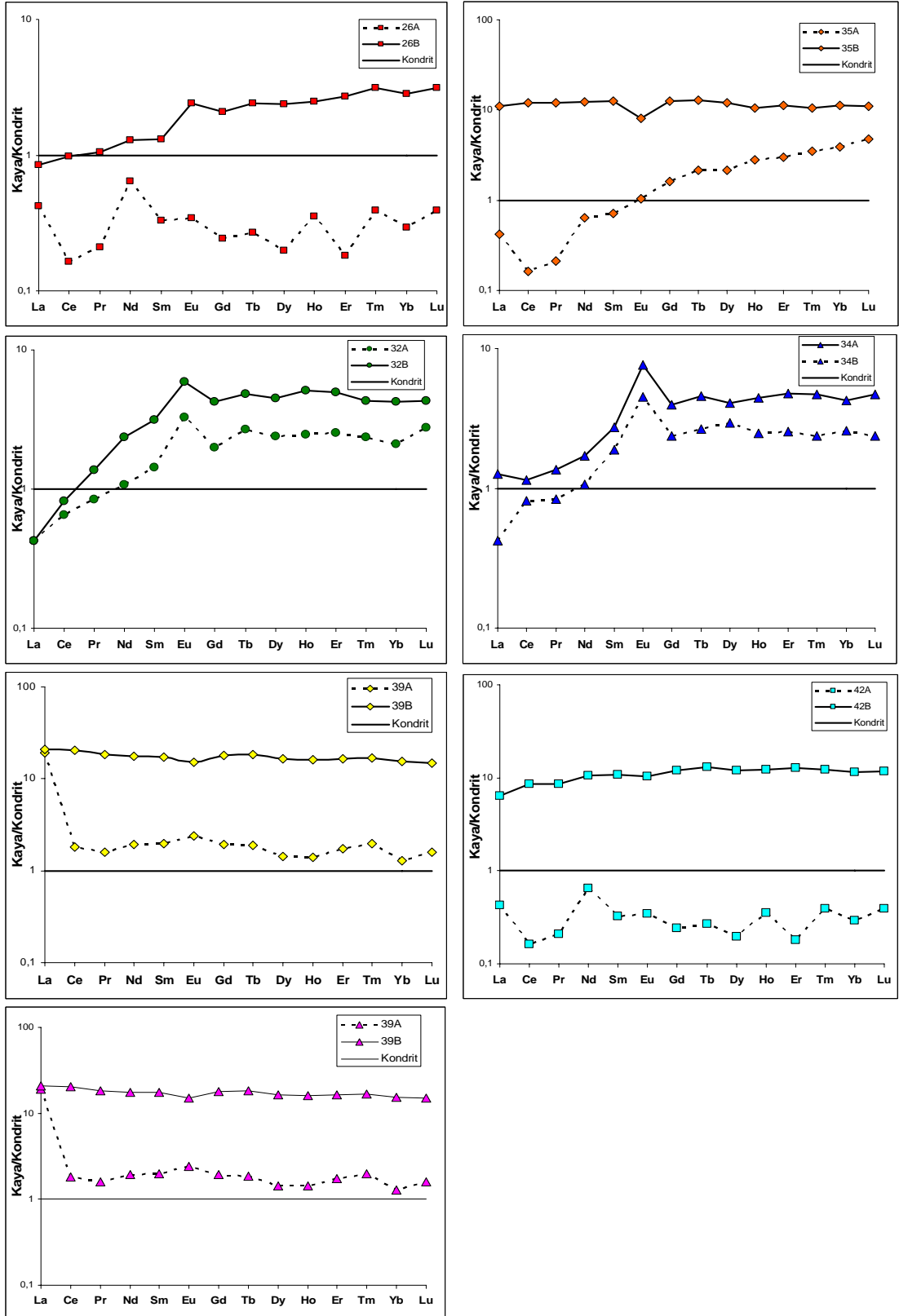
Tablo 5-devamı. Cevherli örneklerin iz element bileşimleri (ppm).

Örnek	Ga	Mo	Cu	Zn	Ni	As	Cd	Bi	Ag	Au	Se
12A	5,7	<0,1	>10000,0	18	10,4	1,0	0,3	<0,1	2,9	0,8	11,9
16	10,4	<0,1	>10000,0	20	32,9	1,3	<0,1	<0,1	0,1	0,6	<0,5
26A	3,9	0,5	>10000,0	11	60,0	2,3	<0,1	<0,1	0,8	59,0	13,3
31	14,5	<0,1	3520,4	8	8,9	0,7	<0,1	<0,1	0,2	1,0	<0,5
32A	6,2	<0,1	9148,7	23	32,3	0,7	0,3	<0,1	0,8	3,8	3,8
34A	13,5	<0,1	>10000,0	9	14,8	1,5	0,3	0,4	2,4	4,1	8,8
35A	13,5	6,3	>10000,0	385	149,3	2,6	1,7	0,3	4,0	94,4	32,8
39A	4,1	0,1	9356,3	12	5,6	0,8	0,1	<0,1	0,7	0,7	2,1
42A	0,8	0,1	>10000,0	4	3,6	0,6	<0,1	<0,1	0,2	<0,5	<0,5
52	1,8	0,5	>10000,0	19	47,1	1,9	0,2	<0,1	0,4	19,8	18,6

4.2.2.3. Nadir toprak elementleri

Nadir toprak elementleri birbirleriyle yüksek pozitif korelasyon ilişkisi sunmaktadırlar. Tek istisnai durum La elementinin diğer REE'lerle ilişkilerinde gözlenmektedir. La ile Ce arasında yüksek; La ile Pr arasında orta; La ile Nd arasında düşük pozitif korelasyon ilişkisi bulunmaktadır.

Nadir toprak elementleri (REE) desenlerine bakıldığında cevherli örneklerin nadir toprak elementlerince normalin aksine daha fakir olduğu gözlenmiştir. Bunun sebebi; cevher minerallerine kuvarsın eşlik etmesi, nadir toprak elementlerinin kuvars bünyesinde bulunamamasından dolayı cevherli örneklerde fakirleşmesidir. Şekil 34-40'da aynı lokasyonlardan alınmış hem cevher hem yan kaya örneklerinin REE desenleri bu fakirleşmenin net görülmesi amacıyla birlikte verilmiştir. Kesikli çizgi ile gösterilen örnekler cevherli örneklerdir.



Şekil 34-40. Kondrite normalize edilmiş REE desenleri. Normalizasyon değerleri Sun and McDonough, 1989'dan alınmıştır. Bakır içeriği yüksek olan örnekler kesikli çizgiyle gösterilmiştir.

4.2.3. Alterasyon Mineralojisi

İnceleme alanında cevherleşmeye eşlik eden alterasyon zonlarından, kireçtaşlarından ve bir tane de Neojen yaşlı Çameli Formasyonuna ait killi birimden (53 no.lu örnek) olmak üzere toplam 12 örnek için X-Ray Difraktometre yöntemiyle kalitatif kil analizi yaptırılmıştır. Tespit edilen mineraller bölgeleriyle birlikte tabloda verilmiştir (Tablo 6).

Tablo 6. X-Ray Difraktometre analiziyle tespit edilen mineraller.

Örnek No	Bölge	Tespit Edilen Mineraller
4	Yelek Tepe	Laumontit,Kristabolit,Kalsit,Montmorillonit
6	Gökçam Tepe	Albit,dolomit,kuvars
7	Çavuş Tepe (kçt)	Kalsit,kuvars
16	Aliçavuş Tepe	Talk,kuvars,höylandit,sanidin,diyopsit,klinoptilolit,lintisit, montmorillonit, klinoklor,dolomit,kristobalit
23	Karlıbiz Tepe	Nontronit,stevensit,saukonit,volkonskoit,klinoptilolit, lintisit, montmorillonit
26-1	Aliçavuş Tepe	Klinoklor,lintisit,höylandit,kristobalit,montmorillonit
26-2	Aliçavuş Tepe	Klinoklor,şamozit,lintisit,montmorillonit
31	Gökçam Tepe	Amfibol,magnesihornblend,dolomit ,pargasit, montmorillonit
35	Çamlık Cev.	Kaolinit, klorit, höylandit, klinoptilolit, klinoklor, dolomit, kristobalit, montmorillonit
45	Gavurdanı Tepe güneyi	Pargasit, magnesiohornblend,kalsit
51	Orta Tepe	Lizardit, klinoklor, kalsit,nakrit, illit, kaolinit, linsitit, montmorillonit
53	Karamusa (Neojen)	Aragonit,ankerit,mikroklin,kuvars, anortoklas,dolomit,sanidin

Tespit edilen mineraller aşağıda türlerine göre gruplara ayrılmıştır.

Kaolin grubu mineraller; kaolinit, nakrit

İllit grubu mineraller; illit

Smektit grubu mineraller; montmorillonit, nontronit, stevensit, saukonit, volkonskoit

Zeolit grubu mineraller; laumontit, höylandit, klinoptilolit

Klorit grubu mineraller; klinoklor, klorit

Bunların dışında talk, şamozit, pargasit, lintisit gibi silikat mineralleri, dolomit, kalsit gibi karbonat mineralleri, silis grubu minerallerden kuvars ve kristabolit, ayrıca alterasyonla ilişkili olmayan, ilksel kökenden kaynaklı amfibol grubu mineraller (magnesihornblend, pargasit) tespit edilmiştir.

Bu mineral gruplarının oluşum koşulları (pH-sıcaklık), mineral birliktelikleri ve bunlarla ilişkili olarak alterasyon tipi çeşitli çalışmalarla ortaya konmuştur.

4.2.3.1. Alterasyon Mineralojisinde Sıcaklık ve pH Kontrolü

Silis grubu mineraller

Silis grubu mineraller çok düşük pH (genellikle 2'nin altında) koşullarında duraylı alterasyon mineralleridir (Stoffregen, 1987). Bu asidik koşullarda opal silis, kristobalit ve tridimit, klorit hidrotermal sisteminin üst seviyelerinin de yukarısında yüzeysel koşullarda, tipik olarak <100°C'de görülmektedir (Leach vd., 1985). Kuvars yüksek sıcaklıklardaki ana silis mineralidir (Corbett ve Leach, 1997). Şekil 41.de, kuvars ve diğer silis mineralleri (kristobalit, tridimit veya amorf silis) tüm mineral birlikteliklerinde gözlenmektedir. Çünkü hidrotermal akışkanlar (aktif jeotermal sistemlerde) yaygın olarak SiO₂ ce doygundur (Henley vd., 1984).

Kaolin grubu mineraller

Kaolin grubu mineraller (Şekil 41) kısmen düşük pHlı akışkanlardan (yaklaşık ph 4; Reyes, 1990) türerler. Kaolinit sığ derinliklerde düşük sıcaklık koşullarında (<150-200°C) oluşur (Corbett ve Leach, 1997).

İllit grubu mineraller

pH'ın 4-6 arasında olduğu koşullarda illit grubu mineraller baskındır (Şekil 41) ve pH 4-5 arasında iken, sıcaklık ve tuzluluğa bağlı olarak kaolin grubu minerallerle birlikte bulunurlar (Hemley vd, 1980; Reyes, 1990). Simektit düşük sıcaklıklarda (<100-150 °C)'de oluşur, 100-200 °C arasında illt-simektit arakatmanlı olarak, 200-250 °C arasında yalnızca illit, 250 °C'den büyük sıcaklıklarda muskovit bulunur (Corbett ve Leach, 1997).

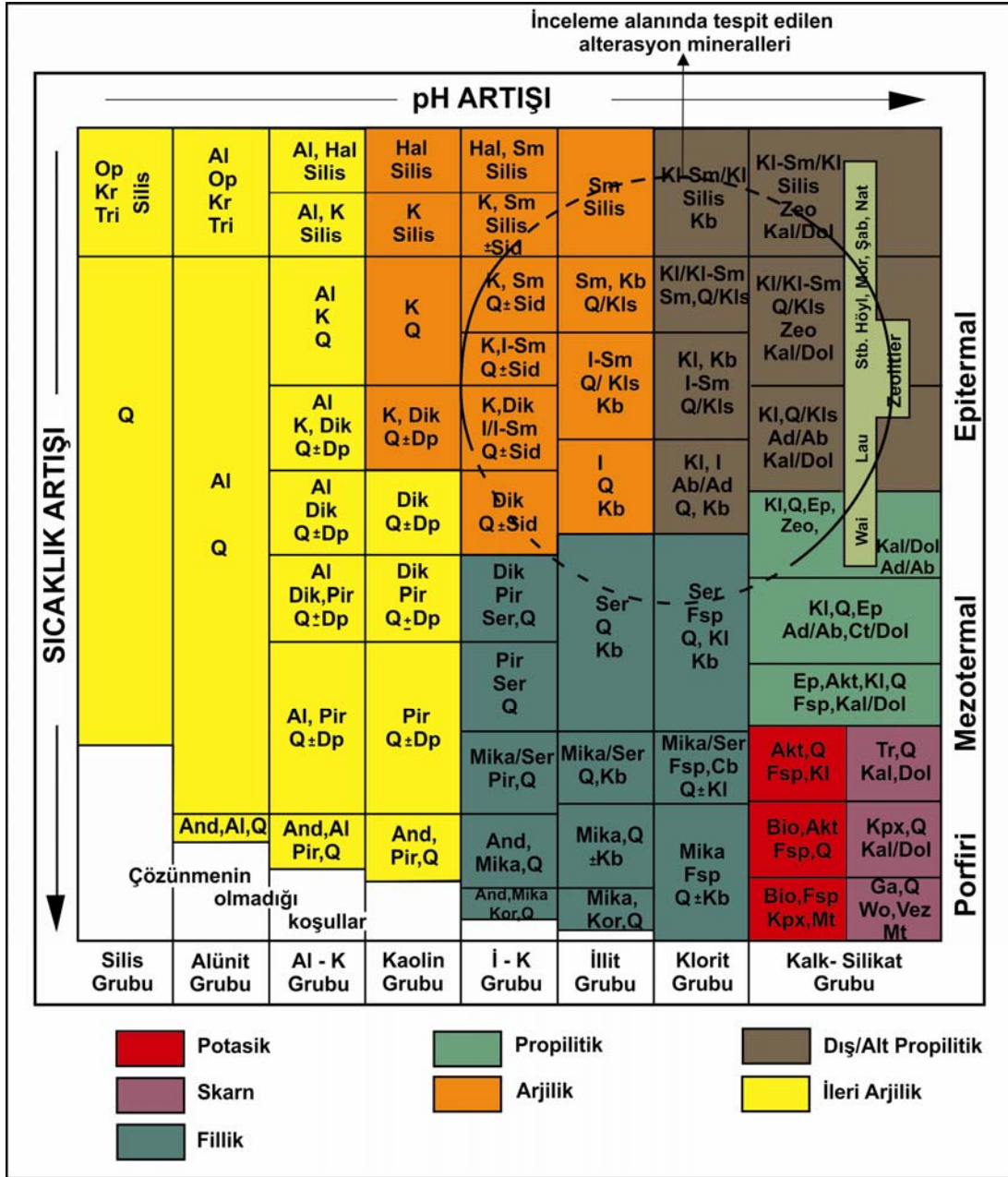
Klorit grubu mineraller

Hafif asidik-nötr pH koşullarında, klorit-karbonat mineralleri (Şekil. 41)baskındır, pH'ın 5-6 olduğu koşullarda illit grubu minerallerle birlikte bulunur (Leach ve Muchemi, 1987): Arakatmanlı klorit-smektit düşük sıcaklıklarda görülür, yüksek sıcaklıklarda dereceli olarak klorite geçiş yapar (Kristmannsdotter, 1984).

Kalk-silikat grubu mineraller

Kalk-silikat grubu mineraller (Şekil) nötr-alkalin pH koşullarında oluşur. Zeolit-klorit-karbonat soğuk koşullarda, epidot ve onu takip eden ikincil amfiboller (genelde aktinolit) daha yüksek sıcaklıklarda oluşurlar(Corbett ve Leach, 1997). Zeolit mineralleri kısmen sıcaklığa duyarlıdır. Sulu zeolitler (natrolit, şabazit, mezolit, mordenit, stilbit, höylandit) soğuk koşullarda baskınken (<150-200 °C), daha az sulu zeolitler örneğin laumontit 150-200 °C ve wairakit 200-300 °C koşullarında hidrotermal sistemin daha derin ve sıcak seviyelerinde oluşurlar (Steiner, 1977; Leach vd., 1983).

Epidotun zayıf kristalli taneleri 180-220 °C koşullarında oluşurken, iyi kristalli fazları daha yüksek sıcaklıklarda (>220-250 °C) oluşur (Reyes, 1990).



Kısaltmalar;

Ab-albit, Akt-aktinolit, Ad-adularya, Al-alünit, And-andaluzit, Bio-Biyotit, Kb-karbonat (Ca, Mg, Mn, Fe), Kl-klorit, Şab-şabazit, Kls-kalsedon, Kl-Sm- klorit-simektit, Kor-korundum, Kpx-klinopiroksen, Kr-kristobalit, Kal-kalsit, Dol-dolomit, Dik-dikit, Dp-diaspor, Ep-epidot, Fsp-feldispat, Ga-garnet, Ha-halloysit, Höyl-höylendit, I-illit, S-simektit, K-kaolinit, Lau-laumontit, Mt-manyetit, Mor-mordenit, Nat-Natrolit, Op-opal silis, Pir-profilit, Q-kuvars, Ser-serizit, Sid-siderit, Sm-simektit, Stb-stilbit, Tr-tremolit, Tri-tridimit, Vez-vezüviyanit, Wai-Wairakit, Wo-wollastonit, Zeo-zeolit.

Şekil 41. Pacific rim aktif geotermal ve hidrotermal cevher sisteminde yükselen sıcaklık-pH koşullarında mineral birliktelikleri ve alterasyon tipleri Corbett ve Leach, 1997 tarafından Steiner 1977; Browne 1978; Hemley vd. 1980; Elders vd. 1979; Leach vd. 1985 and Reyes 1990'ten düzenlenmiştir.

4.2.3.2. Cevher Sistemleriyle İlişkili Alterasyon Zonları

Alterasyon mineral birlikteliklerinin, alterasyonun türünü ve zonlu alterasyon sistemlerinin karakteristiklerini açıklamada önemi büyüktür (Corbett ve Leach, 1997). İnceleme alanında killeşmiş zonlarda XRD çalışmalarıyla elde edilen alterasyon mineral birlikteliği Şekil 41'de verilen alterasyon alanlarından arjilik, propilitik-dış propilitik ve fillik alterasyon alanlarına düşmektedir. Bu alanların sıcaklık-pH koşulları ile ilgili bilgiler aşağıda sunulmaktadır.

İleri Arjilik

İleri arjilik alterasyon düşük pH (<4) koşulları altında oluşan mineral fazlarını (örneğin; silis ve alünit grubu mineraller) ve alünit ile kaolinit grubu mineral birlikteliklerini içerir. Meyer ve Hemley (1967) yüksek sıcaklık kaolin grubu fazları (örneğin; alünit grubu mineraller olmaksızın dikit ve profillit) ileri arjilik alterasyona dahil etmişlerdir (Corbett ve Leach, 1997).

Arjilik (Ortaç Arjilik) Alterasyon

Arjilik alterasyon birliktelikleri göreceli olarak daha düşük sıcaklıklarda (>200-250°C) ve kısmen düşük pH (yaklaşık 4-5) koşullarında oluşur (Corbett ve Leach, 1997). Rose ve Bart (1979) bu alterasyon birlikteliğini kaolinit ve smektitin baskın olduğunu birliktelik olarak tanımlamışlardır. Ayrıca klorit ile illit grubu mineraller de bu birliktelikte bulunabilir (Corbett ve Leach, 1997).

Fillik Alterasyon

Fillik alterasyon, arjilik alterasyon mineralleriyle benzer pH koşullarında ama daha yüksek sıcaklıklarda (>200-250°C) oluşur ve serizit (muskovit) minerallerinin varlığıyla karakterize olunur. Ayrıca bu zon kaolinin yüksek sıcaklık üyelerini (profillit-andalusit) ve klorit grubu mineralleri içerir. Bu mineraller serizit/muskovit ile birliktelik oluştururlar (Corbett ve Leach, 1997).

4.3. YAPISAL JEOLJİ VE TEKTONİK

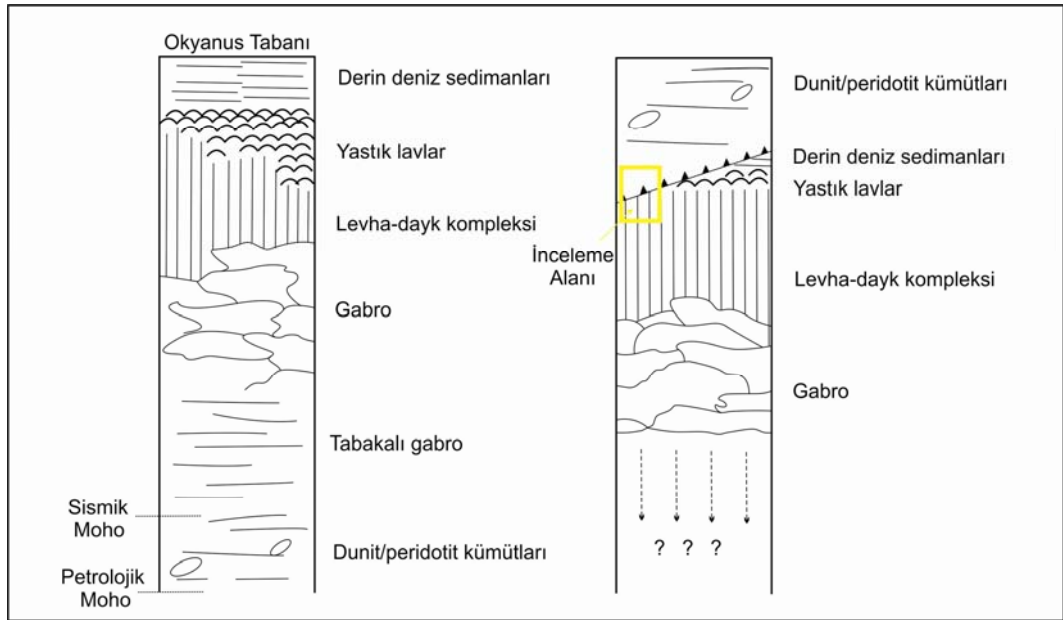
İnceleme alanı ve yakın çevresi Burdur-Fethiye fay zonu yakınında olması nedeniyle genel gerilme rejimine uygun yapısal elemanlar içermektedir. Bu kapsamda, arazi çalışmalarında iki kırık hattı tespit edilmiştir. Bu faylardan bir tanesi Çavdır ilçe merkezinin hemen doğusunda yaklaşık 1 km devam eden KB-GD uzanımlı düşey atımlı bir faydır. Bu fay çalışma alanında Pliyosen yaşlı birimlerin en güney ucunu kesmiş ve Marmaris ofiyolit napına ait Kızılcadağ melanj birimlerini yükseltmiştir. Bununla beraber inceleme alanında gözlenen ikinci önemli ana fay ise Bağırsaklı dere boyunca devam eden ve Pliyosen yaşlı Çameli formasyonuna ait birimlerin doğu sınırını oluşturan olası olarak sol yönlü yanal bileşeni bulunan düşey atımlı bir fay olup, dere içerisinde bu fayın sarplığı gözlenmektedir.

İnceleme alanında Pliyosen yaşlı Çameli formasyonuna ait kırıntılı birimler genellikle yataya yakın eğimlerde olup diğer allokton birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. İstifin en üstünde ise Kuvaterner yaşlı eski ve yeni akarsu çökelleri bulunmaktadır. Bu birimler de özellikle Çavdır ilçe merkezinde ve arazinin kuzeyinde geniş alanlarda yüzeylenmekte olup diğer tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Allokton birimlerde ise Domuzdağ napına ait Dutdere kireçtaşı birimi Marmaris peridotine bindirmiştir. Bu ilişki inceleme alanının doğu kesiminde net olarak gözlenmektedir. Bununla beraber Marmaris peridotitleri ise Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromuna ait birimlere tektonik dokanaktır.

4.4. EKONOMİK JEOLJİ

İnceleme alanının jeolojisi ve ikincil bakır minerallerinin varlığının Kıbrıs tipi bir bakır yatağına çağrışım yapmasına rağmen, bu yatak tipinin yan kayası olarak bilinen yastık lavların istifte bulunmayışı bu tip bir yatağın varolma ihtimalini ortadan kaldırmaktadır. Bunun yanı sıra ofiyolit istifi bu alanda kendi içerisinde bindirmelerle terslenmiştir. Öyle ki daha yüksek kesimlerde dunit-peridotit kümülatları, daha alçak kesimlerde ise levha dayk kompleksi gözlenmektedir. Şekil 42’de normal bir ofiyolit istifi ile inceleme alanındaki istif karşılaştırmalı olarak verilmiştir.



Şekil 42. Normal bir ofiyolit istifi ile inceleme alanındaki ofiyolit istifinin karşılaştırmalı gösterimi.

İnceleme alanında ikincil bakır mineralleri olan malakit ± azurit 2 ana damardan ABM Madencilik A.Ş. tarafından açılan yarmalar yardımıyla alınmış ve bölge terkedilmiştir. Ayrıca inceleme alanında yine ABM Madencilik A.Ş. tarafından işletilmiş ve şu an terkedilmiş konumda bulunan bir krom ocağı (Yelek Tepe) bulunmaktadır. İnceleme konusu olmadığı için krom yatağının oluşumundan bahsedilmeyecektir.

4.4.1 avdır Bakır Cevherleşmeleri

avdır ilçe merkezi yakın çevresinde bulunan bakır cevherleşmeleri 3 ana bölgeye ayrılarak ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

İnceleme alanında Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromuna ait gabrolar ve Marmaris peridotitlerinde gözlenen bakır cevherleşmeleri yaygın olarak kuvars damarlarıyla birlikte bulunmaktadır. Baskın olan bakır minerali Malakit'tir. Azurit mineraline yalnızca bir lokasyonda rastlanmış olup, bu lokasyonda da kuvars damarı gözlenmemektedir. Malakit oluşumlarına Fe'li mineraller de eşlik etmektedir.

4.4.1.1. Ali avuş Tepe Cevherleşmeleri

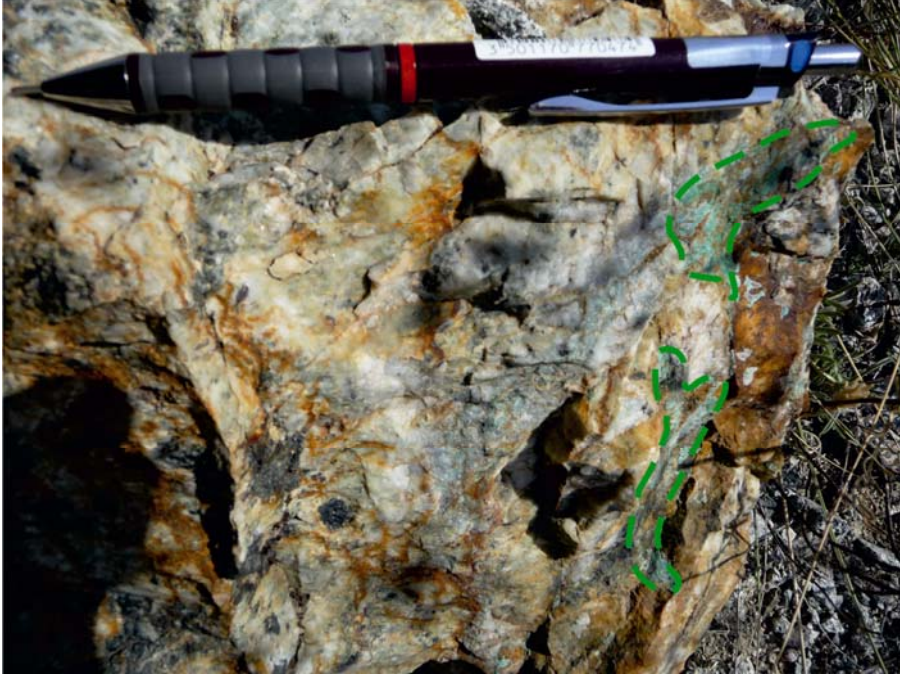
İnceleme alanında bakır üretiminin yapıldığı ana damardır. Açılan 5 adet yarma yardımıyla malakit ve azurit mineralleri alınmıştır. Yalnızca bu bölgede azurit mineraline de rastlanmaktadır. Azuritler kuvars damarları ile ilişkili olmayıp, gabroların yüzeyinde sıvama şeklinde gözlenmektedirler.

Üretimin yapılması için açılan ana yarma yaklaşık 5 m. eninde ve 40 m. boyundadır. K 45 D doğrultuludur (Şekil 43). Malakit mineralleri yaygın olarak kuvars damarlarında yer almaktadır (Şekil 44).

Açılan ana yarmanın yakın çevresinde 2-3 m eninde 3-4 metre boylarında 4 tane daha yarma bulunmaktadır. Bunlardan biri Şekil 34.te görülen K15D doğrultulu yarmadır. Diğer yarmaların duruşları ana yarma ile yaklaşık paralel uzanımlıdır.



Şekil 43. Ali Çavuş Tepe'nin kuzeybatısında bulunan K45D doğrultulu yarma.



Şekil 44. Ali Çavuş Tepe cevherleşmelerinde Kuvars+malakit birlikteliği.

Cevherleşmelerin yankayası olan gabroların ayrıışmış yüzey rengi genellikle kırmızımsıdır. Bakırlı mineral oluşumlarına genellikle açık renkli (beyaz-sarımsı-yeşilimsi) ayrıışmış- killeşmiş zonlar eşlik eder. Şekil 43 ve 45'te yarmaların içerisindeki ayrıışmış-killeşmiş zonlar görülmektedir. Bu zonlardan alınan örneklerde tayin edilen mineraller Jeokimya başlığı altında XRD bölümünde verilmiştir.



Şekil 45. Bakır üretimi için açılan K15D doğrultulu yarma.

Yarmaların genel görüntüsüne bakıldığında ayrıışmış-killeşmiş beyaz-sarımsı-yeşilimsi zonların yanı sıra, yaygın olarak kırmızı renkli Fe oluşukları da gözlenmektedir.

Fe'li bileşiklerin yüzeye yakın yerlerde (Fe'nin yükseltgenmesi sonucunda) Cu mineralleri ile birlikte çatlak ve kırık zonları içerisinde hematit mineralleri oluşmaktadır. Şekil 46'da çatlak zonunda gelişmiş hematitin etrafında kuvars+malakit birlikteliği gözlenmektedir.



Şekil 46. Çatlak zonunda oluşmuş hematitik çekirdek etrafında kuvarslı malakit oluşumu.

4.4.1.2. amlık Cevherleşmeleri

Bu bölge çam ağaçlarının yoğun olduğu ormanlık alan olduğu için amlık cevherleşmeleri adı seçilmiştir. Ali Çavuş Tepe cevherleşmelerine göre üretim miktarı çok azdır. Üretimin yapılması için açılan tek yarma yaklaşık 1 m. eninde ve 15 m. boyundadır. K 30 D doğrultuludur. (Şekil 47). Üretimin yapıldığı bu 2 ana cevherleşme bölgesi günümüzde ekonomik olarak üretimin yetersiz kalması nedeniyle terkedilmiştir.



Şekil 47. Bakır üretimi için açılan K30D doğrultulu yarma.

amlık cevherleşme bölgesinde yan kaya olan gabrolarda ayrıışmış yüzey rengi alterasyon nedeniyle kırmızımsı kahverengidir (Şekil 48). Cevherli zonlarda demir mineralleri oldukça yaygındır (Şekil 49).



Şekil 48. Çamlık cevherleşmelerinin yan kayası olan gabroların genel görünümü.



Şekil 49. Yarma yüzeyinde hematit+malakit birlikteliğinden bir görünüm.

Bu bölgede bulunan tek yarmada kuvars miktarı diğer cevherleşme bölgelerine göre çok azdır. Ancak yarmanın yaklaşık 2 km. güneydoğusunda bulunan bir kaç mostrada kuvarşlı malakit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 50).



Şekil 50. Çamlık bölgesi üretim yarmasının GD'sunda bulunan kuvarşlı malakit damarı.

4.4. 1. 3. Gökçam Tepe Cevherleşmeleri

Bu bölgede fazla sayıda yataya yakın ve/veya düşük açıda KB-GD uzanımlı bakırlı kuvars damarı bulunmaktadır. Açılmış herhangi bir yarma bulunmamaktadır. Gabrolar içerisinde cm. ölçeğinde ince bantlar halinde yer alan kuvars damarları içerisinde malakit mineralleri yer alır (Şekil 51).



Şekil 51. Altere olmuş gabrolar içerisinde gözlenen ikincil Q+malakit damarı.

Topoğrafik olarak geniş bir alanda yayılım sunan gabrolar içerisinde genellikle kırık hatlarına yakın yerlerde bakır cevherleri oluşumunun yoğunlaştığı gözlenmektedir.

Gökçam Tepe'nin 1 km. kuzeyinde bulunan KB-GD doğrultulu fayla ilişkili olarak küçük ölçekli bir kırık etrafında malakit mineralleri oluşumu gözlenmektedir. Malakit minerallerine diğer cevherleşme bölgelerinde olduğu gibi hematit mineralleri eşlik etmektedir (Şekil 52).



Şekil 52. Gökçam Tepe bölgesinde küçük ölçekli kırık etrafında malakit oluşumu.

4.4.2. Cevher Mineralojisi

Cevher mikroskobu çalışmaları ile mineral parajenezi ortaya konmuştur. İlk evrede kalkopirit mineralleri oluşmuş, daha sonra bu minerallerin etrafında bornit ve kovellin mineralleri oluşmuştur. İkinci evrede kuvars mineralleri ile zeolit mineralleri oluşmuştur. Manyetit, Götit, Hematit gibi demir mineralleri, kuvars ve zeolit mineralleri ikinci evrede oluşmuşlardır. Kil mineralleri, malakit ± azurit ise son evrede oluşan alterasyon ürünleridir.

4.4.2.1. Pirit (FeS_2)

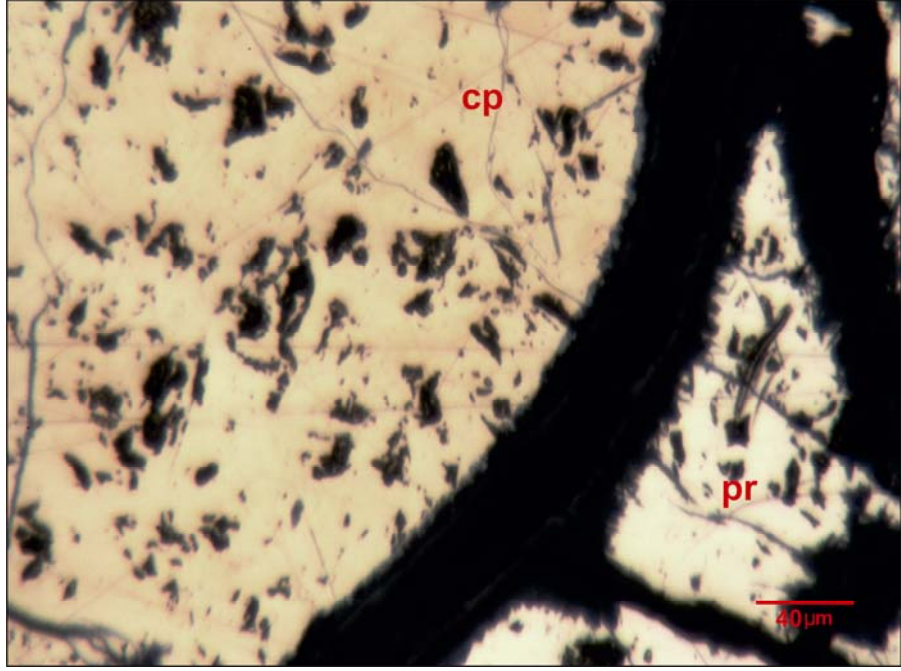
Parlatılmış numunelerde eser oranda gözlenen pirit (Şekil 53) tek nikolde sarımsı beyaz renkte gözlenmektedir. Anizotropi ve iç yansıma gözlenmez.

4.4.2.2. Kalkopirit ($CuFeS_2$)

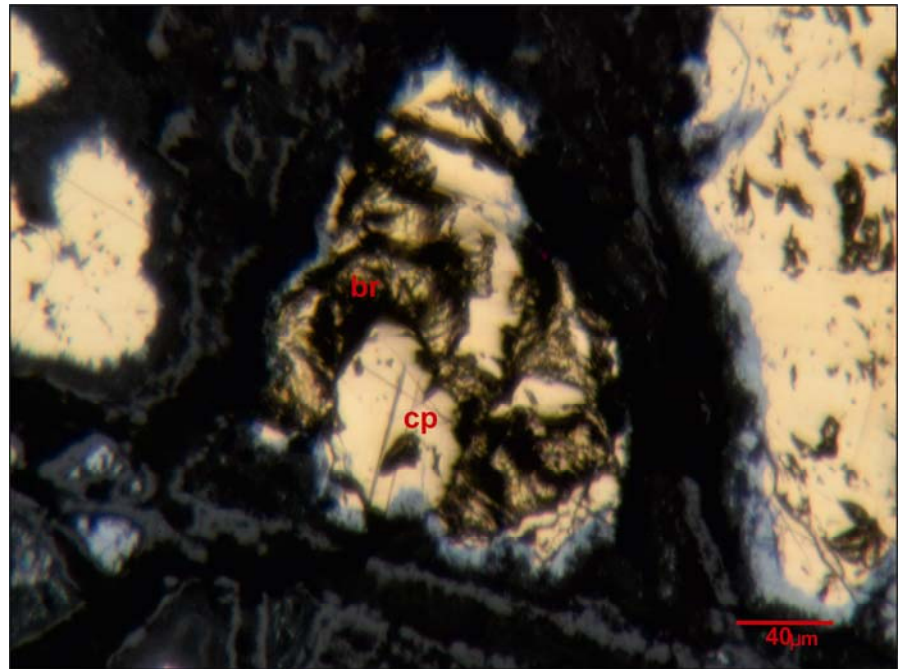
Tek nikolde soluk sarı renktedir (Şekil 53-54). Zayıf anizotropi gösterir. İç yansıma göstermez. İlksel bakır minerali olan kalkopirit diğer bakır minerallerine dönüşüm nedeniyle yenmiş bir doku sunar.

4.4.2.3. Bornit (Cu_5FeS_4)

Tek nikolde kahverengi görülür (Şekil 54). Pembemsi kahverengi, morumsu, kırmızımsı oksidasyon renkleri oluşur. Kalkopiritlerin etrafında ve içinde kapanım şeklinde gözlenir. Kırmızı iç yansıma ve çok zayıf anizotropi gösterir.



Şekil 53. Pirit (pr) ve kalkopirit (cp) minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).



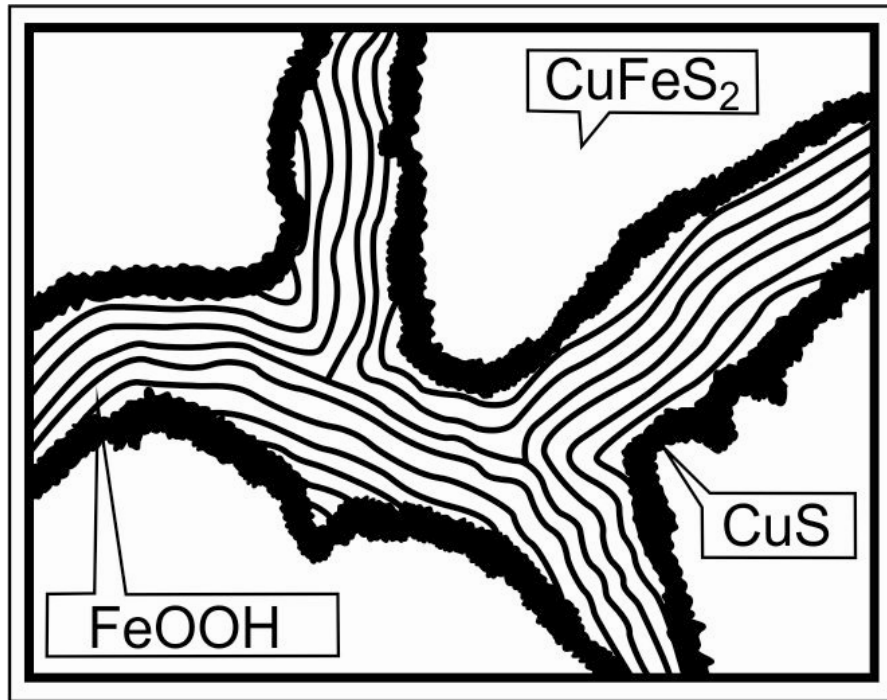
Şekil 54. Bornit (br) minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

4.4.2.4. Kovellin (CuS)

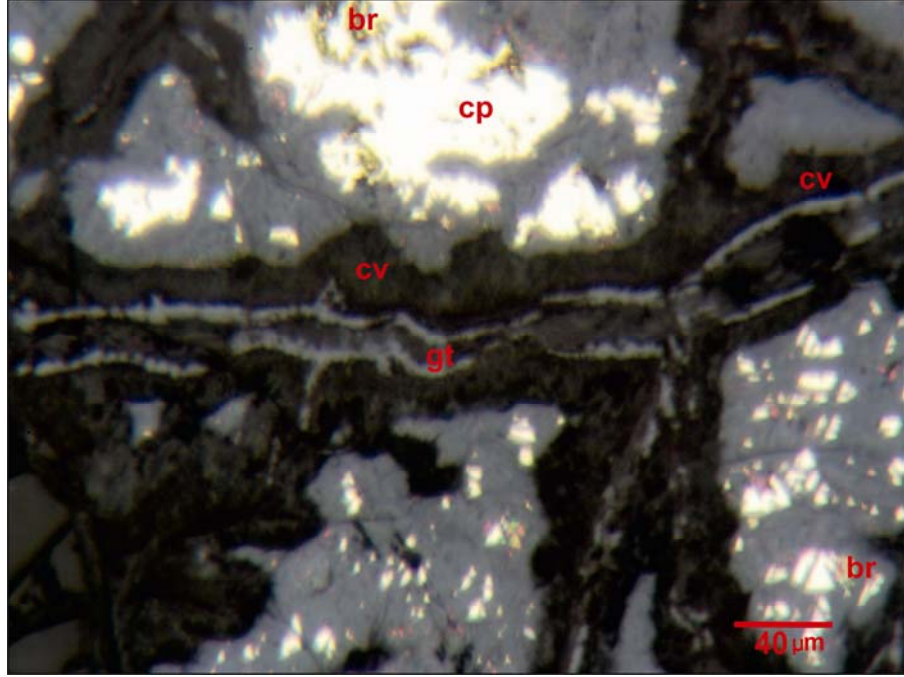
Tek nikelde koyu gri renklidir. Anizotropi ve iç yansıma göstermez. Kalkopiritten dönüşmüştür. Bu dönüşüm sırasında açığa çıkan demir de götit minerallerinin oluşmasına neden olur.

4.4.2.5. Götite ($HFeO_2-FeO(OH)$)

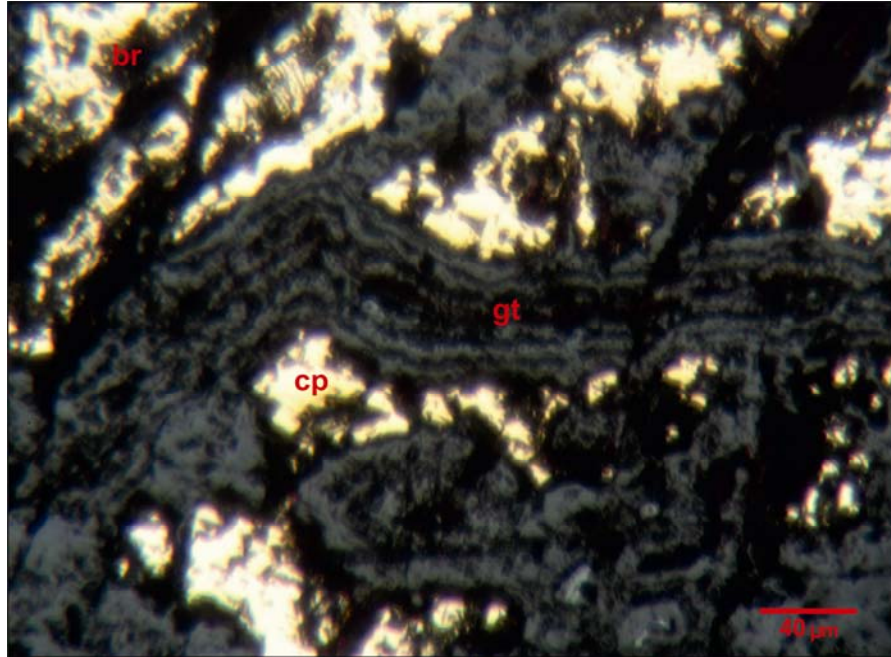
Tek nikelde açık gri- mavimsi tonlarda gözlenir. Zayıf anizotropi gösterir. Götite minerallerinde iç yansıma genellikle anizotropi ile perdelenir. Oksidasyon zonunda kalkopiritten dönüşen demirsiz bakır minerallerinin oluşumu sırasında açığa çıkan demir ile oluşur. Çoğunlukla koloidal bir doku gösterir (Şekil 55-56-57).



Şekil 55. Kalkopiritin kovellin+götite dönüşümünü gösteren şematik kesit (Mücke, 1989).



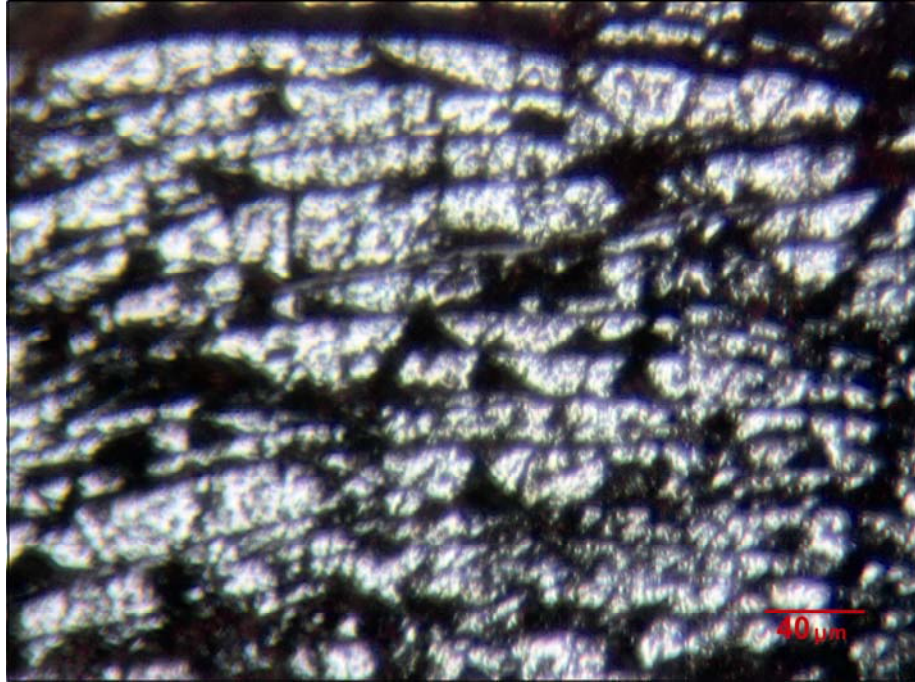
Şekil 56. Kovellin (cv) +götüt (gt) minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).



Şekil 57. Götüt (gt) minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

4.4.2.6. Manyetit (Fe_3O_4)

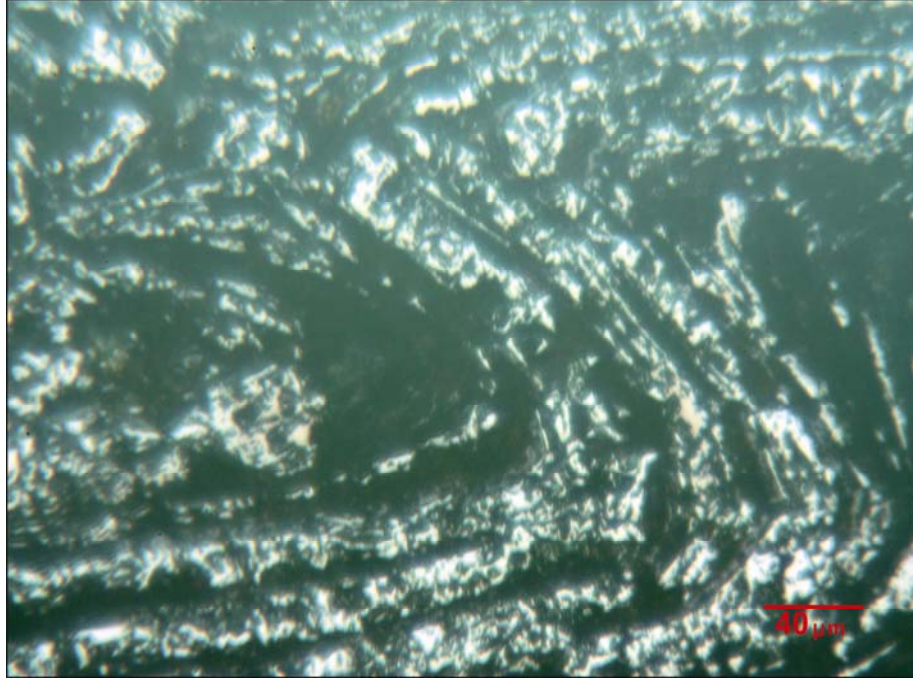
Tek nikolde koyu kahverengi renkte, genellikle üçgen şekilde gözlenir (Şekil 58). Genellikle izotropdur. Nadiren çok zayıf kırmızımsı iç yansıma gösterir. Yalnızca Aliçavuş Tepe cevherleşmelerinden alınan tek bir parlatılmış numunede saptanmıştır. Miknatıs ile manyetik özelliği tespit edilmiştir. Kesitin bazı kesimlerinde kıvrımlanmış bir doku sunmaktadır (Şekil 59).



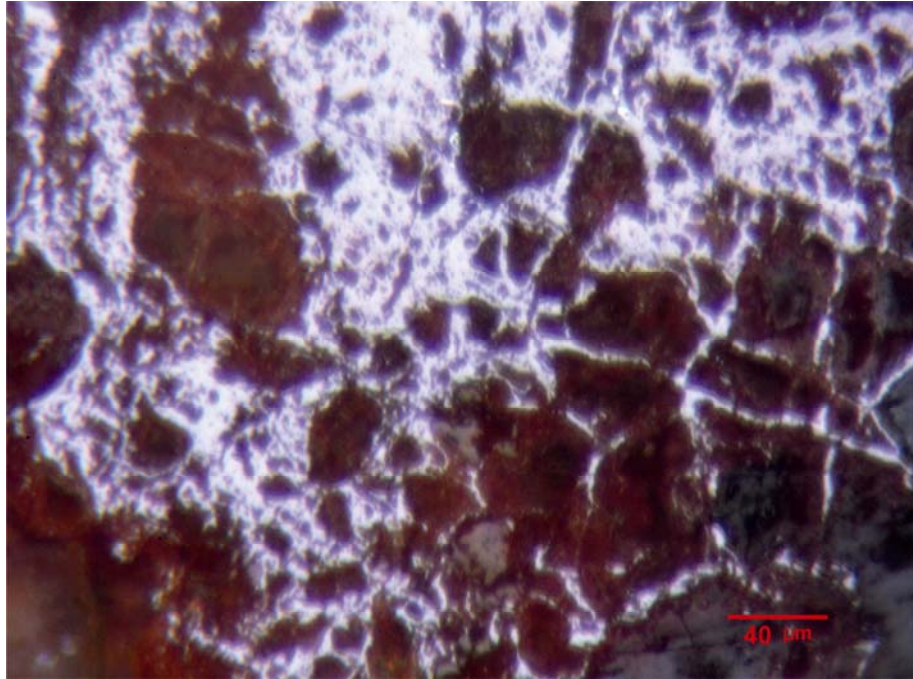
Şekil 58. Manyetit minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

4.4.2.7. Hematit (Fe_2O_3)

Tek nikolde koyu kıvıll-bordo renklere gözlenir (Şekil 60). Belirgin anizotropi ve iç yansıma gösterirler. Genellikle manyetitlerin etrafında gözlenmektedirler. Manyetitin martitleşmesi, cevher oluşum süreçlerinde yükselen kısmi oksijen basıncı nedeniyle manyetitin doğrudan hematite dönüşmesidir.



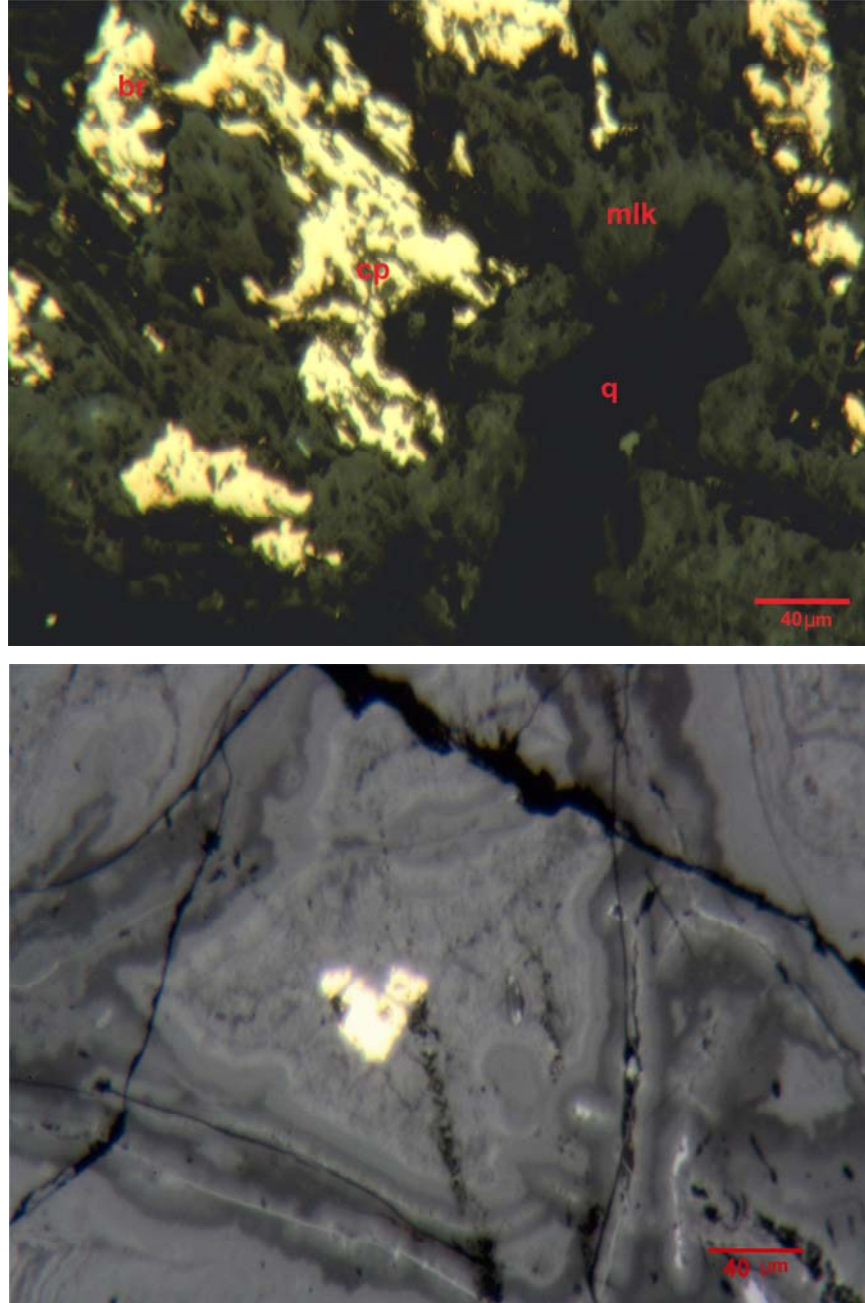
Şekil 59. Kıvrımlanmış bir görünüm kazanmış manyetit minerallerinin parlak kesit görüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görüşü).



Şekil 60. Hematit minerallerinin parlak kesit görüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görüşü).

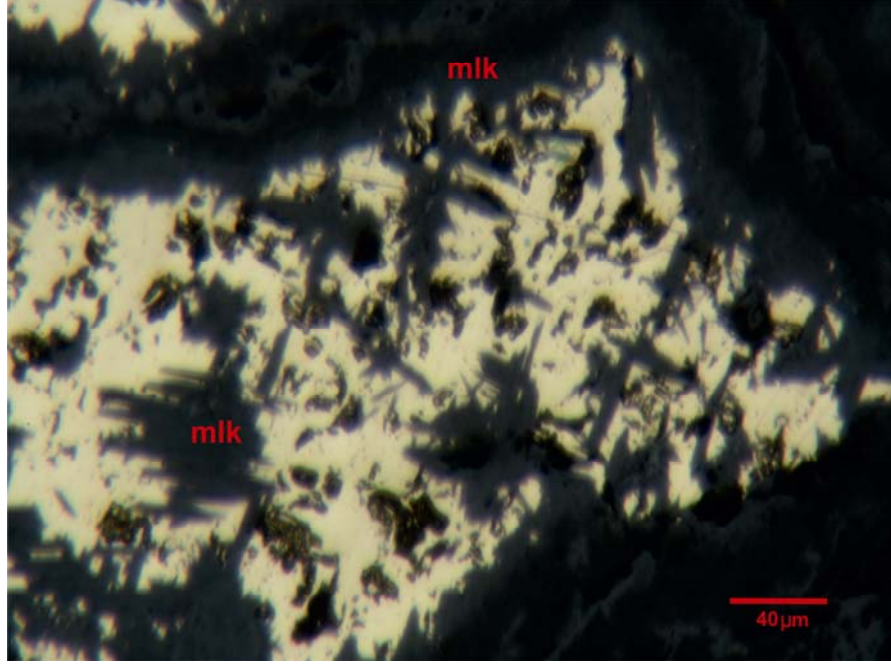
4.4.2.7. Malakit ($Cu_2CO_3(OH)_2$)

Tek nikolde açık gri, bazen mat, bazen canlı yeşil renklere gözlenmektedir. Anizotropi ve iç yansıma göstermezler. Kalkopirit minerallerinin etrafında, kalkopiritlerin içine nüfuz etmiş gibi bir görünüm sunarlar (Şekil 61-62).

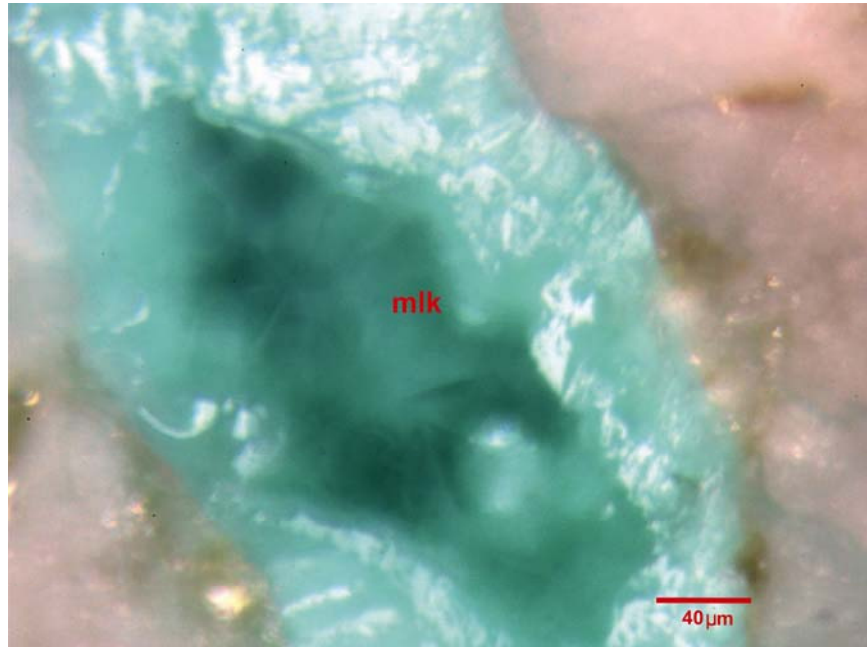


Şekil 61-62. Malakit (mlk) minerallerinin parlak kesit görüntüleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

Malakit mineralleri bazen iğnemsî bir doku göstermektedir. Bu iğnemsî bir sülfürlü bakır minerali olan dijenitin (Cu_9S_5) malakite dönülmesiyle oluşan psödomorfizmadır (Şekil 63).



Şekil 63. Dijenit psödomorflarının parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

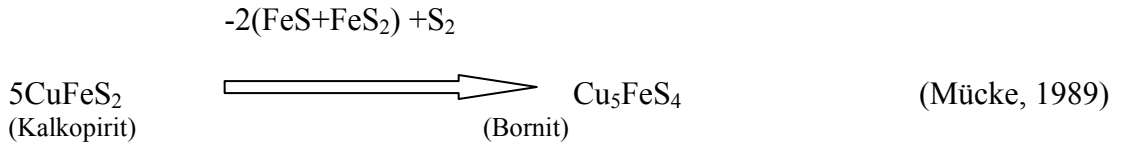


Şekil 64. Canlı yeşil renkte gözlenen Malakit (mlk) minerallerinin parlak kesit görünüşleri (12,5Xoküler, 20X objektif büyütmesi ile tek nikol görünüşü).

4.4.3. Cevher Oluşumu

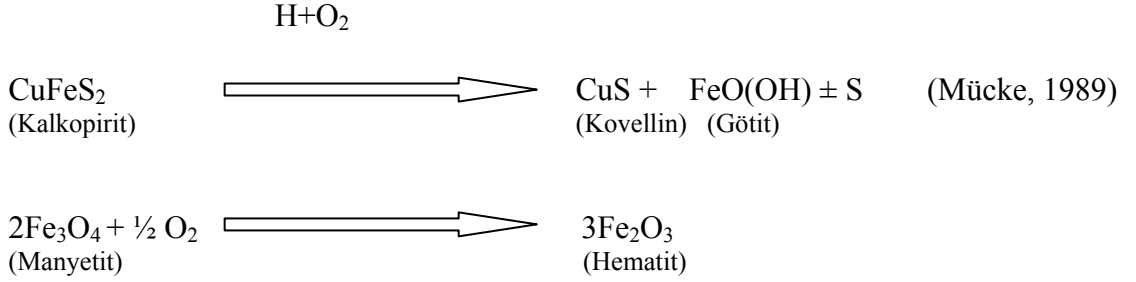
Likya Naplarına ait Kızılıcağ Melanji ve Olistostromu içerisinde bulunan gabrolar ve Marmaris ofiyolit napına ait serpantinleşmiş peridotitlerinin bünyesinde dağınık ve ekonomik olmayan boyutlarda sadece mineralleşme konumundaki kalkopirit minerallerinin daha sonraki tektonik olaylara bağlı olarak ve diğer sülfür bileşiklerinin de etkisiyle diğer minerallere dönüşümü başlamıştır. Bu dönüşümün evreleri aşağıda sunulmuştur.

I. Evre



II. Evre

Bu evrede Fe mineralleri gelişmiştir.



Kuvars mineralleri de bu evrede oluşmuştur.

III. Evre

Son evrede Malakit-Azurit, klorit, kil ve zeolit mineralleri oluşmuştur.

4.4.4. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Çavdır bakır cevherleşmelerinin oluşumunda etkin olan çözeltilerin olası kaynakları ve özelliklerinin ortaya konması için cevher parajenezinde yer alan kuvars minerallerinde ölçüme uygun kapanımlar tespit edilerek sıvı kapanım ölçümleri yapılmıştır.

4.4.4.1. Sıvı Kapanım Petrografisi, Tipleri ve Özellikleri

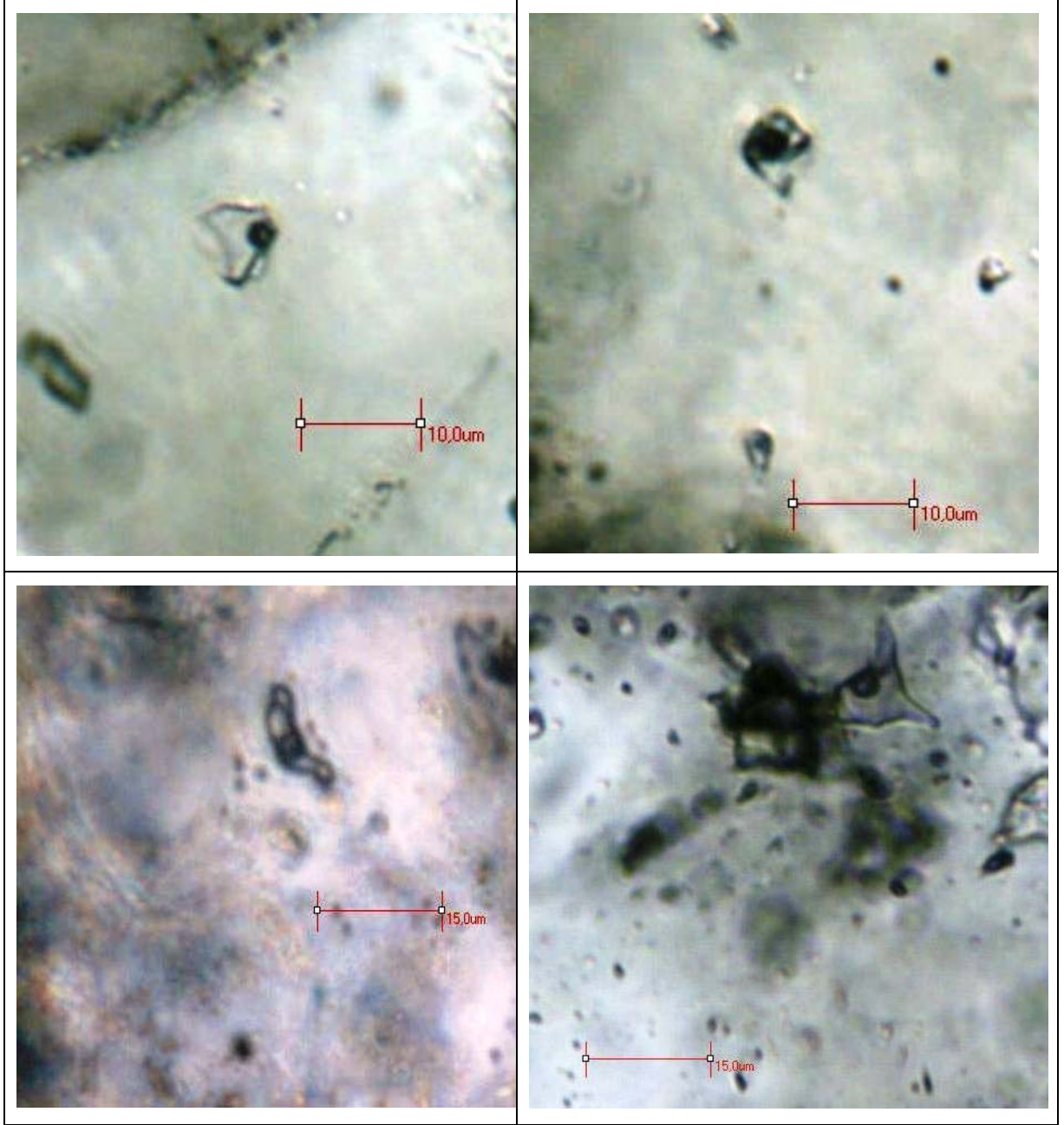
İncelenen kuvars minerallerinde tek tip kapanımlar tespit edilmiştir. Bunlar iki fazlı kapanımlar (LV) olup, sıvı faz (Liquide-L) ve az miktarda gaz fazı (vapour-V) (hacimsel olarak ortalama %20) ile doludur. Katı kristal içermemektedir.

Ölçümler için yeterli büyüklükte olan kapanımlar düzensiz şekillidir (Şekil 65).

4.4.4.2. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri

Kuvars damarlarından alınan örneklerde tespit edilen birincil kapanımlardan ısıtma deneyiyle homojenleşme sıcaklıkları (Th) ve soğutma deneyiyle son buz ergime sıcaklıkları (T_{ice}) elde edilmiştir. %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri ise aşağıda gösterilen formül ile hesaplanmıştır (Tablo 6).

$$\% \text{NaCl} = (-1,78 \times T_{\text{ice}}) - (0,0442 \times T_{\text{ice}}^2) - (0,000557 \times T_{\text{ice}}^3) \quad (\text{Bodnar, 1993})$$

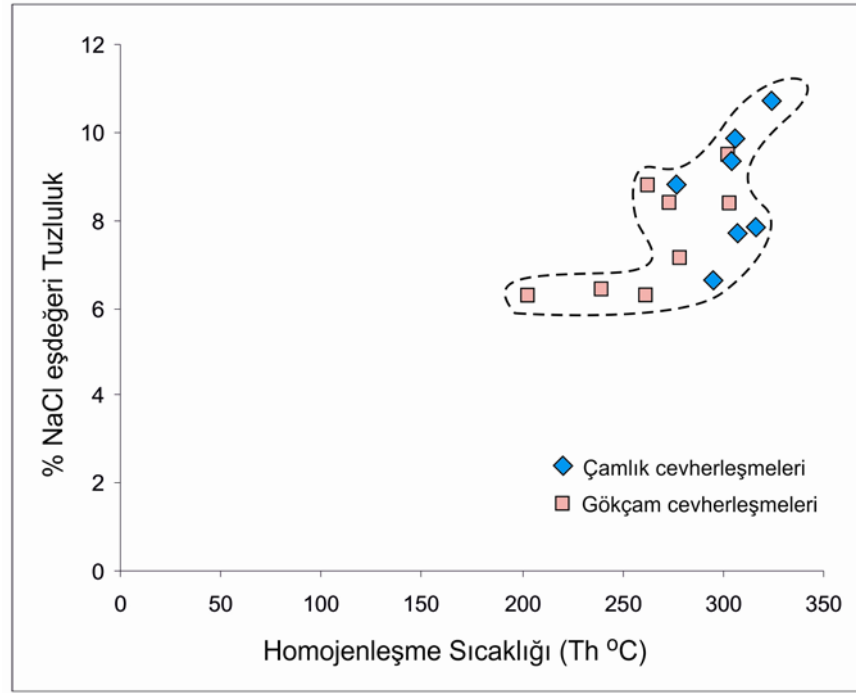


Şekil 65. Ölçüm yapılan kapanımların genel görünüşleri.

Tablo 7. İncelenen kuvars örneklerine ait mikrotermometrik veriler.

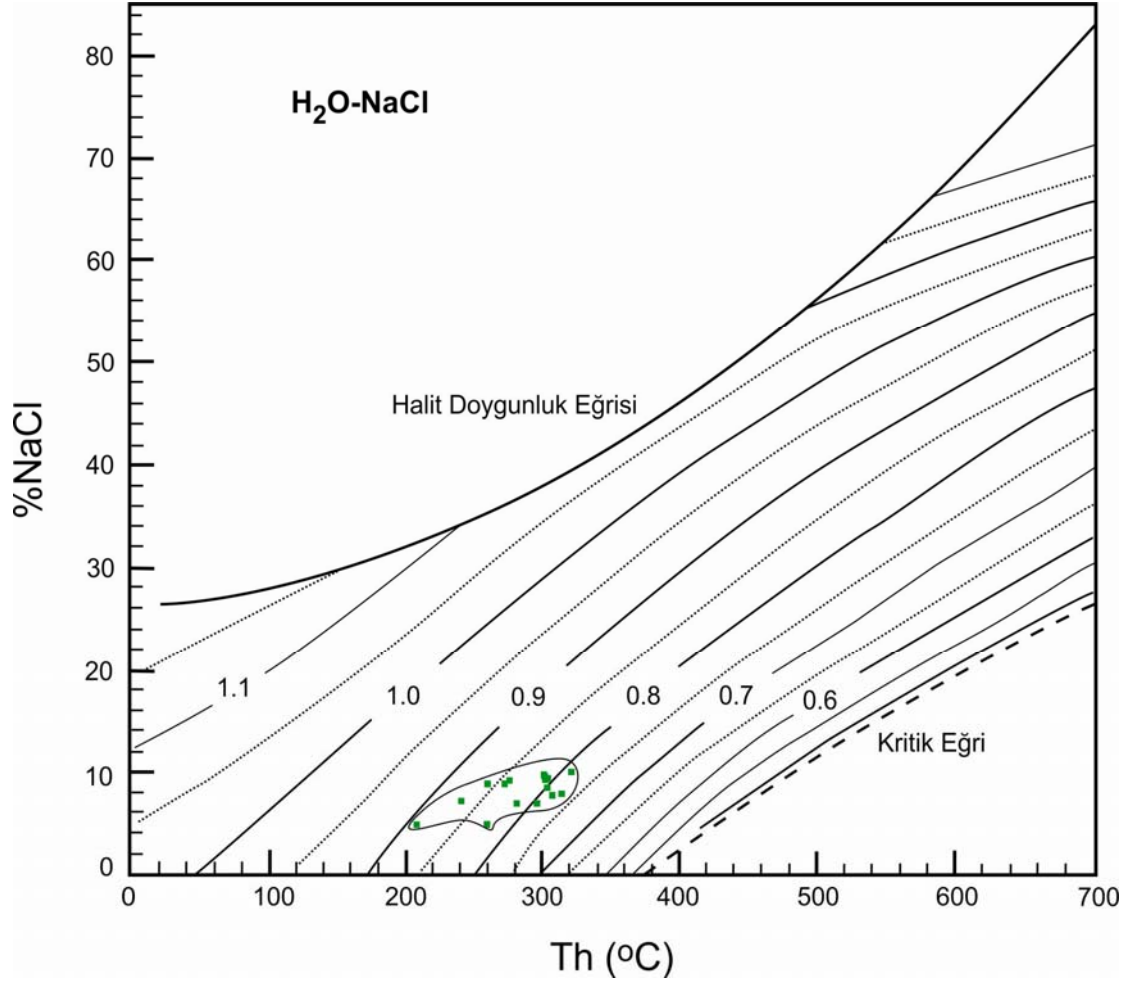
Bölge	Örnek No	Kapanım No	Te (°C)	Tm _{ice} (°C)	Th(°C)	Tuzluluk (%) NaCl eşdeğeri
Çamlık Cevherleşmeleri	38	7b	-	-6,1	304	9,34
		6b-4	-	-4,1	295	6,59
		6b-2	-	-6,5	306	9,86
		6b-1	-28	-7,2	324	10,74
		2a-1	-	-5,0	316	7,86
		2a-2	-	-4,9	307	7,73
		4c-1	-	-5,7	276	8,81
		4c-2	-	-6,2	302	9,47
Gökçam Cevherleşmeleri	34b	4c	-	-3,9	261,2	6,3
		4e	-30	-3,9	202	6,3
		4a	-21,3	-5,4	303	8,4
		4g	-	-5,4	273	8,4
		4h	-	-4,5	278	7,16
		4b	-	-5,7	261,8	8,81
		4k	-	-4,0	239,7	6,45

Cevherleşmenin yer aldığı kuvars damarlarından alınan örneklerden yapılan ölçümlerde, son buz ergime sıcaklıkları (Tm_{ice}) -4 ile -7,2 °C arasında (ort. =-5,23°C; n=15), homojenleşme sıcaklıkları ise 202 °C ile 324 °C (ort=283,25 °C; n=15) arasında değişmektedir. İki fazlı (sıvı+gaz) olan bu kapanımlarda homojenleşme sıvı fazda gerçekleşmiştir.



Şekil 66. Sıvı kapanım ölçümleriyle tespit edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri.

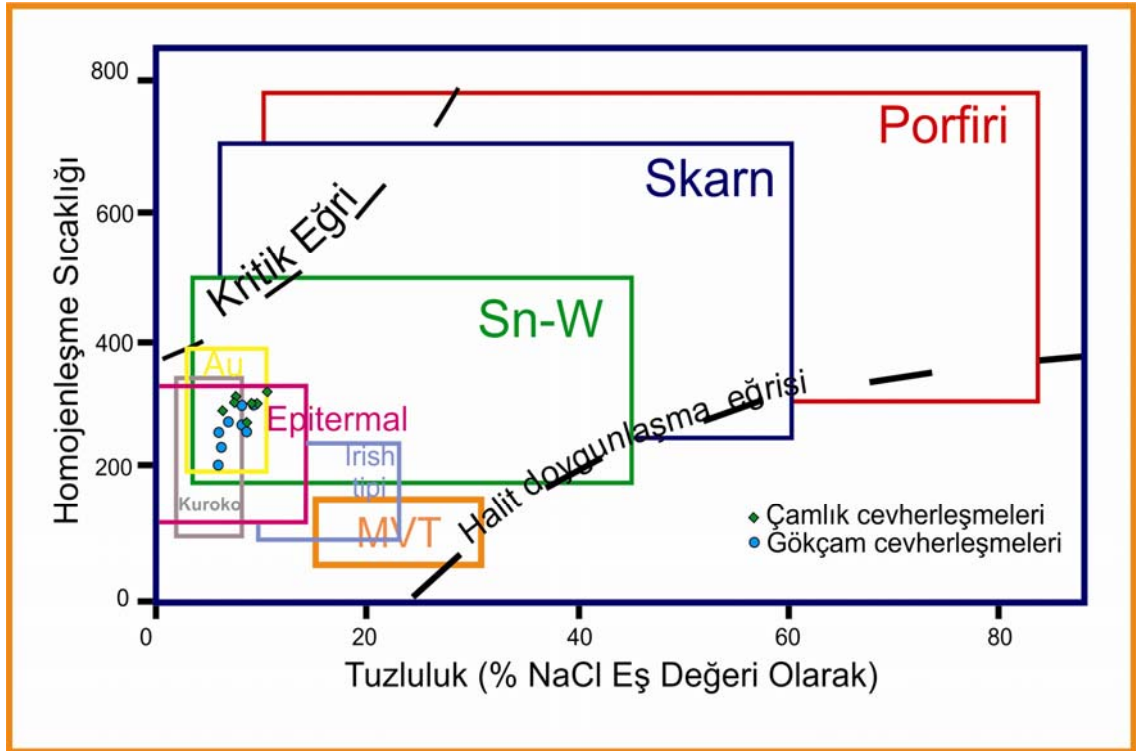
$T_{m_{ice}}$ 'a bağlı olarak hesaplanan % NaCl tuzluluk değeri %6,3 ile 10,74 arasında (ort= $\%8,15$; $n=15$) değişmektedir (Şekil 66). Th ve % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri Şekil 66'deki diyagrama izdüşürülerek kapanım sıvılarının ortalama yoğunluğu $0,82 \text{ gr/cm}^3$ olarak tespit edilmiştir.



Şekil 67. Sıvı kapanımlarda elde edilen Th (homojenleşme sıcaklığı) ve % NaCl eşdeğeri tuzluluk arasındaki bağıntıya bağlı Th-%NaCl-Yoğunluk grafiği (Wilkinson, 2001).

4.4.4.3. Sıvı Kapanım Ölçümlerinin Dünyadaki Çeşitli Yatak Tipleriyle Karşılaştırılması

Çavdır'da gözlenen bakır cevherleşmelerine eşlik eden kuvarslara ait homojenleşme sıcaklığı (Th) ve %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri farklı yatak tiplerinde elde edilen veriler ile karşılaştırılmıştır. Buna göre elde edilen değerler epitermal yatakların olduğu bölgeye düşmektedir (Şekil 68).



Şekil 68. Çavdır kuvarslarına ait homojenleşme sıcaklığı (Th)- %NaCl eşdeğeri tuzluluk değerlerinin çeşitli maden yatağı tipleri ile karşılaştırılması (Roedder, 1984).

Çeşitli hidrotermal maden yataklarının sıvı kapanım karakteristikleri ve epitermal sistemin yeri Tablo 8.'de verilmektedir.

Tablo 8. Çeşitli hidrotermal maden yataklarının sıvı kapanım karakteristikleri
(Wilkinson, 2001)

Yatak Tipleri	Mineral	Th (°C)	Tuzluluk (%NaCl)	Yavru Mineral	Kapanlanma Fazları	Yorum
Mississippi vadisi tipi	kal,dol, flor,ba, qz, sf	50-180	15-30	-	Petrol	CH ₄ İçerebilir.
İrlanda tipi	kal,dol, sph, qz,ba	150- 240- 80-150	10-18, 20-25	-	Kalsit, K-Mika	İki farklı sıvı karışımı, düşük CO ₂ içerikli yüksek sıcaklıktaki sıvı
Volkanik masif sülfid	qz,ba	80-340	1-8	-	-	Yüksek Th ve stokvork zonlarda kükürt
Granitoyid- lerle ilişkili damar tipi	qz,volf, flor,kal	150- 500	0-45	hal,sil, klor,bor, anh,kal, hm,mt,sülf	Turm, ksp	CO ₂ genellikle bulunur, kaynama yaygındır.
Porfiri Cu	qz	200- 700	0-70	hal,sil, klor, klp, hm	-	Kaynama yaygın, CO ₂ derin sistemde bulunur.
Epitermal	qz,kal, sf	100- 300	0-12	dav	-	Bazen düşük CO₂, kaynama yaygın
Mezotermal Au	qz,kal	200- 400	2-10	dav	-	Yüksek CO ₂ +CH ₄ veya N ₂

Kısaltmalar: anh:anhidrit, ba:barit, bor:boratlar, dav:davsonit, dol:dolomit, flor:florit, hal:halit, hm:hematit, kal:kalsit, klor: alkali ve geçiş metal kloritler, klp:kalkopirit ksp:K-feldispat, mt:manyetit, qz:kuvars, sf:sfalerit, sülf:çeşitli sülfidler, sil:silvit, tur: turmalin, volf:volframit.

Literatürde bulunan kuvars damarları ile ilişkili bakır cevherleşmeleri ile Çavdır cevherleşmeleri ile Tablo 9. da karşılaştırılmıştır.

Tablo 9. Kuvars damarları ile ilişkili Çavdır Bakır Cevherleşmesinin dünyadaki benzer yataklarla karşılaştırılması.

Bölge	Yazar	Yan Kaya	Mineral Birlikteliği	Sıvı Kapanım Verileri	
				Homojenleşme Sıcaklığı °C	%NaCl eşd. Tuzluluk
Gyeongsang Havzası, Kore	So vd., 1985	Gyeongsang Süpergrubu volkanik kayaları	Kalkopirit, pirit, galen, sfalerit, bornit, kovellin, kalkozin	250-350 °C	% 3-17
Kuzey Karolina ve Virginia	Kish ve Stein, 1989	Virgilina formasyonu yeşilistleri	Bornit, kalkozin, hematit, az arjantit ve kalkopirit	132-270 °C (Linden,1981)	< % 10 (Linden,1981)
Quebec Appalachians, Kanada	Auclair vd., 1993	St. Daniel Ofiyolitik Melanjı	Kuzey zonunda; Kalkopirit, kübanit, arsenopirit, pirit, galen, sfalerit, tennantit, manyetit, kobaltit, malakit	Geç evre kapanımları 150-170 °C (Darimont,1988) *	-

*Kalkopiritlerdeki kübanit eksolüsyonları en az 250°C sıcaklığa işaret etmektedir (Auclair vd.,1993)

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışma ile Çavdır (Burdur) Kuzeydoğusunda Likya Napları ve/veya Likya Allokonu olarak bilinen tektonik birime ait bindirme dilimleri içerisinde gözlenen bakır minerallerinin (kalkopirit-malakit-azurit) oluşumu incelenmiştir.

Likya Naplarına ait Marmaris Ofiyolit Napı cevherleşmeye ev sahipliği yapmaktadır. Bölgede yer alan ofiyolit istifini eksiklidir. Normal bir ofiyolit istifinin aksine Marmaris Ofiyolit Napının kendi içinde bir bindirmeye uğraması sonucu inceleme alanında tektonitler-kümülatlar (Marmaris peridotiti) daha üstte, levha-dayk kompleksi (Kızılcadağ Melanjı ve Olistostromu) daha altta bulunmaktadır. Oksidasyon zonunda oluşan ikincil bakır minerallerinin varlığı ve jeolojik ortamı Kıbrıs tipi bir bakır yatağını akla getirmektedir. Ancak bu tip bakır yataklarının yan kayası olarak bilinen yastık lavlar istifte bulunmamaktadır.

Cevher mineralleri genellikle kuvars damarı içinde gözlenmektedir ve bu damarlarda Kalkopirit+bornit+götüt ve ikincil bakır minerallerinden çoğunlukla Malakit gözlenmektedir. Azurit minerali yalnızca bir lokasyonda, kuvars damarlarıyla ilişkisi olmaksızın görülmektedir.

Cevher mikroskobisi çalışmaları ile cevher mineral birlikteliği ve oluşum sırası ortaya konmuştur. Önce kalkopirit mineralleri oluşmuş, daha sonra bu minerallerin etrafında bornit ve kovellin mineralleri gelişmiştir. Daha sonra demir mineralleri (manyetit, götüt, hematit) oluşmuştur. Malakit ± azurit, klorit, kil ve zeolit mineralleri en son oluşan alterasyon ürünleridir.

Alterasyon minerallerinin tanımlanması için yapılan kaliltatif kil analizi çalışmaları sonucunda illit, kaolin, smektit grubu kil mineralleri, klorit mineralleri ve zeolit mineralleri tespit edilmiştir. Bunların dışında talk, şamozit, pargasit, lintisit gibi silikat mineralleri, dolomit, kalsit gibi karbonat mineralleri, silis grubu minerallerden kuvars ve kristabolit, ayrıca alterasyonla ilişkili olmayan, ilksel kökenden kaynaklı amfibol

grubu mineraller (magnesiohornblend, pargasit) tespit edilmiştir. Tüm bu mineraller pH-sıcaklık oluşum koşulları ile birlikte değerlendirildiğinde alterasyon türü arjilik, propilitik, dış propilitik ve fillik olarak tanımlanabilmektedir.

Kuvars minerallerinde ölçüme uygun olan birincil sıvı kapanımlarda mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. 2 fazlı (sıvı+gaz) NaCl-H₂O sistemindeki bu kapanımların ortalama 283°'de homojenleştiği ve ortalama %8 tuzluluk değerine sahip olduğu görülmüştür. Kapanım sıvılarının ortalama yoğunluğu 0,82 gr/cm³ 'dir. Elde edilen sıcaklık verileri epitermal bir sisteme işaret etmektedir. Düşük tuzluluk değerleri ise cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin meteorik kökenli olduğunu göstermektedir.

İnceleme alanında özel sektörün açtığı yarmalar vasıtasıyla malakit-azurit mineralleri alınmıştır, ancak rezerv kalmadığı için bölge terkedilmiştir. Daha derinde sülfürlü cevher zonunun varlığı araştırılmış, alınan sözlü bilgilere göre açılan araştırma sondajında yalnızca 7-8 cm. kalınlığında sülfürlü zon kesilmiştir.

Cevherleşmeler 3 ana bölgeye ayrılarak incelenmiştir. Aliçavuş Tepe, Çamlık ve Gökçam Tepe Cevherleşme olarak adlandırılan bu bölgelerden üretimin yapıldığı ana damar Aliçavuş Tepe bölgesindedir. Kalkopirit mineralleri kuvars damarları içinde mm. boyutlarında olduğu için işletilebilir boyutta değildir. Bornit ve kovellin mineralleri de kalkopiritlerin etrafında mikroskopta tayin edilmiş olup, gözle görülebilir boyutlarda değildir. Diğer cevher mineralleri olan demir mineralleri (manyetit, götit, hematit) de ekonomik önem taşımamaktadır.

Bu çalışma ile elde edilen veriler ışığında; Çavdır bakır cevherleşmesini, Likya naplarının yerleşimine bağlı üst kabuk kalınlaşması ve sonraki yapısal olayların etkisiyle derinde ısınan meteorik suların, yüzeye hareketi sırasında yan kayalardan mobilize ettiği Cu minerallerini yüzeye yakın (aynı zamanda demirin yükseltgendiği) yerlerde zenginleştirerek oluşturduğu öngörülmektedir. Bu oluşum nap yerleşiminden sonra, muhtemelen Pliyosen döneminde gerçekleşmiştir.

KAYNAKLAR

ARNORSSON, S., 1975, Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. *Am. J. Sci.* 725, p.763-84.

AKBULUT, M., PISKIN, O., 2008, Preliminary investigations on a recently discovered copper mineralization in the Lycian Nappes, SW Turkey. *Ofioliti*. Vol. 33(2), p.87-93.

AUCLAIR, M., GAUTHIER, M., TROTTIER, J., JEBRAK, M., CHARTRAND F., 1993, Mineralogy, Geochemistry, and Paragenesis of the Eastern Metals Serpentinite-Associated Ni-Cu-Zn Deposit, Quebec Appalachians. *Economic Geology*, Vol. 88, 1993, pp. 123-138.

BIRD, D. K., 1975, Geology and geochemistry of the Dunes hydrothermal system. *Imperial Valley of California, Inst. Geophys. Planet. Phys.-Univ. Calif. Riverside Rep.* 75-2.123 pp.

BODNAR, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezingpoint depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. V.57, p.6833-684.

BÖLÜKBAŞI, A. S., 1987, Elmalı (Antalya) – Acıgöl – Burdur Gölü (Burdur) – Korkuteli (Antalya) arasında kalan alanın jeolojisi: TPAO Rap.2415, 247 s., Ankara (yayımlanmamış).

BROWNE, P. R. L AND ELLIS A.J., 1970, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. *Am. J. Sci.* 269, p.97-131.

BROWNE, P. R. L., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* Vol 6 p. 229-250.

COLLINS, A. S., 1997, Tectonic Evolution of Tethys in the Lycian Taurides, Southwest Anatolia. *PhD Thesis*, University of Edinburgh.

COLLINS, A.S., AND ROBERTSON, A.H.F., 1997, Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late cretaceous accretionary complex. *Geology*. 25, 255-258.

COLLINS, A.S. VE ROBERTSON, A.H.F., 1998, Processes of Late Cretaceous to Late Miocene Episodic Thrust-sheet Translation in The Lycian Taurides, SW Turkey. *J. Geol. Soc., London.*, 155, 759–772.

COLLINS, A.S. VE ROBERTSON, A.H.F., 1999, Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. Jour.* 34: 107-138.

CORBETT, G.J., LEACH, T.M., 1997, *Short course manual: Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization*, 5/97 Edn.

ÇAPAN, U., 1980, Toros Kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petrolojisi ve petrokimyelerine yaklaşımlar: *H.Ü. Bil. Ens. Doktora Tezi*, Ankara.

DARIMONT, A., 1988, Les fluides en relation avec les processus metallogeniques de l'Estrie et de le Beauce. *Unpubl. report, Univ Liege, Belgium*, 16p.

ENGİN, T., HIRST, D.M., 1970, The Alpine chrome ores of the Andızlık-Zımparalık area, Fethiye, SW Turkey. *Mineralogical Magazine*. 38, 76–82.

ELDERS, W. A., BIRD, D. K., 1976, *Proc. 2nd U. N. Symp. Dev. Use Geotherm. Resour. 1975*. 1:285-95, San Francisco:United Nations 844 pp.

ELLIS, A.J., MCFADDEN, I.M., 1972, Partial molal volumes of ions in hydrothermal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, p:413-26.

ELLIS, A.J., MAHON, W.A.J., 1967, Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, p:519-38.

ERAKMAN, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, I., Akpınar, M., 1982, Fethiye – Köyceğiz – Elmalı – Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi: Türkiye Altıncı Petr. Kong. Tebl., Nisan 1982, Ankara, 23-31.

ERSOY, Ş., 1989, Fethiye (Muğla)- Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının Jeolojisi: Doktora tezi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 246 s.

ERSOY, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal ögeleri ve evriminin analisi. *Jeoloji Müh.*, 37, 5-16.

FENNER, C. N., 1934, *Trans. Am. Geophys. Union, 15th Meet, Washington*, Pt. 1, pp. 240-43.

FOURNIER, R.O VE ROWE, J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J. Sci.* 264, p:685-97.

FOURNIER, R.O, 1973, *Proc. Symp. Hydro-geochem. Biochem.*, p:122-139.

FOURNIER, R.O., TRUESDELL, A.H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, p:1255-75.

GRACIANSKY, P.C., 1967, Existance d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne; relations avec les autre unites charriées et al.

avec terrains autochtones (Province de Muğla, Turquie). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 264, 2876–2879.

GRACIANSKY, P.C., 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri. *MTA Enst. Bült.*, 71, 73-92.

GRACIANSKY, P.C., 1972, Recherces geologiques dans le Taurus Lycien occidental (Turque). *These, Universite Paris-Sud.*, 731 p., Orsay.

GUILBERT, J.M., PARK, C.F., Jr., 1986, The Geology of Ore Deposits. *Freeman: New York*, 985 pp.

GUTNIC, M., MONOD, O., POISSON, A. AND DUMONT, J.-F, 1979, Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Mémoires de la Société Géologique de France* .137, p:1-112.

GUNGOR, T., ERDOGAN, B., 2001, Emplacement age and the direction of the Lycian Nappes in the Söke-Selçuk Region, western Turkey. *Int. J. Earth Sciences*, 89, s.874-882.

HAYASHI, M., 1973, Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *J. Japan Geotherm. Energy Assoc.* 10, 9-46.

HELGESON, H. C., 1967, In *Researches in Geochemistry*, ed. P.H. Abelson. 2:362-404 *Newyork: Wiley*, 663 pp.

HELGESON, H. C., 1968, Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions-1. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 853-77.

HELGESON, H. C., 1970, A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. *Mineral. Soc. Am. Spec. Pub.* 3, p:155-86.

HELGESON, H. C., 1971, Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, p:421-69.

HELGESON, H. C., GARRELS, R.M., MACKENSIE, F.T., 1969a. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. Applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 455-81.

HELGESON, H. C., BROWN, J.H., LEEPER, R.H., 1969b. *Handbook of Theoretical Activity Diagrams Depicting Chemical Equilibria in Geologic Systems Involving an Aqueous Phase at One Atm. and 0°C to 300°C*. San Francisco: Freeman, 253 pp.

HEMLEY, J.J VE JONES, W.R., 1964, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.* 59, p:538-69.

HEMLEY, J.J., HOSTETLER, P.B., GUDE, A.J. AND MOUNTJOY, W.T., 1969, Some stability relations of alunite, *Econ. Geol.* 64, p:599-612.

HEMLEY, J.J., MONTOYA, J.W., MARINENKO, J.W., LUCE, R.W., 1980, Equilibria in the systems Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, v. 75, p. 210-228.

HENLEY, R.W., TRUESDALL, A.H., BARTON, P.B. JR., eds., 1984, Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, v. 1, 267 p.

HOLLISTER, L.S., AND CRAWFORD, M.L., 1981, *Short course in fluid inclusions: application to petrology*. 304 pp., Calgary, Mineralogical Association of Canada.

HONDA, S. AND MUFFLER, L.J.P, 1970, Hydrothermal alteration in core from research drill hole Y-1, Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, *Wyoming. Am. Mineral* 55. p:1714-37.

JANOUSEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V., 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*. Vol:47(6) p:1255-1259.

KAADEN, G. VAN DER, 1959, On the relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. *Bulletin Maden ve Tetkik Arama Enstitüsü (Ankara)*. 52, 1-14.

KEITH, T.E.C., MUFFLER, L. J. P., 1978, Minerals produced during cooling and hydrothermal alteration of ash flow tuff from Yellowstone drillhole Y-5. *Jour. Volc. And Geoth. Research*. Vol.3 Issues 3-4, p:373-402.

KEITH, T.E.C., WHITE, D.E., BEESON, M.H., 1978, Hydrothermal alteration and self-sealing in Y-7 and Y-8 drillholes in northern part of Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming. *U. S. Geological Survey Professional Paper, Report: P 1054-A*, p:755-763.

KENDAL, C., 1976, Petrology and stable isotope geochemistry of three wells in the Buttes area of the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California, U.S.A. *M.S. Thesis Univ. Calif. Riverside Rep.* UCR/IGPP-76/17.211 pp.

KISH, S.A., STEIN, H. J., 1989, Post-Acadian Metasomatic Origin for Copper-Bearing Vein Deposits of the Virgilina District, North Carolina and Virginia. *Economic Geology*, Vol. 84, pp.1903-1920.

KRISTMANNSDÓTTIR, H., 1975, Clay minerals formed by hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal fields. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 97:289-92.

KRISTMANNSDÓTTIR, H., 1976. Type of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks. *Jökull*. 26, p. 30-39.

KRISTMANNSDÓTTIR, H., 1978, Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. *Developments in Sedimentology 27 Int. Clay Conference* p.359-369.

KRISTMANNSDÓTTIR, H., 1984, Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks: Reykjanes, Iceland. *Jökull*, v. 26, p. 30-39.

LEACH, T.M., UMALI, D.U., ROSARIO, R.C., 1985, *Epithermal mineral zonation in an active island arc: The Bacon- Manito geothermal system, Philippines, in 7th New Zealand geothermal workshop, 6-8 November 1985, Auckland, New Zealand, proceedings: Auckland, University of Auckland Geothermal Institute*, p. 109-114.

LEACH, T.M., MUCHEMI, G.G., 1987, *Geology and hydrothermal alteration of the north and west exploration wells in the Olkaria geothermal field, Kenya, in 9th New Zealand geothermal workshop, 1987, Auckland, New Zealand, proceedings: Auckland, University of Auckland Geothermal Institute*, p. 187-192.

LEACH, T.M., CORBETT, G.J. 1995, Characteristics of low sulfidation Au-Cu systems in the southwest pacific, *in Pacific Rim Congress 95, 19-22 November 1995, Auckland, New Zealand, proceedings, Carlton South. The Australian Institute of Mining and Metallurgy*, 327-332.

LINDEN, M. A., 1981, The redistribution of copper during low-grade metamorphism and deformation in the central and eastern Piedmont of North Carolina. *Geol. Soc. Abstracts with programs*, v. 11, p.184-185.

MAHON, W. A. J., 1966, Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand. *N. Z. J. Sci.* 9, p:135-144.

MARINELLI, G., 1969, Some geological data on the geothermal areas of Tuscany. *Bull. Volcanol.* 33, p: 319-334.

MERCADO, S., 1969, Chemical changes in geothermal well M-20, Cerro Prieto, Mexiaco. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, p:2623-2629.

MERCADO, S., 1976, See Bird & Elders 1976, p:487-495.

MEŞHUR, M., YOLDEMİR, O., AKPINAR, M., ÖZTAŞ, Y. VE AKLAN, H., 1989. Batı Toroslar'ın Jeolojisi ve Petrol Olanakları Raporu. *TPAO Rap.*, Ankara.

MEYER, C., AND HEMLEY, J.J., 1967, Wall rock alteration, in Barnes, H.L.. *ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston*, p. 166-235.

MIDDLEMOST, E. A. K., 1985, *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman, London.

MONOD, O., 1977, Recherches géologiques dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie): These, Univ.Paris – Sud, Orsay. 442 s.

MUFFLER, L.J.P AND WHITE, D.E., 1969, Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80:157-182.

MUFFLER, L.J.P, WHITE, D.E, TRUESDELL, A. H. 1971, Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, p:723-740.

MÜCKE, A. (1989): Anleitung zur Erzmikroskopie mit einer Einführung in die Erzpetrographie.- Enke Verlag, Stuttgart, 187 S.

NABOKO, S. I., 1970, Facies of hydrothermally altered rocks of Kamchatka-Kurile volcanic arc. *Pac. Geol.* 2:23-27.

OKAY, A.İ.,1989, Denizli'nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi. *MTA dergisi*,109:45-58.

OKAY, A.I., AND TUYSUZ, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen (ed.B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth ve M. Séranne). *Geological Society, London, Special Publication.* 156: 475-515.

ONEN, A.P., 2003, Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. *J. Geol. Soc. London*, 160:947-962.

ÖZGÜL, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*19(1), s:82-100.

PALMER, T.D., 1975, Characteristics of geothermal wells located in the Salton Sea geothermal field, Imperial County, California. *Univ. Calif. Livermore Rep.* 51976. 54 pp.

PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 19, 290 – 300.

PEARCE, J.A. ve NORRY, M.J., 1979, Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33 – 47.

PEARCE, J.A., 1982, Trace Element Characteristics of Lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R.S. (edt.), *Andesites*, Wiley, Chichester, 525 – 548.

POISSON, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). *These, Université Paris-sud*, 795 p., Orsay.

- REYES, A.G. ,1990, Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43: 279-309.
- RIGBY, S.J., STRECK, M.J., CONREY, R.M., 2002, Origin of the Ce anomaly in a green ridge lava flow, Cascade range, Oregon. *GSA Abstracts with Programs* vol. 34, number 5, A-28.
- ROBERTSON, A.H.F., 2002. Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in The Eastern Mediterranean Tethyan Region. *Lithos*, 65, 1–67.
- ROEDDER, E., 1979; Fluid inclusions as samples of ore fluids. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd edition.*, Wiley Interscience, New York, 684-737.
- ROEDDER, E., 1984, Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Vol.12, 644 pp. Mineralogical Society of America, Washington.
- ROLLINSON, H.R., 1993, *Using Geochemical Data Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific & Technical, ISBN 0 582 06701 4.
- ROSE, A.W., AND BART, D.M., 1979, Hydrothermal alteration, in Barnes, H.L.. *ed.*, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition: New York, John Wiley & Sons*, p. 173-227.
- ŞENEL, M., SELÇUK, H., BİLGİN, A.Z., ŞEN, A.M., KARAMAN, T., DİNÇER, M.A., DURUKAN, E., ARBAS, ÖRÇEN, S. VE BİLGİ, C., 1989. Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)- Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Raporu*, Rapor no. 9429, 344 s., Ankara (yayımlanmamış).
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., and ALDERTON, D.H.M., 1985, *A practical guide to fluid inclusion studies*, 239 pp., Blackie-Glasgow.
- SIGVALDASON, G.E., 1963, Epidote and related minerals in two geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 450-E:77–9.
- SO, C., CHI, S., SHELTON, K.L., SKINNER, B., 1985, Copper-Bearing Hydrothermal Vein Deposits in the Gyeongsang Basin, Republic of Korea. *Economic Geology*, Vol. 80, 1985, pp. 43-56
- STEINER, A., 1958. Occurrence of wairakite at the Geysers, California. *Am. Mineral.* 43:781.
- STEINER, A., 1968. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wirakei, New Zealand. *Clays Clay Miner.* 1, P:193-213.

STEINER, A., 1977, The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Bulletin*, v. 90, p. 136.

STOFFREGEN, R., 1987, Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralisation at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, v. 82, p. 1575-1591.

ŞENEL, M., SELÇUK, H., BİLGİN, Z.R., ŞEN, A. M., KARAMAN, T., ERKAN, M., KAYMAKÇI, H., ÖRÇEN, S., BİLGİ, C., 1987, Likya napları ön cephe özellikleri (GB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 6.

ŞENEL, M., 1991, Likya napları içindeki volkanik katkılı Paleosen-Eosen çökelleri: Faralya Formasyonu, *MTA dergisi* 113 , 1-17.

ŞENEL, M., 1997. *1/100000 Ölçekli Fethiye L7 Paftası Jeoloji Haritası*, MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara.

ŞENEL, M., 2007, Likya Napları'nın özellikleri ve Evrimi, *Menderes Masifi Kollukyumu Bildiri Özleri Kitabı*, 51–55.

ŞENGOR, A.M.C. VE YILMAZ, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.

TRUESDELL, A. H., 1976, *Geochemical techniques in exploration*, 2nd UN Symposium on Development and Use of Geothermal Resources Pr.. San Francisco. 1975, v.1, liii-lxxxii.

SUMI, K., 1968, Hydrothermal rock alteration of the Matsakawa geothermal area, northeast Japan. *Geol. Surv. Jpn. Rep.* 225:42 pp.

SUN, S.S., 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.), *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London. Special Publication*, vol. 42. pp. 313–345.

YALÇINKAYA, S., ERGİN, A., TANER, K., AFŞAR, Ö.P., DALKILIÇ, H., ÖZGÖNÜL, E., 1986. *Batı Toroslar'ın jeoloji raporu*. Maden Tetkik ve Arama Raporu, Rapor no. 7898 (yayımlanmamış), Ankara.

WHITE, D.E., MUFFLER, L.J.P., TRUESDELL, A.H., 1971, Vapor dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Econ. Geol.* 66, p:75-97.

WILKINSON, J.J., Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos* 55(2001) , 229–272.

EKLER LİSTESİ

EK-1. XRD Grafikleri

EK-2. avdır (Burdur) Kuzeydoğusunun 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti

EK-3. avdır (Burdur) Kuzeydoğusunun 1/10.000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesitleri.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Doğum Tarihi ve Yeri : 04.05.1985, İstanbul

Uyruğu : T.C.

Medeni Durumu : Evli

Yabancı Dil : İngilizce

EĞİTİM BİLGİLERİ

Lisans: 2003-2007 : Jeoloji Mühendisliği, Pamukkale Üniversitesi

2004-2008 : İşletme, Anadolu Üniversitesi

Yüksek Lisans: 2009- ... : Jeoloji Mühendisliği, İstanbul Üniversitesi

TEZLER

Lisans Tezi : “Çardak (Denizli) – Dazkırı (Afyon) Arasında Yer Alan Travertenlerin Sedimentolojik Ve Stratigrafik Olarak İncelenmesi”

Danışman: Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL

Yüksek Lisans Tezi: “Çavdır (Burdur) Kuzeydoğusundaki Alterasyonla İlişkili Bakırlı Cevher Minerallerinin Oluşumu”

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Hasan EMRE

PROJELER

Farklı Rezervuarlara Sahip Uşak İli Jeotermal Alanlarının Kavramsal Hidrojeokimyasal Modellenmesi, Proje No: 108Y016, TÜBİTAK Projesi.

Yürütücüsü: Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ. (Eylül 2008-...)

Çavdır (Burdur) Kuzeydoğusundaki Alterasyonla İlişkili Bakırlı Cevher Minerallerinin Oluşumu, Yüksek Lisans Tez Projesi, Proje No: 4084, İ.Ü.Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi.

Yürütücüsü: Araş.Gör. Zeynep ÖRÜ. (Eylül 2009-...)

YAYINLAR

GÖKGÖZ, A., KAYA, A., HANÇER, M., ÖZKUL, M., **ÖRÜ, Z.**, BAYKARA, M.O., AKIN, T., 2009, Uşak İlinde Yeni Bir Jeotermal Saha: Karaağaç Jeotermal Sahası Üzerine İlk Bulgular. Türkiye'nin Jeotermal Potansiyeli ve Arama Yöntemleri Sempozyumu, 22-23 ekim 2009, İ.Ü., İstanbul, Türkiye.

ÖRÜ, Z., VE EMRE, H.,2010, The Geochemical Relationship Between The Copper Mineralization And Ree Patterns: An Example From Lycian Allochthon, Çavdır (Burdur), Sw Turkey. Geologie AUI-G,2010, Special Issue, Proceesings of the International Symposium on Geology of Natural Systems, p:205-208.

BİLİMSEL ÜYELİKLER

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

DERNEK/VAKIF/KLÜP ÜYELİKLERİ

Türkiye Eğitim Gönüllüleri Vakfı

Türkiye Erozyonla Mücadele Ağaçlandırma ve Doğal Varlıkları Koruma Vakfı