

27866

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ PROGRAMI

GÜZELYAYLA (MAÇKA - TRABZON) PORFİRİ Cu-Mo
CEVHERLEŞMESİNİN JEOLojİK YERLEŞİMİ VE
JEOKİMYASI

Jeol. Yük. Müh. Bülent YALÇINALP

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

"Doktor"

Unvanının Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 13.04.1992

Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 06.11.1992

Tezin Danışmanı : Prof. Dr. Selçuk TOKEL

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ayhan ERLER

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Mithat VICIL

Enstitü Müdürü : Doç. Dr. Temel SAVAŞKAN

Nisan - 1992

TRABZON

I

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

ÖNSÖZ

KTÜ Müh. Mim. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü olanaklarıyla gerçekleştirilen bu doktora tezinde, Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki önemli tip cevherleşmelerden olan porfiri Cu-Mo yataklarının anlaşılmasına ve aramalarına katkı sağlayacak veriler elde edilmiştir.

Bu nedenle Hamsiköy-Zigana (Trabzon) yöresindeki Güzel-yayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesine ve çevre kayaçlarına ait petrografik, mineralojik, jeokimyasal ve sınırlı da olsa jenetik verilerin elde edilip değerlendirilmesi için yapılan arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarını yakından izleyen, yöneten ve değerli önerileriyle yönlendiren sayın hocam Prof. Dr. Selçuk Tokel'e içtenlikle teşekkür ederim.

Çalışmalar sırasında çeşitli olanaklarından yararlanmamı sağlayan başta jeoloji yük. mühendisleri Ahmet Mahir Serdar, İbrahim Gülibrahimoğlu ve Murat Er olmak üzere MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü yetkililerine teşekkür ederim.

Parlak kesitlerin incelenmesinde yardım eden Yrd. Doç. Dr. Mithat Vıçıl'a, laboratuvar ve büro çalışmalarında yakın desteğini gördüğüm Yrd. Doç. Dr. Ali Van'a ve yakın ilgilerini gördüğüm diğer tüm hoca ve arkadaşlarıma teşekkürü borç bilirim.

Ayrıca ince kesit ve parlak kesitleri hazırlayan teknisyenler Ferhat Özkarabekir ve Yakup Yavuz'a, bazı çizimlerimde yardımcı olan teknik ressam Yaşar Yavuz'a teşekkür ederim.

Nisan 1992

Bülent YALÇINALP

İÇİNDEKİLER

ÖZET	V
SUMMARY	VI
BÖLÜM 1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Coğrafik Özellikler	2
1.3. Bölgenin Genel Jeolojik Özellikleri	4
BÖLÜM 2. YÖRENİN GENEL JEOLJİSİ	10
2.1. Giriş	10
2.2. Önceki Çalışmalar	10
2.3. Stratigrafi ve Petrografi	11
2.3.1. Pontid Alt Bazik Karmaşığı	13
2.3.1.1. Bazalt	14
2.3.1.2. Andezit	17
2.3.1.3. Diyabaz	19
2.3.1.4. Spilitleşmiş Bazik Volkanikler	19
2.3.1.5. Piroklastik Kayaçlar	24
2.3.2. Berdiga Formasyonu	26
2.3.3. Bekçiler Formasyonu	30
2.3.3.1. Cevherli Dasit	32
2.3.3.2. Dikkaya Dasiti	36
2.3.4. Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı	39
2.3.4.1. Kıranoba Birimi	40
2.3.4.2. Çamlıbel Birimi	43
2.3.5. Zigana Granitoyidi	48
2.3.5.1. Kuvarslı Mikrodiyorit	52
2.3.5.2. Granodiyorit	55
2.3.5.3. Mikrogranit	58
2.3.5.4. Tonalit	59
2.3.5.5. Trondjemit	61
2.3.5.6. Kuvarslı Diyorit	62
2.3.6. Boynuztaşı	66
2.3.7. Dayklar	67
2.3.8. Traverten	68
BÖLÜM 3. YAPISAL JEOLJİ	69
3.1. Giriş	69
3.2. Tabakalar	69
3.3. Kıvrımlar	70
3.4. Çatlaklar	70
3.5. Faylar	71

BÖLÜM 4. JEOKİMYA ve PETROLOJİ	73
4.1. Giriş	73
4.2. Pontid Alt Bazik Karmaşığının Jeokimyası .	75
4.3. Asit Volkaniklerin Jeokimyası	76
4.4. Kıranoba Biriminin Jeokimyası	84
4.5. Zigana Granitoidinin Jeokimyası	94
4.5.1. Giriş	94
4.5.2. Granitoidlerin Jeokimyasal Sınıflamaları ..	94
4.5.3. Zigana Granitoidinin Jeokimyasal Özellikleri	97
BÖLÜM 5. PORFİRİ Cu - Mo CEVHERLEŞMESİ	108
5.1. Giriş	108
5.2. Porfiri Cu-Mo Yataklarının Genel Özellikleri	112
5.2.1. Ayrışma ve Cevherleşme	113
5.2.2. Porfiri Cu-Mo Yataklarının Kökeni	116
5.3. Güzelyayla Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesi ...	119
5.3.1. Coğrafi Konum	119
5.3.2. Önceki Çalışmalar	120
5.3.3. Cevherleşmenin Stratigrafik Konumu ve Litostratigrafik Birimlerle Etkileşimi .	121
5.3.4. Ayrışma ve Cevherleşme	122
5.3.4.1. Ayrışma Zonları	122
5.3.4.2. Cevherin Yataklanma Özellikleri	126
5.3.4.3. Cevherleşmenin Mikroskobik İncelemesi	129
5.3.4.4. Sıvı Kapanımlar	134
5.3.4.5. Jeokimyasal Özellikler	139
5.3.4.6. Rezerv	158
BÖLÜM 6. SONUÇLAR	159
KAYNAKÇA	163
ÖZGEÇMİŞ	177

Ekler:

- Ek 1: 1/25.000 ölçekli Jeoloji Haritası
- Ek 2: 1/25.000 ölçekli Jeoloji Kesiti
- Ek 3: 1/ 5.000 ölçekli Jeoloji Haritası
- Ek 4: 1/ 5.000 ölçekli Ayrışma ve Mineralleşme Haritası

ÖZET

Bu çalışmada, Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yer alan Zigana-Hamsiköy (Trabzon) yöresindeki litolojik birimlerin stratigrafik konumları, petrografisi ve petrokimyasal özellikleri incelenmiştir. Ayrıca inceleme alanı içinde yer alan Güzelyayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin mineralojik ve jeokimyasal verileri elde edilerek çeşitli yorumlara ve sonuçlara gidilmiştir.

İnceleme alanında tabanı, Jura yaşlı bazalt, andezit, diyabaz ve bunların spilitleşmiş ürünlerinden oluşan Pontid Alt Bazik Karmaşığı oluşturmaktadır. Bu birimin üzerine Berdiga Formasyonu olarak tanımlanan kristalize kireçtaşları gelmektedir. Bu kayaçları uyumsuz olarak üstlediği iddia edilen Senoniyen yaşlı Bekçiler Formasyonu, cevher minerali içeren Cevherli Dasit'lerle mineralleşme içermeyen Dikkaya Dasiti'nden oluşmuştur. Senoniyen yaşlı Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı bazalt, andezit lav ve piroklastikleriyle, bu kayaçlar içinde ara seviye olarak izlenen volkano-tortul kayaçlardan ibarettir. Zigana Granitoyidi, Üst Kretase sonrasında tüm bu birimleri keserek sokulum yapmıştır. Yörenin en genç birimleri dasit ve mikrogranit dayklarıyla, güncel olarak oluşmaya devam eden travertenlerdir.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçlar genelde toleyitik kalk-alkalen geçişli ve ada yayı ortamını belirtir karakterdedir. Üst Kretase yaşlı dasitik ve bazaltik volkanik kayaçlar da yitim zonlarında oluşan kalk-alkalen nitelikteki kayaçlardır. Zigana granitoyidi, I tipinde ve kalk-alkalen özellikte olup, olgunlaşmakta olan bir adayayı ortamını karakterize eder.

Yöredeki granit sokulumuna bağlı olarak gelişen hidrotermal olaylar sonucunda porfiri tipteki Güzelyayla Cu-Mo cevherleşmesi oluşmuştur. Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Zigana granitoyidi içindeki kuvarslı mikrodiyoritler içinde gelişen maden yatağı stokvörk ve saçınım şeklinde yerleşmiştir. Potassik, fillik ve propilitik ayrışma zonları izlenen yatakta arjilik kuşak gelişmemiştir. Güzelyayla porfiri Cu-Mo yatağı mezotermal karakterde olup, 280-460 °C arasında oluşmuştur.

Jeokimyasal arama ve sondaj verileri karşılaştırıldığında topraktaki bakır anomalilerinin cevherli zonlar için veri taşımadığı, buna karşın molibden anomalilerinin yüksek tenörlü zonları gösterdiği tesbit edilmiştir.

Çalışma sonucunda Doğu Karadeniz Bölgesi porfiri tipteki Cu ve Mo cevherleşmeleri için bölgesel stratigrafik, petrografik, mineralojik, jeokimyasal ve petrojenetik özellikler belirlenmiştir.

Geological Setting and Geochemistry of the Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porphyry Cu-Mo Deposit, Pontid NE Turkey

SUMMARY

Within the framework of this investigation, the lithologic units exposed around the Zigana-Hamsiköy (Trabzon) area were investigated in relation to the stratigraphic locations, petrographical and petrochemical characteristics of the rock units. Furthermore, through obtaining data regarding the mineralogical and geochemical properties of the Güzelyayla porphyry Cu-Mo deposit, various interpretations have been drawn under the light of the data obtained.

The basement of the study area consists of basalt, andesite, diabase and their spilitized product which are Jurassic in age and are called Pontid Lower Basic Complex. This series is overlain by crystallized limestones commonly known as Berdiga Formation. The Bekçiler Formation, which is asserted to overlies discordantly these rocks, consists of ore-bearing dacite and the Dikkaya Dacite that lacks mineralization. This rock assemblage is of Cenomanian age. The Hamsiköy Sedimentary - Volcanic Complex of Cenomanian age is composed of basalt, andesite and their pyroclastics, as well as the volcano-sedimentary rocks which are observed as interbeds in these rocks. The Zigana Granitoid intruded, by crosscutting all the rocks already present, at the end of Cretaceous. The youngest units of the study area are dacite-microgranite dykes and travertines which are still being formed. The rocks belonging to the Pontid Lower Basic Complex are generally tholeiitic transitional to calc-alkaline in character and characterize an island-arc environment. Dacitic and basaltic volcanic rocks of Upper Cretaceous age, are also formed in a subduction zone and are calc-alkaline in affinity. The Zigana Granitoid is of I-type and calc-alkaline features and characterizes an island arc environment that is getting mature.

The hydrothermal Güzelyayla porphyry copper-molybdenum mineralization is porphyry copper in type formed as a consequence of hydrothermal activity related to granitic intrusion in the area. The ore deposit is found in the Pontid Lower Basic Complex and the quartz microdiorites of the Zigana Granitoid and it is Stockwork and disseminated in form. The argillic zone did not flourish in the deposit, while the potassic, phyllic and propylitic alteration zones were developed. The Güzelyayla porphyry Cu-Mo deposit is mesothermal in character, and is formed between the temperatures of 280 and 460 °C.

When the geochemical exploration data compared with those obtained from the drillings, it has been found Cu anomalies don't show the mineral-bearing zones, where as Mo anomalies indicate mineralization zones of high tenor values.

In conclusion, the regional stratigraphic, petrographic, mineralogical, geochemical and petrogenetic properties for the porphyry type Cu-Mo mineralization are determined.

BÖLÜM 1

GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı

Doğu Karadeniz Bölgesi içerdığı zengin Cu, Pb ve Zn cevherleşmeleri nedeniyle eskiden beri insanların ilgisini çekmiştir. Kuzeydoğu Pontid tektonik birimi içinde yer alan bölgede, cevherleşme cinsi olarak porfiri Cu-Mo mineralleşmeleri de önemli yer tutar. Türkiye'nin en büyük granitoid yüzeylemelerinden biri olması ve porfiri cevherleşmelerin de özellikle porfirik dokudaki granitik kayalarda gelişmesi, bu granit batolitini ve dolayısıyla bölgeyi önemli kılmaktadır.

Bu nedenle, koşulların elverişliliği de göz önüne alınarak Güzelyayla porfiri Cu-Mo yatağının stratigrafik pozisyonu, çevre kayalarıyla ilişkisi, mineralojisi ve jenezini ortaya çıkarmak amacıyla çalışmalar yapılmıştır. Gerek maden sahasında yapılan sistematik sondaj ve jeokimyasal çalışmalar gerekse topoğrafya ve bitki örtüsünün incelemeye uygun olması, detaylı araştırma yapılmasına olanak sağlamıştır.

Güzelyayla cevherleşmesinin ayrışma ve mineralleşme özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla mineralojik incelemeler yapılmış, elde edilen toprak ve kayaç jeokimyası verileri sondaj verileriyle karşılaştırılarak cevher yatağının rezerv ve tenör dağılımını kontrol eden faktörlere ışık tutulması amaçlanmıştır. Ayrıca gerekli sıvı kapanım çalışmaları yapılarak oluşum ısısı hakkında bilgi edinilmek istenmiştir.

Yöredeki magmatik kayalardan jeokimyasal analizler yapılarak cevherleşmenin ve içinde olduğu kayaların jenetik ve jeotektonik yorumuna gidilmiştir.

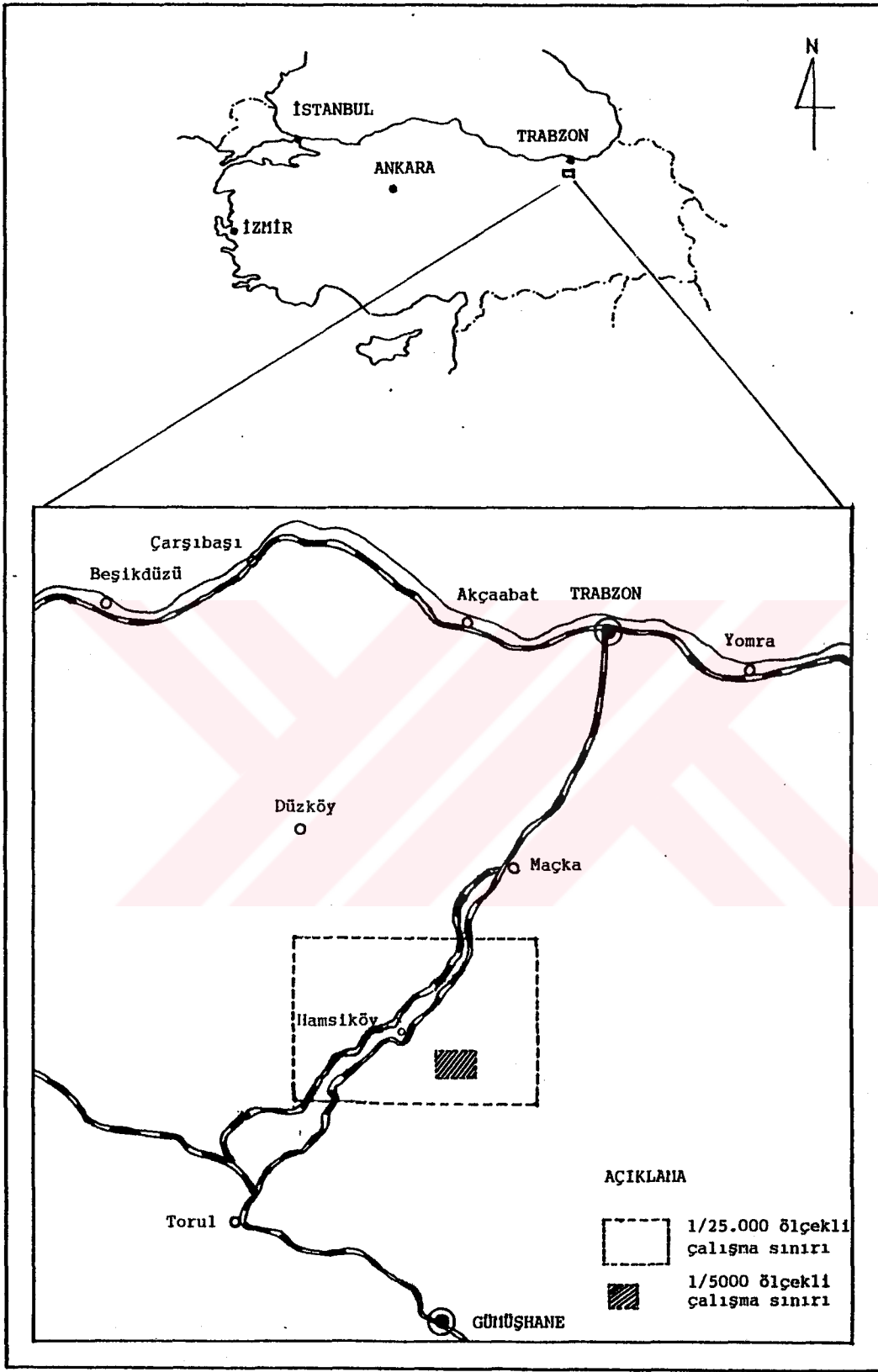
Yukarıda açıklanan hedeflere ulaşmak için ilk çalışma olarak, Zigana-Hamsiköy yakın yöresinde 1/25.000 ölçekli harita alımı yapılmıştır. Toplam 280 km² jeolojik harita yapılarak Zigana Granitoyidi ve çevre kayaçlarının niteliği ve stratigrafik konumu ortaya konmuştur. Ayrıca Güzelyayla cevherleşmesinin yatak özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla yaklaşık 10 km² 1/5.000 ölçekli yarı detay jeoloji, ayrışma ve mineralleşme haritaları yapılmıştır.

1.2. Coğrafik Özellikler

Çalışma alanı Karadeniz Bölgesi'nin doğusunda Trabzon ve Gümüşhane illeri sınırları içinde yer alır. 1/25.000 ölçeğinde haritalaması yapılan saha, Trabzon G 42 c2 ve G 43 d1 paftalarını kapsayan yaklaşık 280 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1.).

Çalışma alanında ana ulaşım Trabzon - Gümüşhane devlet kara yolu ile sağlanır. Bu karayolu Değirmendere vadisini izleyerek kuzey - güney istikametinde devam eder. Yörenin en büyük yerleşim birimi Hamsiköy'dür. Diğer yerleşim yerleri Gürgenağaç, Anayurt, Dikkaya, Güzelyayla ve Akarsu köyleridir. Ayrıca 1000 - 1500 m yüksekliklerinde kurulmuş birçok mezraa ve 2000 metrenin üzerinde kurulmuş yaylalar mevcuttur. Bütün köy, mezraa ve yaylalar, stabilize ve toprak yollarla birbirine bağlıdır.

Sahanın büyük bir bölümünü sarp ve geçit vermeyen dağlar kaplamaktadır. Zigana Dağları olarak bilinen bu dağ silsilesini Hamsiköy Dere vadisi kuzey - güney yönünde ikiye bölmektedir. Yörenin kuzeyden güneye geçit veren tek kesimi Zigana Geçidi (2036)'dir. İnceleme alanında, Hamsiköy Dere'nin içinden aktığı vadi tabanı ile en yüksek tepe (Çevirmegöze Tepe - 2647 m) arasındaki kot farkı yaklaşık 1600 m dir. Vadi yamaçları ortalama 30° lik eğimlerle yükselerek 2500 m nin üzerindeki tepelerle son bulur. Çalışma alanının güneyinde, Alasdağı Tepe (2511), Çevirmegöze Tepe (2647), Tuzlak Tepe



Şekil 1.1. Çalışma alanının coğrafi konum haritası

(2111), Turnaoba Tepe (2437) ve Taşlı Tepe (2438) gibi yükseklikleri 2000 m nin üzerinde çok sayıda tepe bulunur.

Yörenin en büyük akarsuyu olan Hamsiköy Deresi, Maden Dere, Acısu Dere, Karahava Dere ve Zigana Dere gibi daha küçük ölçekteki derelerin birleşmesinden oluşmuştur.

İnceleme alanında Doğu Karadeniz Bölgesi'ne özgü genelde her mevsim yağışlı olan bir iklim görülür. Temmuz ve Ağustos aylarında, diğer aylara göre daha az yağış vardır. Yörenin oldukça yüksek olması nedeniyle kış soğuk geçer. Kasım ayından Nisan ayına kadar olan yağışlar genellikle kar şeklindedir.

Bitki örtüsü oldukça zengindir. Çalışma alanının yaklaşık % 25 ini ormanlık bölgeler kaplamaktadır. Ormanın büyük bölümünü sarıçam, ladin ve gürgen ağaçları oluşturmaktadır. Topoğrafik şartların zorluğundan dolayı tarım oldukça kısıtlıdır. Genellikle bahçe tarımı yapılmakta ve mısır, fındık, fasulye, patates ve kara lahana üretilmektedir. Yüksek kesimlerde, büyük ve küçükbaş hayvanlar için meralar vardır. Yaylalar hayvancılık için zengin otlaklarla kaplıdır. Tüm yöre halkı geçimini hayvancılıkla karşılamaktadır.

1.3. Bölgenin Genel Jeolojik Özellikleri

İnceleme alanını da içine alan bölgeye tektonik birim olarak " Pontid' adı ilk defa Hamilton (1) tarafından verilmiştir.

Ketin (2), Türkiye'nin tektonik birimlerini Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırmıştır. Ketin ve Canitez (3), bu tektonik üniteleri yeniden düzenlemiş ve adlandırmışlardır (Şekil 1.2.).

Pontid'lerin doğu kesimi ise, litolojik farklılıkları da göz önüne alınarak, Doğu Pontid Kuzey Zonu ve Doğu Pontid Güney Zonu olmak üzere (Şekil 1.3.) iki ayrı kısımda incelenmiştir (Arni, 4; Özsayar ve diğ., 5).

Çalışma sahamızı da içine alan Doğu Pontid Kuzey Zonu

içinde Paleozoyik veya daha yaşlı birimlere ait oluşuklar seyrek olarak gözlenmektedir. Trabzon'un 25 km doğusunda Arsin - Yanbolu Dere vadisinde ve Giresun'un güneyinde Dereli civarında görülen mikaşist ve mermerlerin temel kayaçlarına ait yüzeylemeler olduğu düşünülmektedir (Gülibrahimoğlu ve diğ., 6; Boynukalın, 7).

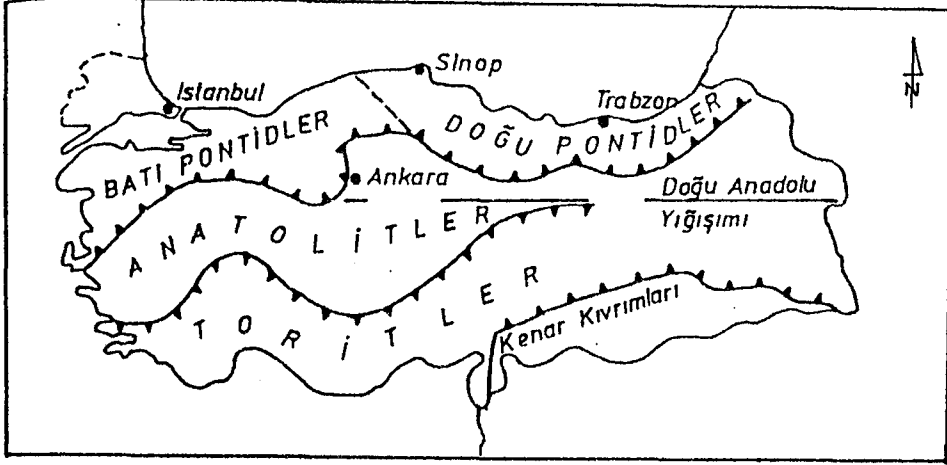
Paleozoyik yaşlı granitoyid sokulumları Liyasa öncesinde bu taban kayaçlarını kesmişlerdir. Gümüşhane civarında izlenen bu kayaçlardan yapılan radyometrik yaş tayinleri yaklaşık 300 milyon yıl yaşını vermektedir (Çoğulu, 8).

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda, Liyasta başlayan ve kesikli olarak Alt Kretase'nin sonuna kadar devam eden bir bazik volkanizma hakimdir. Alt Bazik Volkanik Seri olarak adlandırılan bu kayaçlar, bazalt, andezit, diyabaz lav ve piroklastiklerinden oluşmuş olup kısmen spilitleşmişlerdir (Gedikoğlu, 9; Schultze-Westrum, 10; Van, 11).

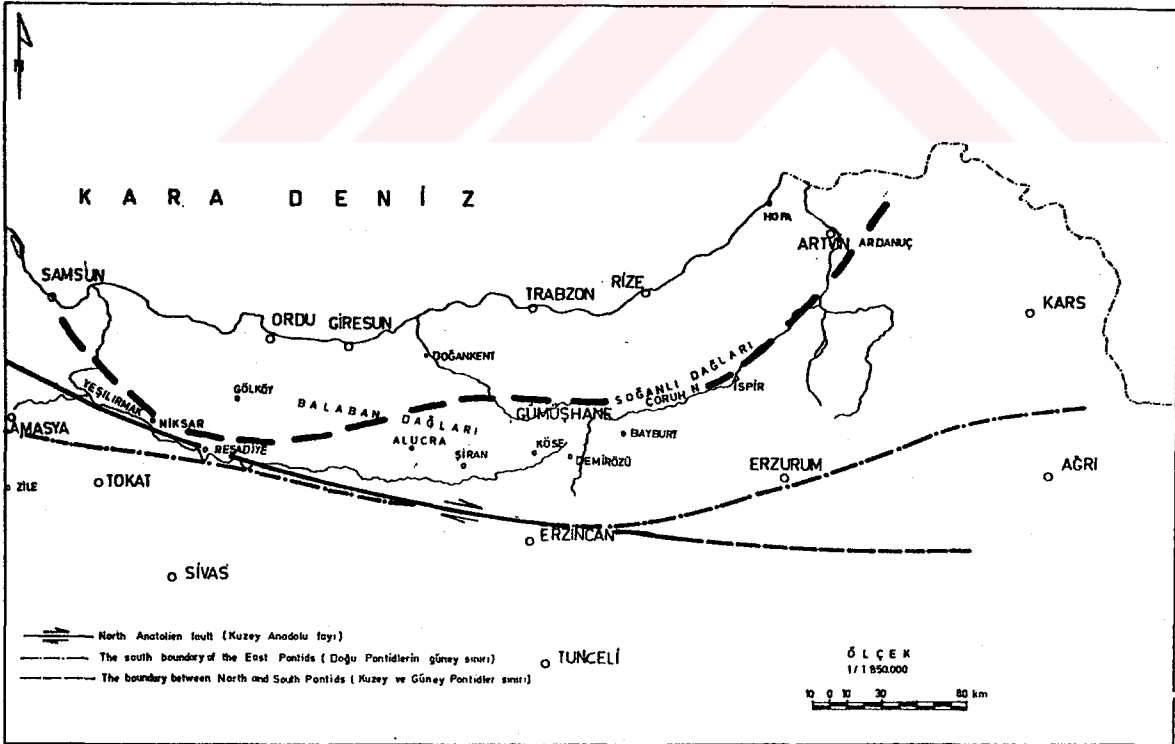
Dogger - Malm - Alt Kretase yaşlarını veren ve Berdiga Formasyonu olarak tanımlanan gri renkli kristalize kireçtaşları ise Kuzey Zon'un hemen her kesiminde çoğunlukla mercerler şeklinde görülmektedir (Pelin, 12; Gedikoğlu, 9; Taslı, 13; Bulut, 14; Boynukalın, 7).

Artvin'den Trabzon'a kadar geniş bir alanda yüzeylenen granitoyidlerin yaşını ortaya çıkarmak için araştırmacılar jeokronometrik çalışmalar yapmışlardır (Çoğulu, 8; Giles ve diğ., 15; Yılmaz, 16; Taner, 17). Bulunan yaşlara göre granitoyid Paleozoyik'ten itibaren yerleşmeye başlamış, büyük bölümü ise Alt - Üst Kretase sınırında oluşarak Tersiyer sonunda yerleşimini tamamlamıştır.

Pontid Kuzey Zon'unda, Üst Kretase yaşlı oluşukların Alt Kretase yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuz olarak geldiği ileri sürülmektedir (Gedikoğlu, 9; Van, 11). Bu kayaçlar tabandan itibaren içerdiği ekonomik mineralleşmeler nedeniyle Cevherli Dasit olarak adlandırılan dasitik lav ve tüflerle başlar ve hiçbir mineralleşme içermeyen yine dasitik kayaçlarla (Mor Dasit) devam eder. Dasitlerin üzerine nisbeten daha genç olan bazaltlar ve kırmızı biyomikritlerle başlayan volkano - tortul kayaçlar gelmektedir.



şekil 1.2. Türkiyenin tektonik birlikleri
(Ketin ve Canitez, 3 den)



şekil 1.3. Doğu pontid kuzey - güney sınırı
(özsayar ve diğ., 5 den).

Pontid'lerde Üst Kretase - Paleosen geçişi kesintisizdir. Buna karşın Paleosen sonrası bölge bir erozyon geçirmiştir (Çapkınoğlu, 18; Van, 11). Bu yüzden fliş karakterindeki Eosen tortulları yaşlı birimler üzerine bir taban konglomerası ile gelir. Ayrıca Eosen'de genç granitoid stoklarının yerleştiği de bilinmektedir (Çoğulu, 8; Kalkancı, 19).

Miyosen, Kuzey Zon'da Rize civarında Mollusklu kireçtaşları ve kil taşlarıyla temsil edilir (Özsayar, 20).

Trabzon yöresindeki lösitli bazaltların Pontid'lerdeki Kuvaterner yaşlı en genç birimler olduğu düşünülmektedir.

Pontid'lerin evrimi hakkında iki görüş vardır. Birinci görüşü savunan araştırmacılar Pontid'lerde yitimin güneyden kuzeye doğru olduğunu ileri sürmektedirler.

Tokel (21, 22, 23, 24, 25, 26) Paleozoyikten beri Pontid'lerde yitim aktivitesinin güneyden kuzeye doğru olduğunu ve ilk adanın Karbonifer'de su yüzüne çıktığını, daha sonra Üst Kretase'de ada yayının olgunlaştığını ve Eosen'in sonlarından itibaren de Kuzey Anadolu Tetis'inin kapandığını belirtmiştir (Şekil 1.4.)

Gedikoğlu (27, 28, 29) güneyden kuzeye doğru olan yitimin Malm - Alt Kretase'den itibaren oluşmaya başladığını ve Üst Kretase'de olgunlaşan yayın, Üst Eosen'deki son fazdan itibaren kapandığını belirtmektedir.

Şengör (30, 31, 32) yitimin önce Paleozoyikte kuzeyden güneye doğru olduğunu, Alt Kretase'de Paleo-Tethys'in kapandığını, Üst Kretase'den Üst Eosen sonuna kadar güneyden kuzeye doğru bir yitimin bulunduğunu savunmaktadır (Şekil 1.5.).

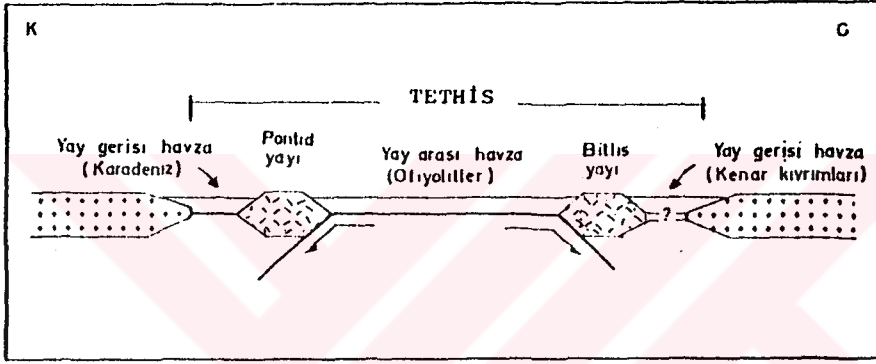
Khain (33) yitimin Alt ve Orta Jura'dan itibaren güneyden kuzeye doğru başladığını, kapanmanın ise Eosen'de başlayarak Oligosen'e kadar sürdüğünü belirtmiştir.

Pontid'lerde yitimin güneyden kuzeye doğru olduğunu ileri süren araştırmacılara karşın, Aslaner ve Bektaş da yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu savunmaktadırlar.

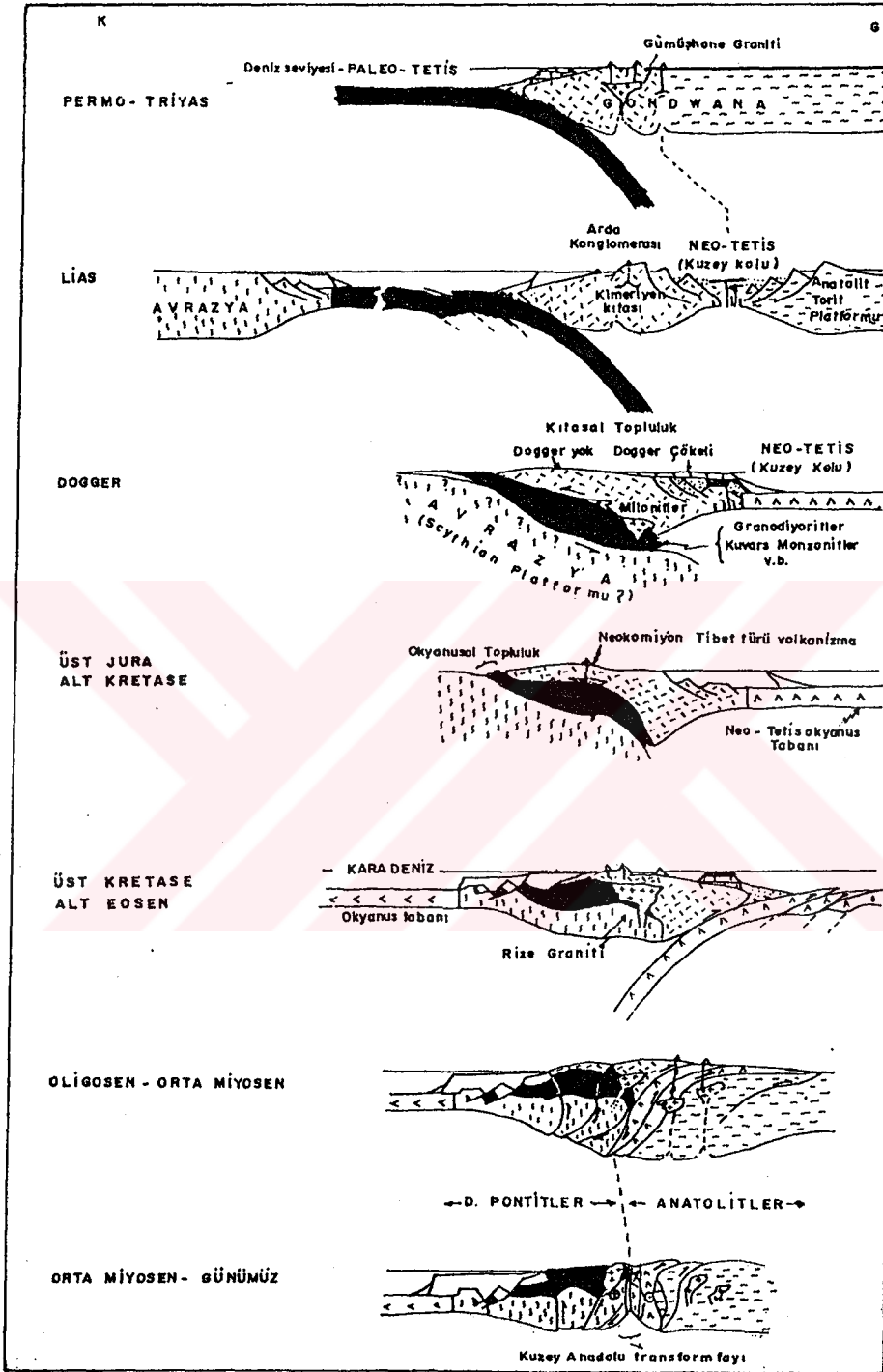
Aslaner (34)'e göre Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki masif sülfid yatakları dalma zonundaki ada yaylarında oluşmuşlar ve sonradan kıtaya lehimlenmişlerdir. Aslaner ayrıca bölgedeki porfiri bakır mineralleşmelerinin, Karadeniz okyanus kabuğu-

nun Anadolu plakacığı altına dalmasıyla oluşan kalk-alkalen magmatizmadan itibaren oluştuğunu belirtmiştir.

Bektaş (35, 36, 37) da yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu ve Doğu Pontid'lerin ark gerisi havzalara karşılık geldiğini ileri sürmüştür.



Şekil 1.4. Bugünkü Doğu Anadolu'yu oluşturan, Alt Paleozoyik'ten (?) Oligosen'e kadarki plaka dinamiğinin K - G kesitinde şematik gösterilişi (Tokel, 25 ten).



Şekil 1.5. Doğu Pontid'lerin Paleozoyik'ten bugüne kadar olan evrimi (Şengör, 32'den).

BÖLÜM 2

YÖRENİN GENEL JEOLojİSİ

2.1. Giriş

Inceleme alanı, Karadeniz Bölgesi Sahili'ni İç Anadolu Bölgesi'ne bağlayan önemli geçitlerden biri olan Zigana Geçidi yöresinde bulunur (Şek. 1). Yörenin çok sayıda cevherleşmeler içermesi bir çok araştırmacının ilgisini çekmiş ve incelemeler yapmasına neden olmuştur.

1985 yılına kadar yörede yapılan çalışmalar, Öksürük İstala gibi cevherleşme alanlarında ve Zigana tüneli inşaatı nedeniyle tünel güzergahı civarında yapılan birkaç km² lik yarı detay jeolojik haritalamalardan ibarettir.

Bu çalışma süresinde yörenin ayrıntılı 1/25 000 ölçekli jeolojik haritası yapılmış ve önceki çalışmalardan elde edilen bilgilerle denştirilerek bölgenin genel jeolojisi, stratigrafisi ve kayaçların petrografik özellikleri bu bölümde açıklanmaya çalışılmıştır.

2.2. Önceki Çalışmalar

Yörede ilk ayrıntılı çalışma Erguvanlı'ya aittir (38, 39). Erguvanlı, çalışma alanımızın da içinde bulunduğu Trabzon Gümüşhane illeri arasında kalan bölgenin litolojisini ve stratigrafisini ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Bölgenin Üst Kretase yaşlı bazaltik-andezitik lav, tuf aglomera serisinden ve içinde Globotruncana fosillerinin saptandığı tortul kayaçlardan oluştuğunu iddia eden Erguvanlı, ayrıca Tersiyer yaşlı

granitik kayaçların bu kayaçları keserek sokulum yaptığını belirtmiştir.

Gattinger (40), Trabzon yöresini de içersine alan geniş bir bölgede yaptığı jeolojik çalışmalarda Hamsiköy (Maçka - Trabzon) civarında Liyas ve Malm yaşlı flişlerden bahsetmiş, bunların üzerine de Üst Kretase yaşlı spilitik lavların geldiğini belirtmiştir.

M.T.A. araştırmacıları yörenin maden potansiyelini ortaya çıkarmak amacıyla 1972 yılında başlattıkları çalışmalarda, inceleme alanı civarındaki cevherleşme sahalarında jeolojik prospeksiyon çalışmaları yapmışlardır (Zaralioğlu ve Emin 41 ; Emin 42 ; Yılmaz, 43; Gülibrahimoğlu ve diğ., 44).

Taslı (13) Hamsiköy yöresinin jeolojisini incelemiş ve yöredeki formasyonları ayırtlamaya çalışmıştır.

Hamsiköy'ün güneydoğusundaki Güzelyaylaköy porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin ortaya çıkartılmasından itibaren M.T.A. tarafından yörede daha detaylı jeolojik, jeofizik ve sondajlı araştırmalar yapılmaya başlanmıştır (Çınar, 45; Arita, 46; Er, 47).

2.3. Stratigrafi ve petrografi

Hamsiköy - Zigana yöresindeki en eski kayaçları önceki araştırmacılar tarafından "Alt Bazik Seri" olarak adlandırılan Jura yaşlı volkanik birimler oluşturur. Berdiga Formasyonu olarak tanımlanan Malm - Alt Kretase yaşlı kristalize kireçtaşları ise bu volkanik serinin üzerine uyumlu olarak yerleşmiştir. Bu kireçtaşları üzerine Üst Kretase yaşlı Bekçiler Formasyonu gelmektedir. Bazı araştırmacılar tarafından "Cevherli Dasit" ve "Mor Dasit" olarak iki ayrı başlık altında incelenen bu dasitleri yine aynı yaştaki bazalt, andezit lav, tuf ve piroklastikleriyle kumtaşı, kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, biyomikrit, kiltası, marn, tuf ve tüfitten oluşan Hamsiköy Tortul - Volkanik Karmaşığı uyumlu olarak üstler. Zigana Granitoyidi, tüm birimleri kesen granodiyorit, trondjemit, tonalit ve kuvarslı diyorit bileşimli kayaçlar-

ZAMAN	SENZOYİK	FORMASYON VE BİRİM	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	
						KUVA TERNER
M E S O Z O Y İ K	TERSİYER	ZİGANA GRANI-TOYİDİ	50		Traverten	
			1100		Mikro kuvarslı diyorit, granodiyorit, tonalit, trondjemit vs.	
	350			Bazalt, andezit, lav ve piroklastları. Granitoyid dokanagında boynuztaşı gelişimi.		
				Kumtaşı, kumlu kçt., killi kçt., marn, biyomikrit, tüf, tüfit, lav ardalanması		
	ÜST KRETASE	SENONİYEN	HAMSİKÖY TORTUL-VOLKANİK KARMAŞIĞI	600		Kiranoba Birimi
		300		Dasitik lav ve tüf (cevher minerali içeriyor)		
	JURA				LİYAS	BERDİGA FORMASYONU
		700 m		Diyabaz, bazalt, andezit, lav ve piroklastikleri. Splitleşmiş bazalt ve diyabaz.		

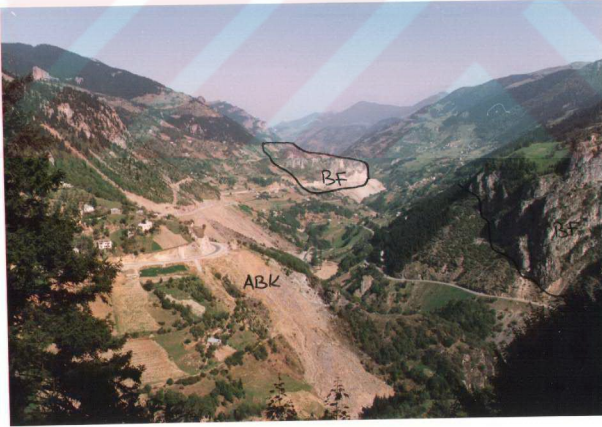
Şekil 2.1. Zigana-Hamsiköy yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

dan oluşur. Yörenin en genç birimlerini ise dasit ve kuvarslı mikrodiorit bileşimli dayklar oluşturur

Bu bölümde çalışma alanındaki tüm kayaç istifi stratigrafik ve petrografik açıdan incelenmiş ve litostratigrafik birimlere ayrılarak adlandırılmıştır. genelleştirilmiş kolon kesit Şekil 2.1. de verilmiştir.

2.3.1. Pontid Alt Bazik Karmaşığı

Yörenin en eski kayaçlarını bu birim oluşturmaktadır. Önceki araştırmacılar tarafından kullanılan " Alt Bazik Seri" terimi ilk defa Shcultze-Westrum (10) tarafından Doğu Pontid Kuzey Zonu'ndaki en yaşlı ve çoğunlukla bazik volkanik kayaçlarla bunlar içindeki kristalize kireçtaşı merceklerinden oluşan kayaç topluluğunu belirtmek için kullanılmıştır. Birime uluslararası kurallara uygun olarak (N.A.C.S.N. 48) " Pontid Alt Bazik Karmaşığı" adı önerilmiştir.



Şekil 2.2 Hamsiköy Dere vadisinde Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Berdiga Formasyonu dokanağının görünümü. Yer: Hamsiköy'ün 700 m batısı.

İnceleme alanında, bu birime ait kayaçlar Hamsiköy Dere ve Maden Dere vadileriyle daha kuzeydeki Arka Mah., Karakaban Tepe ve Çaral yayla yörelerinde görülür. Birim bazalt, diyabaz andezit, spilitleşmiş bazalt veya andezitle bunların piroklastiklerinden oluşur. Araştırmacılar tarafından, bu serinin üzerine gelen kristalize kireçtaşları ise Berdiga Formasyonu'na ait kayaçlar olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.2).

Bu birime ait kayaçların:

-Diğer yaştaki bazik bileşimli kayaçlara oranla daha fazla ayrılmış olması ve bu nedenle daha yumuşak röliyefler vermesi,

-Kahverengimsi, kırmızımsı ve koyu yeşilimsi renkler göstermesi,

-Bol gözenekli olması ve bu gözeneklerin epidot, kalsit ve klorit gibi minerallerle dolu olması,

-Yer yer öz şekilli pirit kristalleri içermesi makroskobik özelliklerini oluşturmaktadır.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nı oluşturan kayaçlar makroskobik olarak birbirlerine son derece benzemektedirler. Ayrıca inceleme alanındaki bitki örtüsünün sıklığı ve yoğun yüzeysel ayrışma gibi nedenler de bu kayaçları arazide birbirinden ayırtlamayı imkansız hale getirmektedir. Bu yüzden ayrı ayrı haritalanmaları mümkün olmamıştır. Ancak, mikroskobik incelemeler sonucunda şu kayaç cinslerinin varlığı ortaya çıkartılmıştır:

- bazalt
- andezit
- diyabaz
- spilitleşmiş bazik volkanitler
- piroklastik kayaçlar

2.3.1.1. Bazalt

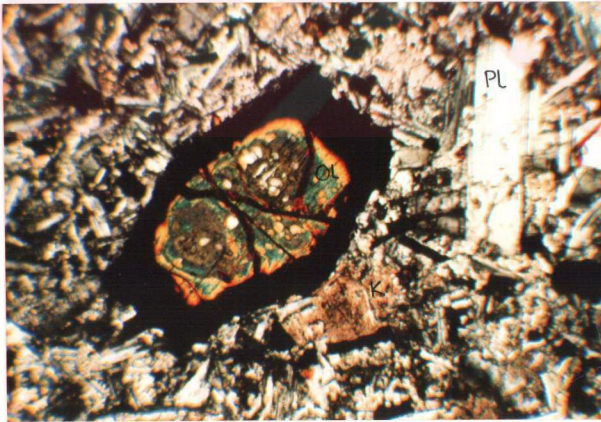
Alt Bazik Seri içindeki bazaltlara ait en karakteristik mostralalar Dikkaya Mah.sinden Güzelyaylaköy'e giden yol üzer-

rinde ve Çaral Yayla yöresinde bulunur. Genellikle koyu kahverengi ve koyu kırmızı ve nadiren de koyu yeşil renktedirler. Oldukça ayrışmış ve kırıklı yapıdadırlar. Bol olan gözlekleri kalsit ve klorit gibi ikincil minerallerle doludur.

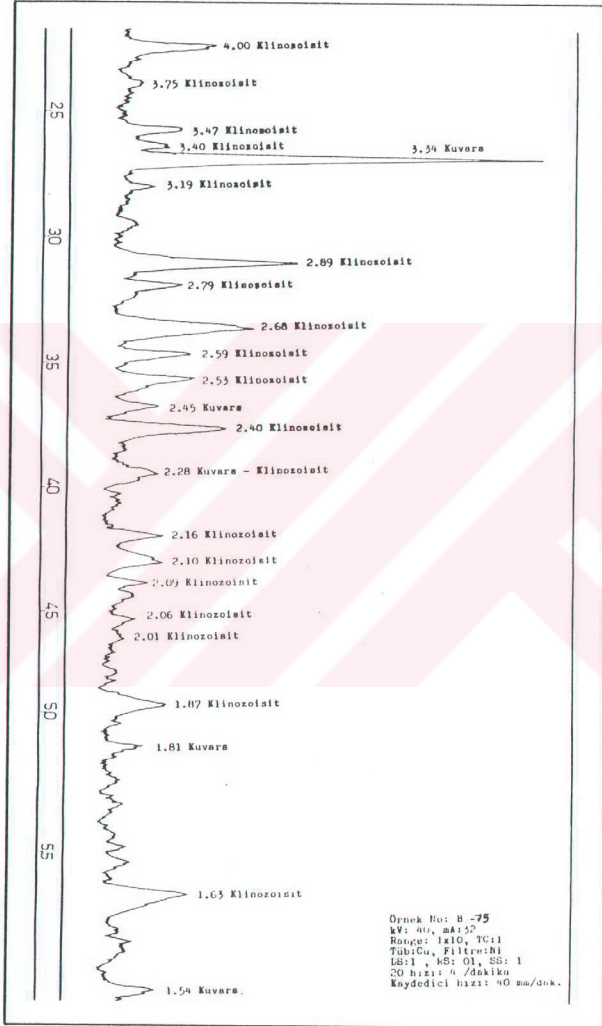
Mikroskobik incelemelerde mikrolitik porfirik ve mikrolitik entersertal dokular gözlenmektedir (Şekil 2.3).

Plajiyoklas : Gerek yarıözşekilli kristaller gerekse hamurda küçük mikrolitler şeklinde bulunur. Nadiren zonlu yapılar da gösteren iri kristallerin cinsi % 60-80 An içeren labrador olarak saptanmıştır. Plajiyoklaslar kısmen ayrışarak kalsit ve serisit minerallerine dönüşmüştür.

Ojit : Oldukça bol miktarda çoğunlukla yarı öz şekilli küçük taneler ve nadiren de iri kristaller şeklinde görülür. Renksiz veya çok açık renklidirler. Yaklaşık 45° civarında olan sönme açıları ve yüksek röliyefleri ile kolayca tanınırlar. Iri ojit kristallerinin kenar kısımlarında şerit şeklinde opak mineral taneciklerinin geliştiği gözlenir. Kısmen ayrışma gösteren ojitler klorit ve kalsite, daha seyrek olarak da uralitleşme sonucu aktinota dönüşmüşlerdir.



Şekil 2.3 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltların mikroskobik görünümü. Pl: Plajiyoklas, Ol: Olivin, K: Kalsit. Ç.N. (Çift Nikol).



Şekil 2.4. Pontid Alt Bazik karmaşığına ait bazaltlar içindeki epidot'un difraktogramı

Olivin : Birkaç kesitte tamamen ayrıışmış iri kristaller halinde görölmektedir. Kristaller kenar kısımlarında idding-site diğer kısımlarda da serpentine dönüşmesine rağmen şekillerini aynen korumuşlardır. Ayrıca seyrek olarak kayaç içinde küçük tanecikler şeklinde de gözlenebilmektedir.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltlardaki opak minerallerin çoğunluğu pirit'tir. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli olan bu mineralden başka manyetit daha seyrek olarak bulunur.

İnce taneli ve çoğunlukla mikrolitik olan hamur, labrador mikrolitlerinden, ojit ve opak mineral taneciklerinden oluşmuştur.

Bazaltlarda ikincil olarak, gerek gözenek dolgusu gerekse birincil minerallerin yanında epidot, klorit, kalsit ve daha nadir olarak zeolit görölmektedir.

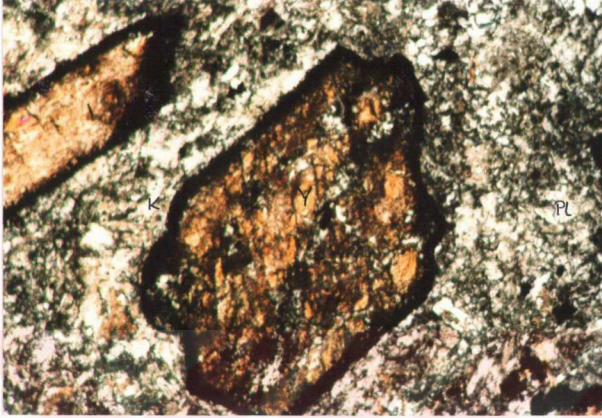
Epidot : İri kristalleri boşluk dolgusu olarak veya belli yerlerde kümelenmeler şeklinde izlenmektedir. Ayrıca hamurda küçük özşekilsiz taneler halindedir. Çift kırma renkleri oldukça yüksektir. Yapılan X Işınları Difraktometre analizi sonuçları, epidotların klinozoisit cinsinden olduğunu göstermektedir (şekil 2.4).

Klorit : İğnemi ve ışınsal kristalleri boşluk dolgusu olarak bulunur. Ayrıca özşekilsiz küçük tanecikleri ise ojit tanelerini ve hamuru ornatmıştır. Anormal mor-mavi ve kahverengi çift kırma renkleri gösteren kloritlerin bu özelliği dolayısıyla Ripidolit cinsi olduğu düşünülebilir.

Kalsit : Plajiyoklasların ayrıışması sonucunda çeşitli büyüklükteki taneler halinde ve gözenek veya çatlak dolgusu olarak gelişmiştir.

2.3.1.2. Andezit

Bazaltlara oranla daha seyrek olarak bulunan andezitler, Dikkaya Mahallesi batısından Hamsiköy Dere Vadisi'ne doğru olan kesimde ve Haranoy Yayla'nın kuzeydoğusunda mostra verirler. Genellikle koyu yeşil renkte görülen bu kayaçlar, nis-



Şekil 2.5 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait andezitlerin mikroskopik görünümü Pl: Plajiyoklas, Y: Yeşil hornblend, K: Kalsit (Ç.N.)

beten daha az ayrışmış görünümündedir.

Mikroskopik incelemelerde hyaloporfirik ve mikrolitik porfirik dokular gözlenir (Şekil 2.5).

Plajiyoklas : İri kristaller halinde görülen mineralleri andezin cinsi olup bileşimi % 37-45 An arasında değişir. Ayrıca hamurda bol miktarda plajiyoklas mikrolitleri bulunur. Kısmen ayrışarak kalsit ve kil minerallerine dönüşmüştür.

Amfibol : Andezitlerde görülen amfibol cinsinin yeşil hornblend olduğu mikroskopik özelliklerinden anlaşılmaktadır. 17-25 derecelik sönme açıları gösteren, yarı özşekilli iri yeşil hornblend kristalleri oldukça ayrışarak kalsit ve klorite dönüşmüştür. Bu ayrışmaya bağlı olarak gelişen opak mineraller ise yeşil hornblend'in şeklini koruyarak opak bir kenar zonu oluşturmuştur (Şekil 2.5).

Andezitlerde hamur plajiyoklas mikrolitlerinden, opak mineral taneciklerinden, kalsit ve klorit gibi ayrışım minerallerinden oluşmuştur.

2.3.1.3. Diyabaz

İnceleme alanında birkaç on metre kalınlığındaki dayklar halinde görülen bu kayaçlar başlıca Gürgenağaç Köyü batısında ve daha doğuda Arka Mahallesi yöresinde izlenirler. Siyahımsı ve koyu yeşilimsi renkler gösteren diyabazlar Alt Bazik Seri'yi oluşturan diğer kayaçlara oranla daha sert görünümlüdür (Şekil 2.6).

Mikroskopik incelemelerde genellikle doleritik entersertal doku görülmektedir. Yani birbirine dirsek yaparak dayanmış plajiyoklaslar arasındaki boşlukları diğer ince taneli mineraller doldurmaktadır (Şekil 2.7).

Plajiyoklas : Genellikle çubuk şekilli kristaller halinde ve oldukça boldur. İri plajiyoklas lamellerine ise daha seyrek rastlanır. Çoğunlukla labrador (% 57-63 An) nadiren de andezin (% 40-45 An) bileşimlidirler. Ayrıca ayrışmaya bağlı olarak bazı plajiyoklasların tamamen albitleştiği izlenmektedir.

Ojit : Yarı özşekilli küçük kristaller halindedir. İri kristalleri nisbeten daha azdır. Ojitler uralitleşme sonucunda aktinot ve klorit minerallerine dönüşmüştür.

Olivin : Seyrek olarak görülür. Bazı kristalleri tamamen ayrışarak iddingsit'e dönüşmüştür.

Opak mineraller özşekilli veya yarı özşekilli tanecikler halinde olup, parlak kesit incelemelerinde pirit, manyetit ve rutil mineralleri oldukları saptanmıştır.

Diyabazların hamuru plajiyoklas, ojit, opak mineral taneciklerinden başka, klorit, kalsit, serisit, epidot ve kalsedon gibi ikincil mineraller de içermektedir.

2.3.1.4. Spilitleşmiş Bazik Volkanitler

Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nı oluşturan diğer volkanitlere oranla daha geniş yayılım gösteren bu kayaçlar, inceleme alanında Güzelyaylaköy'ün güneyinden itibaren Maden Dere boyunca Limli, Kiraz ve Gagabeyaz Mezrası ve kuzeydoğuda



Şekil 2.6 Diyabazların genel görünümü. Yer ; Hamsiköy'ün 250 m kuzeyi, ana yol üzeri.



Şekil 2.7 Diyabazların mikroskopik görünümü. Pl: Plajiyoklas, Kl: Klorit (Ç.N.).

Akarsu Köyü yörelerinde yüzeylenirler. Yer yer yastık lavlı yapı gösteren bu kayalar, diğer kayalara oranla daha fazla gözenek içerir. Ayrıca, büyüklükleri 0.5 cm ye varan plajiyoklas kristalleri çıplak gözle kolayca ayırt edilmektedir. Genellikle bazaltik lav ve piroklastiklerin spilitleşmesinden oluşmuşlardır. Keza andezit ve diyabazların nisbeten az miktarda bulunması, bu kayaların spilitleşmiş veya keratofirleşmiş fasiyeslerinin çok seyrek görünmesine neden olmuştur.

Genelde araştırmacılar (Brongnieri, 49; Vuagnat, 50; Jung, 51; Brosse ve Lehman, 52), genellikle albit, epidot ve klorit minerallerinden oluşmuş volkanik kayalara spilit adını vermektedirler. Bu minerallerden başka serpantin, kuvars, hematit ve amfibol gibi minerallerin bulunması da olagandır. İnceleme alanında bazaltik kayaların hem normal fasiyesinin hemde spilitleşmiş fasiyesinin yan yana bulunması sebebiyle bu kayalar için " spilitleşmiş bazik volkanit " deyimini kullanılmıştır.

Mikroskopta porfirik ve mikrolitik porfirik dokular görülür (şekil 2.8).

Plajiyoklas : İri kristaller ve hamurda mikrolitler şeklinde görülür. Kayacın spilitleşme oranına göre bileşimi % 0 - 52 An arasında değişir. Spilitleşmenin en yoğun olduğu kesimlerde plajiyoklaslar tamamen albitleşmiştir. Ayrıca kısmen kil minerallerine ayrıışmışlardır.

Mafik minerallerin tamamı yakını ayrışarak ikincil minerallere dönüşmüştür. Bir kaç kesitte kısmen korunabilmiş ojit tanecikleri gözlenmiştir. Ojitler ayrışma sonucuda uralitleşerek aktinotu oluşturmuştur. Olivin ise tamamen iddingsit ve serpentine dönüşmüştür. Bazı kesitlerde ikincil mineraller tarafından doldurulan altıgen şekilli boşlukların amfibollerin ayrışması sonucunda oluştuğu düşünülebilir.

Opak minerallerin özşekilli olanlarını pirit ve manyetit iğne şekilli olanlarını ise ilmenit mineralleri oluşturmaktadır.

Spilitleşmiş kayalar, birim içindeki diğer kayalara oranla, aktinot, epidot, kalsit, klorit ve kalsedon gibi ikincil mineralleri daha fazla oranda içerir.



Şekil 2.8 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait spilitleşmiş bazaltların mikroskobik görünümü. Al: Albit, Ep: Epidot, Kl: Klorit, Oj: Ojit

Aktinot : Genellikle soluk yeşil renkli, ince uzun iğnemsî kristaller şeklindedir. Bazı kesitlerde piroksenler şekillerini koruyarak tamamen aktinota dönüşmüştür.

Epidot : Çubuk şeklindeki veya küçük özşekilsiz kristalleri kümelenmeler halinde ayrıca görülür. Ayrıca ince ışınal kristaller halinde gelişerek boşlukları doldurmuştur. Ayrışma ürünü olarak da plajiyoklas ve ojit minerallerinin içinde ve hamurda küçük tanecikler halinde izlenebilmektedir. X ışınları difraktometre analizleri, epidotun çoğunlukla püstazit, nadiren de klinozoisit cinsi olduğunu ortaya koymuştur.

Kalsit : Minerallerin ayrışma ürünü olarak veya hamurda, özşekilsiz küçük taneler halindedir. Ayrıca gözeneklerin ve ince çatlakların dolgu maddesini de oluşturmaktadır.

Klorit : Özşekilsiz veya boşluk dolgusu olarak bol miktarda görülür. Ojit ve biyotitlerin ayrışmasıyla oluşan kloritler, anormal mor-mavi çift nikol renkleriyle kolayca tanınır.

Kalsedon : Paralel sönme ve negatif uzanım gösteren mineralleri, gözenek dolgusu olarak ince ışınal kristaller

şeklinde dizilmiştir.

Serpantin ve lökoksen gibi ikincil mineraller nisbeten seyrek görülür.

Spilitlerin nasıl oluştuğu halen tartışma konusudur. Spilitleşmeye genellikle birden fazla etkenin neden olduğu görüşü hakimdir. Oluşum hakkında şu fikirler ileri sürülmektedir:

a) Spilitler özellikle su ve sodyumca zengin ilkel bir bazaltik magmadan itibaren oluşmuştur (Amstutz 53, 54; Tane, 55);

b) Normal bazaltik bir magma kristalleşmeden önce herhangi bir nedenle bulaşmaya uğrayarak sodyumca zenginleşmiştir (Rucci ve Juteau, 56);

c) Normal bazaltik bir magma kristalleşme sırasında deniz suyundan aldığı sodyumla zenginleşmiştir (Ritmann, 57);

d) Spilitleşme bazaltik bir kayacın katılaşmasından sonra gerçekleşmiştir. Granitleşmeye bağlı hidrotetmal olaylar, belli tektonik hatlardan yararlanarak yersel spilitleşmeler gerçekleştirebilir (Perrin ve Roubault, 58);

e) Granitoidlerin kontak metamorfizması sonucunda spilitleşmenin olabileceği bilinmektedir (Winkler, 59);

f) Spilitler, rejyonel metamorfizmaya da bağlı olarak gelişebilir (Hentschel, 60).

Çalışma bulgularımız yukarıda sıralanan varsayımlardan a, b ve f şıklarını desteklememektedir. Çünkü kristalleşmeden önce de spilitik bir magmanın olabileceği varsayımı jeolojik ve petrografik verilerimize uymamaktadır. Zira sahadaki eş yaşlı kayaçlar kimyasal ve mineralojik olarak bir homojenlik göstermemektedir. Aynı bazik volkanik kayacın normal fasiyesi ile spilitik fasiyesi yanyana izlenebilmektedir. Ayrıca bu varsayımlar kalsit gibi düşük ısıli bir mineralin oluşumunu açıklamaya yetmemektedir. Keza yakın yöremizde rejyonel metamorfizmaya ait bir bulguya rastlanmayışı, spilitleşmenin rejyonel metamorfizmayla olduğu savını kabul etmemizi engellemektedir.

İncelediğimiz sahadaki spilitleşmiş kayaçların oluşumlarına etken olarak c, d ve e varsayımlarını kabul edebiliriz.

Çünkü arazideki spilitleşmiş kayaçların oluşum ortamlarına ait veriler, bu kayaçların denizaltında oluştuğunu göstermektedir. Birim içinde çok sık rastladığımız yastık lavlı yapılar, denizaltında oluşuma en karakteristik örnek teşkil etmektedir. Bu da sodyumca zenginleşmenin deniz suyuyla ilgili olabileceğini göstermektedir. Keza denizaltı volkanizmasının kristalleşmesi sırasında su içinde önemli ölçüde ısı kaybı olabilir. Böylece kalsit ve epidot gibi düşük ısı mineralleri de oluşabilecektir.

Diğer taraftan granitleşmeye ve granitleşmeden önce gelişen asidik volkanizmaya bağlı olarak, hidrotermal eriyiklerin de spilitleşmeye etken olacağı düşünülebilir. Nitekim granitik ve volkanik kayaçlarda gözlenen kloritleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma bu görüşü doğrular niteliktedir.

Ayrıca granitik kayaçların kontak metamorfizmasına bağlı olarak yan kayaçta albit-epidot fasiyesinin gelişebileceği bilinmektedir. Bu metamorfizma sonucu gelişen albit-epidot-klorit-kalsit parajenezi, incelediğimiz spilitleşmiş kayaçların mineral parajeneziyle benzerlik göstermektedir. O halde spilitleşmeyle kontak metamorfizmanın ilişkisini kabul etmemiz gerekir. İnceleme alanında spilitleşmiş kayaçların dokanaklarından itibaren geniş yüzeylenmeler gösteren granitik kayaçların varlığı bu varsayımı desteklemektedir.

Sonuç olarak, sahadaki bazik volkanizmanın spilitleşmesi deniz suyunun etkisiyle sodyumca zenginleşme, kontak metamorfizma ve hidrotermal olayların etkisiyle gerçekleşmiş olabilir.

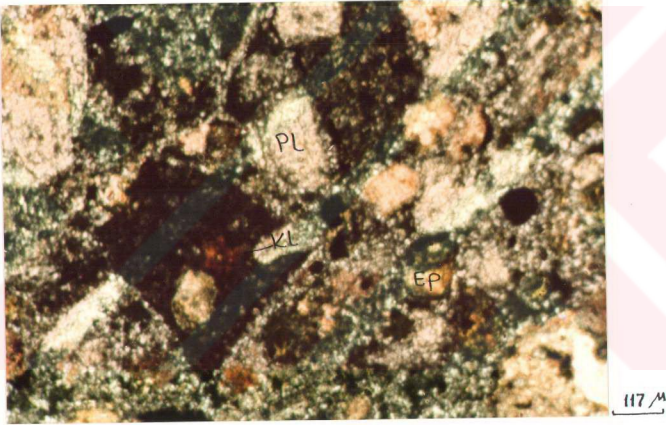
2.3.1.5. Piroklastik Kayaçlar

Pontid Alt Bazik Karmaşığı içinde aglomera ve tuf gibi piroklastik kayaçlar da görülmektedir. 0.5-40 cm arasında değişen parçalar içeren aglomerada, taneler arasını dolduran malzeme tüftür. Hamsiköy Dere Vadisi'nde Gürgeñağaç Köyü'nün batı yamaçlarında ve daha güneyde Güzelyaylaköy'e ait Limli Mahallesinin güneydoğusunda karakteristik yüzeylenmelerini

gördüğümüz bu kayaların çoğunlukla bazaltik, nadiren de andezitik oldukları saptanmıştır (Şekil 2.9).

Mikroskobik incelemelerde, volkanik kayaç parçalarının bazen çok bol, bazen de seyrek olarak ince taneli tüf malzemesi içinde yüzdüğü izlenir. Ayrıca bunlara iri plajiyoklas parçaları eşlik eder.

Plajiyoklas : İri kristalleri ve mikrolitleri bolca izlenir. Aşırı derecede ayrılmış olan plajiyoklasların cinsi çoğunlukla labrador (% 56-62 An) çıkmaktadır. Ayrışma ürünü olarak kloritleşme ve albitleşme oldukça yaygındır.



Şekil 2.9 Pontid Alt Bazik Karmaşığı içindeki bazaltik tüflerin mikroskobik görünümü. Pl; Plajiyoklas, Kl; Klorit, Ep: Epidot. (Ç.N.)

Ojit: İri kristal veya küçük tanecikler şeklinde oldukça ayrılmış bir halde görülür.

Klorit : Tüm kesitlerde çok bol miktarda izlenir. Genellikle yuvarlağımsı boşlukları doldurduğu gibi, damarcık dolusu olarak da bulunur.

Epidot : Özşekilsiz küçük taneler veya ince uzun iğnems

kristaller halinde, kayaç içinde belli yerlerde kümelenmeler gösterirler.

Kalsit : Genellikle kloritle birlikte boşluk veya çatlak dolgusu olarak izlenirler.

Inceleme alanımızın da içinde olduğu Doğu Pontid Kuzey zonunda çalışmalar yapan Schultze - Westrum (61), Zankl (62), Gedikoğlu (63, 9), Yılmaz (64), Alban (65), Tokel (21, 26), Taner (17), Özsayar ve diğ. (5) tarafından Jura yaşlı bazik volkanik kayaçların varlığı stratigrafik ve paleontolojik verilerle ortaya konmuştur. Bu araştırmacılar, tabanı belli olmayan Alt Bazik Seri'nin Alt Kretase'ye kadar çıktığını ve ileri derecede spilitleşmiş bazik volkanitlerden oluştuğunu belirtmişler ve bu serinin üzerine Malm-Alt Kretase yaşlı kristalize kireçtaşlarının geldiğini saptamışlardır. Ayrıca Tvalchrelidze (66) ve Kazmin (67), Pontid'lerin bir devamı olan Küçük Kafkaslar'da Liyas'da başlayan volkanik etkinliğin Bathoniyen'de maksimuma erişerek oldukça kalın bir seri oluşturduğundan bahsetmektedir.

Inceleme alanında saptadığımız bulgular bölgede gelişmiş araştırmacıların bulgularıyla tamamen uyusmaktadır. Hamsiköy yöresinde de Alt Bazik Seri'ye ait kayaçların hemen üzerine, bir sonraki başlıkta anlatılan ve Berdiga Formasyonu adı verilen Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı kristalize kireçtaşları gelmektedir. Bu çalışmaların ışığı altında Alt Bazik Seri'nin yaşı Liyas olarak kabul edilebilir.

2.3.2. Berdiga Formasyonu

Pelin (12) tarafından Alucra (Giresun) güneydoğu yöresindeki Berdiga dağlarından tanıtılan Berdiga formasyonu'yla benzer özellikler taşıdığından, Hamsiköy yöresinde Alt bazik Seri'nin hemen üzerine gelen kireçtaşlarına da öncelik kuralına uyularak aynı ad verilmiştir.

Berdiga Formasyonu, inceleme alanında Güzelyaylaköy'ün

güneyinden başlayarak Hamsiköydere vadisinin doğu yamacı boyunca, kuzeyde Güzelce Mahallesi'ne kadar bir uzanım gösterir. Ayrıca aynı vadinin batı yakasında Kangel Yayla ve Başar Mahallesi yörelerinde; daha doğuda Gürgenağaç Mezrası ve Akarsu Köy civarında da izlenirler (Şekil 2.10).

Bu tortul formasyona ait kayaçların birbirinden kopuk kütleler halinde yüzeylemesi, Alt Kretase sonlarındaki kabuk hareketlerine veya bu kabuk hareketlerinin sonuçladığı aşınma olaylarına bağlanabilir. Diğer bir önemli neden de, Doğu Pontid Kuzey zonundaki kalınlığı bin metreden fazla olan Üst Kretase yaşlı ve oldukça akıcı bazik volkanik kayaçların daha yaşlı kayaçları örtmesi olabilir.

Berdiga Formasyonu'na ait kayaçlar genellikle grimsi ve açık sarımsı renkte olup, sert röliyefli ve oldukça kırıklı çıplak kayalıklar oluşturur ve oldukça kötü tabakalanma gös-



Şekil 2.10 Gürgenağaç Köyü batısında Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Berdiga Formasyonu dokanağının görünümü.

terir (Şekil 2.10). Tabanda, gri ve koyu gri renkli dolomit ve dolomitleşmiş kireçtaşı, üst seviyelerde ise çört bant ve mercikleri içeren gri renkli biyomikritik kireçtaşlarından oluşur.

Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşları özellikle mikro kuvarslıdiyorit ve dasitler tarafından kesildikleri zonlarda kontak metamorfizmasına uğramışlardır. Kontakta uzaklaştıkça etkisi azalan metamorfizma zonlarının toplam genişliği 30 m yi bulur. Özellikle Dikkaya Mahallesi'nin güneyinde dasitle kireçtaşı arasındaki kontak ilişkileri yaygın olarak görülür.

Mikroskobik incelemelerde, bazı kesitlerde ortalama 0.1 mm boyutunda şeker dokulu dolomit kristalleri gözlenir (Şekil 2.11). Kesitler genellikle mikrofosillidir. Yer yer 2-3 mm boyutunda yarı köşeli veya yuvarlanmış volkanik kayaç parçacıkları izlenir. Dolomitler çatlak zonları boyunca sparitik kalsit ve demir oksit dolguları içerir.



Şekil 2.11 Berdiga Formasyonu içindeki dolosparitlerin mikroskobik görünümü. E: Echinid plakası, V: Volkanik kayaç parçası (Ç.N.)

Kireçtaşlarında ise mozayik dokulu iri kalsit kristalleri, daha ince kristalli ve köşeli parçaların arasını doldurur. Köşeli ögelerin içinde yer yer mikritik ve kristalize olmamış foraminiferler az çok tanınabilmektedir (Şekil 2.12). Çok küçük kare şekilli opak mineraller yer yer yoğunlaşan seviyeler halinde gözlenir. Cevher mikroskobisi incelemeleri, bu minerallerin pirit olduğunu ortaya koymuştur.

Birimin taban seviyesindeki dolomitler fosil içermezler. Dolomitlerin hemen üzerine gelen bol echinidli biyosparitik kireçtaşları içinde bulunan *Thaumatoporella parvovesiculifera* (ELLIOT) karakteristik alg fosiliyle bu seviyenin yaşı Üst Liyas (?) - Dogger olarak saptanmıştır.

Alınan nokta örneklerden yapılan paleontolojik incelemelerde;

Trocholina conica SCHLUMBERGER

Coprolithus salavensis FAVRE

Dasycladacea

mikrofosilleri Dogger-Alt Malm yaşını;

Calpionella cf. undelloides COLOM

Tintinnopsella sp.

Pseudotextulariella sp.

Haurania sp.

mikrofosilleri Malm yaşını;

Birimin nisbeten üst seviyelerinden alınan örneklerdeki;

Neotrocholina valdensis REICHEL

Salpingellina levantina COLOM

Lenticulina sp.

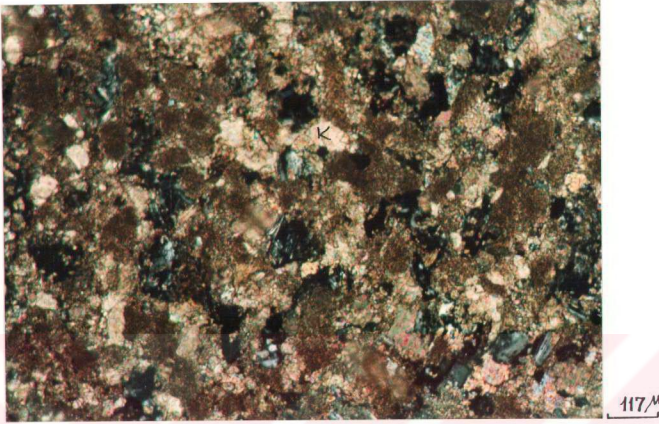
Saccocoma sp.

Bryozoa

mikro fosilleri ise Malm-Alt Kretase yaşını vermiştir.

Belirleme : Doç. Dr. Aşkın Burşuk.

Doğu Pontid'lerde çeşitli amaçlarla çalışmalar yapan araştırmacılar (Zankl, 62; Schultze-Westrum, 61; Özsayar, 68; Alp, 69; Pelin, 12; Gedikoğlu, 9; Taslı, 13; Gülibrahimoğlu ve diğ., 44; Boynukalın, 7), Malm-Alt Kretase yaşlı ve çoğunlukla rekristalize olan kireçtaşlarından bahsetmektedir. Bu



Şekil 2.12. Berdiga Formasyonu'na ait kristalize Kireçtaşının mikroskobik görünümü. K: Kalsit (Ç.N.)

kayaçlarda Alucra (Giresun) yöresinde Pelin (12) tarafından detaylı olarak incelenmiş ve " Berdiga Formasyonu " olarak adlandırılmıştır. Hamsiköy yöresindeki kristalize kireçtaşları da Berdiga Formasyonu'yla büyük benzerlikler göstermektedir. Bulunan Dogger-Malm-Alt Kretase yaşı da bu kayaçların Berdiga Formasyonu'na dahil edilebileceğini göstermektedir.

2.3.3. Bekçiler Formasyonu

Üst Kretase yaşlı dasitik lav ve piroklastiklerinden oluşan bu birim, önceki araştırmacılar tarafından iki başlık altında incelenmiştir. Bu araştırmacılar nisbeten daha yaşlı olan ve mineralleşme içeren dasitik kayaçlara "Cevherli Dasit", üst seviyelerde gözlenen ve mineralleşme içermeyen dasite de "Mor Dasit" adını vermişlerdir (Aslaner, 34; Gedikoğlu, 9). Zigana yöresinde bu kayaçlar tipik bir kesit vermektedir. Ancak en belirgin ve yoğun olarak Bekçiler Mah.

civarında yüzeylendiğinden Bekçiler Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanının güneybatı kesimlerinde Zigana Dağı, Bekçiler Mahallesi ve Komada Yayla yörelerinde geniş yayılım gösteren bu kayaçlar ayrıca, Dikkaya Mahallesi'nin güneybatısında, Güzelyayla Köyünün güneydoğusunda ve Çıralı Güzlesi yöresinde de yersel olarak yüzeylenilirler. Formasyon adı Bekçiler Mahallesi'nden türetilmiştir. Bu dasitik birimler diğer kayaçlara oranla daha açık renkli olduklarından kolayca tanınırlar. Yaşça üzerine geldiği Berdiga Formasyonu ile dokanağı hemen hemen yok gibidir. Sadece Dikkaya Mahallesi'nin güneybatısında yersel bir alanda, Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nı ve Berdiga Formasyonu'nu kestigi görülmektedir. Doğu Pontid Kuzey zonunda, Berdiga Formasyonu'yla üzerine gelen Üst Kretase yaşlı birimlerin dokanak ilişkisi halen tartışma konusudur. Gedikoğlu (9), Harşit (Giresun) yöresinde Alt-Üst Kretase sınırında sokulum yapan granitlerin üzerine erozyon diskordansı ile Üst Kretase tortullarının oturduğunu belirtmiştir. Van (11)'da Artvin civarındaki çalışmada Üst Kretase yaşlı birimlerin tabanında belirlediği konglomera seviyesine dayanarak Senoniyen öncesi bir süreksizliğin olduğunu ileri sürmüştür. Bu görüşlere karşın Boynukalın (7), Dereli (Ordu) yöresinde Alt Kretase kireçtaşlarının kesintisiz olarak Üst Kretase'ye geçtiğini paleontolojik verilerle ortaya koymuştur. Bekçiler Formasyonu Senoniyen yaşlı Hamsiköy Formasyonu tarafından ise uyumlu olarak üstlenir.

Bekçiler Formasyonu dasitik lav ve piroklastiklerden oluşur. Formasyon içinde iki ayrı karakterde dasit biriminin bulunması nedeniyle iki başlık altında incelenmiştir.

- Cevherli Dasit

- Dikkaya Dasiti

2.3.3.1. Cevherli Dasit

Bekçiler Formasyonu içindeki dasitlerden nisbeten yaşlı olanına, bünyesinde hemen her zaman saçınım pirit kristalleri içermesi ve bölgedeki önemli hidrotermal metal birikimlerinin bu dasitlerle ilgili piroklastiklerin içinde bulunması nedeniyle, araştırmacılar tarafından " Cevherli Dasit " adı verilmiştir (Alpan, 65; Aslaner, 34; Pelin ve diğ., 70). Doğu Karadeniz Bölgesi'nde çalışan yer bilimcilerin çoğunlukla bu terimi kullanması nedeniyle, bu çalışmada da Cevherli Dasit adı tercih edilmiştir. Bu bölümde Cevherli Dasit başlığı altında lav ve piroklastik kayaların özellikleri anlatılacaktır.

Zigana Geçidi yöresinden güney ve batıya doğru geniş yayılım gösteren bu kayaların;

- Bol miktarda özşekilli pirit kristalleri içermesi;
- Kil, limonit, klorit ve kalsit gibi ayrışma minerallerince zengin olması;
- Ayrışmanın çeşidine bağlı olarak grimsi, sarımsı, açık yeşilimsi ve kahverengimsi renkler göstermesi, başlıca karakteristik makroskobik özelliklerini oluşturmaktadır (Şekil 2.13).

Kuars kristalleri Cevherli Dasit'lerde gözle görülebi-
lecek boyuta nadiren ulaşmaktadır. Lavlar ayrışmaya karşı daha dayanıklıdır. Bu nedenle tüflere oranla daha sert topoğrafyalar verirler.

Mikroskopta Cevherli Dasit lavlarında genellikle porfirik doku gözlenmektedir. Hamur camsı, felsitik veya mikro taneli olabilmektedir (Şekil 2.14).

Plajiyoklas : Hem iri öz şekilli kristaller, hemde küçük tanecikler şeklinde görülür. Genellikle andezin karakterli olup anortit oranı % 34-43 arasında değişmektedir. Bir kaç kesitte ise % 22-26 An içeren oligoklas cinsi saptanmıştır. Hidrotermal ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerde plajiyoklaslar kısmen albitleşmiştir. Yüzeysel ayrışmaya ve hidrotermal olaylara bağlı olarak kısmen veya tamamen serisit kalsit ve kil minerallerine dönüşmüştür.



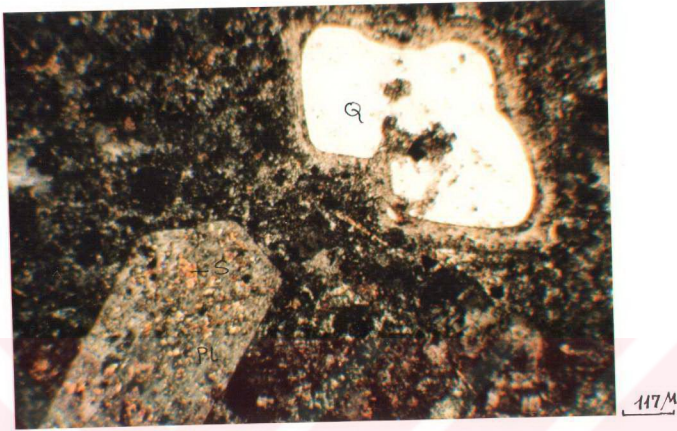
Şekil 2.13 Cevherli Dasit'lerin genel görünümü. Yer: Zigana tünelinin 500 m güneyi.

Kuvars nadiren öz şeklini koruyabilmiştir. Genellikle yarı öz şekilli, çatlaklı ve kısmen hamur tarafından yenmiş kristaller halindedir. Bazı kesitlerde ise sadece hamurda çok küçük tanecikler şeklinde izlenir.

Cevherli Dasit'ler mafik mineral bakımından oldukça fakirdir. Sadece birkaç kesitte oldukça ayrılmış biyotit lamellerine rastlanmıştır. Biyotitin ayrışma ürünü olarak bol miktarda klorit izlenir. Ayrışma sırasında açığa çıkan demir, dilinimler boyunca ince opak çizgiler veya kristalin çevresinde kümeler şeklinde yerleşmiştir.

Dasitlerde mineralleşmeyle ilgili olarak bol miktarda özşekilli, nadiren de özşekilsiz opak mineraller görülür. cevher mikroskopisi tayinlerinde özşekilli minerallerin pirit, özşekilsiz minerallerin ise çoğunlukla kalkopirit oldukları anlaşılmıştır. Ayrıca yersel mineralleşmeye bağlı olarak galen ve sfalerit te izlenir.

Hidrotermal ayrışmaya bağlı olarak ikincil kuvars, kalsedon, kil mineralleri, kalsit, serisit, klorit ve epidot



Şekil 2.14 Cevherli Dasit'e ait kayaç örneğinin mikroskobik görünümü. Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, S: Serisit. (Ç.N.)

görülür. Bu ayrışım minerallerinin birbirine göre oranları yersel olarak değişir. Örneğin cevherleşmenin yoğun olduğu kesimlerde serisitleşme ve killeşme hakimken, cevherleşme olmayan yerlerde kalsit, klorit ve kil mineralleri daha fazla görülür.

Serisit ise plajiyoklasların ayrışması sonucunda ortaya çıkmış çok küçük pulcuklar şeklindedir. Çoğu kez plajiyoklaslar şeklini muhafaza ederek tamamen serisite dönüşür. Serisit bazı kesimlerde kayaçtaki en yoğun ayrışma mineralini oluşturur. Keza Cevherli Dasit'leri bölgedeki diğer yaştaki dasitik kayaçlardan ayıran önemli farklılıklardan birisi, çok fazla miktarda serisitleşme içermesidir.

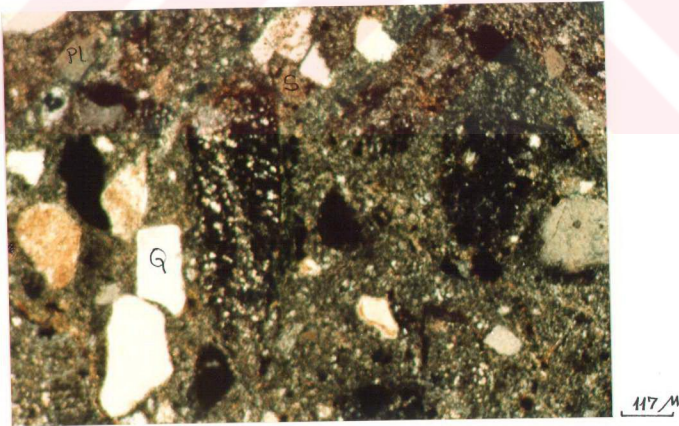
İkincil silisleşmeyi çok küçük yuvarlağımsı tanecikler şeklindeki kuvars ve kalsedon mineralleri oluşturur.

Killeşme tüm kesitlerde görülmektedir. X ışınları difraktometre tayinlerine göre killerin cinsi kaolinit ve montmorillonittir.

Karbonatlaşma ise killeşmeye eşlik eden küçük kalsit

taneciklerinden veya ince kalsit damarcıklarından oluşmuştur.

Cevherli dasite ait piroklastik kayaçlar genellikle tüf karakterinde olup aşırı ayrışmadan dolayı toprağımsı görünüştedirler. Cevherli Dasit lavları kadar bol bulunmalarına karşın oldukça ayrışmış olmaları,sihhatli mikroskobik inceleme yapılmasını engellemektedir. Mikroskopta oldukça ayrışmış bir hamur içinde dağınık olarak yerleşmiş kuvars ve plajiyoklas parçacıkları görülür. Çimentoyu oluşturan ince taneli malzeme de ayrışarak serisit, kalsit, kil ve limonit minerallerine dönüşmüştür (Şekil 2.15). Pontid'lerdeki kalk-alkalen volkanizmaya bağlı olarak oluşan ve bazen büyük yataklanmalara vücut veren Cu-Pb-Zn mineralleşmelerine bağlı olarak gelişen hidrotermal olaylar,Cevherli Dasit'e ait tüflerin bu kadar yoğun ayrışmaya uğramalarına neden olmuştur.



Şekil 2.15 Cevherli Dasit tüfünün mikroskobik görünümü. Q: Kuvars, S: Serisit, P: Plajiyoklas. (Ç.N.)

Bölgede çalışan araştırmacılar (Alpan, 65; Akın, 71; Şarman, 72; Özsayar ve diğ, 5; Taslı, 13; Van, 11), benzer litolojik kayaçların üst seviyelerindeki tortul kayaç merceklerinden yaptıkları paleontolojik tayinler sonucunda Cevherli Dasit'lere Üst Kretase yaşını vermişlerdir.

Hamsiköy yöresinde ise Cevherli Dasit içinde herhangi bir tortul seviye gözlenmemektedir. Bekçiler mahallesinin 700 m batısında, söz konusu dasitlerin hemen üzerine gelen volkano tortul kayaçların içindeki kırmızı biyomikrit seviyesinden alınan örneklerden yapılan paleontolojik tayinler sonucunda Senoniyen yaşını veren,

Globotruncana linneiane	d'ORBIGNY
Globotruncana bulloides	VOGLER
Globotruncana arca	CUSHMAN

fosilleri saptanmıştır (Tür tayinleri Prof. Dr. T. Özsayar tarafından yapılmıştır). Bu verilere göre Cevherli Dasit'lerin yaşı, Üst Kretase içinde Senoniyen'den biraz daha yaşlı bir birim olarak kabul edilebilir.

2.3.3.2. Dikkaya Dasiti

İnceleme alanının yaygın birimlerinden biri olan bu kayaçlar, Hamsiköy'den Zigana dağına doğru, Bekçiler Mah. ile Komada, Pervanoęlu ve Sığırtası Yayla yörelerinde yüzelenir. Cevherli Dasit biriminin hemen üzerine gelen bu birim, cevher minerali içermez ve ayrışma göstermez. Renginin ayırtman özelliğinden dolayı önceki çalışmalarda Mor Dasit adı verilen bu kayaçlara, uluslararası adlandırma kurallarına uygun olarak Taslı (13) tarafından Dikkaya Dasiti adı verilmiştir. Cevherli Dasit'lere oranla daha koyu renklidirler (Şekil 2.16.). Cevherli Dasit'lerde sık görülmeyen prizmatik yapı, Dikkaya dasitinde oldukça yaygındır. Kayacın rengi sarımsı kahverengi ve mor arasında değişir. Sahadaki kalınlıkları yaklaşık 650 m olan Dikkaya dasitinde Cevherli Dasit'e oranla

daha az miktarda piroklastik ürünler izlenir. Hamur içindeki büyüklükleri bazen 12 mm ye varan iri ve yuvarlağımsı kuvars kristalleri kolayca tanınabilmektedir. Pirit çok az ve yersel olarak bulunur.

Mikroskopta mikrotaneli porfirik bir doku gözlenir. Hamurda bazen cam malzemesi de olabilmektedir (Şekil 2.17).

Kuvars : Yer yer 12 mm ye varan irilikte özşekilli veya yarı özşekilli kristaller halindedir. Kristal kenarları hamur tarafından az da olsa yenmiştir. Kuvars ayrıca hamurda şekilsiz küçük tanecikler şeklinde de görülür.

Plajiyoklas : Genellikle % 23-37 An içeren oligoklas veya andezindir. Çok az ayrıışmışlardır. Bazı kesitlerde büyüklüğü 0.5 cm ye varan özşekilli kristalleri izlenir. Ayrıışma çoğunlukla killeşme ve kalsitleşme şeklindedir. Serisitileşme hemen hiç görülmez. Bu da Cevherli Dasit'le Dikkaya dasiti arasındaki önemli ayırtman özelliklerden biridir.

Biyotit : Özşekilli veya yarı özşekilli irili ufaklı lameller halinde bol miktarda bulunur. Bilhassa iri lameller kısmen ayrışarak klorite dönüşmüştür.

Tali mineral olarak apatit hemen her kesitte görülmektedir. Kısa dikdörtgenimsi prizmalar veya ince çubuk şekilli kristaller halinde izlenen bu mineraller, bilhassa biyotitlerin yakın çevresinde kümelenmişlerdir.

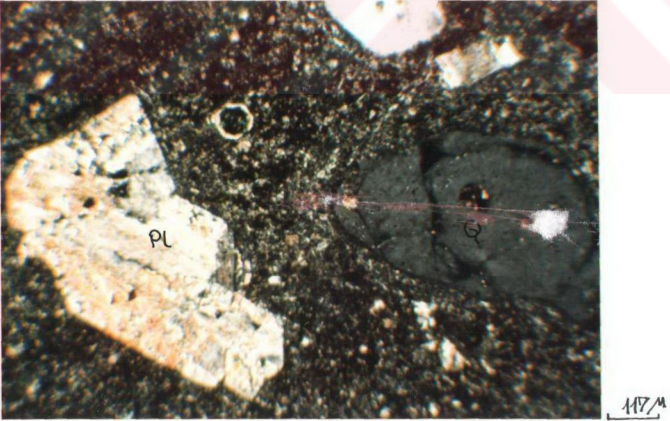
Dikkaya Dasiti opak mineral bakımından oldukça fakirdir. Pirit birkaç kesitte saptanmıştır. İnce çatlaklarda ise yersel olarak demir oksit gelişmiştir.

Silisleşme, killeşme, kloritleşme ve kalsitleşme az olarak izlenir.

Bekçiler formasyonunu oluşturan bu iki dasit serisinin birbiriyle olan dokanakları, bitki örtüsünün seyrek olduğu yörelerde ve yol yarmalarında kolayca izlenebilmektedir. Gözlemlere göre Dikkaya dasiti, Cevherli Dasit'i kesintisiz izleyen bir evrede oluşmuştur. Cevherli Dasit'leri kesen Dikkaya dasitine ait dayklar da bunu kanıtlamaktadır. İnceleme alanının güneyinde Ciharli Tepe yöresinde volkano tortul kayaların Dikkaya Dasiti üzerine geldikleri gözlenmiştir Bu



Şekil 2.16 Dikkaya Dasidi'yle Cevherli Dasit kontağı.
Yer: Barutçu yayla güneyi.



Şekil 2.17 Dikkaya Dasiti'ne ait kayaç örneğinin mikroskopik görünümü. Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, (Ç.N.)

kayaçların tabanındaki biyomikritlerden yapılan paleontolojik tayinler Kampaniyen - Maastrihtiyen yaşını vermektedir. Buna göre Dikkaya Dasiti, göreceli olarak Cevherli Dasit'lerin hemen üzerine gelen ve Üst Kretase içinde Senoniyen'den daha yaşlı bir birim olarak kabul edilebilir.

2.3.4. Hamsiköy Tortul - Volkanik Karmaşığı

İnceleme alanının büyük bir kısmını oluşturan bu kayaçlar, Bekçiler Formasyonunu uyumlu olarak üstler. Uluslararası adlandırma kurallarına uygun olarak (N.A.C.S.N., 48) verilen " Hamsiköy Tortul Volkanik Karmaşığı" adı Hamsiköy'den türetilmiştir. Bu karmaşığa ait kayaçlar Hamsiköy Dere vadisinde Gagabeyaz Dağı'ndan Başar Köyü yöresine kadar olan kesimde ve daha doğuda Akarsu Köyü yöresinde ise Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ve Berdiga Formasyonuna ait kayaçlarla direkt olarak dokanak yapmaktadır. Yörenin en genç birimi olan Zigana Granitoyidi tarafından kesilmiştir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde çalışan araştırmacılar (Alpan, 65; Gedikoğlu, 9; Pelin ve diğ., 70), Üst Kretase yaşlı bazalt, andezit lav ve bunların piroklastikleriyle, volkanik arakatkılı kireçtaşı, kiltası, marn gibi tortul kayaçların beraberce buldukları birime "Volcano-Tortul Seri" adını vermiştir. Bu araştırmacılar Volcano Tortul Seri'yi oluşturan volkanik ve tortul birimlerin birbiriyle olan konumlarının ve yayılımlarının yersel olarak değiştiğini belirtmişlerdir.

Hamsiköy yöresinde ise serinin önemli miktarını bazalt, andezit ve bunların piroklastikleri oluşturmaktadır. 800 m. den fazla kalınlığa erişen volkaniklerin yanısıra tortul kayaçlar nispeten daha az miktarlarda bulunur. Formasyon iki birime ayrılmıştır.

- Kıranoba Birimi
- Çamlıbel Birimi

2.3.4.1. Kıranoba Birimi

Kıranoba Birimi'ne ait Üst Kretase yaşlı bazalt, andezit ve piroklastik ürünleri çalışma sahasının yarısına yakınına kaplar. Başlıca Hamsiköy Dere vadisinin doğu kesiminde Bakımlı, Araköy, Gürgenagaç, Anayurt, Akarsu, Uzun ve Yan Mezraları; vadinin batı kesiminde ise Haya ve Kıranoy Mezraları yörelerinde geniş yayılım gösterir. Ayrıca daha güneyde Alasdağı tepe, Gagabeyaz dağı ile Turnagöl ve Yukarı Yayla yörelerinde de yersel olarak yüzeyleyirler (Şekil 2. 18, 19).

Sert ve koyu renkli topoğrafyalar vermesiyle kolayca tanınırlar. Pontid Alt Bazik Karmaşığı içindeki bazalt ve andezitlere oranla çok daha az ayrıışmışlardır. Genellikle yeşilimsi siyah renk gösteren kayaçta piroksen kristalleri hemen her zaman gözle izlenebilmektedir. Piroklastik ürünleri oluşturan tuf ve aglomeralar çok iyi çimentolanmış ve yer yer tabakalanma gösteren sert görünümlü kayaçlardır. Makroskobik olarak birbirine çok benzeyen bazalt ve andezitleri ayrı ayrı haritalamak mümkün olamamıştır.

Mikroskobik incelemeler bazalt ve andezitlerin genellikle mikrolitik porfirik bir dokuda olduklarını göstermektedir (şekil 2.20).

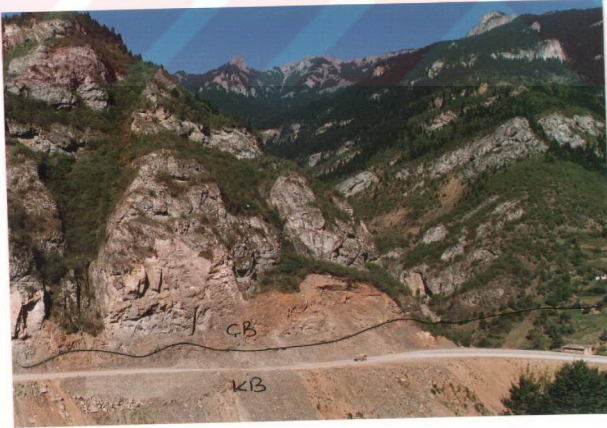
Plajiyoklas : Gerek özsekilli iri kristaller gerekse hamurda mikrolitler şeklinde olan plajiyoklas, bazaltta % 54-68 An içeren Labrador cinsindedir. Andezitte ise hakim plajiyoklas cinsi % 32-40 An içeren andezindir. Iri kristaller ekseriya zonlu yapı gösterir. Üst Kretase yaşlı bazalt ve andezitlerdeki plajiyoklaslar nispeten az ayrıışma gösterir.

Ojit : Üst Kretase yaşlı bazaltların hemen her kesiminde rastlanılan mafik mineral olup, bazen büyüklükleri 0.5 cm ye varmaktadır. Bazı kesitlerde çok açık yeşil renkli ve hafif pleokroyik özellik gösterirler. Hamurda ayrıca bol miktarda küçük ve yuvarlağımsı ojit kristalleri izlenir.

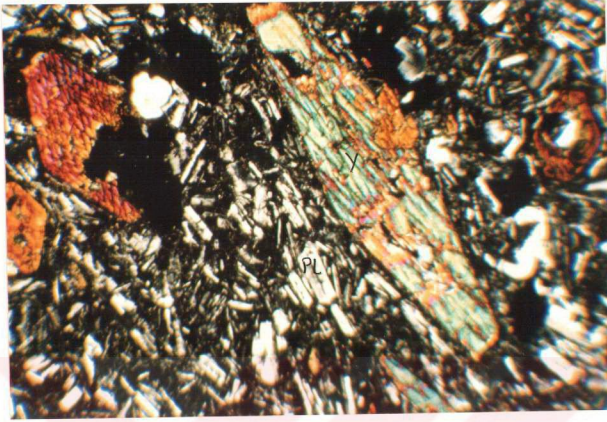
İncelenen Üst Kretase yaşlı 47 adet bazalt kesitinin 16 sında hipersten gözlenmiştir. Dik sönmesi, düşük çift kırılması ve negatif optik işaretiyle kolayca tanınan bu mineral ojitlere oranla daha küçük dikdörtgenimsi kristaller şeklin-



Şekil 2.18 Kirazbaşı Tepe yöresinde Çamlıbel Birimi'nin görünümü



Şekil 2.19 Hamsiköy vadisinde Kıranoba ve Çamlıbel Birimi dokanağının görünümü.



Şekil 2.21 Kiranoba Birimi'ne ait andezitlerin mikroskopik görünümü Pl: Plajiyoklas, Y: Yeşil Hornblend (Ç.N.)

2.3.4.2. Çamlıbel Birimi

Çalışma alanında, Hamsiköy Dere vadisinin her iki yamacında Hamsiköy Formasyonu içinde bir araseviye halinde uzanırlar. Ayrıca Kirazbaşı Tepe, Kiran Tepe ve Çevirmegöze Tepe yörelerinde de yayılım gösterirler. Sahadaki en iyi katmanlaşma gösteren birimdir. Çamlıbel Birimi'ni oluşturan tortul kayalar ayrışma derecesindeki farklılıklara göre girintili çıkıntılı topoğrafyalar oluştururlar. Sarımsı, grimsi ve yeşilimsi renklerde olup, ayrışmanın yoğunluğuna göre renkler koyulaşır. Kalınlıkları en fazla 350 m olan bu kayalar tabanda, yer yer yersel yüzeylenmeler veren olis-tostromal oluşuklarla başlar (Şekil 2.22). Başar Mahallesi-nin batısından itibaren güneye doğru, Kiranoba ve Çamlıbel Birim'leri dokanağı boyunca mercekler şeklinde izlenir. Olistostrom içinde çapı yaklaşık 2 m ye varan Berdiga Formasyonu'na ait kristalize kireçtaşı bloklarıyla birlikte bazalt, andezit ve diyabaz kayalar parçaları gözlenmiştir. Mikroskopik

incelemeler, volkanik kayaç parçalarının hem Liyas hemde Üst Kretase yaşlı formasyonlara ait olduğunu ortaya koymuştur.

Olistostromal seviye üzerine seri, kuvars taneleri belirgin ince katmanlı kumtaşıyla başlar ve kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, biyomikrit, kiltası, marn, tuf, tüfit ardanması şeklinde devam eder. Bu tortul kayaçların stratigrafik diziliminde belirgin bir sıralanma yoktur. Örneğin seri, Karahava dere yöresinde kumtaşlarıyla; Çevirmegöze tepe yöresinde ise kırmızı renkli biyomikritlerle başlar.

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Senoniyen yaşlı oluşukların değişik seviyelerinde gözlenen ve taze kırılma yüzeylerinin şarabi kırmızı renkte olmasından dolayı öncel çalışmalarda "Kırmızı Biyomikritler" olarak adlandırılan kayaçlar, içlerindeki mikrofosil zenginliği bakımından kılavuz bir seviye niteliğini taşır. İnceleme alanında orta ve ince katmanlanma gösteren bu biyomikritler, karakteristik kırmızı renkleri ve gözle görülebilen irilikteki Inoceramus kavkı parçaları içermesiyle kolayca tanınırlar. Taban kesimlerinde kumlu biyomikrit niteliğinde olan bu kayaçların mikroskobik incelemesinde, kırılmış organizma parçaları ve Globotruncana sp. mikrofosillerinin mikritik bir çimento içinde kalsitleşmiş olarak buldukları görülür (Şekil 2.23).

Biyomikritin tabana yakın kesimleri kumlu biyomikrit karakterinde olup mikritik çimentoda kuvars ve plajiyoklas parçacıklarının bolluğu göze çarpar. Ayrıca çatlak dolgusu olarak, demir oksit ve iri taneli kalsit minerallerine de sık rastlanır. Kırmızı biyomikritlerden alınan örneklerden yapılan paleontolojik tayinler sonucunda şu mikrofosiller saptanmıştır:

Globotruncana	tricarinata	QUEREAU
"	linneiana	d'ORBIGNY
"	arca	CUSHMAN
"	bulloides	VOGLER
"	cf.stuartiformis	DALBIEZ
"	fornicata	PLUMMER
"	falsostuarti	SIGAL
"	ganserri	BOLLI

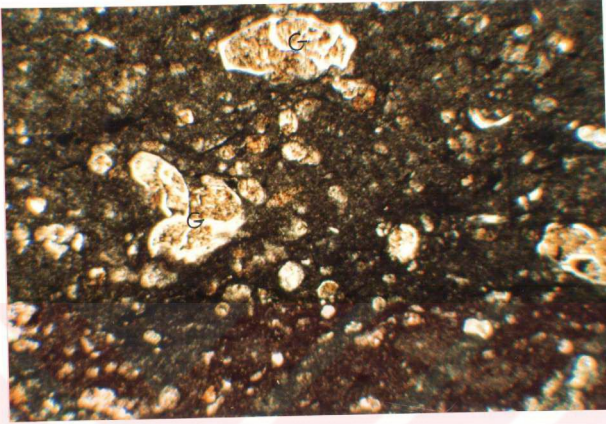
Bu fosillere göre birime Kampaniyen - Maastrichtiyen yaşı verilmiştir (Belirleme ; Prof. Dr. Türker Özsayar tarafından yapılmıştır).

Yersel olarak Karahavran dere vadisinde tortul kayaların en alt seviyesinde gözlenen kumtaşlarının kalınlığı 35 m civarındadır. Tazeyken siyahımsı renkte olan kayaç, ayrışma gösteren kesimlerinde gri bir renk kazanmıştır. Çok ince bir dokuda olup kuvars taneleri ancak lupla ayırt edilebilmektedir. Mikroskopta mineral parçalarının mikritik bir çimento içinde yüzdüğü görülür. Kayacın % 50 ye yakın kadarını kuvars kristalleri oluşturur. Daha az miktarda ise plajiyoklas parçaları içerir. Ayrıca tanımlanamayan Globotruncana sp. mikrofosilleri hemen her kesitte izlenir.

Kumlu ve killi kireçtaşları Çamlıbel Birimini'nin en yaygın birimleridir. Çoğunlukla sarı-kurşuni renkte olup, kalınlıkları 40-70 cm arasında değişen kalın katmanlanma gösterir. Çok ince kristalli olan bu kayaçlar dili hafifçe çeker ve HCl asitte çok az köpürürler. Mikroskobik inceleme-



Şekil 2.22 Çamlıbel Birimi taban seviyesinde olis-tostrom merceği. Yer: Hamsiköy'ün 700 GB s1.

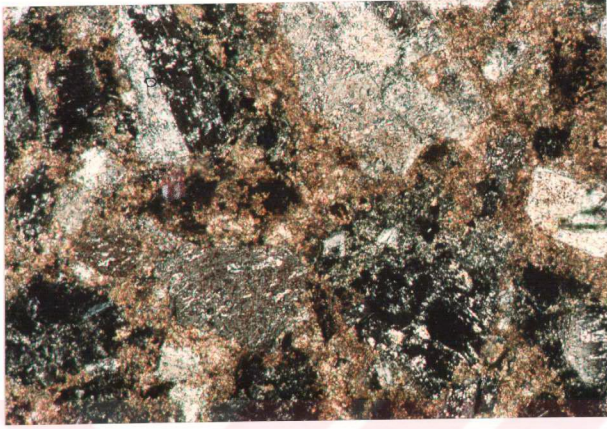
117^M

Şekil 2.23Çamlıbel Birimi'ne ait Kırmızı biyomikritlerin mikroskopik görünümü. G: Globoturuncana sp. mikrofossilleri. Tek Nikol (T.N.)

lerde kumlu ve killi seviyelerin, üyenin üst seviyelerine doğru birbirleriyle geçişli oldukları saptanmıştır. Kuvars az köşeli kristaller halinde killi ve mikritik bir çimento içinde görülür. Ayrıca bazı kesimlerde kümeleşmiş bir halde tanımlanamayan mikrofossil parçaları içerir.

Marnlar yeşilimsi renkli olup, ileri derecede yüzeysel ayrışmaya uğramıştır. Elle kolayca dağıtılacak kadar gevşek bir yapıya sahip olan bu kayalar, Çamlıbel Birimi'nin diğer cins kayaçları arasında girintili seviyeler oluşturur. Katman kalınlıkları 15-25 cm arasındadır. Mikroskopta kalsit, klorit ve kil minerallerinden oluşan mikritik bir çimento içinde çeşitli boyut ve şekillerde plajiyoklas parçaları görülür.

Tüf ve tüfitler sarımsı gri renkte ve oldukça ayrışmışlardır. Kalın ve orta katmanlı ve kırıntılı dokuludur. Tane boyları yer yer 1.5 mm ye ulaşır. Mikroskopta kötü boylanmış bir doku gözlenir. Kuvars yarı köşeli kristaller şeklindedir



Şekil 2.24 Çamlıbel Birimi'ne ait andezitik tüflerin mikroskopik görünümü P: Plajiyoklas (Ç.N.)

ve genellikle dalgalı sönme gösterir. Plajiyoklaslar çoğunlukla kırılmış parçalar halindedir. Kısmen ayrışarak kil ve serisit minerallerine dönüşmüştür. Dasitik ve andezitik karakterli seviyelerdeki plajiyoklas cinsi, % 19-47 An içeren oligoklas veya andezin çıkmaktadır. Yeşil hornblend ve biyotit gibi mafik mineraller birkaç kesitte ve oldukça ayrışmış bir halde izlenir. Klorit, minerallerin ayrışma ürünü olarak oldukça bol bulunur. Tüfitlerde ayrıca mikrolitik porfirik ve hyalo profirik doku gösteren volkanik kayaç parçaları da gözlenmektedir. Oldukça ayrışmış ve köşeleri yuvarlaklaşmış olan parçalar çoğunlukla dasitik ve andezitik karakterli olup, nadiren bazaltik karakterli parçalar da saptanmıştır. Tüfite oluşturan taneler klorit ve demir oksit mineralleri içeren mikrosparitik bir çimento ile bağlanmıştır (Şekil 2.24)

Çamlıbel Birimi'nin yaşı, kırmızı biyomikrit seviyelerinden saptanan paleontolojik verilere göre Kampaniyen-Maastrihtiyen olarak kabul edilmiştir.

Bu jeolojik ve stratigrafik bulguların ışığı altında Hamsiköy Tortul - Volkanik Karmaşığı'nın yaşı Senoniyen olarak kabul edilebilir.

2.3.5. Zigana Granitoyidi

Hamsiköy'ün güneyinden itibaren güneydoğuya doğru geniş yayılım gösteren bu kayaçlar, Doğu Karadeniz Bölgesi sıradağlarının önemli bölümünü oluşturan ve önceki çalışmalarda "Rize Batoliti" olarak adlandırılan granitik kayaçların kuzeybatı ucunu oluşturur (Şekil 2.25). Granitoidin adı, zirvelerini oluşturduğu Zigana Dağları'ndan türetilmiştir. Granitoid genellikle normal sokulumla yerleşmiştir. Faylı kontaklar küçük ölçekli ve oldukça azdır.

Zigana granitoyidi inceleme alanında genellikle Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçlarla kontak yapmaktadır. Ancak Mat Mezrası ve Arka Mahallesi yörelerinde Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nı, Kirazbaşı Tepe yöresinde ise tortul kayaçlardan oluşan Çamlıbel Birimini kestiği görülmektedir (Şekil 2.26).

Genellikle orta ve ince taneli olup, açık pembeden yeşilimsi griye kadar değişen renkler gösterirler. Çatlak sistemlerinin ve ayrışmanın yoğun olduğu yörelerde arenalaşmıştır. Arenalaşmanın alt kesimlerinde bile bu kayaçlar çok sert niteliktedir.



Şekil 2.26 Çamlıbel Birimini kesen granitoid sokulumu.

Yer: Kirazbaşı tepenin 250 m GD su.

Geniş anlamda granitoyid adını verdiğimiz bu kayaçlar aslında farklı petrografik fasiyelerde bulunurlar. İnceleme alanı batolitin kenar kısımlarına karşılık geldiğinden kuvarslı mikrodiyorit ve mikrogranit gibi ince taneli kayaçlar oldukça sık görülür. Granitoyidin içeri kesimlerine doğru ise orta taneli kayaç cinsleri izlenir.

Bu nedenle gerçekçi bir adlandırma yapmak için granitoyid içindeki her petrografik fasiyese ait birden fazla ince kesitin modal analizi yapılmıştır. Mekanik nokta sayıcısı ile yapılan işlemler sonucunda elde edilen değerler QAP diyagramına uygulanmış, ayrıca doygunluk indisi (SAT), renk indisi (COL) ve feldspat indisi (FELDS) değerleri de hesaplanmıştır (Tablo 2.1.). Ayrıca bu kayaçlardan yapılan kimyasal analiz sonuçları yardımıyla CIPW parametreleri hesaplanmış ve yapılan diyagramlar diğer verilerle karşılaştırılmıştır.

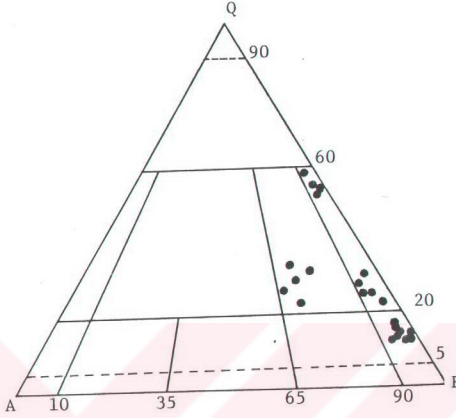
QAP diyagramında, Zigana Granitoyidine ait kayaçların granodiyorit, tonalit, trondjemit ve kuvarslı diyorit alanlarına düştüğü görülmektedir (Şekil 2.27).

SAT, COL ve FELDS indislerine bağlı olarak yapılan Jung ve Brousse (73) diyagramında (Şekil 2.28), kuvarsa doygunluk bakımından kayaçlar az kuvarslı kayaçlarla pek çok kuvarslı kayaçlar aralığında geniş bir yayılım gösterir. Kuvarslı diyoritler az kuvarslı, granodiyorit ve tonalitler orta kuvarslı, trondjemitler ise çok kuvarslı kayaç karakterindedir. COL indisi bakımından kuvarslı diyorit, granodiyorit ve tonalitler açık renkli gruba; trondjemitler ise çok açık renkli gruba girer. FELD indisi ise granodiyoritlerde yarı plajiyoklaslı, diğer kayaçlarda ise tamamen plajiyoklaslı taşlar özelliğini belirtir.

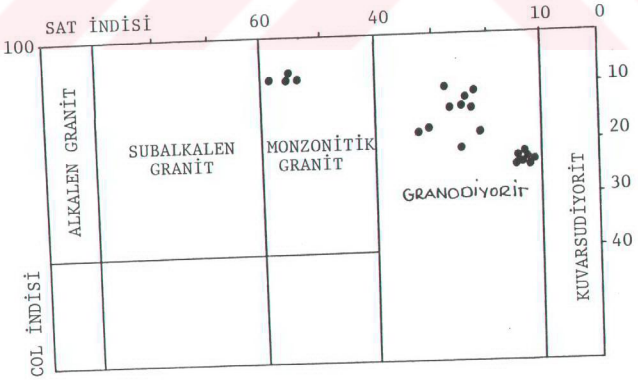
Granitoyidi oluşturan değişik karakterdeki bu kayaçları arazide birbirinden ayırtlamak son derece güçtür. Ancak, batolitin kuzeybatı sınırını oluşturan Hasan ve Mat Dere yöresinde izlenen kuvarslı mikrodiyoritler, litodemin diğer kayaçlarına oranla mineralojik ve stratigrafik açıdan bariz farklılıklar gösterir. Bu yörede yapılan detay jeolojik çalışmalar, kuvarslı mikrodiyoritlerin en yaşlı fasiyes kayacı olduğunu ortaya çıkarmıştır (Ek 3.).

Tablo 2.1. Zigana Granitoidine ait kayaçların modal analiz sonuçları.

Ürn. No	%	Q	A	P	Hb	Bi	Oj	T	Top	Q	A	P	SAT	COL	FELS
KUARSLI DIYORİT	128	11.3	1.8	63.5	17.2	4.8	-	1.4	100	14.9	2.3	82.8	14.9	23.4	2.7
	146	9.7	1.2	66.1	16.9	5.0	-	1.1	100	12.6	1.6	85.8	12.6	23.0	1.8
	183	12.1	2.0	63.7	19.4	2.6	-	1.0	100	15.5	2.6	81.9	15.5	22.2	3.0
	185	10.4	2.6	64.4	17.6	4.1	-	0.8	99.9	13.4	3.4	83.2	13.4	22.6	3.9
	196	12.4	1.7	61.6	15.8	6.4	-	2.1	100	16.4	2.2	81.4	16.4	24.3	2.7
	199	9.5	1.6	66.3	17.2	4.1	-	1.3	100	12.3	2.1	85.6	12.3	22.6	2.4
	205	11.3	2.0	63.9	17.5	4.7	-	0.6	100	14.6	2.6	83.0	14.6	22.8	3.0
	217	10.8	1.9	65.0	17.9	4.1	-	0.3	100	13.9	2.4	85.7	13.4	22.3	2.8
	98	25.3	17.7	42.9	5.8	6.3	0.2	1.8	100	29.5	20.6	49.9	29.5	14.1	29.2
GRANDIYORİT	96	20.6	21.1	35.2	9.3	8.6	-	5.1	99.9	26.8	25.4	47.8	26.8	23.1	37.5
	103	18.7	17.7	44.2	2.7	13.7	0.1	2.8	99.9	23.2	22.0	54.8	23.2	19.4	34.1
	107	24.9	13.1	42.8	10.2	7.8	-	1.2	100	30.8	16.2	53.0	30.8	18.2	23.4
	127	27.1	15.5	38.3	9.9	6.2	-	3.0	100	33.5	19.2	47.3	33.5	19.1	28.8
	176	21.8	4.5	62.9	10.2	0.4	-	0.2	100	24.4	5.0	70.6	24.4	10.8	6.7
TONALİT	179	23.4	6.6	58.3	3.1	6.9	-	1.7	100	26.5	7.5	66.0	26.5	11.7	10.2
	189	18.5	1.9	64.7	5.3	6.8	-	2.3	100	21.7	2.2	76.1	21.7	14.9	2.9
	222	20.6	7.4	58.6	6.1	5.7	-	1.6	100	23.8	8.5	67.7	23.8	13.4	11.2
	230	26.2	2.7	59.6	4.8	5.3	-	1.4	100	29.6	3.0	67.4	29.6	11.5	4.3
	47	53.7	2.7	33.8	4.7	3.8	-	1.1	99.9	59.5	3.0	37.5	59.5	9.8	7.4
TRONDJEMİT	100	49.9	1.3	40.7	3.3	2.8	-	2.0	100	54.3	1.4	44.3	54.3	8.1	3.1
	149	50.1	1.8	38.2	4.0	4.1	-	1.8	100	55.6	2.0	42.4	55.2	9.9	4.5
	157	48.6	2.2	39.5	5.2	2.9	-	1.6	100	53.8	2.4	43.8	53.8	9.7	5.3



Şekil 2.27 Zigana Granitoyidi'ne ait örneklerin QAPF diyagramında dağılımı.



Şekil 2.28 Zigan Granitoyidi'ne ait örneklerin Jung ve Brousse (73) diyagramında sınıflaması.

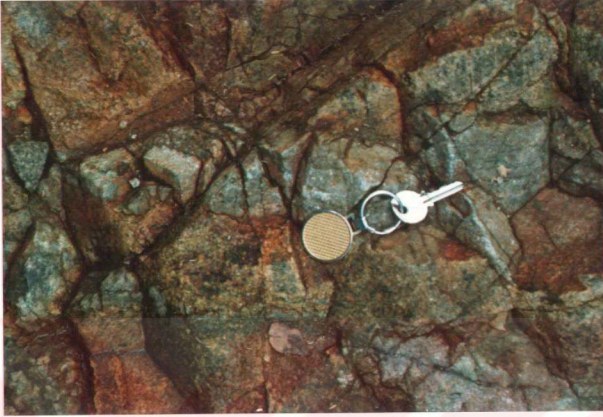
2.3.5.1. Kuvarslı Mikrodiyorit

Inceleme alanında cevher oluşumunu sağlayan bu kayaçlar, Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığına ait kayaçları keserek sokulum yapmışlardır. Zigana Granitoyidi içinde en yaşlı yerleşmiş bir stok görünümündedir. Granitoyidin diğer fasiyesindeki kayaçlarla hidrotermal ayrışma ve dokusal özellikleri bakımından kesin sınırları vardır. Porfiri cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal getirimlerin fasiyesin diğer kayalarını etkilememesi dikkati çeker. Kuvarslı mikrodiyorit stoğunun tamamı yoğun bir şekilde hidrotermal ayrışma ürünlerini ve çeşitli cevher mineralleşmesini içermesine karşılık, diğer fasiyes kayaçlarının bu olaylardan en küçük derecede bile etkilenmemiş olması, kuvarslı mikrodiyorit stoğunun litodem içindeki en yaşlı fasiyes olduğunu ortaya koymaktadır. Kuvarslı mikrodiyoritler Hasan dere ve Mat dere yöresinde yaklaşık elips şeklinde mostra verirler (Ek 3.). Aşırı derecede yüzeysel ve hidrotermal ayrışmaya uğramışlardır. Sık çatlaklı bir yapıya sahip olan kayaçta kalınlıkları 3-5 cm arasında değişen kuvars damarları izlenmektedir (Şekil 2.29). Çatlaklarda kuvarsla birlikte pirit, kalkopirit ve molibdenit mineralleri daima göze çarpar. Ayrışma mineralleri olarak silis, kil, serisit ve epidot görülür.

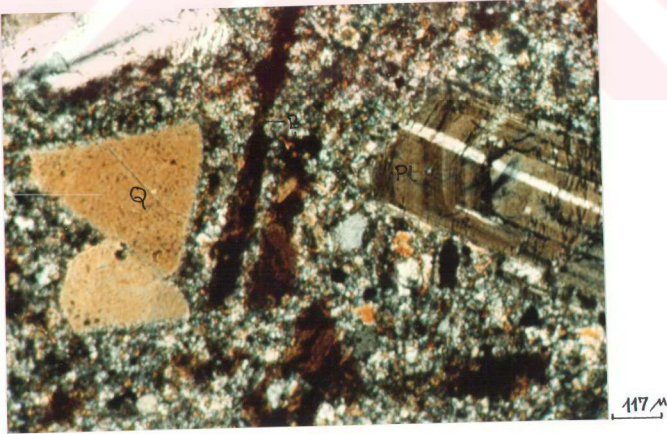
Mikroskobik incelemelerde ince taneli porfirik doku gözlenir (Şekil 2.30).

Kuvars: Genellikle iri ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Hamur tarafından kısmen yenmiş ve yuvarlağımsı bir şekil kazanmışlardır. Yenmenin yoğun olduğu bazı kesitlerde kuvars, boşluklu süzgeç yapısı kazanmıştır. Ayrıca, ikincil olarak küçük yuvarlağımsı taneler şeklinde bol miktarda gelişmiştir.

Alkalen Feldspat: Ayrışmadan korunabilmiş kristalleri oldukça azdır. Yarı öz şekilli kristaller çoğunlukla serisitleşmiş veya killeşmiştir. Bazı kesitlerde ayrışma o derece ileridirki, mineralin sadece dikdörtgenimsi şeklinde gelişen ayrışma minerallerinden başka ipucu yoktur. Kayaçta ayrıca,



Şekil 2.29 Kuvarslı mikrodyoritler içindeki kuvarslı damarcıkları. Yer: Hasan dere



Şekil 2.30 Kuvarslı mikrodyoritlerin mikroskobik görünümü Q: Kuvarslı, Pl: Plajiyoklas, B: Biyotit. (Ç.N.)

hidrotermal getirimin etkinliğine bağlı olarak oluşmuş ikincil alkalen feldspat görülür. Mikro damarcıkları dolduran küçük taneler şeklinde gelişmiş olan ikincil ortoklaslar tamamen taze özelliktedir.

Plajiyoklas: Genellikle öz şekilli irili ufaklıkristaller halinde olup, zonlu yapı gösterirler. Ayrışmadan korunmuş kristallerde yapılan ölçümler % 22-45 An içeren oligoklas ve andezin cinsi olduklarını ortaya koymuştur. Ayrışmanın şiddetine bağlı olarak kısmen veya tamamen serisitleşmişlerdir. ayrışmanın az olduğu kesitlerde plajiyoklas kristalleri içinde çok ince serisit damarcıklarının geliştiği gözlenir. yoğun ayrışmış kesimlerde ise tanınmayacak şekilde, sadece polisentetik ikiz çizgileri görünür halde serisite dönüşmüşlerdir.

Güzelyayla yöresindeki kuvarslı mikrodiyoritler birincil koyu renkli mineral bakımından fakirdir. Amfibol ancak birkaç kesitte görülür. Biotit, amfibole nazaran biraz daha bolca bulunur. Ancak hidrotermal olaylara bağlı olarak kayaç ikincil biyotit bakımından oldukça zenginleşmiştir.

Biyotit: iri öz şekilli lamelleri genellikle ayrışmıştır. Bazı kesitlerde, dikdörtgenimsi şeklini ve dilinimlerini koruyarak tamamen klorite dönüşmüştür. Ayrışmaya bağlı olarak içlerinde, çok ince iğne kristalli ve birbirleriyle yaklaşık 60° lik açı yapacak şekilde dizilim gösteren ikincil rutil gelişmiştir. İkincil biyotitler, ince damarcık dolgusu veya plajiyokas kristallerini ornatmış kümeler şeklinde bulunur. Asıl biyotite göre küçük taneler şeklinde olması, kahverengimsiden ziyade yeşile kaçan renkte pleokroizma göstermesi ve lamellerin yüzeylerinin pürüksüz olması özellikleriyle birincil biyotitten kolayca ayırtlanırlar.

Muskovit: Hidrotermal ayrışmaya bağlı olarak dikdörtgenimsi lameller şeklinde gelişmiştir.

Serisit: Kuvarslı mikrodiyoritte en yaygın olarak gözlenen ayrışma mineralidir. Bazı kesitlerde küçük pulcuklar şeklinde, plajiyoklas ve alkalen feldspatların tamamen yerini almıştır.

Klorit: Biyotitlerin kısmen veya tamamen ayrışması sonucunda oluşmuşlardır.

Ayrıca daha az oranda kalsit, epidot, kaolinit, monmorilonit, lökoksen ve apatit hemen her kesitte gözlenir.

İnceleme alanında yapılan sondaj çalışmaları sonucunda, Zigana Granitoyidi'ne dahil edilen mikrodiyorit ve tonalit bileşimli kayaçların, kuvarslı mikrodiyoriti kestiği görülmektedir. Keza, kuvarslı mikrodiyorit stoğunun yoğun bir şekilde yüzeysel ve hidrotermal ayrışma göstermesine karşın, granitoyidin diğer fasiyeslerinin ayrışma göstermemesi, kuvarslı mikrodiyoritin diğer fasiyes kayaçlarından önce sokulum yaptığını ortaya koymaktadır. Bu nedenle porfiri cevherleşmeyi içeren kuvarslı mikrodiyorit, Zigana Granitoyidi içinde en yaşlı fasiyes olarak kabul edilmiştir.

2.3.5.2. Granodiyorit

Zigana Granitoyidi'nin esas bölümünü oluşturan bu kayaçlar, genellikle iç kesimlere doğru yoğunluk kazanır. Karakteristik olarak Kurugöl, Aşağı ve Çukur yaylaları yörelerinde izlenen granodiyoritler, diğer fasiyesteki kayaçlara oranla oldukça iyi eş taneli ve daha az kırıklı yapı gösterir. Sağlam kayaç gri-sarı renktedir. Ayrışmanın derecesine bağlı olarak renk kahverengiye dönüşür. Kayaçtaki mineral taneleri gözle görülebilecek büyüklükte olup, kuvars, plajiyoklas, alkali feldspat ve koyu renkli mineraller rahatça seçilebilmektedir.

Mikroskobik incelemelerde yarı özşekilli taneli bir doku gözlenir (Şekil 2.31). Plajiyoklas ve yeşil hornblend ise özşekillliğe yakın yapıdadır.

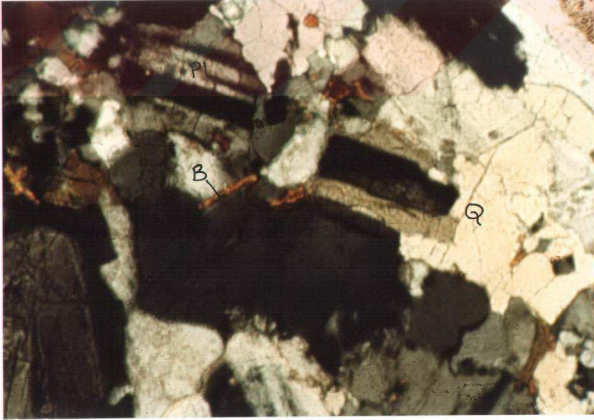
Kuvars : Özşekilsiz olarak diğer kristallerin arasını doldurur. Nispeten ince taneli kesimlerinde mikrografik doku görülür. Bazı kesitlerde dalgalı sönme özelliği taşıyan kuvarsta sık olarak apatit kapanımları da izlenmektedir.

Alkalin Feldspat : Çoğunlukla özşekilsiz halde, kuvars ve plajiyoklaslara oranla daha az miktardadır. İri kristalle-

rinde pertitik doku gözlenir. Diğer minerallere göre daha fazla ayrışarak kahverengimsi ve toprağımsı bir görünüş kazanmışlardır. Hakim ayrışma killeşme ve serisitleşme olarak izlenir.

Plajiyoklas : En bol bulunan mineral olup özşekilli veya yarı özşekilli dikdörtgenimsi kristaller halindedir. Plajiyoklas cinsi genellikle % 32-44 An içeren andezindir. Kayaçta daha seyrek olarak % 22-30 An içerikli oligoklas kristalleri de görülür. Zonlanma olağandır. Zonlu kristallerde merkezi kısımda An oranı % 50 ye çıkmaktadır. Kenar kesimlerde An oranı % 20-30 arasında değişmektedir. Plajiyoklaslar kısmen ayrışarak kil ve serisit minerallerine dönüşmüştür.

Yeşil Hornblend : Kayaçtaki koyu renkli minerallerin en fazlasını oluşturur. C eksenine dik uzun dikdörtgenimsi kesitlerinde (110); uzanıma dik bazal kesitlerinde ise baklava dilimi şekilli dilinimleri oldukça sık görülür. Ayrışmış örneklerde hornblendler kısmen klorit, kalsit ve demir oksit minerallerine dönüşmüştür.



117/M

Şekil 2.31 Granodiyoritlerin mikroskopik görünümü.
Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, B: Biyotit.
(Ç.N.)

Biyotit : Çoğunlukla küçük ve uçları tırtıklı dikdörtgenimsi lameller şeklinde izlenir. Bazı kesitlerde büyüklükleri 3 mm ye varan biyotit lamelleri de saptanmıştır. Taze mineralleri kahverenginin tonlarında oldukça kuvvetli pleokroizmaya sahiptir. Biyotit, ayrılmış kesitlerde kısmen veya tamamen klorite dönüşmüştür. Bu ayrışım sırasında biyotitteki pleokroizma renkleri;

z, y : kahverengimsi yeşil

z : sarımsı yeşil

olarak izlenir. Ayrıca ayrılmayla açığa çıkan demiroksit, kristalin dilinimleri boyunca opak şeritler halinde toplanmıştır.

Ojit : İncelenen 25 adet granodiyorit kesitinden üç tanesinde, küçük ve yarı özşekilli ojit kristalleri saptanmıştır. Çok açık yeşil renk gösteren bu mineraller, diğer koyu renkli minerallere oranla daha az ayrılmışlardır.

Granodiyoritler tali mineral bakımından oldukça zengindir.

Apatit : Daima dikdörtgenimsi veya ince çubuğumsu berrak kristaller şeklinde izlenirler. Kırılma indisinin oldukça yüksek olması, negatif uzanti ve dik sönme göstermeleriyle kolayca tanınırlar.

Zirkon : Seyrek olarak görülen bu mineral granodiyoritlerde genellikle biyotit lamellerinin kenarında veya içinde izlenir. Özşekilli bipiramidal taneler halindedir. Tek nikelde yüksek kırılma indisi, çift nikelde parlak canlı polarizasyon renkleri göstermesi karakteristik özelliklerini oluşturur.

Sfen : Çok az miktarda, baklava dilimi şekline yakın küçük kristaller halinde izlenir. Ayrıca hornblend ve biyotit gibi koyu renkli minerallerin ayrışması sonucunda özşekilsiz lökoksen kristalleri gelişmiştir.

Granodiyoritteki opak mineraller, özşekilli olarak gözlenen pirit ve manyetittir.

Ayrışma minerali olarak en çok klorit izlenir. Bilhassa biyotit ve yeşil hornblendin ayrışmasıyla oluşmuşlardır. Genelde açık yeşil olan tek nikel rengi, bazen sarımsı-yeşil

veya kahverengimsi-yeşil renktedir. Ayrıca plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak serisit ve kalsit her zaman rastlanılan minerallerdir.

2.3.5.3. Mikrogranit

Çalışma alanında, Selboğazı Tepe, Tumbi Tepe, Paparza Yayla, Kuruya Yayla ve Haranoy Güzlesi yörelerinde yersel olarak yüzeylenmelerini izlediğimiz bu kayalar, açık pembe veya grimsi-sarı renkli olup, oldukça kırıklı yapıdadırlar. İnce taneli olduklarından mineralleri gözle ayırtlamak oldukça güçtür.

Mikroskopta ince taneli mikropegmatitik ve porfirik dokular gözlenir (Şekil 2.32).

Kuvars : Özşekilsiz küçük taneler ve iri yarı özşekilli kristaller halinde izlenir. İri kristalleri oldukça çatlaklı olup, kenarları hamur tarafından aşındırılmıştır. Küçük kristaller çok sık dalgalı sönme gösterir. Feldspatla beraber mikropegmatitik dokuyu oluştururlar.

Alkalen Feldspat : Dikdörtgenimsi şekilli olup çoğunlukla ipliksi pertitik doku gösterirler. Kısmen ayrışarak serisit ve kil minerallerine dönüşmüştür.

Plajiyoklas : İrili ufaklı özşekilli kristaller halindedir. Mikroskobik ölçümlerde plajiyoklas cinsi % 25-36 An içeren oligoklas ve andezin çıkmaktadır.

Yeşil Hornblend : Genellikle yarı özşekilli kristaller halindedir. Bazı kesitlerde tamamen klorite dönüşmüştür.

Biyotit : Küçük dikdörtgenimsi lameller şeklindedir. Kısmen veya tamamen klorite dönüşmüştür. Ayrışma sonucunda dilinimleri boyunca opak mineraller gelişmiştir.

Mikrogranitlerde seyrek olarak müskovit ve epidot mineralleri de izlenir. Opak mineral oranı yersel olarak değişir. Yüzeylenmelerin kenar zonlarında kontak metamorfizmaya bağlı olarak pirit miktarı oldukça fazlalaşır. Kayaçta ayrıca tali mineral olarak apatit görülür.



Şekil 2.32 Mikrogranitlerin mikroskopik görünümü. Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Af: Alkalen feldspat, Ep: Epidot (Ç.N.)

2.3.5.4. Tonalit

Tonalit karakterli kayaçlar başlıca çalışma alanının güney kesiminde, Turnaoba Tepe yöresinde izlenirler. Oldukça kırıklı fakat sert yapıdadırlar. Gri-sarı renkli olup, genellikle ince-orta tanelidirler.

Mikroskopik incelemelerde yarı özşekilli bir doku görülür (Şekil 2.33).

Kuvars : Genellikle özşekilsiz kristaller halinde bol miktarda bulunur. İri kristalleri yer yer kapanımlar içerir. İnce çatlaklar hemen her kuvars kristalinde gözlenir.

Alkalen Feldspat : Ayrışmış ortoz kristalleri seyrek olarak bir kaç kesitte gözlenmiştir. Kayacı oluşturan diğer minerallere oranla daha iri olup pertitik doku gösterirler.

Plajiyoklas : Dikdörtgenimsi kristaller şeklindedir. Diğer minerallere oranla daha bol bulunur. İnce taneli doku

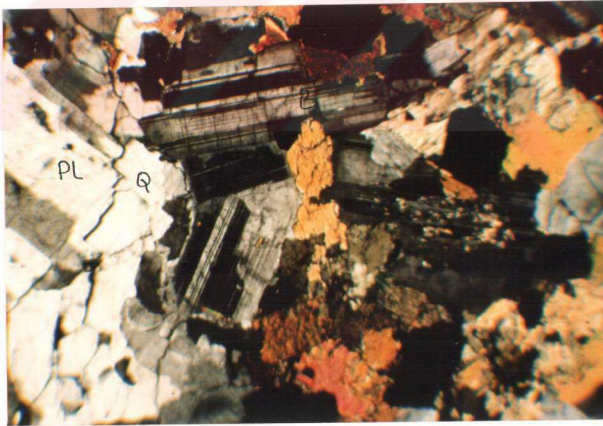
gösteren kesitlerde küçük tanelerin yanısıra, daha iri kristallerin bolluğu göze çarpar. Plajiyoklas ölçümleri, bu minerallerin % 14-37 An içeren oligoklas ve andezin olduklarını ortaya koymaktadır. Plajiyoklaslar az da olsa ayrıışarak serisit, kalsit ve kil minerallerine dönüşmüştür.

Yeşil Hornblend : Çoğunlukla özşekilli kristaller halinde. Bazı kesitlerde kısmen ayrıışarak, kalsit ve klorit gibi ayrışım minerallerini oluşturmuştur.

Biyotit : Dikdörtgenimsi şekilli ve uçları tırtıklı lameller halinde izlenir. Ayrışmanın hakim olduğu kesitlerde kısmen klorite dönüşmüştür.

Tonalitlerde ayrışmanın yoğunluğuna bağlı olarak kalsit, serisit, klorit ve nadiren de epidot mineralleri izlenir.

Ayrıca, apatit, zirkon ve sfen hemen her kesitte karşımıza çıkar. Özşekilli olarak izlenen opak mineraller genellikle pirittir.



Şekil 2.33 Tonalitlerin mikroskobik görünümü. Q: Kuars, Pl: Plajiyoklas, B: Biyotit. (Ç.N.)

2.3.5.5. Trondjemit

Trondjemitlere Horhordüzü Tepe ve Dipsizgölü Tepe yörelerinde rastlanır. Açık sarı ve beyaz renklerde görülen bu kayalarda kuvarsın bolluğu hemen göze çarpar.

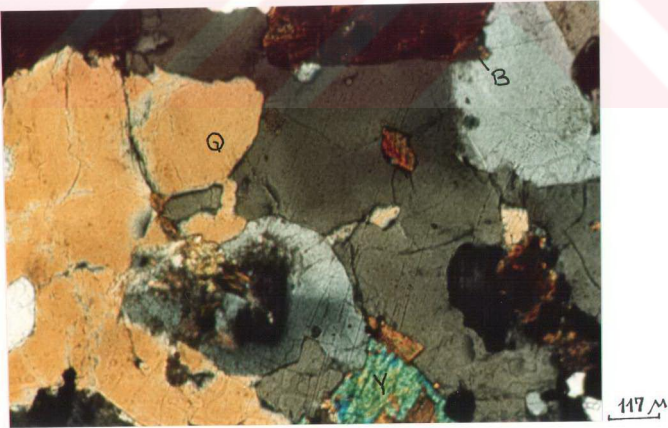
Mikroskobik incelemelerde iri ve orta taneli dokular gözlenir (Şekil 2.34).

Kuvars : Özşekilsiz irili ufaklı kristaller halindedir. Kayaçtaki en bol mineral olup, iri kristallari çoğunlukla çatlaklı görünümündedir.

Alkalen Feldspat : Çok az miktarda küçük kristaller şeklinde izlenir. Kısmen ayrışarak kil minerallerine dönüşmüştür.

Plajiyoklas : Yarı özşekilli dikdörtgenimsi kristaller halindedir. Çoğunlukla zonlu yapı gösterirler. Alkalen feldspatlara oranla daha az ayrışmışlardır. Plajiyoklas cinsi olarak % 18-28 An içeren oligoklas cinsi saptanmıştır.

Trondjemitler, Zigana Granitoidinin diğer fasiyesteki



Şekil 2.34 Trondjemitlerin mikroskobik görünümü.
Q: Kuvars, B: Biyotit, Y: Yeşil hornblend. (Ç.N.)

kayaçlarına oranla, koyu renkli mineraller bakımından oldukça fakirdir. Bu mineraller trondjemitin diğer kayaçlarla olan sınırlarına doğru artış gösterir. Biotit ve yeşil hornblend hemen hemen aynı oranda bulunur. Dikdörtgenimsi şekil gösteren bu mineraller, ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerde kısmen klorite dönüşmüştür.

Tali mineral olarak apatit oldukça boldur. Bilhassa yeşil hornblend ve biyotitlerin çevresinde yoğunlaşma gösterirler.

Klorit nispeten en fazla görülen ayrışma mineralidir. Serisit ve killeşmeye daha seyrek oranda rastlanır.

2.3.5.6. Kuvarslı Diyorit

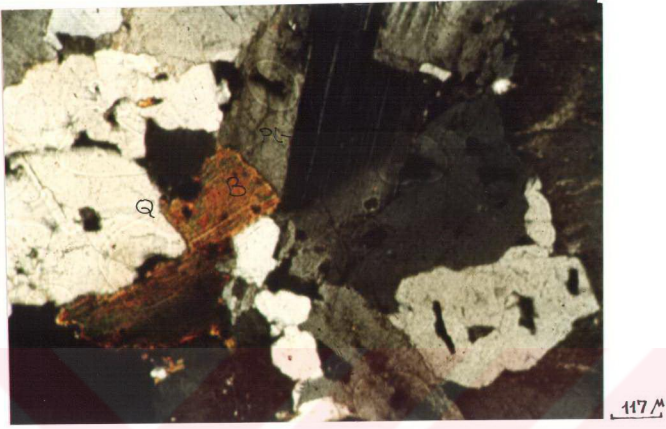
Kenar fasiyesinin en bol bulunan kayacıdır. Başlıca Mat Mezrası güneyi, Gagabeyaz Yayla, Düz Yayla ve Alçak Yayla yörelerinde yüzeylenirler. Makroskobik olarak sarımsı-kahverenkli ve oldukça kırıklı bir yapıdadır. Kayaçta, iri yuvarlağımsı kuvars taneleri ve daha küçük boyuttaki biyotit ve amfibol kristalleri gözle ayırtlanabilmektedir.

Mikroskopta yarı özşekilli ve orta taneli bir doku görülür (Şekil 2.35).

Kuvars : Çoğunlukla yarı özşekilli ve özşekilsiz küçük kristaller halinde bulunur. Kısmen aşınmış olup, granitoidin kenar zonlarına yakın kesimlerinden alınan örneklerde genellikle dalgalı sönme gösterirler.

Alkalen Feldspat : Yarı özşekilli kristaller halinde oldukça seyrek görülür. Bazı kesitlerde tamamen ayrışarak kil minerallerine dönüşmüştür.

Plajiyoklas : Dikdörtgenimsi, irili ufaklı kristaller şeklindedir. Kayacı oluşturan diğer minerallere oranla çok bol bulunur. Ekseriya zonlu yapı gösterirler. Plajiyoklas ölçümleri, % 24-47 An içeren oligoklas ve andezin cinsi olduklarını ortaya koymuştur. Bazı kesitlerde kısmen ayrışarak serisit ve kalsite dönüşmüştür.



Şekil 2.35 Kuvarslı Diyoritlerin mikroskopik görünümü. Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas B: Biyotit. (Ç.N.)

Yeşil Hornblend : Uzun dikdörtgen veya altıgen şekilli olup, yer yer ayrışarak klorit ve kalsitleşmiştir.

Biyotit : Genellikle özşekilli, kısa kenarları tırtıklı lameller veya belli yerlerde kümelenme gösteren küçük pulcuklar şeklindedir. Bazı kesitlerde, yoğun ayrışma sonucunda şeklini ve dilinimlerini aynen muhafaza ederek kısmen veya tamamen kloritleşmiştir.

Müskovit : Bir kaç kesitte, hidrotermal ayrışmaya bağlı olarak dikdörtgenimsi lameller şeklinde gelişmiştir.

Serisit : Plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak, küçük pulcuklar şeklinde izlenirler. Yüzeysel veya hidrotermal ayrışmanın çok yoğun olduğu kesimlerde plajiyoklaslar, şekillerini koruyarak tamamen serisitleşmiştir.

Lökokszen : Ayrışmış kesitlerde koyu renkli minerallerin çevresinde görülürler. Belli yerlere kümelenmiş özşekilsiz taneler halindedir.

Klorit : Genellikle biyotitlerin ayrışması sonucunda oluşmuştur.

Ayrıca daha seyrek olarak kalsit ve epidot gibi ikincil minerallerle, apatit gibi tali mineraller de izlenir.

Yörede çalışan araştırmacılar, Zigana Granitoidinin yaşı hakkında benzer yaşlar düşünmüşlerdir.

Erguvanlı (39), Zigana Dağı'nın muhtelif kesimlerinde gözlediği granit sokulumlarının, yöredeki Üst Kretase yaşlı formasyonları kesip, etrafındaki kayaçları kontak metamorfizmaya uğrattığını dolayısıyla bu granitik kayaçların Tersiyer yaşlı olduklarını belirtmiştir.

Gattinger (77), hazırlamış olduğu 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon paftasına ait raporunda, genç granit ve diyoritlerin Gümüşhane ve Torul'un kuzeyinde küçük yüzeylenmeler; Soğanlı dağlarının doğusunda ise geniş bir masif meydana getirdiğini belirtmiştir. Gattinger, Bayburt'un kuzeyinde bugünkü Aydıntepe yöresinde, granit ve diyoritlerle Eosen yaşlı flişler arasındaki kontağı saptamış ve böylece sokulumların en erken Üst Eosen'de başlayarak Oligosende de devam ettiğini öne sürmüştür.

Gülibrahimoğlu (44), Zigana Dağı yöresindeki granitoidleri de içeren çalışması sonucunda, yöredeki sokulum kayaçlarının Oligosen'den itibaren yerleşmiş olduğunu söylemiştir.

M.T.A. ve J.I.C.A. ortaklaşa yaptıkları çalışmalar sonucunda, yöredeki granitoidin Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçları keserek sokulum yaptığını ifade etmişlerdir (74, 75, 76). İnceleme alanının güneyinden, takriben 10 km uzaktan aldıkları granodiyorit örneğinden K-Ar yöntemiyle yapılan yaş tayini ise $72.1 + 3.6$ milyon yıl yaşını vermiştir (Şekil 2.36). Keza bölgede, batolitin çeşitli kesimlerinde yapılan jeokronolojik çalışmalar da benzer yaşları vermektedir (Çoğulu 8; Taner, 17; Yılmaz, 16).

Hamsiköy yöresinde ise granitoidin yaşına ışık tutacak en belirgin stratigrafik veri Kirazbaşı Tepe yöresinde gözlenmektedir (Şekil 2.26). Burada, granitoidin Kampaniyen - Maastrihtiyen yaşlı Çamlıbel üyesini keserek kontak metamorfizmasına uğrattığı tesbit edilmiştir. Bu verilerin ışığı altında Zigana Granitoidi'nin yaşı Tersiyer olarak kabul edilmiştir.

2.3.6. Boynuztaşı

Zigana granitoyidi, sokulum esnasında çevre kayaçlarını kontak metamorfizmasına uğratarak boynuztaşı oluşumuna neden olmuştur. İnceleme alanında, Mat Dere civarında Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Kıranoba Birimi'ne ait kayaçlar içinde gelişmiş küçük boynuztaşı kafaları gözlenir (Ek 3.). Arazide yeşilimsi ve kırmızımsı renk tonlarıyla kolayca tanınırlar. Makroskobik olarak epidot, aktinot, kalsit ve kuvars bulunur. Ayrıca cevher minerali olarak manyetit ve spekülarit gözlenir.

Mikroskopta taneli bir doku gözlenir (Şekil 2.37).

Epidot: Işınsal şekilde dizilmiş ince çubuğumsu kristaller veya öz şekilsiz taneler halinde görülür. optik ve x-ışınları tayinleri iki ayrı cins epidotu işaret eder. Mavi ve sarı gibi zayıf çift kırma rengi gösteren minerallerin klinozoisit, mor, kırmızı ve pembe gibi canlı (palyaço renkleri) çift kırma rengi gösterenlerin ise pistaşit cinsli oldukları saptanmıştır.

Albit: Genellikle dikdörtgenimsi nadiren de yarı öz şekilli kristalleri görülür. Dik sönmesi ve düşük çift kırıl-



Şekil 2.37 Boynuztaşının mikroskobik görünümü. Ps: Pistaşit, Kl: Klinozoisit, K: Kuvars. (Ç.N.)

ma renkleri göstermesi ile kolayca tanınır.

Kuvars: Öz şekilsiz, birbirine sıkıca kenetlenmiş küçük taneler şeklinde görülür. Bazı kesitlerde dalgalı sönme gösterirler.

Klorit: Ayrışma minerali olarak öz şekilsiz yeşil bulutumsu kümeler halinde izlenir.

Kalsit: Gerek üç yöndeki dilimleri belli olan iri ve yarı özşekilli kristaller, gerekse ince çatlakları dolduran küçük özşekilsiz taneler halinde hemen her boynuz taşı kesitinde bolca bulunur.

Aktinot: Çoğunlukla iğne şekilli ince ve uzun kristalleri kümeler halinde toplanmıştır. Keza boyutları 1 cm ye varan yuvarlağımsı boşluklar bu iğnemsî kristaller tarafından tamamen doldurulmuştur. Yapılan X-ışınları tayinlerinde tremolit cinsi oldukları tesbit edilmiştir.

Bu mineral parajenezine göre Güzelyayla yöresindeki kontak metamorfik kayaçların albit-epidot boynuztaşı fasiyesini işaret ettiği tesbit edilmiştir.

2.3.7. Dayklar

İnceleme alanında, tüm birimleri kesen kuvarslı mikrodiorit ve dasit daykları görülmektedir (Ek 1.). Bazıları haritaya abartılarak işlenen bu kayaçların özellikleri şöyledir:

Kuvarslı mikrodiorit daykları 10-30 m kalınlığında olup açık gri renkli ve ince tanelidirler. İnceleme alanında gözlenen en büyük dayk, İstavroma tepeden geçerek Maloba yaylaya doğru uzanan ve Üst Kretase yaşlı kayaçları kesen kuvarslı mikrodiorit daykıdır (Ek 1.). Mikroskopta ince taneli hamur içinde hemen hemen daima zonlanma gösteren iri ve özşekilli plajiyoklas kristalleri gözlenir. Daha seyrek olarak da kuvars, biyotit ve yeşil hornblend mineralleri izlenir. Kayaçın en büyük özelliği hemen hiç ayrışma göstermemesidir.

Dasit daykları sarımsı kahverenkli ve porfirik dokudadır. 0.5 cm ye varabilen irilikteki özşekilli kuvars

kristalleri gözle kolayca tanınabilmektedir. Mikroskobik incelemelerde camsı porfirik bir doku izlenir. Camsı hamur içinde iri plajiyoklas ve kuvars kristalleri bolca görülür. Plajiyoklas % 35-47 An içeren andezin olup yer yer zonlanma gösterir. Koyu renkli mineral olarak biyotit ve yeşil hornblend izlenir. Ayrışma mineralleri olarak serisit ve kalsit çok az görülür.

2.3.8. Traverten

Çalışma alanında, Dikkaya Mahallesi'nin batısında Hamsiköy Dere vadisi içinde, Kangel Yayla'nın kuzeyinde ve Kiraz Mezrasının güney batısında küçük traverten oluşukları tesbit edilmiştir (Ek 1.). Görünür kalınlıkları 10-50 m arasında değişmektedir (Şekil 2.38). Kangel Yayla yöresinde traverten oluşumu halen devam etmektedir. Sarımsı ve kahverengimsi renkte olan bu kayaç, gözenekli ve bantlı bir yapı arzeder.



Şekil 2.38 Travertenlerden bir görünüm.
Yer: Haranoy Yayla güneyi.

BÖLÜM 3

YAPISAL JEOLOJİ

3.1. Giriş

İnceleme alanı Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda bulunur. Yörenin en önemli yapısal unsurlarını değişik boyutlardaki kırıklar oluşturur. Genellikle volkanik ve plütonik kayalardan oluşan sahada, kıvrımlı yapılar nisbeten daha seyrek görülür. Hamsiköy'den kuzey yönüne doğru uzanan bir antiklinal-senklinall yapının doğu kanadı üzerinde yer alır (Ek 1). Sahanın jeolojik yapısının büyük ölçüde bu yapılarla kontrol edildiği fakat granitoid sokulumunun etkileri nedeniyle yapısal bozulmaların meydana geldiği kabul edilmektedir.

Yörede Alpin orojenik fazlarından Austrik ve Anadolu fazı etken olmuştur. Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Berdiga Formasyonu, Alt Kretase sonunda Austrik fazının etkisiyle; Üst Kretase yaşlı Hamsiköy Volkanik-Tortul Karmaşığı ise Anadolu fazının etkisiyle kıvrımlanmışlardır.

3.2. Tabakalar

İnceleme alanında Berdiga Formasyonu'na ait kristalize kireçtaşları kötü, Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı içindeki Çamlıbel Birimi'ne ait kayalar ise iyi katmanlanma gösterirler. Berdiga Formasyonu'nda görülen katmanlanma, serinin kristalleşmeye uğraması ve yöredeki tektonik olaylardan etkilenecek oldukça kırıklı bir yapı kazanması nedeniyle fazla belirgin değildir. Hamsiköy Dere vadisinin her iki yakasında mostra veren bu kayaların, vadinin batı yakasında 20-27° KB ya, doğu yakasında olanları ise 18-32° GD ya eğimli olup bir antiklinal oluşturacak şekilde kıvrımlanmışlardır.

(Ek 1, Ek 2). Formasyon, Gürgenagaç ve Akarsu mezrası yörelerinde de 17-34° KB ya eğimlidir.

Çamlıbel Birimi'ne ait tortul kayalarda katmanlanma çok belirgindir. Hamsiköy Dere vadisi boyunca genellikle KD - GB doğrultulu olup, 17-35° KB ya doğru eğimlidirler. Birim, Kirazbaşı Tepe ve Kıran Tepe yörelerinde ise 11-25° arasında GD ya doğru eğim gösterirler. İnceleme alanının güney kesiminde Çevirmegöze Tepe yöresinde de KD -GB doğrultuda uzanım gösteren volkano-tortul kayalar 17-32° arasında GD ve KB ya eğimlidirler.

3.3. Kıvrımlar

Çalışma alanında Hamsiköy Dere vadisi boyunca, başlıca Berdiga Formasyonu'ndan alınan tabaka doğrultu ve eğim ölçümleri yaklaşık simetrik bir antiklinalin varlığını ortaya koymaktadır. Hamsiköy antiklinali olarak adlandırılan bu antiklinalin konumu, β diyagramı yardımıyla 75/8 olarak saptanmıştır (Şekil 3.1.). Bu veriye göre Hamsiköy deresinin tabanı aynı zamanda antiklinal eksenine karşılık gelmektedir (Ek 1.). Daha güneyde Gürgenagaç ve Akarsu mezraaları yöresinde yüzeylenen Berdiga Formasyonuna ait kireçtaşları ise KB ya doğru eğimli olup, Hamsiköy antiklinalinin doğu kanadından itibaren GD ya doğru bir senklinalin varlığını ortaya koymaktadır. Asimetrik senklinal olan bu yapı Gürgenagaç senklinali olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanının güney sınırında İstavroma Yayla ve Çevirme göze Tepe yöresinde ise, Çamlıbel Birimi'ne ait volkano-tortul kayalar içersinde de bir senklinal belirlenmiştir (Ek 1.).

3.4. Çatlaklar

Çatlaklar genellikle magmatik kayalarda belirgin olarak izlenirler. Özellikle Zigana Granitoyidi içindeki porfiri

cevher içeren kuvarslı mikrodiyorit stoğu yöredeki en kırıklı yapıya sahip kayadır. Çatlak açıklıkları 0.1-3 cm, ara uzaklıkları ise 2 cm ile 1.5 m arasında değişir. Dolgu maddesi olarak başta kil olmak üzere kalsit ve silis saptanmıştır. Genelde tüm birimlerde çatlaklar düzgün yüzeyli fakat pürüzlüdür. Ondülasyon litolojiye göre değişir. Ondülasyonun az olduğu çatlaklar boyunca oluşan hareketlerde lokal faylanmalara oldukça sık rastlanır.

3.5. Faylar

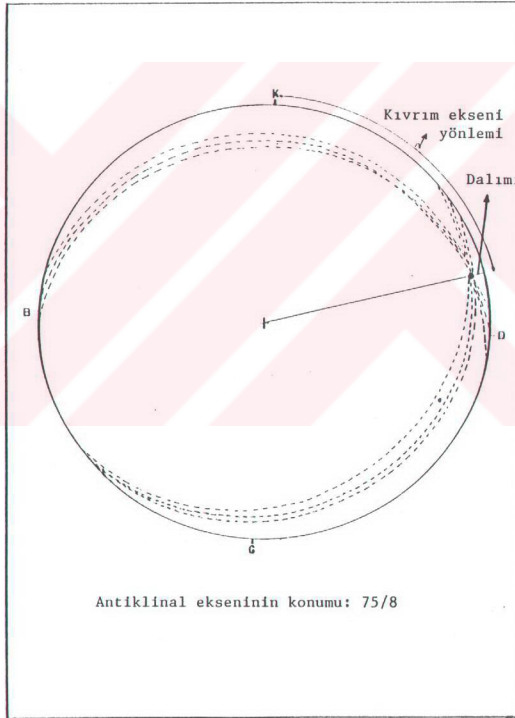
İnceleme alanının büyük bir bölümünün yoğun bitki örtüsü yamaç döküntüsü ve arena ile kaplı olması fayların arazide devamlı olarak izlenmesini güçleştirmektedir. Bu nedenle fayların saptanmasında hava fotoğraflarından da geniş ölçüde yararlanılmıştır. Yörede belirlenen faylar genellikle KD - GB ve KB - GD yönlerinde gelişmiş olan gravite faylarıdır. Dik yada dike çok yakın eğimli olduğu kabul edilen bu fayların haritalanan alanda yer alan en önemlileri Kirazbaşı fayı (FK), Güzelyayla fayı (FY) ve Güzelce fayıdır (FG).

Kirazbaşı fayı (FK), inceleme alanında izlenen en uzun faydır (Ek 1). KD - GB doğrultulu olan bu fay Kirazbaşı Tepe'den Kıran Tepe'ye doğru, her iki tepenin kuzey yamacı boyunca uzanır. Kirazbaşı fayı, Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçlarla Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı arasındaki dokanağı oluşturur. Bu fayı kesen KB - GD doğrultulu yersel küçük faylar saptanmıştır. Kirazbaşı fayı boyunca, bilhassa Hamsiköy Tortul-Volkanik Karmaşığı içindeki volkano tortul kayaçlarda yer yer fay breşi ve ileri derecede ayrışma görülür.

KB - GD uzanımlı Güzelyayla fayı (FY) ile KD - GB uzanımlı Güzelce (FG) fayları ise Hamsiköy Dere vadisi boyunca uzanan Berdiga Formasyonu'nun kuzey ve güney sınırını belirler (EK 1.).

Zigana-Hamsiköy yöresinde, granitoid sokulumlarının eski tektonik hatlar boyunca yerleştiği düşünülmektedir. Hava

fotoğraflarından yapılan incelemelerde, Güzelyayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin yüzeleştiği Hasan Dere ve Mat Dere yörelerinin eski bir dairesel çöküntü havzası (kaldera) olduğu ve porfiri cevherleşmeyi oluşturan kuvarslı mikrodioritin bu kalderanın merkezini oluşturduğu kabul edilmektedir. Güzelyayla yöresindeki dayk sisteminin bu stoğun merkezine doğru nisbeten ışınsal bir şekilde dizilim göstermesi, bu görüşü desteklemektedir (Ek 3.).



Şekil 3.1. Hamsiköy Dere vadisindeki Berdiga Formasyonu -
nundaki antiklinal ekseninin β diyagramı ile
konumunun belirlenmesi.

BÖLÜM 4

JEOKİMYA VE PETROLOJİ

4.1. Giriş :

Magmatik faaliyetlerle jeotektonik ortamlar arasında birinci derecede bir ilişki vardır. Bu nedenle, magmatizmanın niteliği ait olduğu jeotektonik ortamın özelliklerini yansıtır. Plaka tektoniği ortamlarının gerek magmatik kayaların tipini, gerekse cevherleşmelerin oluşumunu kontrol ettiği bir gerçektir. Bu yüzden güncel tektonik ortamlardaki magmatik kayalarda yapılan petrolojik ve petrokimyasal çalışmalar, o ortamın karakteristik özelliklerini ortaya çıkarmak ve diğer tektonik ortamların kayaç ve cevherleşme özellikleriyle dengeştirmek bakımından son derece önemlidir.

Çalışmamızın ana konusunu oluşturan porfiri Cu ve Mo yataklarının bölgesel konumlarının saptanabilmesi ve petrojenezinin anlaşılması için çok çeşitli petrokimyasal incelemeler yapılmıştır (Sawkins, 78, Sangster, 79; Sillitoe, 80; Bookstrom, 81; Baldwin ve Pearce, 82).

Bu nedenle, Güzelyayla Porfiri Cu - Mo cevherleşmesinin jeotektonik oluşum ortamını belirlemek ve çalışma alanındaki magmatik birimleri kimyasal olarak sınıflamak, oluşturdukları volkanik veya plütonik dizinin tipini saptamak ve bu kayaların kimyasal özellikleriyle bölgenin tektonik gelişimi arasındaki ilgiyi bulmak amacı ile 45 adet örneğin ana ve iz element analizleri yapılmıştır. Kayaçlara göre analiz dağılımı şöyledir:

Pontid Alt Bazik Karmaşığı	: 10 adet
Kuvarslı Mikrodiyorit	: 10 adet
Zigana Granitoyidi	: 10 adet
Asit Volkanikler	: 9 adet
Kıranoba Birimi	: 6 adet

Jeokimyasal analizler Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü olanaklarından yararlanarak gerçekleştirilmiştir.

Na₂O ve MgO haricindeki silikat analizleriyle iz element analizleri, X - ışınları floresans yöntemiyle Jeol JSX - 60 M4 manuel kullanımlı X - ışınları spektrometresinde, Na₂O ve MgO analizleri ise atomik arbsorbsiyon yöntemiyle Perkin Elmer 403 spektrometre cihazında gerçekleştirilmiştir.

X - ışınları spektrometre cihazındaki ana ve iz element analiz işlemleri için toz haline getirilen örnekler, asit bori: tozu ile kenarları ve arkaları beslenerek presle tablet haline getirilmiştir. Standart olarak uluslararası I.U.G.S. ve NIM standartları kullanılarak, kıyaslamalar bu standartlara göre yapılmıştır. Ateşte kayıp (H₂O) miktarları 900° C de yapılmıştır.

Iz element analizlerinde kütle soğurması düzeltmesi ve girişim düzeltmeleri yapılmıştır.

Ana element analizleri bilgisayarda değerlendirilerek C.I.P.W. normatif bileşenleri saptanmış ve sonuçları tablolar halinde verilmiştir.

Jeokimyasal irdelemede ana element konsantrasyonlarından yararlanarak ana magma tipinin belirlenmesine çalışılmıştır. XRF yöntemiyle analiz edilebilen uyumsuz ve geniş iyonlu litofil element (LIL) ve uyumlu kalıcı element (HFS) konsantrasyonları saptanarak bunlardan türetilmiş diyagramlar yardımıyla petrojenik karakterleri ve jeotektonik ortamları araştırılmıştır.

Yapılan demir analizleri kayaçların ilksel Fe₂O₃/FeO oranını çeşitli oksidasyon safhalarından dolayı vermeyeceğinden, analitik değerlerin demir oranını değiştirmeden ayarlanması gerekmiştir. Bu nedenle Fe₂O₃ ve FeO değerlerinin standardize edilmesinde araştırmacılar tarafından çeşitli yöntemler uygulanmıştır. Coombs (83), bazalt bileşimli kayaçlar için Fe₂O₃ üst sınırını % 1.5 olarak kabul etmiştir. Irwine ve Baragar (84) % Fe₂O₃ = % TiO₂ + 1.5 olarak kullanmıştır. Thompson ve diğ. (85) toplam alkalisi % 4 den küçük volkanitlerde Fe₂O₃ = % 1.5, 4-7 arasında olanlarda Fe₂O₃ = %2 ve

toplam alkali miktarı % 7 den büyük olanlarda ise $Fe_2O_3 = \% 2.5$ değerlerini üst sınır olarak almıştır. Lippart ve Truckle (86) araştırmalarında bu oranı 0.2 olarak ayarlamışlardır. Çalışmalarımızdaki analizlerin CIPW normlarının hesaplanmasındaki Feo/Fe_2O_3 oranları, yukarıdaki literatürlerin ışığı altında standardize edilmiştir.

Ana element analizleri bilgisayarla değerlendirilip C.I.P.W. normları hazırlanırken bazı kısaltmalar yapılmıştır:

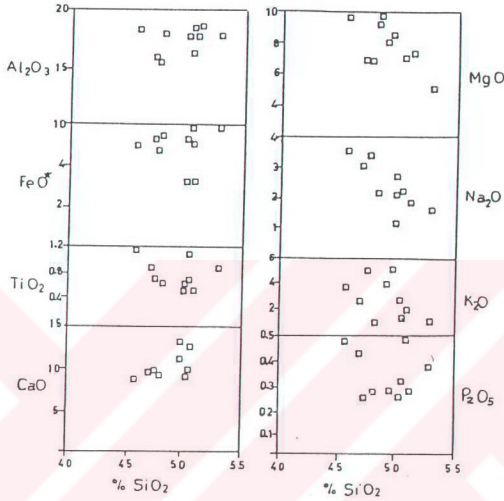
Q : Kuvars	Mt : Manyetit
C ; Korundum	Il : Ilmenit
Or : Ortoklas	Ap : Apatit
Ab : Albit	
An : Anortit	
Lc : Lösit	
Ne : Nefelin	
D : Diyopsit	
H : Hipersten	
Ol : Olivin	

4.2. Pontid Alt Bazik Karmaşığı'nın Jeokimyası

Pontid Alt Bazik Karmaşığı içindeki bazaltlardan yapılan ana ve iz element analizleri çeşitli diyagramlara uyarlanmış ve sonuçları irdelenmiştir.

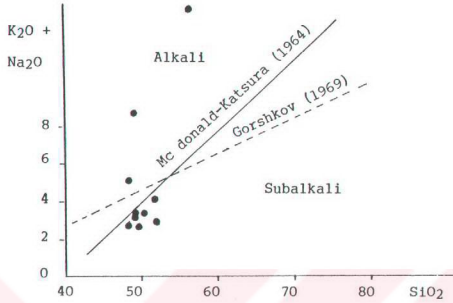
Elementlerin SiO_2 ye göre dağılımları incelendiğinde Al_2O_3 , FeO ve CaO nun SiO_2 ye bağlı olarak arttığı, MgO , Na_2O ve K_2O in ise azaldıkları görülmüştür (Şekil 4.1). Alkali değerlerindeki bu azalma, kayacın toleyitik özellikte olmasıyla açıklanabilir (Kuno 87, Zanettin 88).

Kayaçların alkali ve silis bileşenlerine göre alkalen veya subalkalen olup olmadıklarını belirleyen alkali - silis diyagramında, Liyas yaşlı bazaltların gerek Mc Donald ve Katsura (89), gerekse Gorskov (90) sınırlamalarına göre çoğunluğunun subalkali, üç örneğin ise alkali alana düştüğü



Şekil 4.1 Pontid Alt Bazik karmaşığında ana elementlerin SiO₂ ye göre dağılımı.

görülmektedir (Şekil 4.2). Bu üç örneğin, spilitleşme gibi düşük dereceli başkalaşım olayları sonucunda alkali bölgeye kaymış oldukları düşünülebilir. AFM diyagramında çeşitli magma tiplerinin belirli elementlere göre farklılaşma gidişleri verilmiştir (Şekil 4.3). Pontid Alt Bazik bazaltlarını AFM diyagramına koyduğumuzda biri hariç tümünün Kuno'nun belirlediği kalkoalkalen alana düştüğü görülmektedir (Şekil 4.3). Örneklerin üçgen içinde sekilde görüldüğü gibi dağınık bir halde yayılmaları toleyitik - kalkalkalen bir dizilimin varlığını göstermektedir. Keza toleyitik dizilerde kesirli kristallenme sırasında FeO* ve TiO₂'nin zenginleştiği buna karşılık kalk-alkali dizilerde azaldığı görülür (Miyashiro, 91).



Şekil 4.2 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltların Alkali/Silis diyagramında gösterilişi.



Şekil 4.3 AFM diyagramında (Kuno, 95; Hess, 96) Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltların konumu.
(A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = FeO^* , M = MgO)

Pearce (92), Cao+MgO yüzdesi 13-20 arasında olan kayaların bazalt olarak nitelemiş ve bu tür örneklerdeki ana element konsantrasyonları yardımıyla F1, F2, F3 fonksiyonları elde ederek bazaltların tektonik yerleşimlerini irdeleyen ayırtman diyagramlar türetmiştir. Bu diyagramlarda kullanılan fonksiyonların elde edilmesi şöyledir:

$$\begin{aligned} F1 &= 0.0088 \text{ SiO}_2 - 0.0774 \text{ TiO}_2 + 0.0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0066 \\ \text{FeO}^* &- 0.0017 \text{ MgO} - 0.0143 \text{ CaO} - 0.0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0007 \text{ K}_2\text{O} \end{aligned}$$

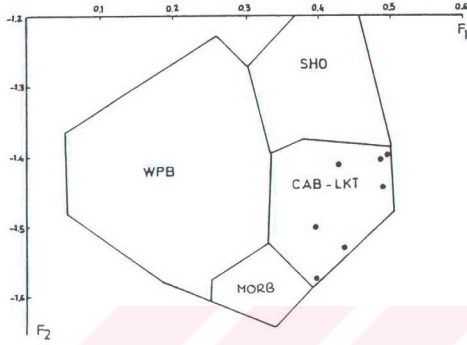
$$\begin{aligned} F2 &= -0.0130 \text{ SiO}_2 - 0.0185 \text{ TiO}_2 - 0.0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0134 \\ \text{FeO}^* &- 0.0300 \text{ MgO} - 0.0204 \text{ CaO} - 0.0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0.0175 \text{ K}_2\text{O} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F3 &= -0.0221 \text{ SiO}_2 - 0.0532 \text{ TiO}_2 - 0.0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0016 \\ \text{FeO}^* &- 0.0310 \text{ MgO} - 0.0237 \text{ CaO} - 0.0614 \text{ Na}_2\text{O} + 0.0289 \text{ K}_2\text{O} \end{aligned}$$

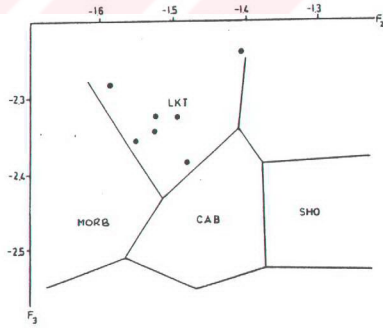
Örneklerimizi F1 - F2 diyagramına uyarladığımızda bunların yitim zonunu belirleyen toleyitik - kalkalkalen alanda toplandıkları görülmektedir (Şekil 4.4). Yukardaki diyagramdan, yitimi karakterize ettiği anlaşılan bu bazaltların yitim sürecindeki konum ve karakterlerinin anlaşılması için F2 - F3 ayırtman diyagramı kullanılmış ve sonuçta bu volkanitlerin yitim başlangıcını işaret eden düşük potasyumlu toleyit alanında yer aldıkları görülmüştür (Şekil 4.5).

Pearce ve Cann (93) ve Pearce (94) ayrışmadan çok az etkilenen yani kalıcılığı yüksek (HFS) Ti, Zr, Y, Nb ve Sr gibi elementlerin değerlerini bazaltların tektonik ortamını belirlemede kullanmışlardır. Pearce ve Cann (93), bu elementlerden Ti/100, Zr ve Sr/2 değerleri üzerinden hazırladıkları diyagramda örneklerimizin konumu incelendiğinde, bütün örneklerin yitim kökenli kalk-alkali bazalt alanında toplandığı görülür (Şekil 4.6).

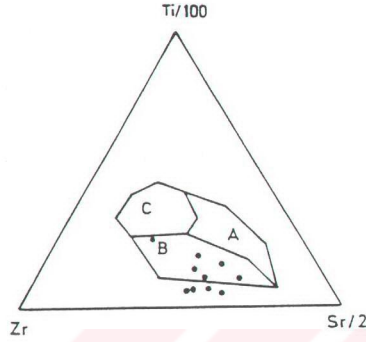
Pearce'in (94) geliştirmiş olduğu TiO₂ - Zr diyagramına Pontid Alt Bazik karmaşığına ait bazalt örneklerini yerleştirdiğimizde bir örnek hariç diğer tüm örneklerin ada yayı lavları alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.7).



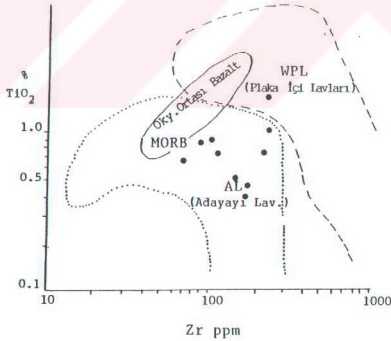
Şekil 4.4 F1-F2 diyagramına (Pearce, 92) Pontid Alt Bazik bazaltlarının uyarlanması. MORB: Okyanus ortası bazaltları, LKT: Düşük potasyumlu toleyitler, CAB: Kalk-alkali bazaltlar, SHO : Şoşonitler, WPB Plaka içi bazaltları.



Şekil 4.5 F2-F3 diyagramına (Pearce 92) Pontid Alt Bazik bazaltlarının uyarlanması. (Simgeler Şekil 4.4 de açıklanmıştır)



şekil 4.6 Ti/100, Zr, Sr/2 diyagramında (Pearce ve Cann, 93) Pontid Alt Bazik karmaşığına ait bazalt örneklerinin dağılımı. A = Düşük potasyumlu toleyit, B = Kalk-alkali bazalt, C = Okyanus tabanı bazaltı.



şekil 4.7 TiO₂ - Zr diyagramında (Pearce, 94) Pontid Alt Bazik karmaşığı içindeki bazalt örneklerinin dağılımı. AL= Adayayı lavları, WPL= Plaka içi bazaltları MORB = Okyanus ortası bazaltları.

Tablo 4.1. Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltların kimyasal analiz sonuçları.

	8	55	101	109	201
SiO ₂ (%)	53.46	50.38	48.25	46.84	47.37
TiO ₂	0.86	0.69	0.66	0.87	0.71
Al ₂ O ₃	16.77	17.48	17.11	16.80	15.43
Fe ₂ O ₃	3.46	3.25	3.05	3.19	2.39
FeO	7.34	6.90	6.48	6.79	5.08
MnO	0.48	0.19	0.28	0.13	0.14
MgO	4.90	7.16	10.90	6.92	6.48
CaO	7.02	7.36	7.61	9.74	9.47
Na ₂ O	1.66	2.38	2.32	3.16	3.78
K ₂ O	1.06	0.26	0.11	0.26	5.35
P ₂ O ₅	0.37	0.25	0.31	0.46	0.28
H ₂ O	2.10	3.86	3.18	4.46	2.18
TOPLAM	99.48	100.16	100.26	99.62	98.66
Rb (ppm)	37	15	5	62	26
Sr	250	470	86	415	752
Zr	92	110	74	108	218
Y	37	30	46	47	31
Nb	-	-	-	-	-
Ba	525	117	75	283	135
Ce	114	42	78	126	5
La	-	-	-	-	-
Cu (ppm)	56	18	32	5	18
Pb	555	95	486	23	725
Zn	775	298	980	84	148
Q (%)	13.92	5.61	1.81	-	-
C	1.01	0.50	0.08	-	-
Or	6.26	1.54	0.65	1.54	-
Ab	14.05	20.14	19.63	26.74	8.61
An	32.41	34.88	35.73	30.89	9.33
Ne	-	-	-	-	17.33
D	-	-	-	11.68	28.83
HY	22.30	27.04	35.96	8.42	-
OL	-	-	-	8.55	6.28
MT	5.02	4.71	4.42	4.63	3.47
IL	1.63	1.31	1.25	1.65	1.35
AP	0.88	0.59	0.73	1.09	0.66

Tablo 4.1. (Devam ediyor)

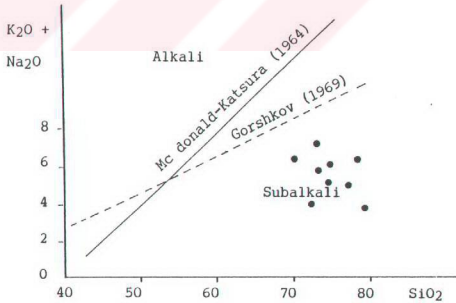
	202	209	210	211	212
SiO ₂ (%)	49.68	50.78	49.76	53.05	45.89
TiO ₂	0.48	0.50	0.57	1.10	1.31
Al ₂ O ₃	17.30	17.56	15.92	18.00	17.64
Fe ₂ O ₃	1.24	1.14	2.19	2.01	2.39
FeO	2.62	2.42	4.65	4.71	5.08
MnO	0.03	0.03	0.25	0.02	0.03
MgO	8.74	7.80	9.44	7.39	9.80
CaO	12.62	12.55	11.10	8.35	8.25
Na ₂ O	2.66	1.88	1.12	2.12	3.67
K ₂ O	1.06	1.54	4.20	4.92	3.74
P ₂ O ₅	0.56	0.30	0.28	0.34	0.49
H ₂ O	3.74	2.38	1.00	1.18	2.22
TOPLAM	100.73	98.88	100.48	100.19	100.51
Rb (ppm)	10	12	53	81	83
Sr	411	406	530	682	544
Zr	182	182	170	232	235
Y	27	27	44	46	48
Nb	-	-	-	-	-
Ba	56	35	220	217	745
Ce	108	108	20	30	11
La	-	-	-	-	-
Cu (ppm)	25	28	28	38	42
Pb	52	86	32	52	110
Zn	84	152	105	50	68
Q (%)	-	0.51	-	-	-
C	-	-	-	-	-
Or	6.26	9.10	24.82	29.08	22.10
Ab	22.51	15.91	6.53	10.92	3.29
An	32.14	34.93	26.01	25.07	20.61
Ne	-	-	1.59	3.80	15.04
DI	21.17	20.03	21.72	11.29	13.60
HY	1.27	12.73	-	-	-
Ol	9.64	-	13.90	13.06	15.56
Mt	1.80	1.65	3.18	2.91	3.47
Il	1.33	0.95	1.08	2.09	2.49
Ap	0.91	0.71	0.66	0.81	1.16

4.2. Asit Volkaniklerin Jeokimyası

Bu başlık altında, Üst Kretase yaşlı Cevherli Dasit ve Dikkaya Dasiti'nin jeokimyasal özellikleri incelenecektir. Bu incelemede amaç, çağdaş oldukları tahmin edilen granitoid kütleleriyle jenetik olarak ilişkili olup olmadığını araştırmaktır. Bu amaçla dasitik volkanitlerin ana ve iz element karakteristikleri incelenmeye çalışılmıştır.

Toplam alkali - silis diyagramında dasit örneklerinin tümü subalkali alanda yer alır (Şekil 4.8).

Asit volkanitleri AFM diyagramına uyarladığımızda bir örnek hariç tümünün kalk-alkali alana düştüğü izlenmektedir (Şekil 4.9). Noktaların alkali köşesine yakın toplanmaları magmanın kristalleşmesi boyunca eriyiğin alkalilerce yoğun bir şekilde zenginleştiğini belirtmektedir. Kuno'ya göre (87) bu durum kalk-alkalen serilerin tipik özelliğidir.



Şekil 4.8 Dasitlerin alkali - silis diyagramında (Mac Donald ve Katsura, 89 ;Gorshkov, 90) dağılımları.

Zigana yöresi Üst Kretase yaşlı dasitleri $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*$ / MgO diyagramına uyarladığımızda örneklerin kalkalkalen alana düştüğü ve FeO^* / MgO oranının silisle birlikte arttığı görülmektedir (Şekil 4.10). Bu olay magmanın diferansiasyonunun normal bir sonucudur. Bu değişimi belirten doğrultu Amagi kalk-alkalen serisiyle (Miyashiro, 91) büyük bir uyum halindedir.

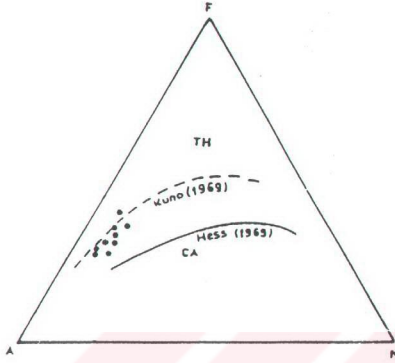
Pearce ve diğ. (97) tarafından önerilen Rb, Y, Nb elementleri ile yapılan ayırtma diyagramlarından Nb - Y diyagramında, Zigana yöresi dasitlerinin düşük Nb ve ortaç Y konsantrasyonlarıyla tipik yitim kökenli kalk-alkalen karakteri işaret etmektedirler. Geniş yionlu litofil (LIL) uyumsuz element olan Rb'un tipik bir kalıcı ve uyumsuz element (HFS) olan Y ve Nb 'a oranlanması olan Rb - Y+Nb diyagramında volkanitlerin düşük ve ortaç Rb konsantrasyonlarıyla kabuk kökenli çarpışma granitoyidi olamayacakları görülmektedir (Şekil 4.11 ve 4.12).

Görüldüğü gibi Bekçiler Formasyonu'nu oluşturan dasitik volkaniklerin jeokimyası, Bölgede ayrıntılı çalışılmış olan aynı yaştaki granitoyid kayalarlarıyla karşılaştırıldığında benzer jeokimyasal özelliklerin görülmesi dikkati çekmektedir. Büyük bir olasılıkla bu benzerlik, Üst Kretase boyunca Pontidler'de oluşmuş yitim kökenli kalk-alkalen magmatizmanın bir sonucudur ve bu sonuç bölgedeki granitoyid batolitlerinin dasitik volkanizmayla aynı magmatik jenezeye ait olduklarını ortaya koymaktadır.

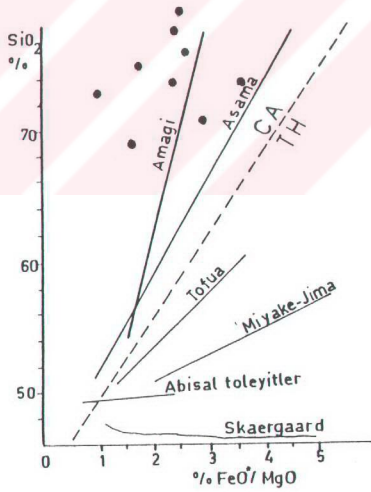
4.3. Kıranoba Birimi'nin Jeokimyası

Bu başlık altında, Kıranoba Birimi içindeki Üst Kretase yaşlı bazaltik lavların jeokimyası incelenecektir.

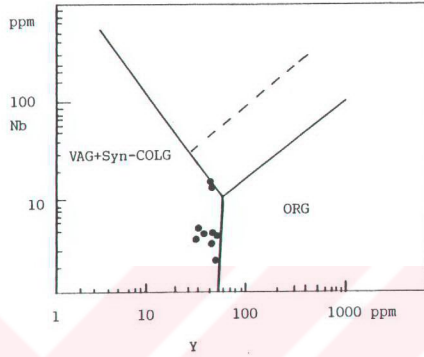
Kayaçların alkali veya subalkali olduğunu belirlemede kullanılan Kuno'nun toplam alkali - silis diyagramına Zigana yöresi Üst Kretase yaşlı bazalt örnekleri uyarlandığında tüm örneklerin subalkali alana düştüğü görülmektedir (Şekil 4.13)



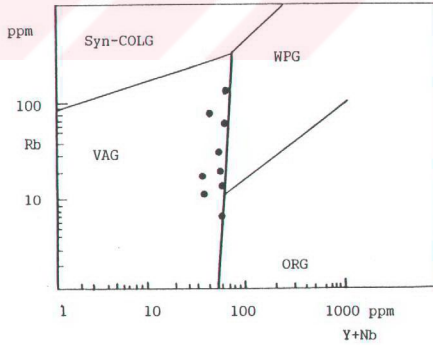
Şekil 4.9 Zigana yöresi dasitlerinin AFM diyagramında dağılımları (Kuno, 95; Hess, 96).



Şekil 4.10 Toleyitik ve kalk-alkalen dizilerin ayırımında kullanılan $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ diyagramında (Miyashiro, 91) Zigana yöresi dasitlerinin dağılımı.



Şekil 4.11 Zığana yöresi dasitik volkanitlerin Y-Nb diyagramında (Pearce ve diğ., 97) dağılımı (Simgeler Şekil 4. 13 de açıklanmıştır).



Şekil 4.12 Zığana yöresi dasitlerinin Rb - (Y+Nb) diyagramında (Pearce ve diğ., 97) dağılımı. ORG= Okyanus sırtı graniti, VAG= Volkanik yay graniti, WPG= Plaka içi graniti.

Tablo 4.2. Asit volkaniklerin kimyasal analiz sonuçları.

	26	42	44	53	73
SiO ₂ (%)	76.11	74.36	78.80	77.72	72.48
TiO ₂	0.32	0.30	0.37	0.36	0.42
Al ₂ O ₃	11.74	12.06	11.38	10.40	11.02
Fe ₂ O ₃	1.07	1.11	0.96	0.84	1.42
FeO	2.28	2.35	2.04	1.79	3.01
MnO	0.02	0.08	0.03	0.03	0.08
MgO	1.26	1.19	1.21	1.12	1.25
CaO	0.66	0.69	0.82	0.47	2.04
Na ₂ O	3.42	3.56	2.07	1.58	2.76
K ₂ O	1.28	1.06	1.56	3.82	3.45
P ₂ O ₅	0.62	0.55	0.40	0.58	0.37
H ₂ O	2.12	1.90	1.66	3.16	1.85
TOPLAM	100.90	99.21	101.30	101.87	100.15
Rb (%)	23	6	47	25	85
Sr	110	28	54	135	247
Zr	144	197	206	188	174
Y	65	64	57	46	48
Nb	5	3	6	5	7
Ba	986	763	947	1100	1310
Ce	180	113	68	168	113
La	-	-	-	-	-
Cu (ppm)	22	14	28	22	22
Pb	40	120	615	46	48
Zn	32	135	78	67	133
Q (%)	49.41	48.99	57.86	54.42	38.83
C	5.01	5.12	5.75	4.20	-
Or	7.56	6.26	9.22	22.58	20.39
Ab	28.94	30.13	17.52	13.37	23.36
An	0.77	0.17	1.46	1.45	7.49
Ne	-	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-
H	3.46	3.05	2.92	2.35	4.33
Ol	-	-	-	-	-
Mt	1.55	1.61	1.39	1.22	2.06
Il	0.61	0.57	0.70	0.68	0.80
Ap	1.47	1.30	0.95	1.37	0.88

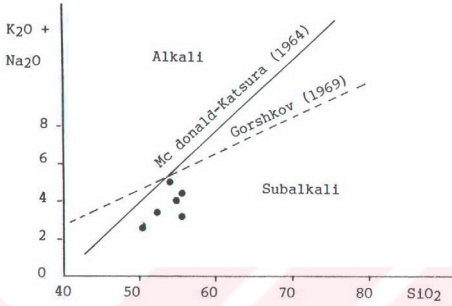
Tablo 4.2. (Devam ediyor)

	77	89	103	116
SiO ₂ (%)	69.14	74.86	72.60	71.12
TiO ₂	0.45	0.41	0.28	0.45
Al ₂ O ₃	14.69	12.00	13.52	16.10
Fe ₂ O ₃	1.28	1.00	0.77	1.11
FeO	2.72	2.12	1.64	2.36
MnO	0.11	0.02	0.04	0.08
MgO	2.14	1.92	2.38	1.20
CaO	0.85	0.35	0.63	0.96
Na ₂ O	3.30	2.70	1.77	2.64
K ₂ O	2.52	2.49	3.34	0.78
P ₂ O ₅	0.60	0.52	0.49	0.51
H ₂ O	1.96	2.17	2.26	3.06
TOPLAM	99.76	100.56	99.69	100.37
Rb (ppm)	74	34	112	15
Sr	163	55	117	105
Zr	188	197	170	235
Y	52	46	53	38
Nb	10	6	13	11
Ba	990	1125	1250	1040
Ce	135	135	156	156
La	-	-	-	-
Cu (ppm)	15	25	25	25
Pb	27	640	35	70
Zn	148	67	102	84
Q (%)	37.88	48.86	49.88	51.57
C	6.42	5.47	7.02	10.39
Or	14.89	14.72	19.74	4.61
Ab	27.92	22.85	14.98	22.34
An	0.30	1.66	0.07	1.43
Ne	-	-	-	-
D	-	-	-	-
H	6.24	4.72	2.93	3.32
Ol	-	-	-	-
Mt	1.86	1.45	1.12	1.61
Il	0.85	0.78	0.53	0.85
Ap	1.42	1.23	1.16	1.21

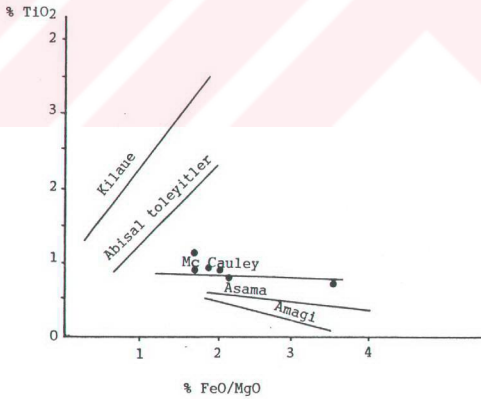
Tipik toleyitik dizileri kesirli kristallenme sırasında en yüksek değerlere varan FeO^* ve TiO_2^* zenginleşmesi gösterirler. Oysa kalk-alkali dizilerde FeO^* ve TiO_2^* 'nin tek düze azalmaları görülür (Miyashiro, 91). Üst Kretase bazaltlarının $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ diyagramında FeO^* ve TiO_2 değişimleri incelendiğinde, örneklerimize ait noktaların toleyitik - kalk-alkali geçişini karakterize ettiği izlenmektedir (Şekil 4.14). Pearce ve Cann (93) tarafından hazırlanan $\text{Ti}/100, \text{Zr}, \text{Sr}/2$ diyagramında ise Zigana yöresi Üst Kretase yaşlı bazaltik lavlara ait örneklerin tamamının kalkalkalen bazalt alanında toplandıkları görülmektedir (Şekil 4.15). Keza AFM diyagramında da bu bazaltların toleyitik - kalk-alkali geçişli oldukları dikkati çekmektedir (Şekil 4.16).

Irvine ve Barragar (84) subalkali kayaların kendi aralarındaki tiplerini bulmak için $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{NPB}$ diyagramını gerçekleştirmiştir. Burada normatif plajiyoklas bileşimi (NPB) = $\text{An} \times 100 / (\text{Ab} + \text{An} + 5/3 \text{Ne})$ den hesaplanmıştır. Örneklerimizi bu diyagrama uyarladığımızda Üst Kretase yaşlı bazaltların toleyitik - kalk-alkali geçişli olduğu görülmektedir (Şekil 4.17).

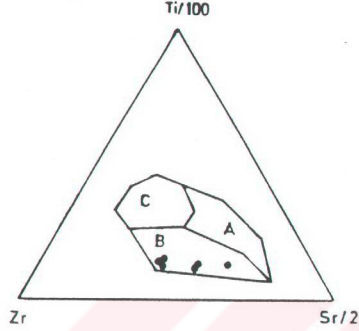
Pearce'in (94) geliştirmiş olduğu $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ diyagramına Üst Kretase yaşlı bazalt örneklerini yerleştirdiğimizde, Zr zenginleşmesine karşılık TiO_2 miktarının değişmediği ve örneklerimizin ada yayı lavları alanına düştüğü izlenmektedir (Şekil 4.18).



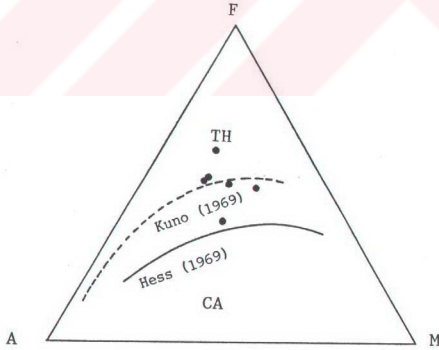
Şekil 4.13 Üst Kretase yaşlı bazaltların Alkali - Silis diyagramında gösterilişi (Mac Donald ve Katsura, 89; Gorshkov, 90).



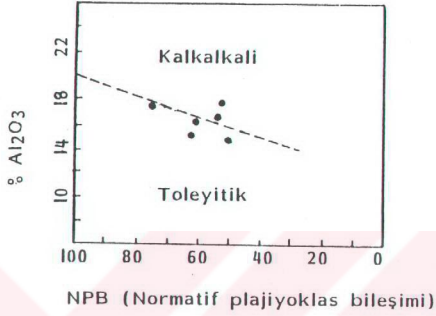
Şekil 4.14 Üst Kretase yaşlı bazaltlarda FeO^*/MgO ve TiO_2 oranının değişim diyagramı (Mc Cauley, Kilaue toleyitik diziyi; Amagi ve Asama ise kalk-alkali diziyi gösterir).



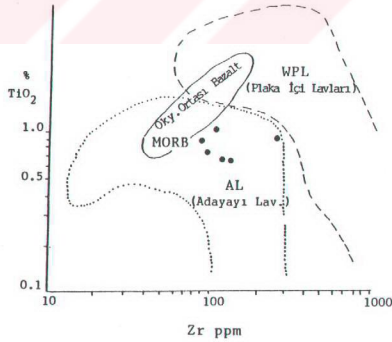
Şekil 4.15 Ti/100, Zr, Sr/2 diyagramında (Pearce ve Cann,93) Üst Kretase yaşlı bazaltların dağılımı A = Düşük potasyumlu toleyit, B = Kalk-alkali bazalt, C = Okyanus tabanı baz.



Şekil 4.16 AFM diyagramında Kiranoba Birimi bazaltlarının yönsemesi (A = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F = FeO^* , M = Mg).



Şekil 4.17 Al₂O₃ / NPB diyagramında (Irvine ve Barragar, 84) Üst Kretase yaşlı bazaltların dağılımı.



Şekil 4.18 Zigana yöresi Üst Kretase yaşlı bazaltların TiO₂ - Zr diyagramındaki (Pearce, 98) dağılımları.

Tablo 4.3. Kiranoba Birimine ait bazaltların kimyasal analiz sonuçları.

	2	3	49	66	208	216
SiO ₂ (%)	52.11	48.77	54.96	56.92	49.96	54.10
TiO ₂	0.70	0.68	0.90	1.05	0.78	0.96
Al ₂ O ₃	17.15	17.89	16.42	15.42	16.98	15.15
Fe ₂ O ₃	2.70	3.17	2.37	2.04	3.22	2.23
FeO	5.75	6.75	5.05	4.33	6.85	4.73
MnO	0.48	0.26	0.33	0.45	0.24	0.38
MgO	4.93	4.80	5.26	5.64	6.52	4.93
CaO	8.46	10.96	8.94	8.18	9.76	10.75
Na ₂ O	2.68	3.04	3.48	2.10	2.05	3.00
K ₂ O	1.00	1.74	0.77	0.96	0.64	0.72
P ₂ O ₅	0.47	0.40	0.47	0.35	0.54	0.66
H ₂ O	3.12	2.32	2.02	3.44	3.06	1.25
TOPLAM	99.55	100.78	100.97	99.88	100.60	100.87
Rb(ppm)	34	43	26	36	27	29
Sr	280	298	284	426	446	318
Zr	108	165	170	115	135	110
Y	25	15	32	27	36	33
Nb	16	12	15	15	13	15
Ba	302	315	304	147	510	472
Ce	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-
Cu(ppm)	48	44	40	35	15	12
Pb	42	50	32	88	48	72
Zn	26	18	54	65	35	44
Q (%)	8.89	4.57	6.26	16.96	5.32	18.38
C	-	-	-	-	-	-
Or	5.91	10.28	4.55	5.67	3.78	4.26
Ab	22.68	25.72	29.45	17.77	17.35	25.39
An	31.81	30.03	26.91	29.81	37.97	25.77
Ne	-	-	-	-	-	-
D	5.83	9.86	11.63	6.85	5.65	6.81
H	14.99	11.18	13.92	13.62	20.07	12.44
Ol	-	-	-	-	-	-
Mt	3.91	4.60	3.44	2.96	4.67	3.23
Il	1.33	1.29	1.71	1.99	1.48	1.82
Ap	1.11	0.95	1.11	0.83	1.28	1.56

4.5. Zigana Granitoidinin Jeokimyası

4.5.1. Giriş

Granitik kayaçlar, gerek buldukları ortamlar, gerekse birlikte buldukları maden yatakları ve mineralleşme zonları bakımından yer bilimcilerin daima dikkatini çeken ve diğer kayaç topluluklarından daha fazla meşgul eden bir kayaç topluluğunu oluşturmuşlardır. Temel alınan ölçütlerin farklı olmasından dolayı, 1900 lü yılların başından günümüze kadar araştırmacılar tarafından farklı granit tanımlamaları ileri sürülmüştür. Arazi ve laboratuvar gözlemlerine dayandırılan veriler sonucu ortaya çıkan granit tanımlamaları oldukça çeşitlilik arzeder. Buna karşın gözlem olanağı olmayan, ancak bir takım oluşum yorumlarına dayanan sınıflamalar ise oldukça azdır. Bu sınıflamada araştırmacılar, başlıca bir sıvı eriyikten başlayarak kristalleşerek oluşmayı (magmatistler) veya önceki bazı kayaçların katı halde granitik kayaca dönüşmesini (transformistler) ileri sürmüşlerdir (Bingöl, 99; Erler, 100).

Son yıllarda ise petrojenetik, jeolojik, mineralojik ve kimyasal özelliklerin tümü birden göz önüne alınarak yapılan granit sınıflamaları oldukça yaygındır. Oluşum şekli tamamen sıvı bir eriyikten itibaren kristalleşme esasına dayandırılmıştır. Son yıllarda hemen hemen tüm araştırmacılar taneli bir yapıya sahip olan, felsik ve ortaç bileşimleri ile mineralojik, petrografik ve jeokimyasal topluluk oluşturan ve aynı jeolojik bulunuş şekillerine sahip olan derinlik kayaçlarını " granitoid " olarak tanımlamışlardır (Chappel ve White, 101; Streckeisen, 102 a ve b; Debon ve Le Fort, 103)

4.5.2. Granitoidlerin Jeokimyasal Sınıflamaları :

Günümüzde kabul edilen petrojenetik sınıflamaların ilki Chappell ve White (101) tarafından ortaya atılmıştır. Bu araştırmacılar granitoid bileşimli kayaçları, bazı ana

elementlerin birbiriyle olan ilişkilerine ve oluşumlarına göre S tipi ve I tipi olarak iki gruba ayırmışlardır. Chapell ve White (101) e göre magmatik kayaların kısmi ergimesinden oluşan magmanın katılaşması ile I - tipi granitoidler; sedimanter kayaların kısmi ergimesinden de S - tipi granitoidler türemektedir. S - tipi granitoidler ana mafik mineral olarak biyotit ve muskovit, I - tipi granitoidler ise hornblend içerirler. I - tipi granitoidlerde Na_2O , S - tipi granitlerde ise Al_2O_3 oranı daha yüksektir.

Ishihara (104, 105, 106) tarafından geliştirilen ve orojenik kuşaklardaki granitoidler için yapılan sınıflamaya göre granitoidler "Manyetit Serisi" ve "Ilmenit Serisi olmak üzere iki gruba ayrılır. Bu sınıflamada granitoid örneklerinden hazırlanan parlatılmış kesitlerde manyetit ve ilmenit, kalitatif ve kantitatif olarak incelenmektedir. Ayrıca, Fe_2O_3 / FeO oranı manyetit serisi granitoidlerde 0.5 ten fazla, ilmenit serisinde ise daha azdır. Ayrıca kurşun-çinko gibi elementlerin oluşturduğu cevherleşmeler manyetit serisi içinde daha fazladır.

Takahashi (107), Ishihara (105) tarafından tanımlanan manyetit serisi ve ilmenit serisi granitoidlerin jeokimyasal özelliklerini, Chappel ve White (101) tarafından tanımlanan I - tipi ve S tipi granitoidlerin jeokimyasal özellikleriyle karşılaştırmış ve manyetit serisinin I - tipine; ilmenit serisinin de S - tipine kısmen uyduğunu ileri sürmüştür.

Daha sonra, yukardaki sınıflamalara Collins ve diğerleri (108) tarafından A tipi, Pitcher (109) tarafından da M ve A tipleri eklenmiştir.

Bütün bu çalışmaların sonucunda Brown ve diğerleri (110), granitoidleri petrojenetik ve jeokimyasal farklılıklarını göz önüne alarak tablo 4.1 deki gibi sınıflandırmışlardır. Granitik kütlelerin çoğunluğu yitim mekanizmasına bağlı olarak gelişmektedir. I ve M tipindeki granitoidler manto kökenlidir ve yitim süresince oluşur. S tipindeki granitoidler kabuk kökenli olup yitimin son evrelerinde ve çarpışma başlangıcında gelişirler. Plaka içi veya yay gerisi ortamlarda ise az da olsa A tipi granitoidler oluşmaktadır

Tablo 4.1 Granitoidlerin Sınıflandırılması (Brown ve Diğ., 110)
 LIL: İri iyonlu litofil elementler K, Rb, Th, U, LREE
 HFS: Kalıcılığı yüksek elementler Nb, Ta, Hf, Y

Kayaç tipleri ve buldukları yer.	Alkali ve kalsiyum ilişkileri ve alüminyum doygunluğu	Chapel ve White tanımlaması	İz element jeokimyası ve bazı ortaç iz bulucular
Gabro ve Kuvarsdiorit stokları. İlkel adayayı ve kıtasal yaylarda.	Kalsik ve Meta alüminli.	M	Düşük LIL ve HFS element bolluğu, Mantodan türeme sınırlı yitim zonu zenginleşmesi.
Diorit, Tonalit, Monzogranit, Granit batolitleri normal kıta ve adayalarında oluşur.	Kalkalkalenden alkali kalsiğe kadar metaalüminliden peralüminlüye kadar.	I	Esas olarak yitim zonu zenginleşmesinden dolayı ortaç Rb, Th, U değerleri plaka içi manto bileşenlerinin bulunduğu normal mağmaya göre Nb, Ta, Hf zenginleşmesi.
Granodiorit, iki mikali granit ve kuvars latitler olgun adayalarında oluşurlar.	Alkali-kalsik peralüminli, düşük Ca, yüksek K dizilerinde peralkalin.	S	Muhtemelen biraz kabuk kirlenmesini belirten yüksek Rb, Th, U değerleri fakat ayrıca yüksek Nb, Ta, Hf, Y oranları plaka içi manto kaynaklarından türeme.
Egrin, riybekit içeren nefelinli siyenitten alkale siyenite kadar.	Alkaliden alkali kalsik ve peralkaline kadar.	A	Yukarıdaki gruplarda zenginleşmiş HFS elementleri karşılaştırıldığında plaka içi mantoyu gösterir.

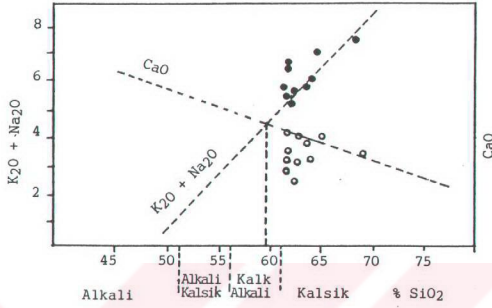
4.5.3. Zigana Granitoyidi'nin Jeokimyasal Özellikleri

Bu başlık altında, Zigana - Hamsiköy yöresinde Üst Kretase sonrası yerleşim gösteren Zigana Granitoyidi'ne ait porfiri cevherleşmeyi içeren kuvarslı mikrodiyorit stoğuyla, bu stoktan nisbeten daha genç olan granitoyidin diğer kayaları karşılaştırmalı olarak incelenecektir.

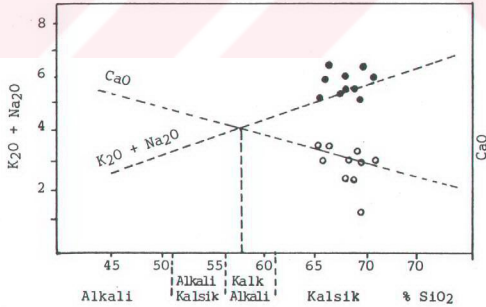
Ana elementlerden SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O ve CaO ilişkileri granitoyidlerin sınıflamasında önemli rol oynarlar. Zigana Granitoyidi'ne ait örnekleri, magmatik serilerin alkali, kalkalkali, alkali - kalsik ve kalsik olarak sınıflayan Peacock (111) diyagramına uyarladığımızda, gerek kuvarslı mikrodiyoritlerin gerekse granitoyidin diğer kayalarının alkali - kalsiyum indeksine göre kalk-alkali alana düştükleri görülür (Şekil 4.19 ve 4.20). Ancak granitoyid örneklerinin bazik ve ortağ üyelerini de kapsayan ve ayırışmayı tam gösteren analiz serisi elde edilemediğinden, CaO ve alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) yönsemeleri (trend) asit üyelerin durumuna göre çizilmiştir. Aynı örnekler AFM diyagramına uyarlandığında tümünün Kuno (95) ayırım hattının altında kalkalkalen alanda yer aldıkları görülür (Şekil 4.21).

Chappell ve White (101)' e göre kısmi ergime sırasında S - tipi granitoyidlerde Na azalması, buna karşın K artması görülmektedir. I - tipi granitoyidlerde ise oran tamamen terstir. Yani Na/K oranı daha yüksektir. Chappell ve White (101)' in bu jeokimyasal özelliklere göre geliştirdikleri K_2O ve Na_2O diyagramına Zigana Granitoyidi'ne ait örnekler yerleştirildiğinde, tümünün I - tipi alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.22).

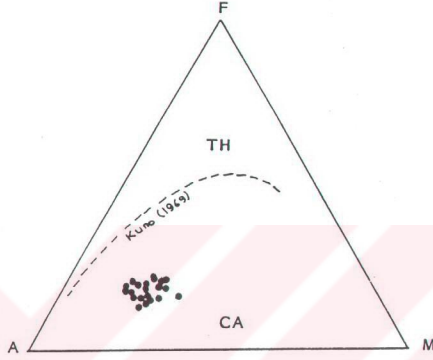
İz elementlerden Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ba, La, Ce analizleri yapılmış, bunlar K, Ti ve P elementleriyle birlikte kondiritlerdeki ana değerlere oranlanmıştır. Bölümsel ergime esnasında diğer elementlerden farklı davranarak oluşan ergiye ilk geçen uyumsuz elementlerin, kondiritlere oranla yeni oluşturdukları formasyonlardaki derişimlerinin kaç defa zenginleştiğini ortaya koyan bu değerler, Brown ve diğ. (110) in geliştirmiş olduğu diyagrama uyarlandığında normal ada



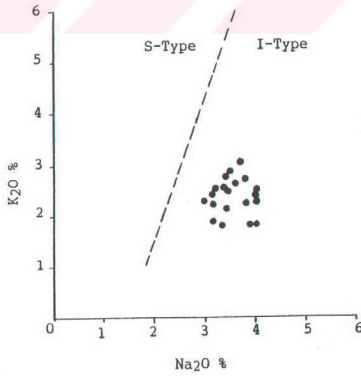
Şekil 4.19 Zigana Granitoyidi'ne ait kuvarslı mikrodiyorit örneklerinin Peacock (111) diyagramında dağılımı.



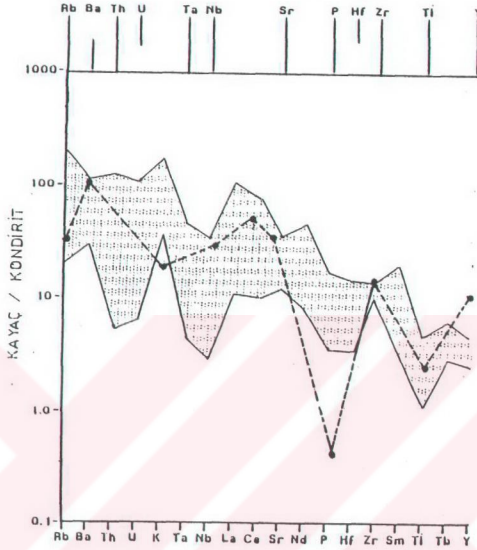
Şekil 4.20 Zigana Granitoyidi'ne ait diğer fasiyes örneklerinin Peacock (111) diyagramında dağılımı.



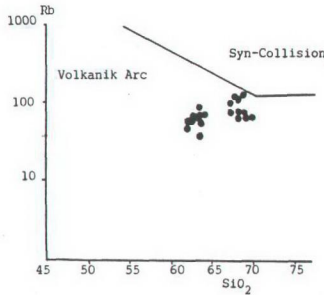
Şekil 4.21 AFM diyagramında (Kuno, 95) Zigana Granitoyidi'ne ait örneklerin dağılımı.



Şekil 4.22 Zigana Granitoyidi'ne ait örneklerin K₂O - Na₂O diyagramında (Chappell ve White, 101) dağılımı.



Şekil 4.23 İlkse mantoya göre normalleştirilmiş iz elementlerin Zigana Granitoyidi'ne ait yönseme diyagramı (Brown ve diğ., 110). Noktalı alan genç ve normal yay aralığını göstermektedir.



Şekil 4.24 Zigana Granitoyidi'ne ait örneklerin Rb-SiO₂ diyagramında (Pearce ve diğ., 97) dağılımı.

yayı alanına düştükleri görülür (Şekil 4.23).

Pearce ve diğerleri (97), çeşitli tektonik ortamlarda oluşan granitoidlerdeki uyumsuz geniş iyonlu litofil elementlerle (LIL) uyumlu kalıcı elementlerin (HFS) karşılıklı ilişkilerini inceleyerek bir sınıflama modeli ortaya koymuşlardır. Söz konusu gruplar şunlardır:

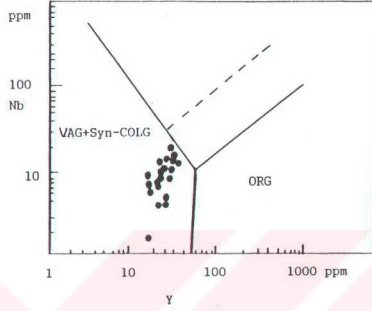
- 1 - Okyanus Sırtı Granitoidleri (ORG)
- 2 - Volkanik Yay Granitoidleri (VAG)
- 3 - Levha İçi Granitoidleri (WPG)
- 4 - Çarpışma Ürünü Granitoidleri (COLG)

Bu sınıflamada kullanılan elementler içinde en önemlileri Rb, Nb ve Y elementleridir. Rb elementi, VAG ve sin-COLG (çarpışma sırası) granitoidleri arasında çok iyi bir ayırtman özelliğine sahiptir. Pearce ve diğ. (97)'nin geliştirmiş olduğu Rb - SiO₂ diyagramında Zigana granitoidine ait örneklerimizin tümü volkanik yay granitoidleri (WAG) alanına düşmektedir (Şekil 4.24).

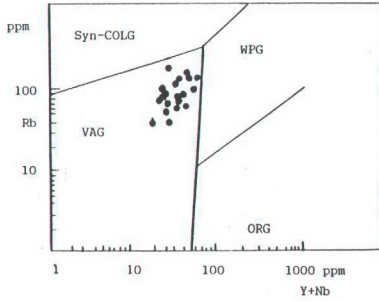
Örnekler, Pearce ve diğ. (97)'nin Y - Nb ve Rb - (Nb+Y) diyagramlarına uyarlandığında, yine tümünün volkanik yay granitoidleri (VAG) alanına düştüğü izlenmektedir (Şekil 4.24 ve 4.25).

Ada yayının olgunlaşma derecesini ortaya çıkarmak için Brown ve diğ. (110)'nin geliştirmiş olduğu Rb / Zr - Y ve Rb / Zr - Nb diyagramında örneklerin ilkselden normale doğru olgunlaşan bir yay ortamını işaret ettiği görülmektedir (Şekil 4.26).Diyagramda, Zigana Granitoidi içine dahil edilen ama granitoidin diğer fasiyesindeki kayalardan daha yaşlı olduğu bilinen kuvarslı mikrodioritlerin diğer örneklere göre, yay olgunlaşma fazının nisbeten erken safhasına düştükleri dikkati çekmektedir.

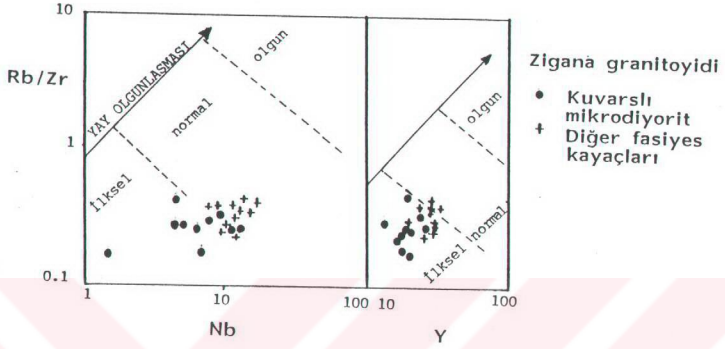
Sonuç olarak Zigana Granitoidi'nin normal bir yitim ortamında oluşmuş, kalk-alkalen karakterde bir volkanik ark granitoidi olduğu ortaya çıkmaktadır. Bölgedeki Tersiyer veya Üst Kretase yaşlı diğer granitoidler de benzer petrokimyasal özellikleri göstermektedir (Gedikoğlu 9;



Şekil 4.24 Zigana Granitoyidi'nin Nb - Y diyagramında (Pearce ve dig., 97) dağılımı. WPG = Plaka ortası granitler, ORG = Orojenik granitler, VAG = Volkanik yay granitleri, Sin-COLG = Çarpışma granitleri.



Şekil 4.25 Zigana Granitoyidi'nin Rb - Nb + Y diyagramında (Pearce ve dig., 97) dağılımı.



Şekil 4.26 Zığana Granitoyidi örneklerinin yay olgunluğunu veren diyagramlarda (Brown ve diğ., 110) dağılımı.

Tablo 4.4. Zigana Granitoidine ait kuvarslı mikro-diyoritlerin kimyasal analiz sonuçları.

	5	25	20	50	8
SiO ₂ (%)	64.60	62.82	62.53	64.08	64.08
TiO ₂	0.43	0.55	0.48	0.48	0.45
Al ₂ O ₃	17.22	19.23	19.41	18.07	18.43
Fe ₂ O ₃	0.61	0.71	0.50	0.69	0.62
FeO	1.31	1.51	1.07	1.47	1.31
MnO	0.10	0.04	0.03	0.03	0.05
MgO	2.00	2.86	3.87	2.30	2.46
CaO	3.41	4.09	2.84	3.80	3.17
Na ₂ O	3.37	4.04	3.20	3.70	3.63
K ₂ O	2.84	1.73	2.49	2.01	3.04
P ₂ O ₅	0.15	0.23	0.15	0.22	0.16
H ₂ O	3.02	2.66	2.72	2.96	3.15
TOPLAM	99.06	100.47	99.29	99.84	100.55
Rb (ppm)	99	59	84	41	94
Sr	275	730	582	768	718
Zr	201	214	183	226	207
Y	33	21	17	17	21
Nb	10	8	9	2	6
Ba	1076	584	631	701	700
Ce	70	65	81	54	98
La	2	3	3	5	6
Cu (ppm)	28	135	610	120	135
Pb	10	7	57	23	32
Zn	84	52	84	50	166
Q (%)	23.63	20.23	22.58	23.76	20.75
Or	2.76	3.83	6.65	3.43	3.79
Ab	16.78	10.22	14.72	11.88	17.97
An	28.52	34.19	27.08	31.31	30.72
Ne	15.94	18.79	13.11	17.42	14.68
D	-	-	-	-	-
H	6.36	8.48	10.46	7.18	7.37
Ol	-	-	-	-	-
Mt	0.88	1.03	0.72	1.00	0.90
Il	0.82	1.04	0.91	0.91	0.85
Ap	0.36	0.54	0.36	0.52	0.38

Tablo 4.4. (Devam ediyor).

	60	23	21	34	31
SiO ₂ (%)	64.45	64.09	63.80	68.75	63.46
TiO ₂	0.43	0.41	0.45	0.33	0.44
Al ₂ O ₃	18.56	20.48	20.31	17.18	19.86
Fe ₂ O ₃	0.50	0.47	0.65	0.36	0.60
FeO	1.06	1.01	1.39	0.76	1.28
MnO	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06
MgO	2.58	2.48	2.41	2.36	2.33
CaO	3.29	3.15	3.03	3.49	3.46
Na ₂ O	3.87	4.04	3.37	4.04	4.04
K ₂ O	2.63	2.43	2.33	2.47	2.19
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.15	0.08	0.16
H ₂ O	2.82	1.77	1.95	1.12	1.96
TOPLAM	100.11	100.53	99.88	100.97	99.89
Rb (ppm)	89	79	76	110	72
Sr	634	718	612	780	746
Zr	196	199	176	179	186
Y	21	28	21	28	19
Nb	7	15	13	6	8
Ba	678	795	701	854	663
Ce	26	37	59	26	60
La	6	3	6	5	4
Cu (ppm)	28	798	1124	643	750
Pb	13	35	18	23	38
Zn	67	67	103	50	76
Q (%)	27.48	20.90	23.32	24.75	22.46
C	3.77	5.86	7.09	1.71	4.92
Or	15.54	14.36	13.77	14.60	12.94
Ab	32.75	34.19	28.52	34.19	34.27
An	15.21	14.58	14.05	16.79	16.12
Ne	-	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-
H	7.34	7.04	7.35	6.49	7.04
Ol	-	-	-	-	-
Mt	0.72	0.68	0.94	0.52	0.87
Il	0.82	0.78	0.85	0.63	0.84
Ap	0.40	0.38	0.36	0.18	0.38

Tablo 4.5. Zigana Granitoidine ait kayaçların kimyasal analiz sonuçları.

	9	44	14	28	30
SiO ₂ (%)	67.79	65.71	65.45	69.30	68.11
TiO ₂	0.33	0.38	0.33	0.43	0.36
Al ₂ O ₃	17.94	18.29	18.05	16.55	17.13
Fe ₂ O ₃	0.55	0.54	0.58	0.53	0.53
FeO	1.17	1.15	1.24	1.14	1.14
MnO	0.07	0.02	0.14	0.10	0.08
MgO	2.41	2.10	2.70	2.18	2.01
CaO	2.84	3.25	3.77	3.51	2.26
Na ₂ O	3.13	4.04	3.20	3.16	3.37
K ₂ O	2.43	2.07	2.09	2.72	2.89
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.14	0.05	0.09
H ₂ O	1.86	2.24	2.05	0.96	0.83
TOPLAM	100.60	99.92	99.74	100.63	99.40
Rb (ppm)	78	83	75	103	106
Sr	323	728	307	296	318
Zr	203	218	210	205	203
Y	28	21	33	39	39
Nb	14	8	10	22	16
Ba	1205	912	1252	1229	1112
Ce	43	59	103	21	21
La	7	5	9	3	2
Cu (ppm)	59	255	14	25	14
Pb	32	5	18	36	27
Zn	52	50	32	84	32
Q (%)	36.34	24.07	30.53	29.36	28.11
C	5.19	3.81	4.00	2.15	3.47
Or	14.36	12.23	12.35	16.07	17.07
Ab	26.49	34.19	27.08	26.74	28.52
An	13.57	15.28	17.79	17.09	13.60
Ne	-	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-
H	7.28	6.31	8.24	6.56	6.22
Ol	-	-	-	-	-
Mt	0.80	0.78	0.84	0.77	0.77
Il	0.63	0.72	0.63	0.82	0.68
Ap	0.19	0.31	0.33	0.12	0.21

Tablo 4.5. (Devam ediyor)

	7	36	32	13	19
SiO ₂ (%)	67.74	69.13	69.22	70.44	66.26
TiO ₂	0.35	0.40	0.41	0.38	0.43
Al ₂ O ₃	17.63	16.86	18.27	16.26	17.94
Fe ₂ O ₃	0.59	0.59	0.63	0.56	0.58
FeO	1.26	1.25	1.33	1.18	1.23
MnO	0.17	0.09	0.12	0.10	0.08
MgO	2.31	2.11	2.20	2.05	1.98
CaO	3.41	3.27	1.36	3.37	3.80
Na ₂ O	3.37	3.40	3.37	3.37	3.80
K ₂ O	1.97	2.29	3.04	2.92	2.90
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.07	0.12	0.16
H ₂ O	1.95	1.86	2.00	0.88	1.72
TOPLAM	100.84	101.33	100.20	100.26	100.88
Rb (ppm)	69	98	104	103	105
Sr	284	339	283	294	332
Zr	203	217	199	207	210
Y	28	21	33	39	39
Nb	11	19	28	13	9
Ba	1358	1336	1416	1194	1358
Ce	15	86	54	70	81
La	4	6	5	8	5
Cu (ppm)	22	18	22	22	18
Pb	7	17	23	18	19
Zn	18	46	85	32	50
Q (%)	29.39	30.06	29.32	27.76	21.86
C	3.97	3.03	7.13	1.72	2.02
Or	11.64	13.53	17.97	17.26	17.14
Ab	28.52	28.77	28.52	28.52	32.16
An	16.33	15.70	6.29	15.94	17.81
Ne	-	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-
H	7.32	6.57	6.95	6.37	6.15
Ol	-	-	-	-	-
Mt	0.86	0.86	0.91	0.81	0.84
Il	0.66	0.76	0.78	0.72	0.82
Ap	0.21	0.19	0.17	0.28	0.38

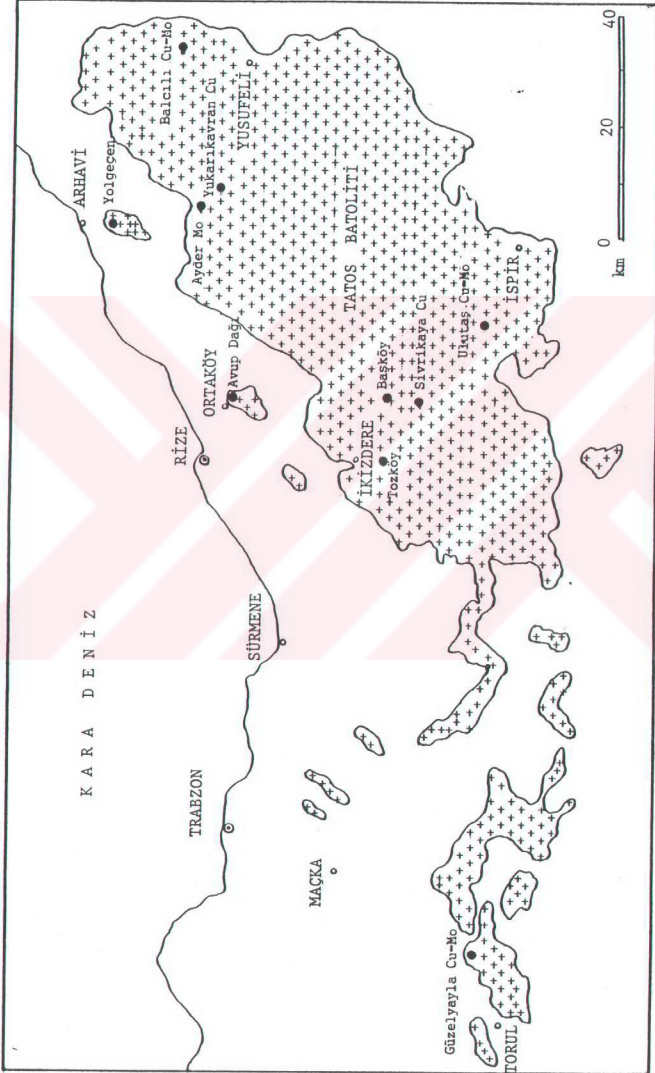
BÖLÜM 5

PORFİRİ Cu - Mo CEVHERLEŞMESİ

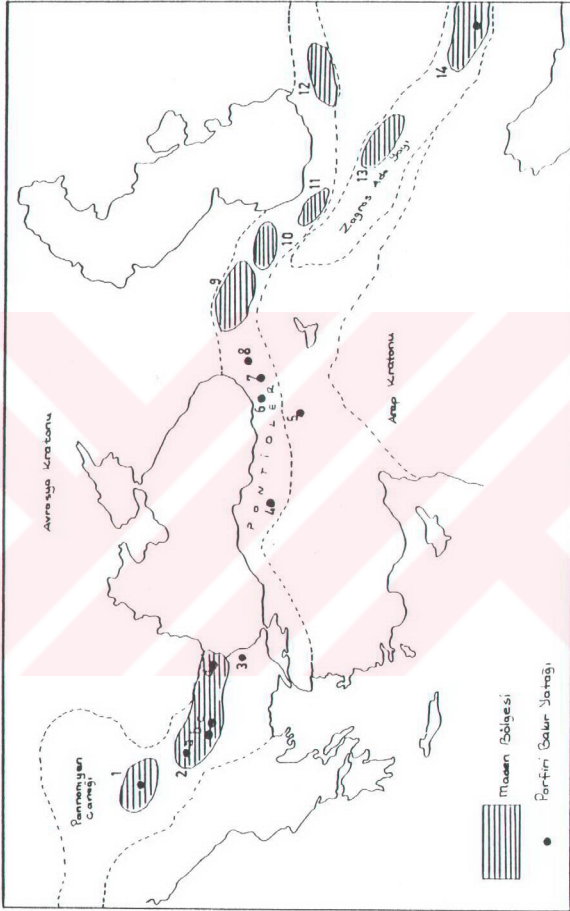
5.1. Giriş

Doğu Pontid'lerdeki ada yayı ortamında, özellikle Üst Kretase'de paroksizmal evresini veren magmatizmaya bağlı olarak gelişen hidrotermal olaylar bir çok tipte maden yatağının oluşmasını sağlamıştır. Doğu Pontid'lerin hemen her kesiminde gözlenen damar tip Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri ve dasitik volkanizmaya bağlı olarak gelişen çok sayıdaki masif sülfid yatakları bu magmatizmanın ürünüdür. Bu çalışmanın ana konusundan birini oluşturan Güzelyayla porfiri Cu-Mo yatağı da kalkalkali magmatizmaya bağlı olarak gelişen ve Üst Kretase sonrası sokulum yapan granitik kayalara bağlı olarak oluşmuştur. Araştırmacılar (Kamitani ve Takaoğlu, 114; Hakari, 115; Çakır ve diğ., 116; Özdoğan ve diğ., 117) Tatos Batoliti olarak adlandırılan ve çok geniş yüzeylenmeler gösteren batolitin kenar zonlarında bir çok porfiri tip mineralleşme saptamışlardır (Şekil 5.1).

Bu cevherleşmelerden en önemlisi Güzel yayla porfiri Cu-Mo yatağıdır (Ek 3.). Yatağın ana özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla, cevherleşme içeren yörede 1/5000 ölçekli yarı detay jeoloji, mineralizasyon ve ayrışma haritaları yapılmıştır. Ayrıca kayaç ve toprak jeokimyası sonuçları, sondajlardan elde edilen verilerle karşılaştırılarak yoruma gidilmiştir. Maden yatağının çeşitli kesimlerinden ve sondajlardan alınan cevher ve kayaç örnekleri mikroskopta incelenerek yatağa ait çeşitli özellikler ortaya konmuştur.



Sekil 5.1. Doğu Karadeniz Bölgesi granitoidlerine bağlı olarak gelişmiş porfiri tipi Cu ve Mo mineralleşmeleri



Şekil 5.3 Alpin orojeni üzerinde bilinen porfir bakır maden bölgeleri ve yatakları. 1-Timok eyaleti (Majdanpek); 2-Sredna Gora metalojenik kuşağı; 2a-Elcit, 2b-medet, 2c-Car Asen, 2d-Burgas, yatığı; 3-Demirköy-Kırklareli 4-Bakircay-Merzifon 5-Ovacık-Tunceli 6-Güzelyayla-Firazon 7-Ulutaş-Başköy-Ortaköy, Rize 8-Balcılı-Yusuflı-Artvin 9-Alavardı-Radan ve Pambak-Sangesur metalojenik kuşakları 10-Azarbeycan metalojenik zonu 11-Tarom maden bölgesi, 12-Abbasabat maden bölgesi 13-Anarak maden bölgesi 14-Kernan maden bölgesi. (Helke, 12; Dazin ve Hubner, 12; El-Reknik Rapor 124 ve 125; Waterman ve Hamilton, 126; Çağatay ve Çağatay, 127; Vassilef ve Guirguina, 128; Kamitani ve Akinci, 129).

5.2. Porfiri Cu-Mo Yataklarının Genel Özellikleri

Porfiri bakır yatakları, tenörleri düşük buna karşılık rezervleri çok büyük olan maden yataklarıdır. Lowell (118), bir maden yatagına porfiri bakır yatağı denilebilmesi için en az % 0.1 tenörde 20 milyon ton bakır içermesi gerektiğini belirtmiştir. Porfiri bakır terimini ilk defa Parsons (119) asidik bileşimde ve porfirik dokulu kayalar içinde geniş yayılım gösteren saçılmış bakır mineralleşmesi için kullanmıştır. Günümüzde 'Porfiri Bakır' terimi, hem mühendislik hemde jeolojik özellikleri kapsar şekilde ele alınarak boyutları büyük ama düşük tenörlü epijenetik ve magmatik sokulumlarla ilişkili olarak oluşan ve büyük ölçekli maden işletmeleriyle çıkarılabilecek bakır yatakları için kullanılır. Genellikle bu yataklarda bakırın yanında ekonomik değerlerde molibden, gümüş ve altın da ele edilir. Dünyanın bir çok yerinde porfiri cevherleşmelerin yanında aynı hidrotermal kökene bağlı olarak damar ve kontak metamorfik tipte Zn-Pb ve Fe-Cu cevherleşmeleri izlenmektedir.

Porfiri bakır yataklarının çoğunluğu hareket halindeki litosfer levha sınırına rastlamaktadır. Bu yataklar ada yarıları ve kıta kenarlarında kalk-alkali magmatizmaya bağlı olarak gelişen plütonik kayaların yüzeye yakın kesimlerinde (1-2 km) oluşur (Sillitoe 120).

Yeryüzünde bilinen porfiri yatakların başlıca 4 bölgede toplandığı görülür (Şekil 5.2):

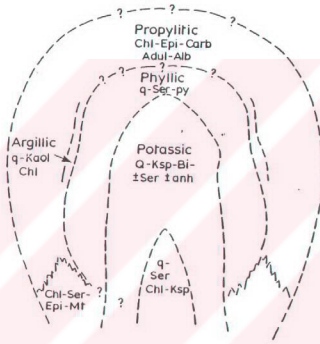
1. Amerika kıtasının batı kesimleri
2. Batı Atlantik
3. Güneybatı Pasifik
4. Balkanlar, Kafkaslar-Iran kuşağı

Balkanlar, Türkiye, Kafkaslar ve İran üzerinden doğuya doğru uzanan kesimde yani Alp Orojenik Kuşağı içinde de bir çok porfiri Cu-Mo yatağı bilinmektedir (Şekil 5.3).

Porfiri bakır yatakları dikey duran bir silindir veya ters çevrilmiş bir koni şeklindedir. Yataklar yer yüzünde genellikle dairesel veya oval bir kesit şeklinde görülür (Burnham 130; Lowel ve Guilbert 131; Sillitoe 132; Beane 133).

5.2.1. Ayrışma ve Cevherleşme

Porfiri tip yatakların en belirgin özelliklerinden birisi, cevherin içinde bulunduğu kayaların kuşaklar biçiminde ayrılmış yani hidrotermal değişime uğramış olmasıdır (Guilbert ve Lowell, 134). Cevherleşme sırasında, hidrotermal çözeltilerin etkisiyle silindirik biçimli ayrışma kuşakları oluşur (Şekil 5.4).



Adul, adularia; Alb, albite; Anh, anhydrite; bi, biotite; Chi, chlorite; Epi, epidote; Kaol, kaolinite; Ksp, potassium feldspar; Mo, molybdenite; py, pyrite; q, quartz; ser, sericite.

Şekil 5.4 Porfiri bakır yataklarında ayrışma kuşaklarının şematik görünümü (Guilbert ve Lowell, 134).

Ayrışma kuşaklarının mineral birlikleri ve yatakların yatay ve düşey düzeni en detaylı biçimde Lowell ve Guilbert (135) tarafından incelenmiştir. Yazarlar, günümüzde de kabul edilen iç içe gelişmiş dört ayrışma zonu ayırtlayarak içten dışa doğru potassik, fillik, arjilik ve propilitik zon olarak tanımlamışlardır (Şekil 5.4).

Genel olarak bu kuşaklarda izlenen ayrışma sonucu oluşmuş mineral birlikleri şöyle özetlenebilir:

1. Potassik zon : K-feldspat + biyotit + serisit + anhidrit
2. Fillik zon : Kuvars + serisit + kaolinit + biyotit + K-feldspat
3. Arjilik zon : Kuvars + kaolinit + montmorillonit + klorit
4. Propilitik zon : Klorit + kalsit + epidot + albit

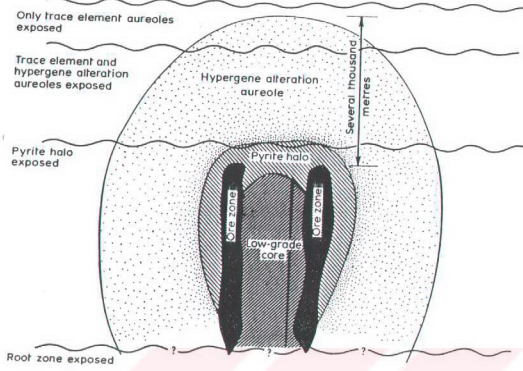
Ayrışma kuşaklarının düzeyi düzeni hakkında detaylı bilgi yoktur. Hollister'in (136) yapmış olduğu modele göre Amerika Kıtasındaki porfiri cevherleşmeler erozyonun şiddetine göre modelin belirli seviyelerine düşmektedir (Şekil 5.5). Güney Amerika Kıtasındaki erozyonun azlığı bütün ayrışma zonlarının görünmesini sağlamaktadır. Buna karşılık Kanada yataklarındaki yoğun erozyon, arjilik ve fillik zonların aşınıp gitmesini sağlamıştır.

Porfiri yataklarda gözlenen en önemli cevher mineralleri pirit, kalkopirit ve molibdenittir. Daha seyrek olarak bornit, kovellin ve kalkosin izlenir. Altın ve gümüş ise yataktan yataga değişen oranlarda oldukça az olarak bulunur.

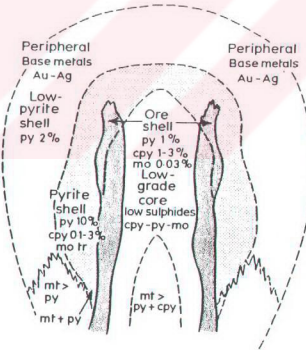
Cevher minerallerinin birbirine göre olan oranı, ayrışma zonlarına bağlı olarak değişiklikler göstermektedir (Şekil 5.6). Bu zondaki cevher mineralleri çoktan aza doğru şu şekilde sıralanır:

1. Potassik zon : Kalkopirit + pirit + bornit + molibdenit
2. Fillik zon : Pirit + kalkopirit + molibdenit + bornit
3. Arjilik zon : Pirit + kalkopirit
4. Propilitik zon : Çinkoblend + galen + gümüş + altın

Potassik zon, çekirdeği oluşturan ve zayıf cevherleşme gösteren iç kuşakla, pirit ve kalkopiritin bol olduğu dış kuşaktan oluşur. Potassik ve fillik zonun dokanığında, bu tip



Şekil 5.5 Porfiri bakır yataklarında değişik erozyon düzeylerinde izlenen ayrışma zonları (Lowell ve Guilbert 131, Hollister 136).



Ag, silver; Au, gold; cpy, chalcopyrite; mo, molybdenite; mt, magnetite; py, pyrite; tr, trace.

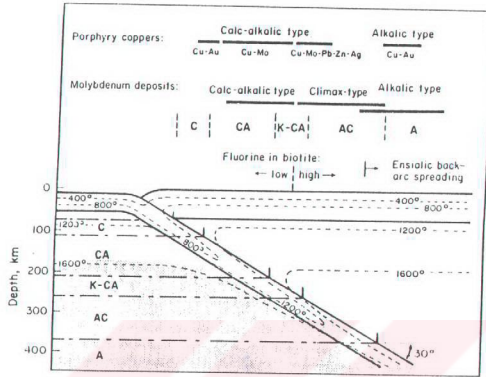
Şekil 5.6 Porfiri yataklardaki cevher mineralleşmesi zonlanması (Guilbert ve Lowell, 134).

yataklarda en yoğun molibdenit ve kalkopirit içeren cevher kabuğu bulunur (Şekil 5.6). Bu cevher kabuğundan dış kesimlere doğru ise hakim mineral pirittir. Fillik zonda ayrıca çinkoblend, enarjit, kalkosin ve manyetit görülebilir. Arjilik zon, çoğu yatakta hiç görülmez veya diğer zonlarla iç içe geçmiş olduğu için ayrılamaz durumdadır. Propilitik zon, porfiri yataklarının çoğunda en geniş gelişmiş zondur. Diğer zonlarda pek görülmeyen galen, manyetit, spekülarit, altın ve gümüş gibi mineraller, bir çok yatakta ekonomik tenördedir.

5.2.2. Porfiri Cu-Mo Yataklarının Kökeni

Porfiri bakır yatakları genellikle ada yayları veya kıta kenarlarında kalk-alkalen magmatizmaya bağlı olarak gelişir (Şekil 5.7). Bu yatakların plaka tektoniği ile ilişkisini inceleyen araştırmacılar, bu tür tektonik ortamlarda magmatizma, yitim ve porfiri bakır yatakları arasında oluşum yönünden bir ilişkinin olduğunu kabul etmişlerdir (Guild 138, Sawkins 139, Sillitoe 120, 132, 140, Creasey 141, Beane 142). Sillitoe (143)' ya göre Batı Amerika'daki magmatik cevher yataklarındaki metaller Doğu Pasifik sırtındaki mantodan gelmiştir. Metaller, okyanus sırtından bazalt-gabro bileşimli okyanusal kabuk ve üzerindeki pelajik çökellerle birlikte taşınmışlar ve kıtaların altına yitme kuşakları boyunca dalmışlardır. Kısmi ergime sırasında metaller serbest kalmış ve yükselen kalk-alkalen magma kütesine katılmıştır. Çok az su içeren bu magma yüzeye yaklaşırken suya doymaya ve kristalleşmeye başlar. Geriye kalan çözeltiler breşleşmeye, ayrışmaya ve cevherleşmeye neden olur.

Buna karşılık Titley (144, 145), Noble (146, 147) ve Lowell (118) bilhassa A.B.D. porfiri bakır yatakları üzerinde yaptıkları çalışmalarda, bu yatakların oluşumlarının plaka tektoniği kuramına uyumluluk göstermediğini savunmuşlardır. Yazarlar, A.B.D. nin güneybatı kesimindeki porfiri yataklarının kıta kenarından 200 km içerde yer aldığını ve bu uzaklığın yatakların yitim zonunda oluştuğu görüşüne aykırı düştüğünü savunmuşlardır



Şekil 5.7 Plaka tektoniği şematik kesiti ve buna bağlı olarak gelişen porfiri tipteki cevherleşmeler (Westra ve Keith 137).

Porfiri yatakların oluşumunu açıklamak için genellikle iki oluşum modeli ileri sürülmüştür (Burnham 148; Nielsen 149,150; Lowell ve Guilbert 131; Sillitoe 120; Einaudi 151; Candela ve Holland 152; Ague ve Briham 153). Önerilen magmatik hidrotermal (ortomagmatik) ve konveksiyon modellerinin ikisinde de, magmatik sokulumun ilk zamanlarında, hidrotermal su yan kayalarda konveksiyon yapmaya başlar (Şekil 5.8). Bu sıvı, magmadan yan kayalara hem çözünmüş bünyesine aldığı metalleri hem de ısıyı taşımaktadır. Sıcaklık, derindeki magmatik sıcaklıktan yüzeye doğru 800 °C ile 200 °C arasında değişmektedir. Bu iki oluşum modelindeki en önemli farklılık hidrotermal sıvının kaynağı ve akış yollarının ayrı olmasıdır.

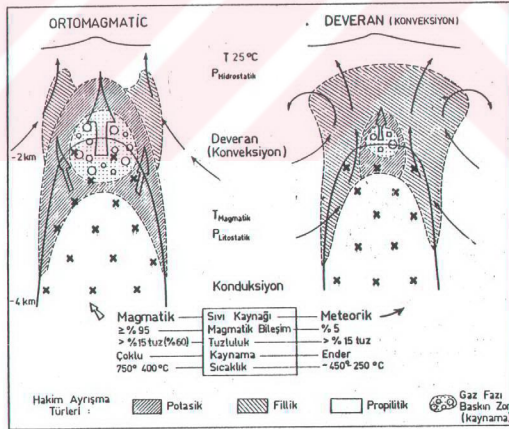
Ortomagmatik modelde metaller, magmanın kristalleşmesi sırasında zenginleşir ve katılaşmış magma çatısının yüksek gaz basıncıyla parçalanması sonucunda hidrotermal sıvı yukarı doğru yükselir. Yükselen sıvı ilk önce yan kayaları kırıklandırır ve daha sonra da ayrışma ve cevherleşmeyi oluşturur.

Konveksiyon modelinde ise, Hidrotermal sıvı yer altı suyundan oluşmuştur. Bu sıvının kaynağı meteorik su veya

landırır ve daha sonra da ayrışma ve cevherleşmeyi oluşturur.

Konveksiyon modelinde ise, Hidrotermal sıvı yer altı suyundan oluşmuştur. Bu sıvının kaynağı meteorik su veya deniz suyudur (Norton 154). Bu modelde, sıcaklık farklılığı nedeniyle hareket eden konveksiyon akımı, magmanın yerleşim aşamasını takiben oluşur. Magmatik sokulumla yan kayaçlar oldukça kırılmış ve geçirirliiliği artmıştır. Bu parçalanma sıvının rahatça dolaşmasını sağlar. Konveksiyon akımı sıvıyı sokulum içinde ve yan kayaçlarda rahatça dolaştırır. Bilhassa yan kayaçlardan sökülen cevher mineralleri sokulum civarında zenginleşerek porfiri yatakların gelişmesini sağlar.

Birçok yatak her iki modelle de uyumluluk gösterir. Genellikle oluşumların ilk aşamasında ortomagmatik, daha sonraki aşamalarda ise konveksiyon modeli etkindir.



Şekil 5.8 Karşılaştırmalı ortomagmatik ve deveran sıvı modelleri. Mc Millan ve Panteleyev(158)'den Erdoğan (159) tarafından türkçeleştirilmiştir

Izotop jeolojisi çalışmaları, porfiri Cu-Mo yataklarının kökeninin anlaşılmasına ışık tutmaktadır. Kuzey Amerika'da bu tip yataklardaki sülfür ve anhidrit minerallerinde yapılan $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ izotop oranı kükürtün kökeninin üst manto veya homojenleşmiş yer kabuğu olduğunu göstermiştir (Cheney, 155; Rye ve Ohmoto, 156). Porfiri tip yataklarda kükürt, metal sülfürlü mineraller şeklinde görüldüğü için, bakırın da üst manto kökenli olduğu kabul edilmektedir. Keza bakır sülfürlerin Pb izotop bileşimlerine ait özellikler içinde buldukları magmatik kayalarla büyük benzerlikler göstermektedir (Doe ve Stacey, 157). Bu durumda bir yatakta radyojenik kurşunun yüksek olması, o yatakta üst kabuktan gelen bir bulaşma olduğunu göstermektedir. Porfiri yataklar, magmatik hidrotermal tip cevherleşmeler içinde en düşük radyojenik kurşun miktarına sahip olanlardır. Sonuç olarak kurşun izotopu çalışmaları da porfiri yataklardaki metallere ilişkin kaynağının manto olduğunu göstermektedir.

5.3. Güzelyayla Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesi

5.3.1. Coğrafi Konum

Cevherleşme alanı, Trabzon ili, Maçka ilçesine bağlı Güzelyayla köyünün 3 km güneydoğusunda, Maden dere vadisinin doğu yamacında yer alır (Ek 3). Yöre oldukça engebeli bir morfolojiye sahip olup en düşük yükseklik 1350, en yüksek yükseklik ise 2450 m dir.

Çalışma sahasında her mevsim su bulduran Maden derenin yanı sıra, yazları kuru yan dereciklerden oluşan bir hidrografi ağı mevcuttur. Bunların en önemlileri Hasan dere ve Mat dere dir.

Saha çevresinde Karadeniz Bölgesi iklimi özellikleri hüküm sürmektedir. Yörenin nisbeten yüksek olması nedeniyle ısı ortalaması yazları 15-20, kışları ise -10 ile 0 C civarında değişmektedir. Hemen her mevsim yağış görülür.

Cevherleşme sahasının büyük bir bölümünde uzunlukları 5-20 m arasında değişen çam ormanı görülmektedir (Şekil 5.9). Geri kalan kısımlar ise çayyrlarla kaplıdır.



Şekil 5.9 Güzelyayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesi ve civarının genel görünümü.

5.3.2. Önceki Çalışmalar

1973 yılında yörede, Birleşmiş Milletler Projesi çalışması sırasında yapılan genel jeokimyasal prospeksiyon incelemelerinde, Mat mezrası yöresinde yaklaşık 1 km lik bir alanda Cu-Mo anomalisi tesbit edilmiştir. Bu çalışmalar sırasında yapılan 1/15 000 jeolojik harita, ayrışma ve cevherleşme haritası çalışmaları sonucunda saha ekonomik görülmemiştir.

Gülibrahimoğlu (44), cevherleşme alanını da içine alan geniş bir bölgenin 1/25 000 ölçekli genel jeoloji ve maden prospeksiyonunu yapmış, Güzelyayla zuhurunun önemli bir cevherleşme olduğunu vurgulamıştır.

Çınar (45); Cevherleşme alanında 1/5 000 ölçekli jeolojik harita yapmış ve yaşlıdan gence doğru aşağıdaki kayaç cinslerini ayırtlamıştır:

1- Jura (Liyas) yaşlı, andezit-bazalt lav ve piroklastlarından oluşan kırıklı formasyonu

2- Üst Jura-Alt Kretase yaşlı, kristalize kireçtaşlarından oluşan Kuşakkaya formasyonu

3- Üst Kretase yaşlı andezit-bazalt, lav ve piroklastlarından oluşan, ayrıca üst kısımlarında kumtaşı, killi kireçtaşı, siltaşı seviyelerine geçiş gösteren Zigana formasyonu

4- Üst Kretase yaşlı, porfiri cevherleşmenin içinde geliştiği porfiritik granit (Pg-1)

5- Üst Kretase yaşlı, cevherli sokulundan sonra oluşmuş olan porfiritik granit (Pg-2)

6- Kuvarsporfir, andezit ve bazalt dayk

7- Traverten

1985-1987 yıllarında, Güzelyayla porfiri cevherleşme sahası Türk-Japon ortak projesi kapsamına alınmış ve tüm detay arama çalışmaları uygulanmıştır. Bu çalışmalar sırasında, datay jeolojik harita yapımı ile jeokimya, jeofizik ve sondajlı aramalar yapılmıştır (MTA ve JICA 74, 75, 76).

5.3.3. Güzelyayla Cevherleşmesinin Stratigrafik Konumu ve Litostratigrafik Birimlerle Etkileşimi

Güzelyayla porfiri Cu - Mo cevherleşmesi, Maden Dere, Mat Dere ve Hasan Dere yörelerinde, Pontid Alt Bazik Karmaşığı, Kıranoba Birimi ve Zigana Granitoyidi'ne ait en yaşlı fasiyes kayacı olan kuvarslı mikrodiorit stoğu içinde gelişmiştir (Ek 3). Üst Kretese yaşlı Hamsiköy Tortul - Volkanik Karmaşığı'ndan hemen sonra sokulum yapmaya başlayan Kuvarslı mikrodioritin yerleşiminden sonra devam eden hidrotermal olaylar, gerek bu stoğa gerekse çevre kayaçlarına hem ısıyı hemde metalleri taşıyarak porfiri cevherleşmenin oluşumunu sağlamıştır. Bu nedenle kuvarslı mikrodioritte ve kendinden daha yaşlı olan çevre kayaçlarında, birimlerin normal fasiyeslerine oranla yoğun bir şekilde silisleşme, kloritleşme, serisitleşme, epidotlaşma ve piritleşme görülmektedir.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçların rengi, granitoid dokanağına doğru epidot ve kükürtün artan oranına bağlı olarak sarımsı yeşile dönüşmüştür. Bu karmaşığa ait bazaltlar, bilhassa Maden Dere ile Hasan Dere'nin birleştiği kesimde oldukça fazla oranda pirit ve kuvars damarcıkları içerirler. Yoğun ayrışma kayaçtaki minerallerin ilksel durumlarını oldukça bozmuş ve tanınması güç hale getirmiştir.

Güzelyayla yöresinde, Pontid Alt Bazik Karmaşığı içinde irili ufaklı mercekler şeklinde izlenen kristalize kireçtaşları litolojik ve stratigrafik benzerliği nedeniyle Berdiga Formasyonu'na dahil edilmiştir (Ek 3.). Bu merceklerin taban kesimlerinde zayıf skarn zonları izlenir. Kalınlığı 20 cm yi geçmeyen; yoğun silisleşme, kloritleşme, epidotlaşma ve limonitleşme nadiren de serpantin ve brusit gibi kontak metamorfizma mineralleşmesi görülen bu zonlarda, eser miktarlarda da olsa karakteristik cevher minerallerinden manyetit, muşketofit, spekülarit ve pirit görülür.

Kıranoba Birimi'nde dikkati çeken nokta, bölgedeki normal fasiyes özelliklerine oranla yoğun bir şekilde kloritleşme, silisleşme, epidotlaşma ve serisitleşme göstermesidir.

5.3.4. Ayrışma ve Cevherleşme

Güzelyayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesi, dünyada bütün porfiri yataklarda gözlenen hidrotermal ayrışma ve cevherleşme özelliklerini gösterir.

5.3.4.1. Ayrışma Zonları

Cevherleşme alanında yapılan detay petrografik ve mineralojik incelemeler sonucunda, maden yatağının hidrotermal ayrışma zonları ortaya çıkartılmıştır (Ek 4).

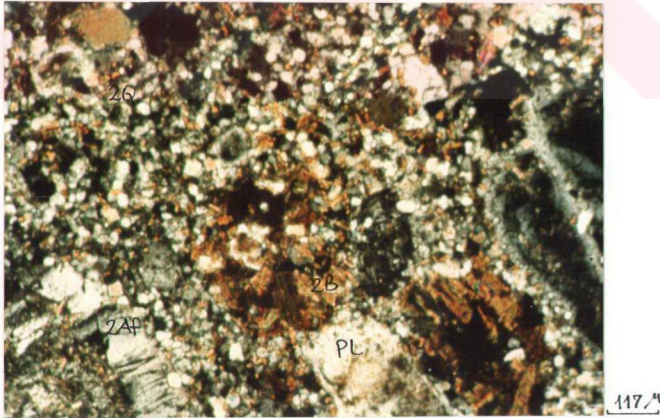
- Potassik zon: Cevherleşmeyi getiren kuvarslı mikrodioritin kuzey kesiminde, Mat mezrası ile Hasan dere arasındaki kesimde gelişmiştir . Gerek yüzeyden, gerekse sondajlardan alınan örneklerin yapılan mikroskobik incelemelerinde, he-

men her kesitte ikincil biyotitin ve kuvarşın bolluğu hemen göze çarpar (Şekil 5.10). Potasyum feldspat, serisit, klorit ve kalsit, daha seyrek olarak görülen ikincil minerallerdir.

Kuvars: İri birincil kristalleri hamur tarafından kısmen yenmiş ve girintili çıkıntılı bir görünüm kazanmıştır. Küçük yuvarlağımsı taneler şeklinde, mikrodamarcıklar başta olmak üzere hemen her kesimde gelişmiş olan ikincil kuvarşlar, yer yer dalgalı sönme gösterirler.

Plajiyoklas: Bu zonda ayrışmadan korunabilmiş kristalleri yok gibidir. İri öz şekilli plajiyoklaslar dilinimleri ve ikiz düzlemleri boyunca muskovit serisit ve çok yoğun olarak da biyotit mineralleri gelişmiştir.

Alkalen feldspat: Potassik zonda birincil ortoklaslar tamamen ayrışmıştır. Ayrışan kristallerin içinde ve kenar kesimlerinde küçük ve öz şekilsiz ikincil potasyum feldspat tanecikleri gelişmiştir. Ayrıca kuvarşla birlikte bazı mikrodamarcıkların dolgusunu oluşturur.



Şekil 5.10 Potassik zon. 2Q: İkincil kuvars, 2B: İkincil biyotit, Pl; Plajiyoklas, 2Af: İkincil K-feldspat. (Ç.N.)

Biyotit: İkincil biyotitler çok ince damarcıkları dolduran küçük pulcuklar şeklinde veya plajiyoklas kristallerini ornatıp yerleşmiş kümelenmeler halinde görülür. Büyüklükleri genellikle 0.1-1 mm arasında değişir. Ayırışmadan kısmen korunabilmiş birincil biyotitler, yüzeylerinin pürüklü olması ve bazen 3 mm ye varan iri boyutlarıyla ikincil hemcinslerinden kolayca ayıredilirler.

Serisit-Muskovit: Plajiyoklas ve alkale feldspatların ayırışma ürünü olarak yer yer gelişmiştir.

- **Fillik zon :** Potassik zonu çevreleyen bu kuşak, Maden dere , Mat dere ve Hasan derenin bir bölümünü içine alan kesimde yüzeylenir (Ek 4.). Genellikle kuvarslı mikrodiorit içinde gelişmiş olmasına rağmen, Maden dere vadisi yöresindeki volkanik yan kayalarda da izlenmektedir. Makroskobik olarak bile kuvars, serisit ve piritin yoğunluğu dikkati çeker.

Mikroskobik incelemelerde, kuvars dışında bütün minerallerin serisitleşmiş olduğu görülür (Şekil 5.11.).

Kuvars: Bu zonda silisleşme çok fazladır. Kayacın nor-



Şekil 5.11 Fillik zon. S: Serisit. Pl: Plajiyoklas. (Ç.N.)

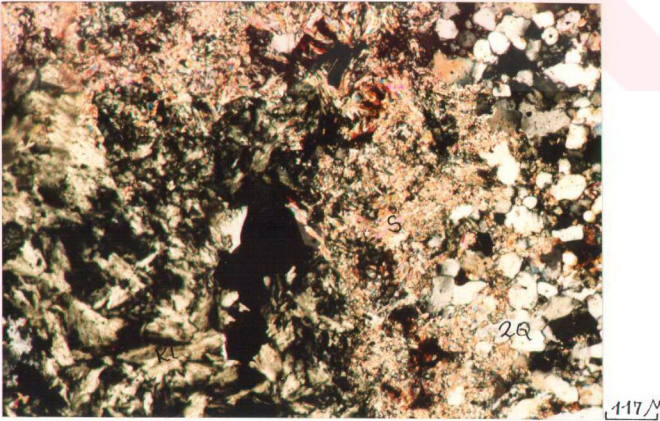
mal olarak 1-2 mm boyutlarındaki kuvars kristalleri silis ilavesiyle dahada büyüyerek yer yer 4 mm ye yaklaşmıştır. Kuvars ayrıca yuvarlakımsı küçük taneler şeklinde bol miktarda görülür.

Alkalen feldspat ve plajiyoklas: Bu iki mineralin tümü serisit ve kuvars tanecikleri tarafından ornatılmıştır. Serisitleşmeye rağmen plajiyoklasların dilinim ve ikizlenme izleri gözlenebilmektedir.

Serisit : Fillik zonun hakim mineralidir. Bu kuşakta kuvars dışında bütün silikatlar serisitleşmiştir.

Bu zonda hemen her kesitte görülen dikdörtgenimsi opak mineraller pirittir. Klorit ve epidot daha seyrek olarak görülen ayrışma mineralleridir.

-Arjilik zon: Dünyadaki birçok porfiri bakır yatağında olduğu gibi, Güzelyayla cevherleşmesinde de bu zonu ayrı olarak ayırtlamak mümkün olamamıştır. Fillik zonun dış kısmıyla, propilitik zonun dokanağına gelen kesimlerin, arjilik



Şekil 5.12 Propilitik zon. Kl: Klorit, S: Serisit
2Q: İkincil kuvars. (Ç.N.)

zonu karakterize eden yoğun killeşme göstermesine rağmen, bu killeşmenin diğer zonlarla iç içe girmiş olması zonun sınırlarını belirlemeyi engellemiştir.

-Propilitik zon: Fillik zonu çevreleyen ve Maden dere, Hasan yayla ve daha kuzeyde Dik yayla yöresinde, genellikle Pontid alt bazik karmaşığına ait kayalar içinde geniş yayılım gösteren bu zonda makroskobik olarak epidot, kalsit ve kuvars görülür.

Mikroskobik incelemelerde biyotitlerin tamamen klorite dönüştükleri izlenir (Şekil 5.12) Klorite kalsit te eşlik eder. Epidot küçük tanecikler şeklinde plajiyoklas ve mafik minerallerin içinde kümelenmeler gösterir. Bu zonda kayadaki plajiyoklaslar diğer zonlara oranla daha az ayrılmış olduklarından cins tayini yapacak derecede tanınabilmektedir.

5.3.4.2. Cevherin Yataklanma özellikleri

Güzelyayla cevherleşmesi porfiri tip bir cevherleşme olduğundan, cevher kütesinin şekli de dünyadaki diğer yatakların şekline benzemektedir. cevherleşme yaklaşık 1.8 X 2.2 km lik bir alanda yerleşmiş yuvarlağımsı kütle halindedir (Şekil 5.9). Cevherleşme, içinde geliştiğı sokulum kayacının dalım yönüyle de uyumluluk göstermektedir. Plütonik kayacın diğer çevre kayalarıyla dokanak yaptığı kesimlerde yapılan sondajlardan elde edilen yapısal verilere göre, cevherli plütönu oluşturan kuvarslı mikrodiorit stoğunun K 50 D doğrultulu ve 55-60° GD ya doğru dalım gösteren bir kütle olduğu tesbit edilmiştir. Cevher gelişiminin ana kaynağını oluşturan kuvarslı mikrodiorit stoğu, yöredeki diğer plütonik kayalara oranla çok kırıklı bir yapı kazanmıştır (Şekil 5.13). Kırıklar genellikle düzensiz yönlerde olup düşey eğimler oldukça seyrek.

Cevherleşme ince çatlaklar boyunca yerleşmiş pirit, kalkopirit ve molibdenit mineralleşmesiyle karakterize olur. Yapılan detay makroskobik ve mikroskobik analizlerde , sahada

aşağıda sıralanan cevherleşme şekillerinin varlığı saptanmıştır.

- 0.5-5 cm kalınlığındaki kuvars damarcıklarına bağlı olarak yerleşmiş cevherleşmeler (damar-stokwork tip).
- 1-5 mm kalınlığındaki çok ince damarcıklar ve çatlaklar boyunca yerleşmiş cevherleşmeler (network tip).
- Saçınım şeklindeki cevherleşmeler (dissemine tip).



Şekil 5.13 Kuvarslı mikrodiyoritlerde kırık sistemi.
Yer: Maden dere ile Hasan derenin kesimi.

Pirit, yukarıda sıralanan cevherleşme şekillerinden her üç tipte de yerleşim göstermektedir. Kalkopirit ise çoğunlukla çatlaklara yerleşmiş halde ve dissemine olarak izlenir. Molibdenit genellikle çok ince kuvarslı damarcıklara bağlı olarak gelişmiştir.

Cevherleşme alanında izlenen ana cevher minerallerinden başka, seyrek olarak malakit, azurit, kalkosin, kovellin, bornit, nabit bakır, manyetit, hematit ve eser olarak ta galenit ve çinkoblend saptanmıştır.

Güzelyayla porfiri bakır yatağında cevher minerallerinin birbirine göre olan özellikleri, aşağı yukarı ayrışma zonlarına bağlı olarak değişiklik göstermektedir.

-Potassik zon: Bu kuşakta cevherleşme oldukça iyi gelişmiştir. Mat deresi vadisinde aşınmaya bağlı olarak yüzeyleyen kayalarda kalkopirit ve piritin bolluğu hemen göze çarpar. Çok sık şekilde bulunan kuvars damarlarının kalınlıkları 0.1-3 cm arasında değişir. Bu damarlarda oldukça bol miktarda molibdenit ve pirit gözlenir. Bilhassa Kuzey Amerika'daki porfiri yataklarda görülen zengin "cevher kabuğu" (Ore shell) bu yatakta görülmemektedir.

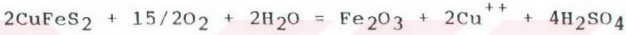
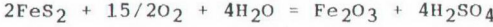
-Fillik zon: Bilhassa piritin bolluğu hemen göze çarpar. Literatürde "pirit kabuğu" (Pyrite shell) olarak adlandırılan bu zonda pirit, çoğunlukla kübik şekilli ve gerek diseminine gerekse çeşitli kalınlıklardaki damarcıklarda gelişmiştir. Kalkopirit oranı potassik kuşağa göre oldukça azdır. Molibden, kalkopirit ve piritle birlikte kuvarslı damarlara bağlı olarak çok az izlenir.

-Propilitik zon: Genellikle çevre volkanik kayalarda görülen kuşakta az miktarda pirit ve molibdenit gözlenir. Kalkopirit bu zonda hemen hiç görülmemiştir. Ayrıca Mat dere kuzeyinde oldukça küçük bir yüzeylemede izlenen galen ve çinkoblend mineralleşmesi de bu zon içinde yer alır.

Sondajlardan elde edilen verilerin yorumlanması sonucunda, cevherleşme alanında yüzeysel suların etkisiyle oluşmuş ikincil ayrışmanın varlığı saptanmıştır. Karot örneklerinden yapılan petrografik ve cevher mikroskobisi incelemeleri, bütün sondajların üst kesimlerinde yüzeysel suların etkisiyle yıkanmış cevher mineralleri bakımından fakir, kalınlığı 5 - 50 m arasında değişen yıkanmış bir zon ve bu zonun altında da ikincil zenginleşme zonunun geliştiğini göstermektedir.

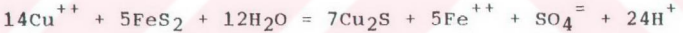
Yıkanmış zonun altında ortalama 150 m kalınlığa ulaşan ikincil cevherleşme zonu mevcuttur. Yeterli yağış alan bölgelerde, içersinde erimiş oksijen ve karbondioksit bulunan

yağmur suları, kayacın sülfürlü cevher minerallerini içeren çatlakları boyunca yeraltı su tablasına kadar iner. Dolayısıyla bu sular, metalce zenginleşmiş çözeltileri yıkayarak YAST a doğru indirir. Örneğin, piritin oksitlenme ürünü olan sülfirik asit yardımı ile bakır çözülür ve bakırlı çözelti su tablasına doğru sızar (Meyer ve Hemley, 161).



Sülfürlü minerallerin oksitlenmesinden sonra aşağı sızan yüzeysel sular içinde bol miktarda Cu ve Fe iyonları içerir. Oksitlenme ortamında duraylı olan Fe ve sülfat iyonları demir şapıyı (götüt, limonit, jarosit) oluşturur.

Su tablasının altında Cu, birincil sülfürlü minerallerle tepkimeye girerek kalkosin ve kovellin gibi mineralleri oluştururlar (Meyer ve Hemley, 161).



Bu nedenle, ikincil zenginleşme zonunda kalkosin, kovellin, bornit, nabit bakır ve kalkopirit bolca izlenir. Sondaj verilerinin incelenmesi, ikincil zenginleşme zonunun altında birincil cevherleşme zonunun devam ettiğini göstermektedir.

5.3.4.3. Cevherleşmenin Mikroskopik İncelenmesi

Güzelyayla porfiri Cu-Mo cevherleşmesinde yapılan sondajların cevherli seviyelerinden ve maden yatağının yüzey kesimlerinden alınan örnekler maden mikroskobu ile incelenmiş ve mineral ilişkilerinden de faydalanarak aşağıdaki parajenez ve süksiyon saptanmıştır.

	Manyetit
I. Faz	Pirit I
	Kalkopirit I + Pirotin
	Altın

	Pirit II
II. Faz	Kalkopirit II + Çinkoblend
	Galen
	Bornit

III. Faz	Molibdenit
	Pirit III

	Kalkosin
	Kovellin
	Malakit
İkincil	Azurit
Mineraller	Nabit bakır
	Limonit
	Götit

Manyetit: Genellikle Pontid alt bazik karmaşığına ait volkanik kayalarla, Mat dere vadisinde potassik zonda izlenir. Yuvarlağımsı ve iri taneli olup, kalkopirit ve piritçe zengin çok ince çatlaklar tarafından kesilirler (Şekil 5.14). Mikroskopta kahverengimsi-koyu gri renklerde görülür. İzotrop olup iç yansıma göstermezler.

Pirit I, II, III: Çoğunlukla kare şekilli veya yarı öz şekilli olup, içlerinde kalkopirit, çinkoblend ve kuvars kapanımları izlenir (Şekil 5.15).

Kalkopirit I, II: Öz şekilli piritlerin içinde, piritten daha koyu sarı rengi ve öz şekilsiz yapısıyla kolayca tanınır (Şekil 5.15). Ayrıca kuvars içinde gelişmiş iri ve şekilsiz kristalleri de oldukça bol bulunur. Zayıf bir anizotropisi vardır. İçlerinde çinkoblend ve nadiren de pirotin kapanımları gözlenmiştir. Bazı kesitlerde kalkopirit kristallerinin kenarlarında kalkosin ve kovellin gelişmiştir.

Pirotin: Tamamen kalkopiritlerin içinde kapanım halinde görülür. Kalkopirite nazaran kahverengimsi-pembemsi renkli olup, oldukça belirgin pleokroizması ve anizotropisi vardır.

Altın: Kuvars içinde yuvarlağımsı nabit lameller halinde görülür. Yapılan mikroskopik ölçümlerde yaklaşık 3-7 mikron büyüklüğünde oldukları saptanmıştır (Şekil 5. 16).

Çinkoblend: Genellikle kalkopiritlerin içinde ayrılımlar şeklinde bulunurlar. Serbest kristalleri oldukça nadir görülür. İç refleksiyon renkleri kırmızıdır. Bu da demirce zengin olduğunu işaret eder. Ayrılımlar gelişigüzel olmasına karşılık, bazı kesitlerde kristallografik doğrultular boyunca yerleşmişlerdir. Bu tür ayrılımların oluşum sıcaklıkları jeolojik termometre olarak kullanılmakta olup, 350-400 C° lik bir oluşum sıcaklığını göstermektedir (Richards 162).

Galen: Çoğunlukla öz şekillidirler. Parlak beyaz renkli ve izotrop turlar. Dilinim yüzeylerinin kenarında üçgen boşluklar gelişmiştir. Genellikle çinkoblendle beraber bulunurlar (Şekil 5.17).

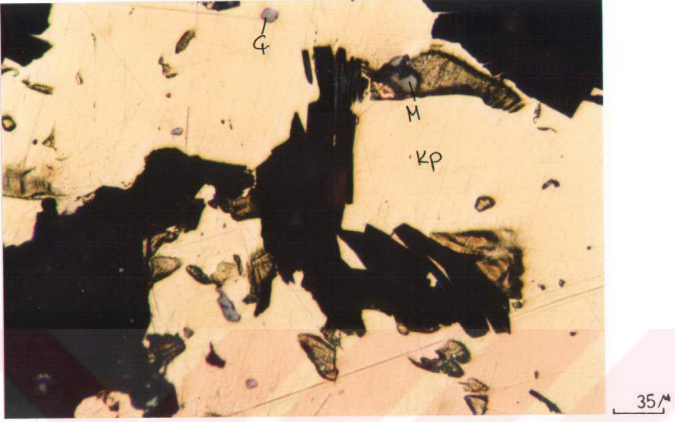
Bornit: Bir kaç kesitte pembemsi kahverengi renkler gösteren küçük tanecikler veya kalkopiriti ornatmış çok ince damarcıklar şeklinde görülür.

Molibdenit: Mikroskopta, kuvars damarlarında belli hatlar boyunca dizilmiş, üzeri pürtüklü, beyaz renkli ve ince uzun çubuğumsu mineraller şeklinde görülür. Çubuklar genellikle bükülmüştür. Molibden kristalleri bazen buket veya yelpaze şekilli yapılar meydana getirir. Ayrıca kendinden önce oluşmuş pirit kristallerinin çevresini sarar biçimde de gelişmişlerdir (Şekil 5.18).

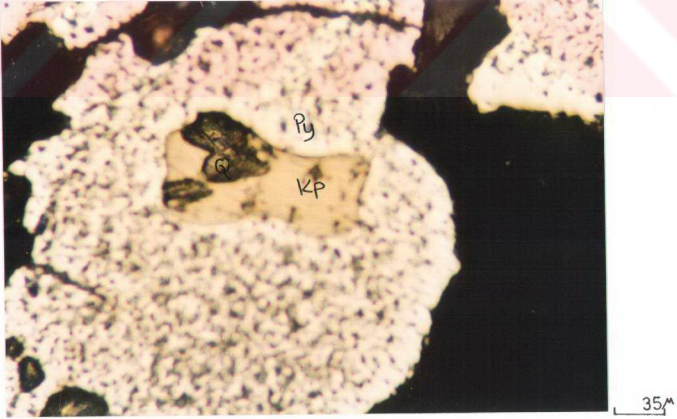
Kalkosin: Bir çok kesitte kovellinle birlikte kalkopiritlerin etrafında geliştikleri gözlenmektedir. İzotrop olmasıyla kovellinden kolayca ayırt edilir.

Kovellin: Kalkopiritlerin kenar zonlarında, bu minerali saran zarflar şeklinde gelişmişlerdir. Mikroskopta koyu mavi renk ve çok iyi refleksiyon pleokroizması gösterdiği izlenir.

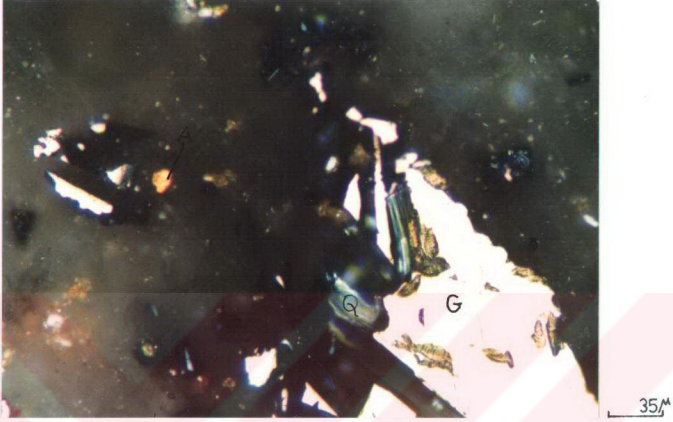
Ayrıca cevherleşmenin yüzeysel ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerinde, malakit, azurit, nabit bakır, limonit ve götit mineralleri de gözlenir.



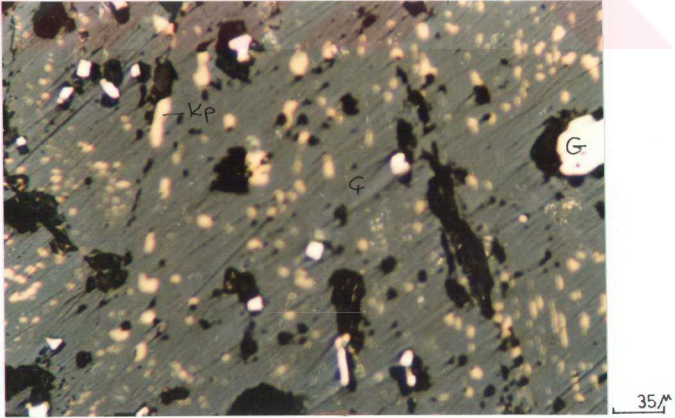
Şekil 5.14 Fillik zondaki cevher mineralleri. M: Manyetit, Kp: Kalkopirit, Ç: Çinkoblend



Şekil 5.15 Potassik zonda, kuvars damarcıklarındaki mineralleşmeler. Py: Pirit, Kp: Kalkopirit, Q: Kuvars



Şekil 5.16 Pontid Alt Bazik Karmaşığı içindeki cevher mineralleri. A: Altın, G: Galen, Q: Kuvars



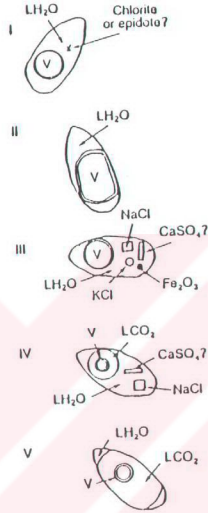
Şekil 5.17 Propilitik zondaki cevher mineralleri. Ç: Çinkoblend, G: Galen, Kp: Kalkopirit



Şekil 5.18 Potassik zonda cevher mineralleri.
Mo: Molibdenit, Py: Pirit, Q: Ku-
vars.

5.3.4.4 Sıvı Kapanımlar

Kristal içi boşluklarda yerleşen sıvı kapanımlar; sıvı katı ve gaz maddelerin kristallenme esnasında kristal içi boşluklarda kapanması sonucunda oluşurlar. Sıvı kapanımlar ilk defa termometrik tayinler için kullanılmıştır. Oda sıcaklığında faz varlıkları ve ilişkileri göz önüne alınarak normal petrografik incelemeler sonucu aşağıdaki gibi 5 tipe ayrılmıştır (Nash ve Theodore 163, Roedder 164, Ahmad ve Rose 165).



Şekil 5.19 Sıvı kapanım tipleri (Ahmad ve Rose, 1965).

Sıvı kapanım çalışmaları için Güzelyayla porfiri cevherleşmesinin etkilediği kayalardan mikro kuvarslı diyoritten 23, Pontid alt bazik karmaşığına ait volkaniklerden 14 olmak üzere toplam 37 örnek alınmıştır. Sıvı kapanım ölçümleri bu kayalar içindeki kuvars damarları ve iri kuvars kristallerinden yapılmıştır.

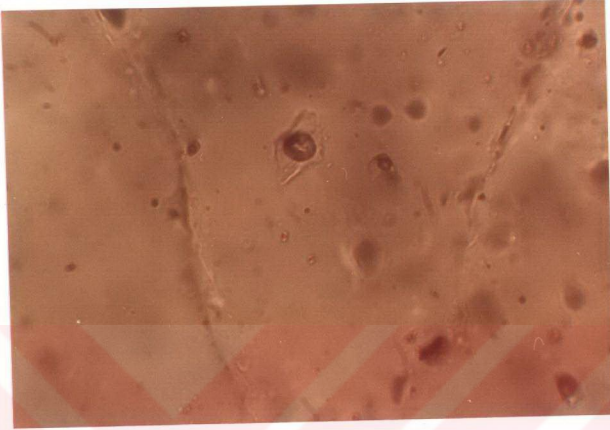
Laboratuvar çalışması için Leitz marka mikroskop ve ısıtma seti, sıcaklık okuması için de 20°C hassasiyet ölçekli galvanometre kullanılmıştır.

Güzelyayla yöresinden alınan örneklerden yapılan sıvı kapanım çalışmaları sonucu bunların 1., 2., ve 4. tip yani sıvı fazlı, küçük veya büyük bazen iki sıvılı baloncuklu, katı kristal bulundurmayan kapanım içerdikleri saptanmıştır (Şekil 5.19, 5.20, 5.21).

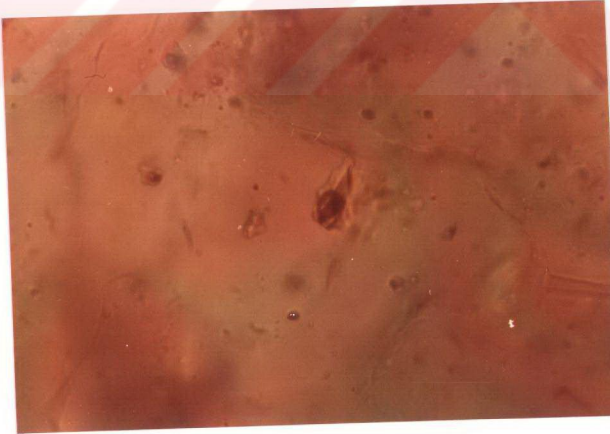
Ölçülebilir sıvı kapanımların çapları 7 - 20 mikron arasındadır. Nadiren 5 mikron veya daha küçük boyutlu sıvı kapanımlarda da ölçümler yapılmıştır. Çalışma sahasındaki sıvı kapanımlar yüksek gaz fazı oranıyla karakteristiktir. Hasan dere yöresinden alınan örneklerdeki sıvı kapanımlar, sıvı fazlı, katı kristal içermeyen, büyük veya küçük baloncuklu tipteki kapanımları içerir. Yapılan ölçümlerde nisbeten yüksek homojenleşme ısısı veren kapanımların genellikle gaz oranı yüksek sıvı kapanımlar olduğu belirlenmiştir.

Her örnek için ortalama 3 veya 4 kez sıvı kapanım ölçümleri yapılmıştır. Derlenen 37 el örneğinden yapılan kesitlerden kuvarslı mikrodiorit ve Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçlardan ayrı ayrı değerlendirmek üzere toplam 209 ölçüm yapılmıştır. Görüldüğü gibi, homojenleşme sıcaklıkları mikro kuvarslı mikrodioritte 220 - 520, Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçlarda ise 200 - 460 °C arasında değişir (Şekil 22, 23). Fakat bu değerlerin % 90 ı 280 - 460 °C arasındadır. Bu ölçümler dünyadaki önemli porfiri bakır yataklarında tesbit edilmiş homojenleşme sıcaklıklarıyla uyumaktadır. Örneğin belli başlı yataklardan Butte (ABD)'de 180 - 550, Cerro Verde (Peru)'de 350 - 410, Bougainville (Filipinler)'de 225 - 645 °C dir. (Roedder 164, Batchelder 166, Chinas ve Wilkins 167, Easto 168, Gustafson 169, Ahmad ve Rose 165, Titley 170).

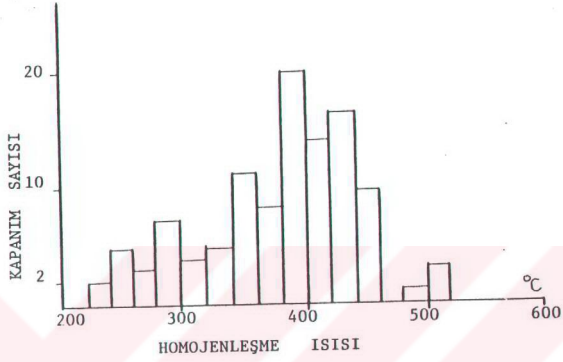
Homojenleşme ısısı en yüksek olanlar, porfiri cevherleşmenin içine yerleştiği kuvarslı mikrodioritlerdeki iri kuvars kristalleridir. Hasan dere yöresinden alınan örneklerde ortalama 430 °C, Mat dere yöresinden alınanlarda 400 °C ve Maden dere yöresindeki volkaniklerden alınan örneklerde ise 360 °C değerleri elde edilmiştir. Bu bulgu Hasan dere yöresinin, cevherleşmenin merkezi kesimleri olduğunu göstermektedir.



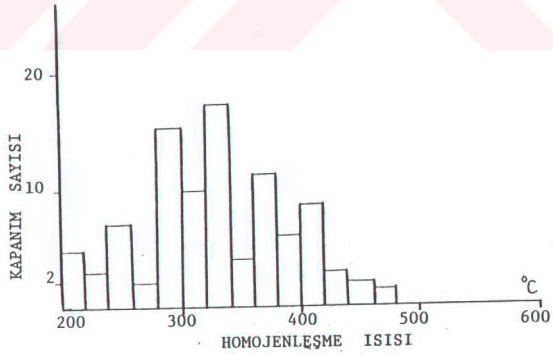
Şekil 5.20 Kuvarslı mikrodioritlerdeki Kuvars damarcıkları içindeki sıvı kapanımlar.



Şekil 5.21 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltlarda kuvars damarcıkları içindeki sıvı kapanımlar.



Şekil 5.22 Kuvarslı mikrodiyoritler içindeki kuvarslarda homojenleşme ısısı histogramı.



Şekil 5.23 Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait bazaltlar içindeki kuvarslarda homojenleşme ısısı histogramı.

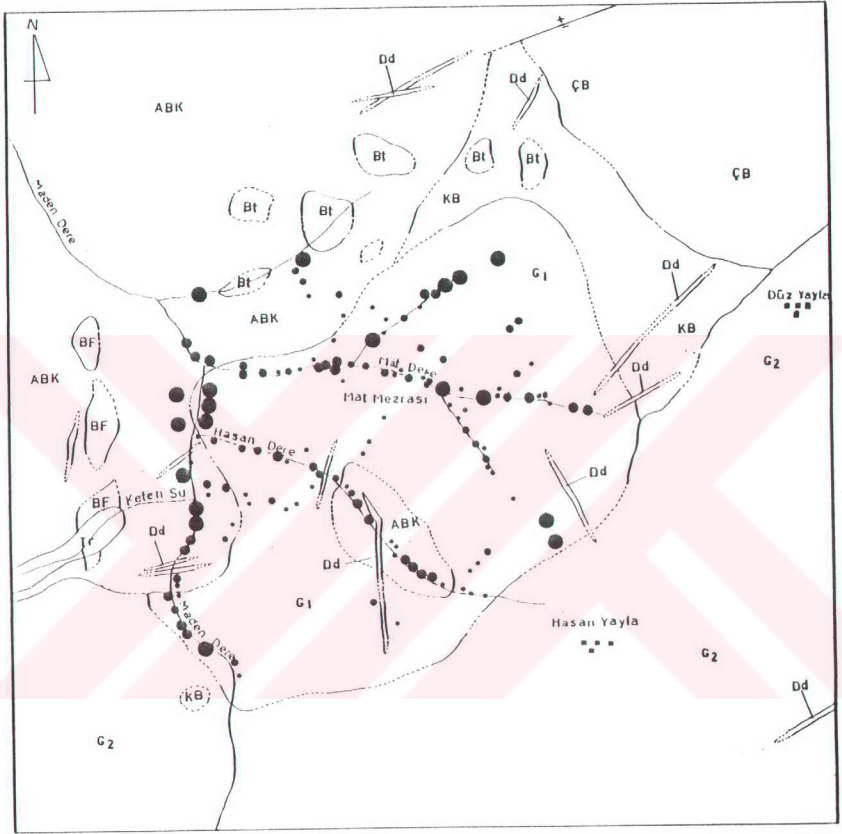
5.3.4.5. Jeokimyasal özellikler

Güzelyayla cevherleşme sahasındaki yüzeylenmelerden alınan ve cevher mineralleşmesi gösteren 145 adet kayaç örneğinden bakır ve molibden analizi yapılarak kayaçtaki cevher dağılımının ortaya çıkartılması amaçlanmıştır. Ayrıca MTA tarafından yapılan toprak jeokimyası çalışmaları ele alınarak, kayaç ve toprak jeokimyası verilerinin karşılaştırmalı yorumu yapılmıştır. Yine, cevherleşme alanında yapılan sondajlardan elde edilen bilgilerin ışığı altında cevherleşmenin derine doğru dağılımı incelenmiştir.

Kayaç jeokimyası için analiz işlemleri KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Jeokimya laboratuvarında Jeol - SX2 x - ışınları flöresans spektrometresi ile yapılmıştır.

Analizler sırasında kullanılan bakır ve molibdenle ilgili standartlar örneklerin kendi içinden seçilmiştir. Standart olarak kullanılan örnekler, cevherli kayaçların hiçbir cevher mineralleşmesi içermeyen aynı fasiyesteki kayaçlarına belli konsantrasyonda bakır ve molibden ilavesi yapılmak suretiyle hazırlanmıştır. Örneğin porfiri cevherleşmenin kuvarslı mikrodiorit kesiminde olan bakır ve molibden dağılımını bulmak için, hiçbir cevher mineralleşmesi içermeyen kuvarslı mikrodiorit toz örneği içine belli miktarlarda bakır ve molibden ilave etmek suretiyle standartlar hazırlanmıştır. Standart ve örnekler aynı cins kayaçtan oluştuklarından kütle absorpsiyon ve girişim düzeltmelerine gerek kalmadan analiz işlemleri yapılmıştır.

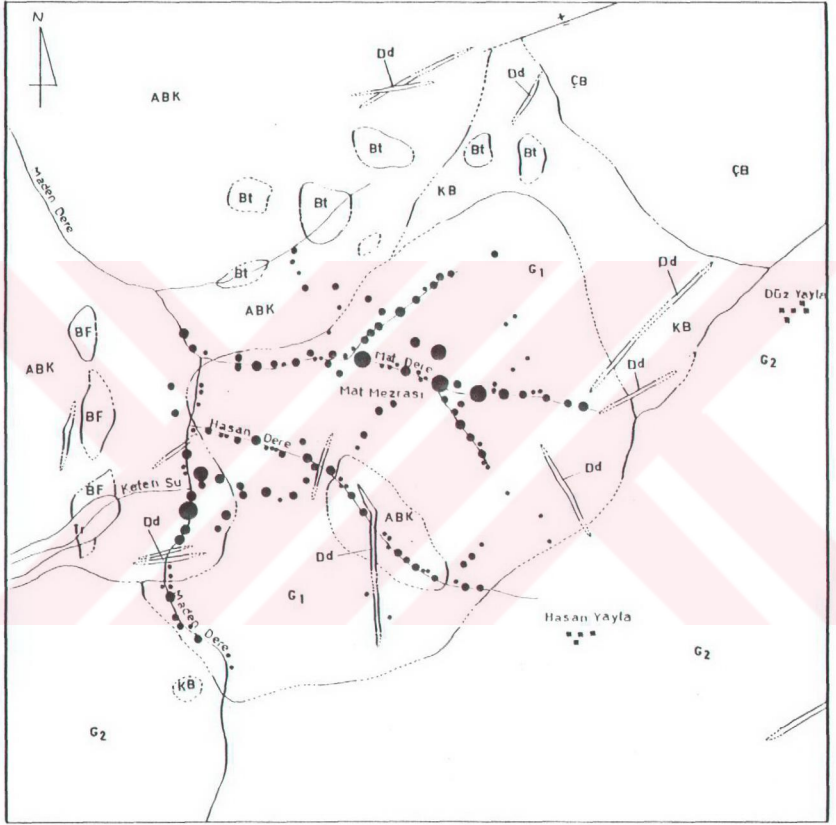
Yörede sık orman örtüsü ve kalın yayla toprağı birikimi, sistematik kayaç örneği alımını engellemiştir. Bu nedenle inceleme alanında, Maden dere, Hasan dere ve Mat deresi profillerinden ve çeşitli nokta kayaç örneklerinden yararlanarak bakır ve molibden analizleri yapılmıştır. Görüldüğü gibi kayaç örneklerinde bakır değerleri % 0.5-0.005 arasında değişmektedir (Şekil 5.24). Molibden ise % 0.07-0.001 arasındaki değerlerde çıkmaktadır (Şekil 5.25). Bakır değerlerinin en yüksek olduğu kesim, fillik ayrışma zonunun içinde kalan Mat deresi kuzeyi ve Maden dere vadisidir. Molibden ise potassik



Tr	Traverten	ÇB	Çambel Birimi
Dd	Dasit dayk	KB	Kıranoba Birimi
Bt	Boynuz taşı	BF	Berdiga Formasyonu
G ₂	Kuvarlı Diyorit	ABK	Pontid Alt Bazik Karışığı
G ₁	Kuvarlı Mikrodiorit		Formasyon Sınırı

Cu %	
●	> 0.5
●	0.3-0.5
●	0.1-0.3
●	0.05-0.1
●	< 0.05

Şekil 5.24 Güzelyayla cevherleşmesi kayaç örneklerinde bakır dağılımı



Tr	Traverten	ÇB	Çambel Birimi
Dd	Dasit dayı	KB	Kıranoba Birimi
Dt	Boynuz taşı	BF	Berdiga Formasyonu
G2	Kuvaylı Diyorit	ABK	Pontid Alt Bazik Karmaşığı Formasyon Sınırı
G1	Kuvaylı Mikrodiorit		

Mo %

- >0.07
- 0.05-0.07
- 0.03-0.05
- 0.01-0.03
- 0.001-0.01

0 500m

Şekil 5.25 Güzelyayla cevherleşmesi kayaç örneklerinde molibden dağılımı.

zon içindeki Mat dere vadisinde yoğunluk kazanmaktadır. Keza ABD deki porfiri bakır yataklarının çoğunda, molibdenit cevherli kütlelerin ortasında yani potassik kuşakta en yüksek miktarlardadır (Lowell ve Guilbert 131).

MTA tarafından yaklaşık 3.5 Km² bir alandan, eş yükseklik eğrileri baz alınarak 942 adet toprak örneği derlenmiş ve bu örneklerden bakır ve molibden için toprak jeokimyası analizleri yapılmıştır. Ancak, bu çalışmaya ait ayrıntılı veri değerleri elde dilemediğinden, bölgenin temel Cu - Mo değerlerini ve bu cevherleşmeyi işaretleyen eşik ve anomali değerlerini ortaya çıkartıp irdeleyerek istatistik çalışmalar yapmak mümkün olmamıştır. Ölçülen maksimum bakır değeri 3820 ppm, molibden değeri ise 236 ppm dir.

Topraktaki bakır dağılımı ele alındığında (Şekil 5. 26), Maden derenin hemen batısındaki bakır anomalilerinin yoğunluğu dikkati çekmektedir. Gerek kayaç jeokimyası, gerekse toprak jeokimyası haritalarında gözlenen bu durum, Maden dere vadisindeki bir kırık zonundan itibaren gelişmiş olabilir. Keza bu kesimde yapılan MJT-1 ve MJT-2 sondajlarındaki litolojik incelemeler bir kırık zonunu işaret etmektedir. Maden Dere batı yöresindeki bu bakır anomalisinin gösterdiği ikinci olasılık ise çevre kayaçlarının bakır yönünden oldukça zengin olması ve porfiri cevherleşmeyi oluşturan metallerin bu kayaçlardan derlenmiş olmasıdır. Norton (154) ve Chaffee (171) ye göre metal ve sülfür magmanın sıcaklığıyla dolanan sıvı tarafından yan kayaçlardan sökülür ve metal klorürler halinde taşınırlar. Bu nedenle, çevre kayaçlarında özellikle bakır kontrastı cevherin yerleştiği porfiri kayaçtan daha yüksektir. Güzelyayla cevherleşmesinde de özellikle Pontid Alt Bazik Karmaşığı'na ait kayaçlarda ve üzerlerindeki topraktaki yüksek bakır kontrastı (Şekil 5.24,26),bu elementin Jura yaşlı kayaçlardan yıkanarak (konveksiyon modeli) porfiri stok içinde biriktiği olasılığını ortaya koymaktadır.

Yörede önemli bakır ve molibden anomalisi veren alanlardan biri olan Mat Mezrası yakınında yapılan MJT-6 sondajı, tüm sondajlar içindeki en yüksek ortalama Cu ve Mo

tenörü degerlerini vermektedir. MJT-6 sondajı verilerine göre ortalama Cu tenörü % 0.27 dir. Granitik yan kayaçta bölgesel temel Cu degeri ise 65 ppm. dir (Çakır ve diğ., 116; Çınar ve diğ., 45). Bu durumda primer cevherde bakır kontrastı $2700 : 65 = 41.5$ dir. Üzerindeki toprakta elde edilen anomalide ortalama deger 400 ppm. dir. Bu durumda topraktaki Cu kontrastı $400 : 65 = 6$ olmaktadır. İki konsantrasyonun oranı ise $6 : 41.5 = 1/7$ çıkmaktadır.

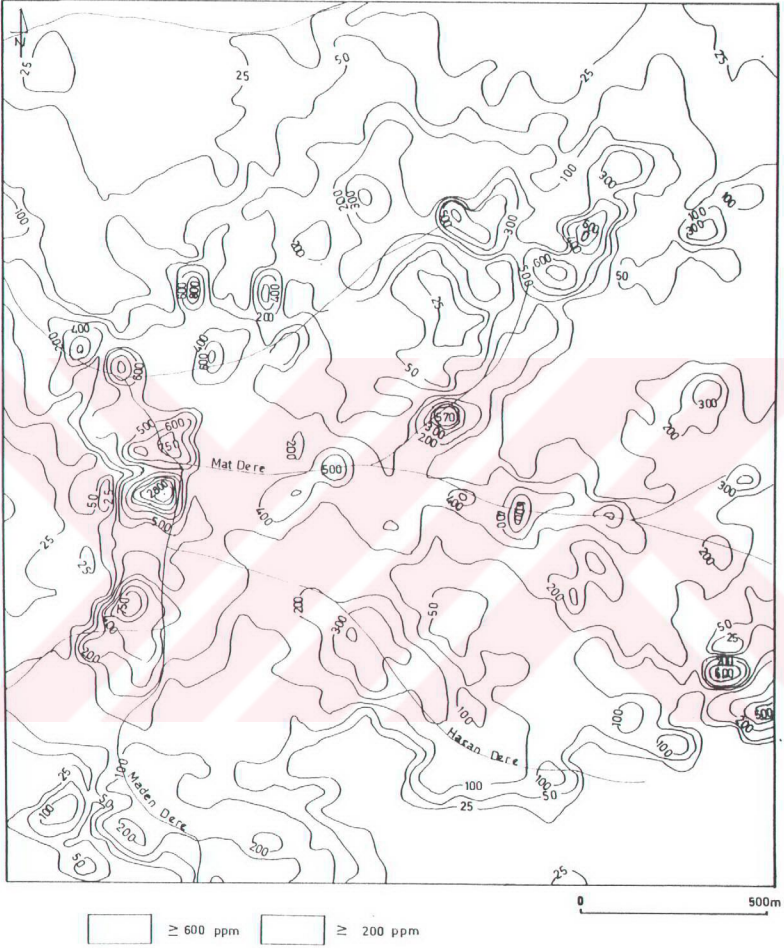
Topraktaki molibden dağılım haritası incelendiğinde (Şekil 5. 27), Hasan dere ve Maden dere yöresinde görülen bir kaç küçük anomalie karşın, Mat mezrası yöresinden kuzeye doğru kümelenmiş bir molibden anomalisi görülmektedir. Granitik yan kayaçta bölgesel temel Mo değeri 6 ppm. dir (Güner ve diğ., 172). Buna göre MJT-6 sondajında ortalama Mo tenörü % 0.021 olduğundan, primer cevherdeki molibden kontrastı $210 : 6 = 35$ olmaktadır. Üzerindeki topraktan elde edilen anomalide ortalama Mo değeri 100 ppm. olduğuna göre, topraktaki Mo kontrastı $100 : 6 = 16.5$ dir. Bu verilere göre iki konsantrasyonun oranı $16.5 : 35 = 1/2$ dir. Molibden oksitlendiği zaman molibdik asit (MoO_4^{2-}) oluşur ve molibdenin çözünürlüğü son derece artar. Fakat asit sulara Fe^3 iyonu, veya nötr sulara Ca^{2+} iyonu varsa ferromolibdit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MoO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) veya povellit (CaMoO_4) çökeler ve mineral fazı olarak sabitleşir (Candela ve Holland, 152). Molibdenitin bu güç taşınma özelliğinden dolayı, molibden jeokimyasal anomalisinin cevherleşme koşullarını yansıtmaması beklenebilir. Yani Mat dere kuzeyindeki yüksek molibden tenörlü anomali sahasının cevherleşme için önemli olması beklenmelidir.

Porfiri bakır yataklarında dışa doğru gidildiğinde önemli veya önemsiz derecede Pb, Zn ve Fe birikimleri görülebilir. Bu nedenle bir porfiri yatakta, merkezi kesimlerde Cu ve Mo; dış kesimlerde ise Pb, Zn ve Ag zonlanması bulunur. Element dağılım zonları en iyi incelenmiş yataklardan biri olan San Manuel-Kalamazoo (Arizona-ABD) porfiri Cu-Mo yatağında, kurşun ve çinkonun cevherleşmenin merkezinden dış kesimlere doğru artış gösterdiği saptanmıştır (Chaffee, 173). Güzelyayla yatağında da cevherleşme alanında Pb ve Zn un

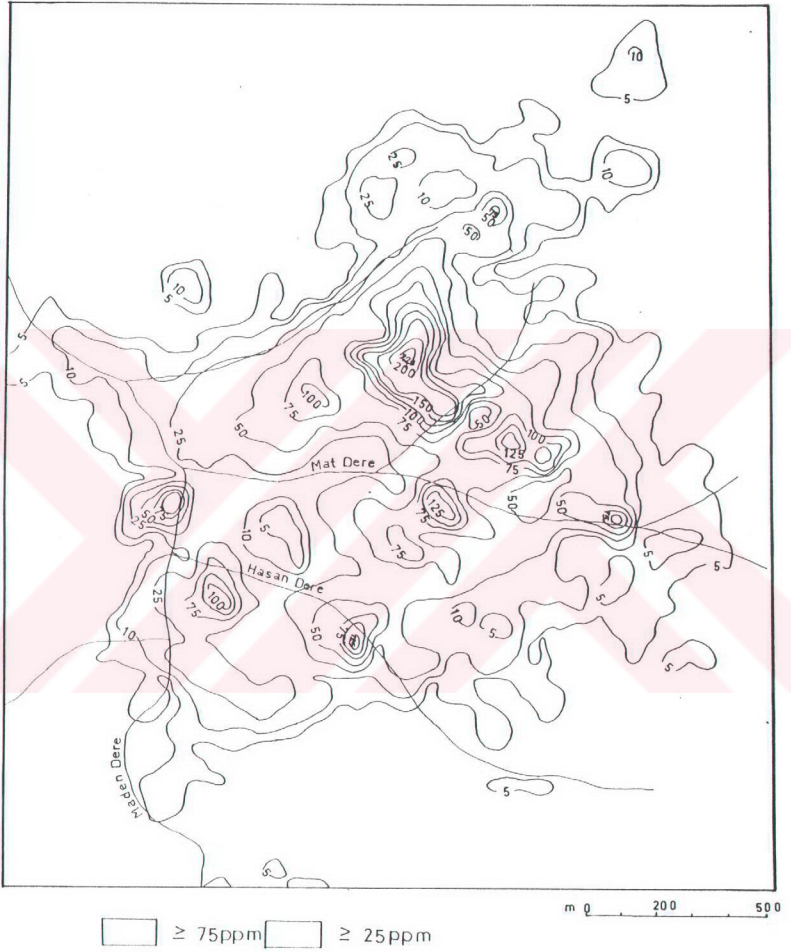
dağılımını ortaya çıkarmak amacıyla 48 adet kayaç örneğinden analiz yapılarak yoruma gidilmiştir. Gerek kurşun, gerekse çinko dağılımı incelendiğinde, bu iki elementin özellikle cevherleşmenin dış kesimlerinde yani propilitik zonda ve çevre kayaçlarında yoğunluk gösterdiği görülmektedir (Şekil 28, 29).

Sahada MTA tarafından 17 adet sondaj yapılmıştır (Şekil 5. 30). Cevherleşme için önemli olan 8 tanesinin petrografik ve kimyasal verileri derinliğe göre düzenlenerek histogramlar şeklinde sunulmuştur (Şekil 5.31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38). Sondajların litolojik ve cevher dağılım krokileri incelendiğinde, cevherleşmenin 300-320. m den sonra giderek azaldığı görülmektedir. Bu nedenle cevherli zonun kalınlığı yaklaşık 300 m kabul edilebilir. En üstteki yıkanmış zonun kalınlığı 5-20 m arasında değişir. Bu zondaki ortalama bakır tenörü % 0.015 civarındadır. Yıkanmış zonun altında ortalama 100 m kalınlığa ulaşan ikincil zenginleşme zonu mevcuttur. Ortalama bakır tenörü % 0.3 olan bu zonda % 0.7 gibi nisbeten yüksek değerler veren seviyelerde gözlenmektedir. Daha alttaki birincil cevherleşme zonunda ise ortalama tenör % 0.2 civarındadır.

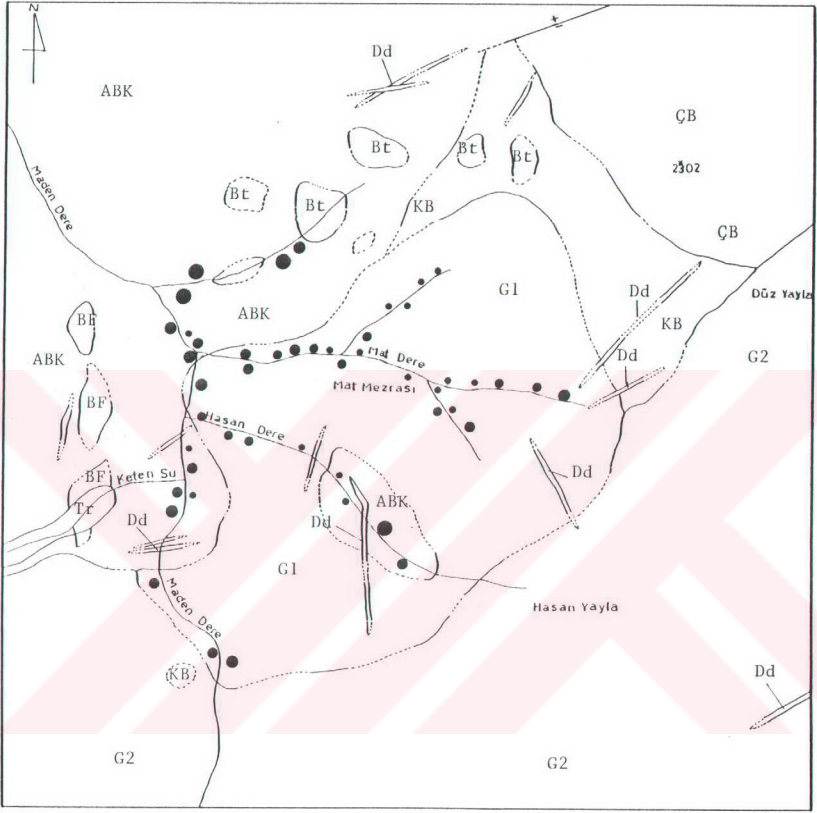
Sondaj verileriyle kayaç ve toprak jeokimyası verileri karşılaştırıldığında, bakırın sülfirik asitli sularla kolayca yıkanıp taşınabilmesi nedeniyle, yüzeydeki bakır konsantrasyonuna ait değerlerin cevherleşmenin birincil yüksek tenörlü kesimlerini tesbit için bir gösterge olmadığı görülmektedir. Buna karşın molibdene ait toprak ve kayaç anomalileri sondaj verileriyle tamamen uyumaktadır. Örneğin Mat dere yöresinde, gerek toprak gerekse kayaçta yüksek anomali gösteren kesime rastlayan MJT-3, MJT-6, MJT-7 ve MJT-8 sondajlarında ölçülen molibden değerleri, diğer kesimlerde yapılan sondajlarda elde edilen değerlere göre oldukça yüksektir.



Şekil 5. 26. Güzelyayla cevherleşmesi toprak örneklerinin bakır anomali haritası (MTA ve JICA, 75' ten yeniden düzenlenerek)



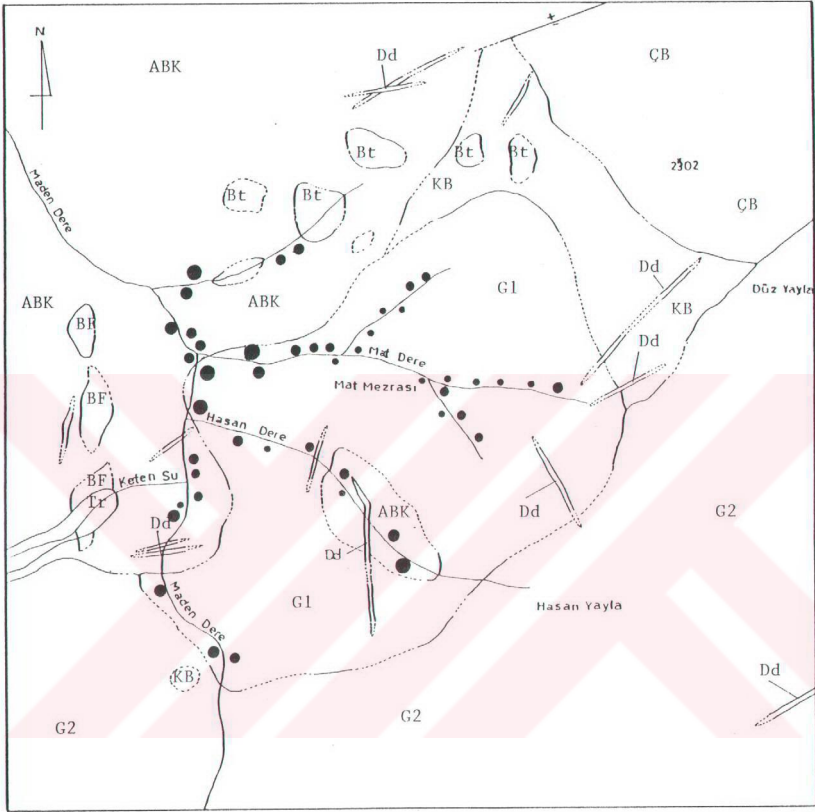
Şekil 5.27. Güzelyayla cevherleşmesi toprak örneklerinin molibden anomali haritası (MTA ve JICA, 75'ten yeniden düzenlenerek).



Tr	Traverten	ÇB	Çamlıbel Birimi
Dd	Dasit dayk	KB	Kıranoba Birimi
Bt	Boynuz taşı	BF	Berdığa Formasyonu
G2	Kuvarslı Diyorit	ABK	Pontid Alt Bazik Karmaşığı
G1	Kuvarslı Mikrodiorit		Formasyon Sınırı

Zn ppm	Symbol
300	●
200-300	●
100-200	●
50-100	●
50	●

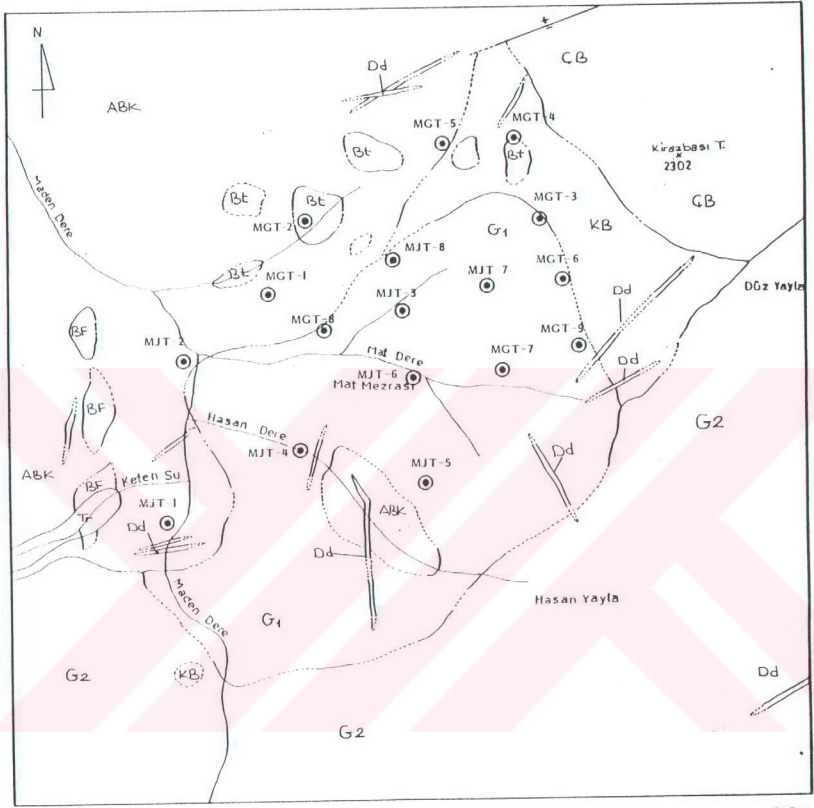
Şekil 5.28 Güzelyayla cevherleşmesi kayaç örneklerinde çinko dağılımı.



Tr	Traverten	ÇB	Çamlıbel Birimi
Dd	Dasit daykı	KB	Kıranoba Birimi
Bt	Boynuz taşı	BF	Berdiga Formasyonu
G ₂	Kuvarşlı Diyorit	ABK	Pontid Alt Bazik Karmaşığı
G ₁	Kuvarşlı Mikrodiorit		Formasyon Sınırı

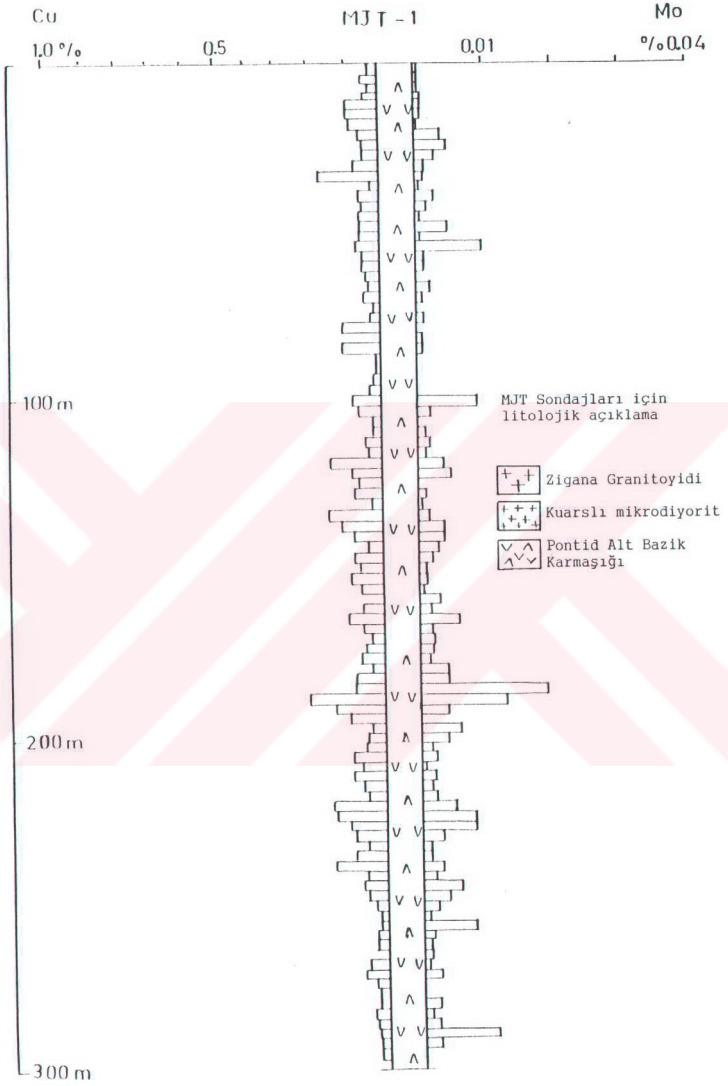
Pb ppm	0	500m
●	200	
●	100-200	
●	50-100	
●	25-50	
●	25	

Şekil 5.29 Güzelyayla cevherleşmesi kayac örneklerinde kurşun dağılımı

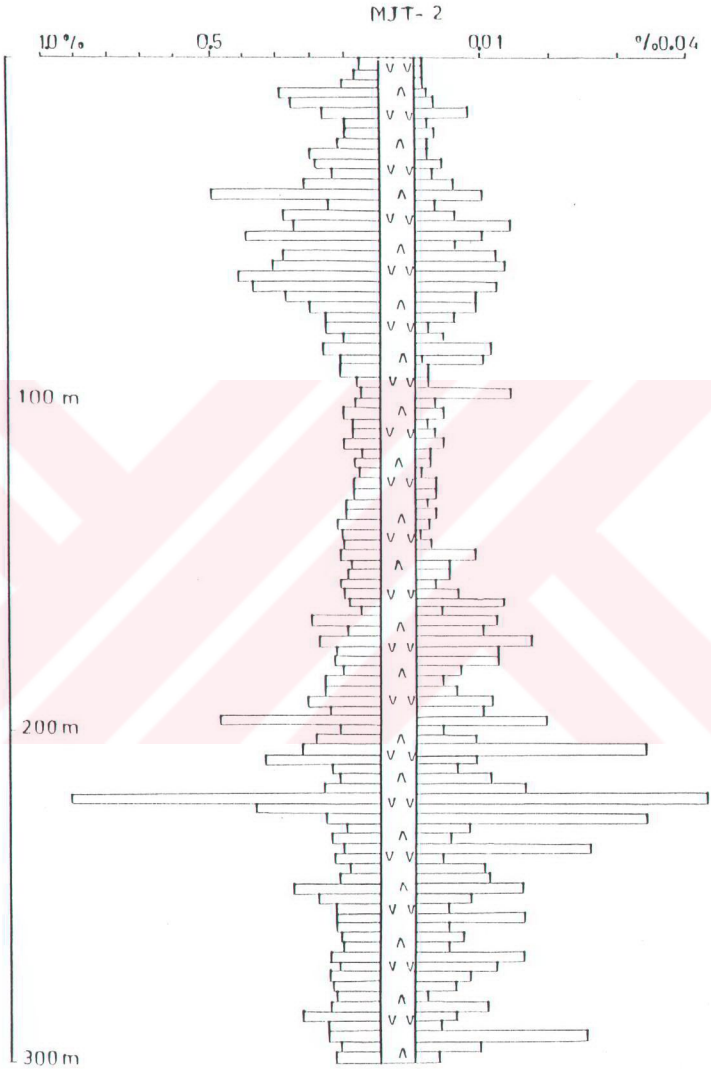


Tr	Traverten	ÇB	Çamlıbel Birimi
Dd	Dasil clayı	KB	Kıranoba Birimi
Bt	Boynuz taşı	BF	Berdiği Formasyonu
G2	Kuvarslı Diyorit	ABK	Pontid Alt Bazik Karmaşığı Formasyon Sınırı
G1	Kuvarslı Mikrodiorit		

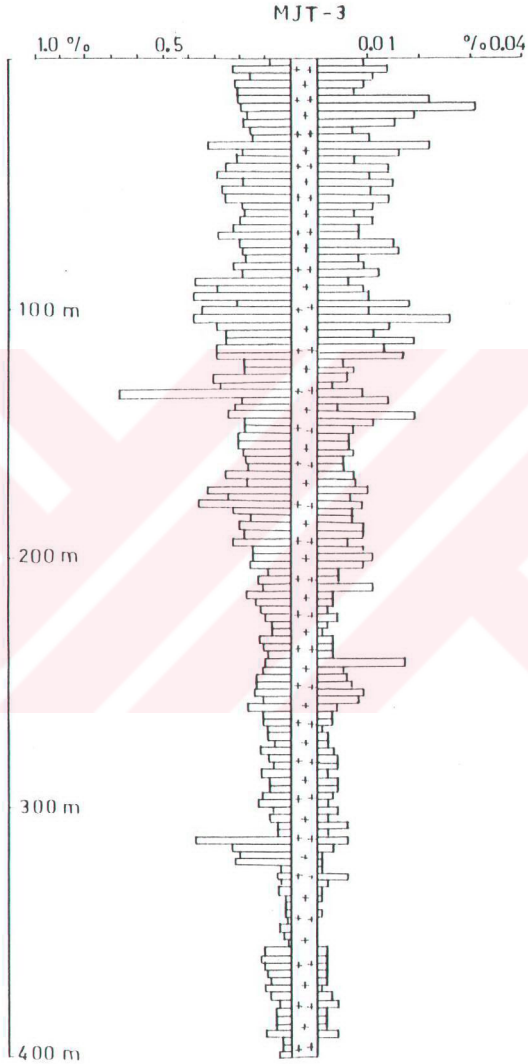
Şekil 5.30. Güzelyayla cevherleşme sahasında yapılan sondajlar



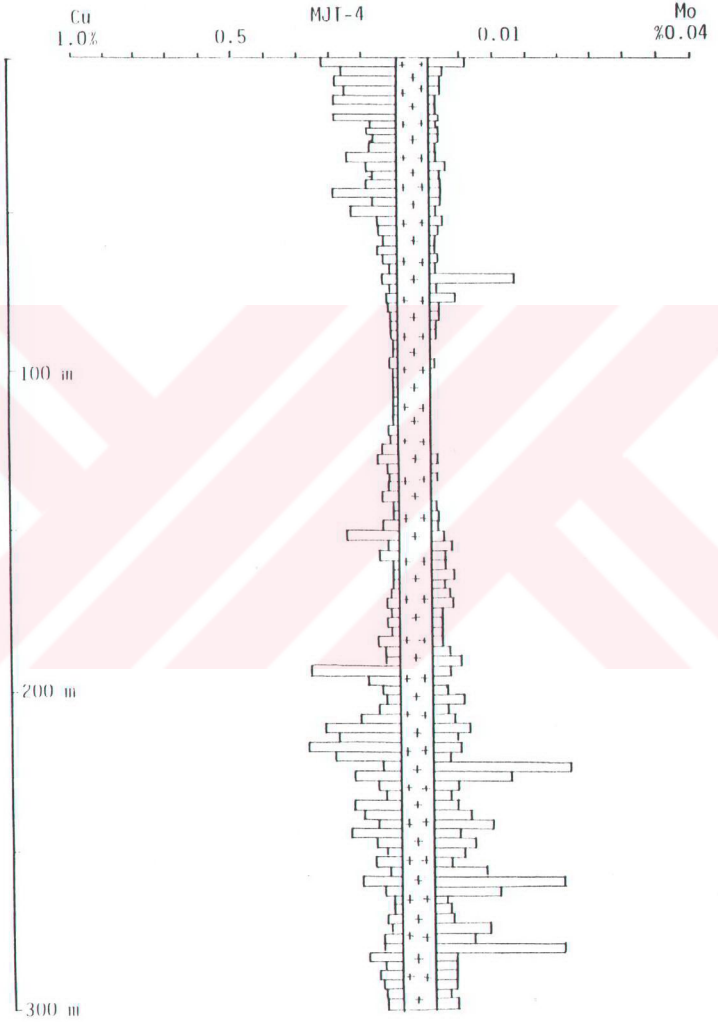
Şekil 5.31. MJT - 1 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



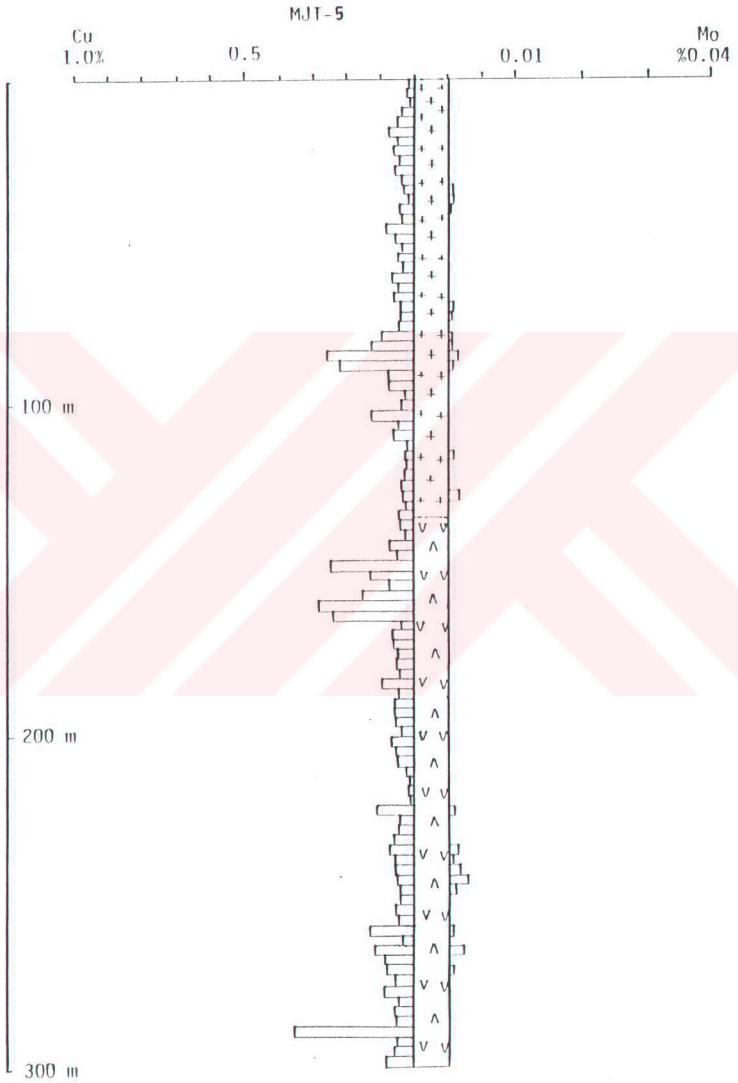
Şekil 5.32. MJT - 2 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



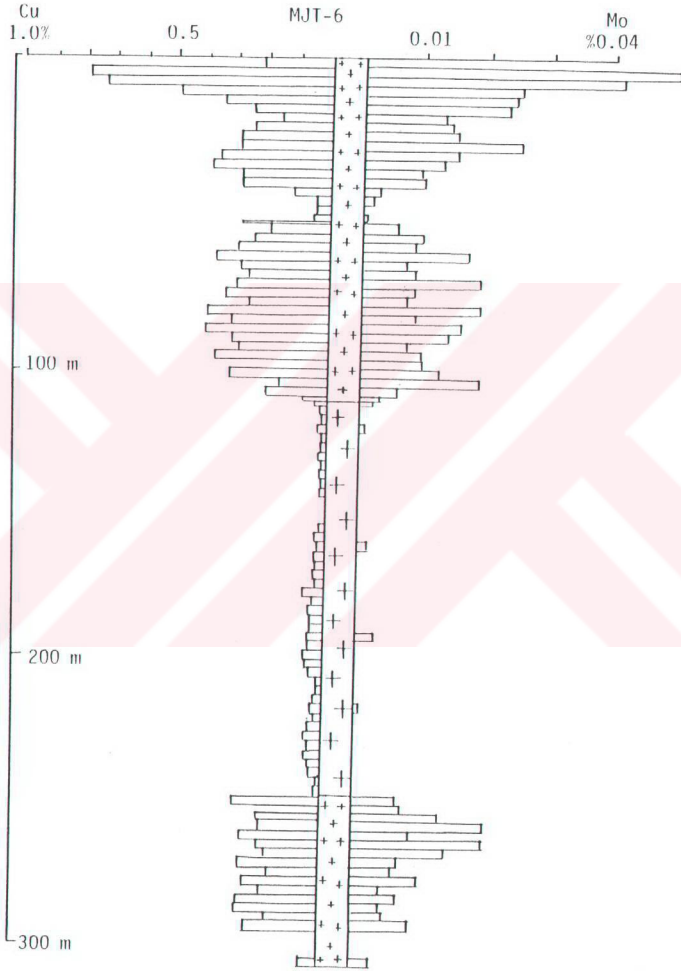
Şekil 5.33. MJT - 3 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



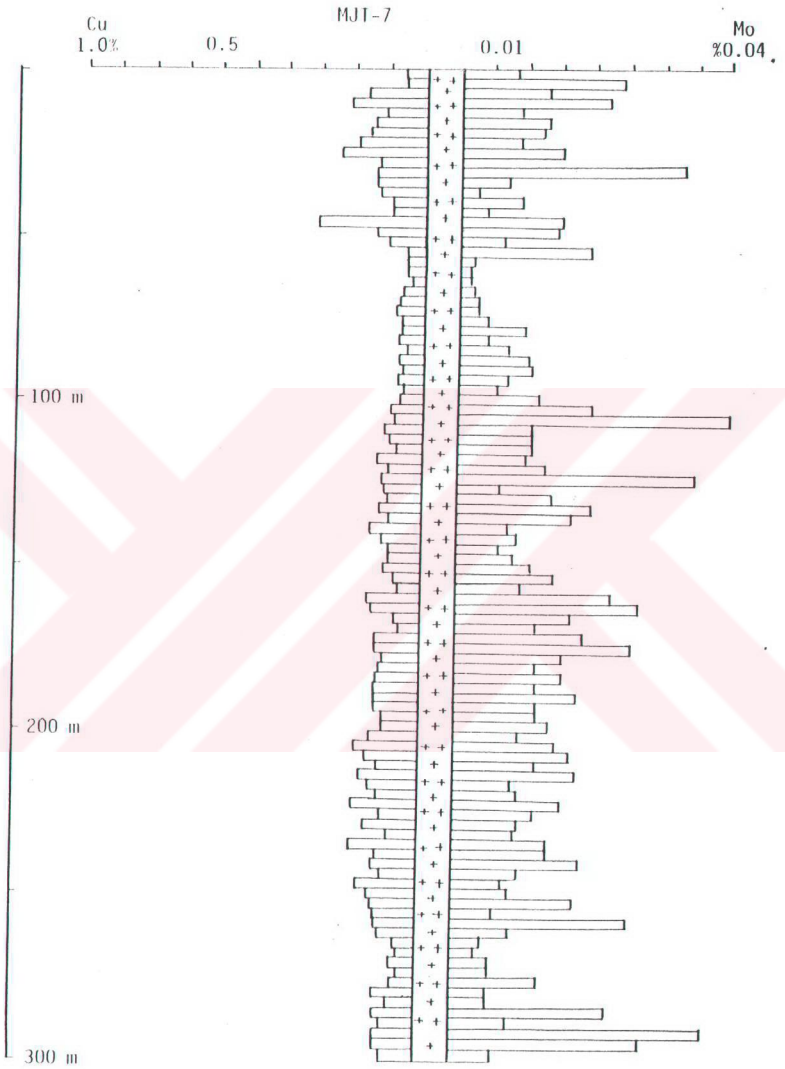
Şekil 5.34. MJT - 4 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



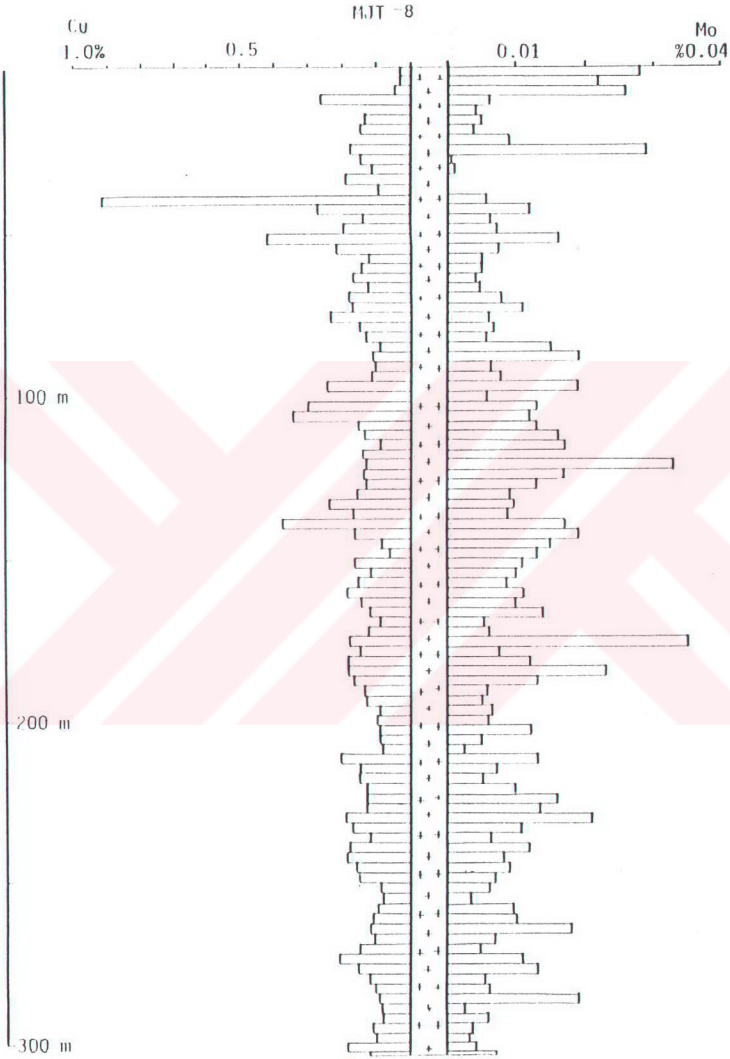
Şekil 5.35 MJT - 5 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



Şekil 5.36 MJT - 6 sondajının litolojisi ve cevher dağılımı



Sekil 5.37. MJT - 7 sondajının litolojisi ve cevher analizi



Şekil 5.38 MJT - 8 sondajının litolojisi ve cevher analizi

5.3.4.6. Rezerv

Porfiri tip yataklarda genellikle tenör dağılımının düzenli olduğu bilindiğinden, rezerv sondajları M.T.A. tarafından 200 m aralıklı karelej yöntemiyle yapılmıştır. Bu durumda her sondaj $200 \times 200 = 40.000 \text{ m}^2$ lik bir etki alanını temsil etmektedir. Cevherin yoğunluğu ise 2.5 gr/cm^3 olarak kabul edilmiştir. Rezerv hesabı, sondajlardan elde edilen verilere göre sınır tenör de göz önüne alınarak etki alanı yöntemi ile yapılmıştır.

$$\text{Rezerv} = \text{Etki alanı} \times \text{kalınlık} \times \text{yoğunluk}$$

$$\text{Metal cevher} = \text{Rezerv} \times \text{ortalama tenör}$$

Cu ve Mo cevherleşmesinin birlikte bulunması nedeniyle, Cu ve Mo için ayrı ayrı rezerv yapılmasının pratik olarak önemi yoktur. Bu nedenle ortalama Mo tenörü 10 ile çarpılmış ve Cu tenörü ile toplanarak eşdeğer Cu tenörü hesaplanmıştır. Yapılan rezerv hesabı da bu eşdeğer Cu tenörü üzerinden yapılmıştır.

$$\text{Eşdeğer Cu \%} = \text{Cu \%} + 10 \times \text{Mo \%}$$

Dünya porfiri bakır yataklarına ait işletme bilgileri incelenmiş (Lowell ve Guilbert 131, Davies 174, Sassos 175) ve eşdeğer bakır için günümüz sınır tenör % 0.25 olarak kabul edilmiştir. Yapılan 17 adet sondajın ortalama tenör değerleri incelenmiş ve 7 adet sondajdaki Cu ve Mo tenörleri oldukça düşük olduğundan rezerv hesaplaması dışında tutulmuştur.

% 0.25 eşdeğer bakır tenörü limit tenör alınarak yapılan rezerv belirleme çalışmaları sonucunda görünür rezerv olarak 215.2 milyon ton eşdeğer Cu görünür rezervi tesbit edilmiştir (Tablo 5.1). M.T.A araştırmacılarından Güner ve diğ. (172) ise aynı yöntemle yapmış olduğu rezerv hesabında, sahada 236.7 milyon ton görünür cevher rezervi tesbit edildiğini belirtmektedir.

Tablo 5.1 Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Sahası rezerv miktarları

SONDAJ NO	KALINLIK (m)	TENÖR		EŞDEĞER Cu %	REZERV (Milyon ton)	METAL CEVHER (1000 ton)	
		Cu %	Mo %			Cu	Mo
		MJT-1	291	0.06		0.002	0.091
MJT-2	291	0.17	0.009	0.26	29.1	49.47	2.62
MJT-3	285	0.20	0.009	0.29	28.5	57.0	2.56
MJT-4	301	0.07	0.003	0.10			
MJT-5	301	0.07	-	0.07			
MJT-6	156	0.27	0.021	0.48	15.6	42.12	3.27
MJT-7	300	0.12	0.013	0.25	30.0	36.0	3.90
MJT-8	300	0.16	0.010	0.26	30.0	48.0	3.00
MGT-1	301	0.15	0.005	0.20			
MGT-2	143	0.17	0.003	0.20			
MGT-3	107	0.20	0.008	0.28	10.7	21.40	0.85
MGT-4	210	0.10	0.015	0.25	21.0	21.0	3.15
MGT-5	112	0.12	0.006	0.18			
MGT-6	215	0.20	0.010	0.30	21.5	43.0	1.07
MGT-7	214	0.22	0.011	0.33	21.4	47.08	2.35
MGT-8	75	0.26	0.013	0.39	7.5	19.50	0.97
TOPLAM					215.2	384.57	23.74

BÖLÜM 6

SONUÇLAR

Birinci bölümde açıklanan amaçlar doğrultusunda yapılan çalışmalar sonucunda, inceleme alanının stratigrafik yapı, porfiri cevherleşmenin karakteri ve petrojenez bakımından elde edilen sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

Yörenin en yaşlı birimi olan Pontid Alt Bazik Karmaşığı kayaçları jeokimyasal olarak kalk-alkalen toleyitik geçişi gösteren ve ilksel ark ortamını belirten karakterdedir.

Üst Kretase yaşlı bazik asidik volkanikler yitim kökenli kalk-alkalen magmatizmaya bağlıdır.

Üst Kretase sonrasında sokulum yapan Zigana Granitoyidi, I tipinde ve kalk-alkalen karakterde olup, olgunlaşmakta olan ada yayı ortamını işaret eder. Zigana Granitoyidi içindeki en yaşlı fasiyes kayacı olan kuvarslı mikrodiorit merkez olmak üzere Pontid Alt Bazik Karmaşığı ve Kıranoba birimi kayaçları içinde geliştiği belirlenmiştir. Cevherleşme, büyük olasılıkla Zigana Granitoyidinin sokulumu sırasında oluşan hidrotermal olayların bir ürünüdür.

Cevherleşmenin içinde geliştiği porfirik dokudaki kuvarslı mikrodiorit sokulumu muhtemelen yeryüzünden 4 km den daha az derinde yerleşmiştir.

Güzelyayla porfiri Cu - Mo cevherleşmesinin belirlenebilen karakteristik özellikleri, dünyadaki belli başlı porfiri tip yataklarının özellikleriyle benzerlik göstermektedir.

Birçok porfiri yatakta olduğu gibi, cevherleşmeye neden olan sokulum kayacının yerleşiminde, dairesel çökme yapısı (kaldera) etken olmuştur.

Güzelyayla maden yatağı ada yayı tektonik ortamında gelişen kalk-alkalen karakterli granitik sokulumlara bağlı olarak oluşmuştur. Keza dünya porfiri tip cevherleşmelerinin

% 70 i de aynı ortamda oluşmuştur.

Porfiri yatakların tipik ayrışma zonlarından olan, içten dışa, potassik-fillik-propilitik zonların oluştuğu ortaya konmuştur. Arjilik ayrışma zonunun Güzelyayla porfiri Cu - Mo cevherleşmesinde gelişmediği tesbit edilmiştir.

Porfiri Cu-Mo yataklarında ekonomik işletmeye olanak sağlayan ikincil zenginleşmenin Güzelyayla yatağında da var olduğu belirlenmiştir. Bu zonda özellikle kalkosin ve kovelin zenginleşmesi dikkati çekmektedir.

Porfiri cevherleşmeyi oluşturan ana cevher mineralleri pirit, kalkopirit ve molibdenittir. Daha seyrek olarak manyetit, çinkoblend, galen ve bornit bulunur.

Cevherleşmeye ait kuvars damarlarından yapılan sıvı kapanım çalışmalarında homojenleşme ısısı 280-460 °C arasında bulunmuştur. Bu ısı aralığı yatağın oluşum ısısı hakkında bir fikir vermekte olup, dünyadaki önemli porfiri cevherleşmelerin oluşum ısısıyla benzerlik göstermektedir.

Toprak jeokimyası ve sondaj verileri karşılaştırıldığında, bakırın aşırı akıcı (mobile) özelliğinden dolayı, toprak jeokimyası haritasındaki yüksek anomalilerinin derinde zengin bakırlı seviyeleri göstermediği; buna karşılık molibdenin daha kalıcı (immobile) özellikte olması nedeniyle, elde edilen yüksek Mo anomali değerlerinin alt seviyelerdeki cevherli birikimleri gösterdiği tesbit edilmiştir.

Güzelyayla maden yatağında ayrıca çinko ve kurşun miktarının, cevherleşmenin merkezini oluşturan potassik zondan itibaren dış kesimlere doğru artış gösterdiği tesbit edilmiştir.

Doğu Pontid Kuzey Zonu, adayayı ortamında gelişmiş toleyitik ve kalk-alkali karakterdeki kayalardan oluşmuştur. Yitim, Üst Kretase'den itibaren olgunlaşmaya başlamış ve magmatik aktivitesi bu zamanda maksimum düzeyine erişmiştir. Bu nedenle, bölgede Üst Kretase ve daha genç yaştaki granitoid sokulumlarının nisbeten yüzeye yakın kesimlerinde (epizon) yerleşmiş olanlarında yapılacak olan detaylı araştırmalarda, daha bir çok porfiri bakır ve molibden mineralleşmesi ortaya çıkartılacaktır.

KAYNAKÇA

- 1) Hamilton, W. J., Researches in Asia Minör, Pontus and Armenia, Geol. Soc. London, 1. cilt Londra, 1842.
- 2) Ketin, İ., Türkiyenin Tektonik Birlikleri, M.T.A. Derg. No: 66, (1966) 20-34.
- 3) Ketin, İ. ve Canitez, N., Yapısal Jeoloji I.T.Ü. Kütüphanesi, 520, İstanbul, 1972.
- 4) Arni, P., Şarki Anadolu ve Mücavir Mıntıklarının Tektonik Hatları, M.T.A. yay. Seri B, No: 35, Ankara, 1939.
- 5) Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., Doğu Pontid-lerde Kretase, K.T.Ü. Yer Bilimleri Der., 2 (1981) 66-115.
- 6) Gülibrahimoğlu, İ., Araklı Güneyinin Jeolojik Etüd Raporu, M.T.A. Rap. 1286 (Yayınlanmamış) Ankara, 1986.
- 7) Boynukalın, S., Dereli(Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Ens., Trabzon, 1990.
- 8) Çoğulu, E., Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrografik ve Jeokronolojik Araştırmalar, I.T.Ü. Kütüphanesi, 1034 İstanbul, 1975.
- 9) Gedikoğlu, A., Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları Doğentlik Tezi, K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon, 1978.
- 10) Schultze-Westrum, H.H. Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili ile Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontid Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları, MTA yay. No. 57 Ankara, 1961.
- 11) Van, A., Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve masif Sülfid Mineralizasyonları, Doktora Tezi, K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon, 1990.
- 12) Pelin, S., Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından İncelenmesi, Doğentlik Tezi K.T.Ü. Yayın No: 87, Trabzon, 1977.
- 13) Taslı, K., İkisu (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) Yörelereinin Jeolojisi ve Berdiga Formasyonunun Biyostratigrafik Deneştirmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon, 1984.

- 14) Bulut, F., Çambaşı (Trabzon-Çaykara) Barajı ve Uzungöl Hidroelektrik Santral Yerlerinin Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen. Bil. Ens., Trabzon, 1989.
- 15) Giles, D. L., ve Lahusen, L. G., Geology and Mineralization of the Ulutaş Copper - Molybdenum Deposit, Eastern Anatolia Turkey, Tech. Report 6. Prepared for the Government of Turkey by the United Nations, (yayınlanmamış), Ankara, 1973.
- 16) Yılmaz, I., Çaykara Granitlerinin Petrojenetik ve Jeokronometrik Etüdü, Doğa Bilim Dergisi, 1/2, 1977 29-35.
- 17) Taner, M. F., Etude Geologique et Petrographique de la Region de Günece-Ikizdere Situe au sud de Rize, (Pontid Orientales, Turquie), Doktora Tezi, Geneve Univ., 1977
- 18) Çapkınoğlu, Ş., Borçka-Çavuşlu (Hopa) Arasının Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon, 1981.
- 19) Kalkancı, Ş., Etude Geologique et Petrochimique du sud de la Region de Suşehri, Geochronologie du Masif Syenitique de la Kösedag (NE de Sivas - Turquie), Doktora Tezi, Grenoble Univ., 1974.
- 20) Özsayar, T., Karadeniz Kıyı Bölgesindeki Neojen Formasyonları ve Bunların Mollusca Faunasının İncelenmesi, K.T.Ü. Yayın. No: 79 Trabzon, 1975.
- 21) Tokel, S., Stratigrafical and Volcanic History of the Gümüşhane Area, NE Turkey, Doktora Tezi, University of London, 1972.
- 22) Tokel, S., Doğu Pontidlerin Mesozoyik ve Tersiyer'deki Gelişmesi ve bu Gelişmenin Kuzey Anadolu Sismik Zonu ile Muhtemel İlişkileri, Cumhuriyetin 50.yılı Yer Bilimleri Kongresi, 1973, Tebliğler, 1-5.
- 23) Tokel, S., Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalkalikalen Andezitler ve Jeotektonizma, T.J.K. Bül. 20, 1977, 49-54.
- 24) Tokel, S., Doğu Anadolu'da Neojen Volkanizmasının Jeokimyası, 34. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 1980, Ankara, Bildiri Özetleri, 33.
- 25) Tokel, S., Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya, Türkiye'den örnekler, Yeryuvarı ve İnsan 6/3-4 (1981), 55-65.

- 26) Tokel, S., Liyas Volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki Dağılımı, Jeokimyası ve Kuzey Tetis Adayayı sisteminin Açıklanmasındaki Önemi, 37. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 1983, Ankara, Bildiri Özetleri, 42-43.
- 28) Gedikoğlu, A., Pelin, S., ve Özsayar, T., Tectonic Evolution of the Eastern Pontid in Mesozoic, Geocome 1 Abstract, 1979, 68-87.
- 29) Gedikoğlu, A., Doğu Pontidlerdeki Metalik Maden Yataklarının Plaka Tektoniği ile Olan İlişkileri, 37. T.J.K. Bilimsel Teknik Kurultayı, 1983, Ankara, Bildiri Özetleri, 86-87.
- 30) Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin İ., Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Geol. Soc. Amr. Bull., 91/1 (1980), 599-609.
- 31) Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysic, 75 (1981), 181-241.
- 32) Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., Kuzey Türkiyede Jura Sonu Öncesi Okyanus Kalıntıları, Permiyen-Triyas Paleotetis Parçaları, Yeryuvarı ve İnsan C: 6 No: 1-2, S: 6-17 (1981) Ankara.
- 33) Khain, E. V., The Alpin-Mediterraine Fold Belt of USSR Episodes, Vol 7, 3(1984), 20-29.
- 34) Aslaner, M., Türkiye Bakır, Kurşun, Çinko Yataklarının jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasıyla Plaka Tektoniği Yönünden İncelenmesi, K.T.Ü., Yayın No: 85, 1977.
- 35) Bektaş, O., Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan Tanyeri Bucağı Yöresindeki Jeolojik Özellikleri ve Yerel Ofiyolit Sorunları, Doktora Tezi K.T.Ü, Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon, 1981.
- 36) Bektaş, O., Tanyeri Ofiyolit Karmaşığına ait Trondjemitlerin Paleotektonik Konumu ve Kökenleri, K.T.Ü, Yer Bilimleri Jeoloji Dergisi, 2/1-2 (1982), 39-50
- 37) Bektaş, O., Kuzeydoğu Pontid Magmatik Yayındaki I-tipi Granitler ve Jeotektonik Konumları, 37. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 1983, Ankara, Bildiri Özetleri, 49-50.
- 38) Erguvanlı, K., Trabzon - Gümüşhane Bölgesinin Jeolojik Etüdü Hakkında Rapor, M.T.A. Rapor No: 2273, Ankara 1950.
- 39) Erguvanlı, K., Trabzon - Gümüşhane arasındaki Pontidlerin bir Kesiti, T.J.K. Bülteni, 3, 2(1952) 65-68.

- 40) Gattinger, T. E., Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum Artvin ve Kars illerinin Bulunduğu Sahadaki Doğu Pontidlerde Yapılan Jeolojik Löve, İkmal ve Revizyon Çalışmaları Hakkında Rapor, M.T.A. Derleme Rap. No:2380, (Yayınlanmamış) Ankara, 1955.
- 41) Zaralioğlu, M., ve Emin, C., Gümüşhane-Torul Zigana Geçidi ve Kefli Yaylası Arasında Kalan Sahanın 1/10 000 Ölçekli Jeoloji Raporu, M.T.A. Derleme Rapor No: 1140, (Yayınlanmamış) Ankara, 1973.
- 42) Emin, C., Gümüşhane - Torul - Köstüre Köyü Yöresinin Jeoloji Etüd Raporu M.T.A. Rap. No: 314, (Yayınlanmamış) Ankara, 1974.
- 43) Yılmaz, B. S., Gümüşhane - Torul Zigana Geçidi Yöresinin Jeolojik Etüdü, M.T.A. Rap. No: 1859, (Yayınlanmamış) Ankara, 1982.
- 44) Gülibrahimoğlu, İ., Nalbantoğlu, A., Saral, A., Yağcı, A., Kırıcı, M., Doksanbir T., Maçka Güneyinin Jeolojik Etüd Raporu, Rap. No: 1328 (Yayınlanmamış) Ankara, 1985.
- 45) Çınar, S., ve Yazıcı, E., Trabzon - Maçka - Güzelyayla Köy Bakır-Molibden Zuhuru Civarına ait 1/5 000 Ölçekli Jeoloji Raporu, No. 1356 Ankara, 1985
- 46) Arita, K., The Cooperative Mineral Expolaration of Gümüşhane Area, M.T.A. Rap. (Yayınlanmamış), 1986.
- 47) Er, M., Trabzon - Maçka - Güzelyaylaköy Kuzey-doğu Yöresinin Maden Jeloji Raporu, M.T.A. Rap. (Yayınlanmamış) No. 1469 Ankara, 1987.
- 48) North American Cammision on Stratigraphic Nomenclature., North American Stratigraphic Code, AAPG Bulletin, 67, 5 (1983), 841-875.
- 49) Brongniart, A., Classification et Carecteres Mineralogiques des Roches Homogenes et Heterogenes, Levrault, Paris, 1827.
- 50) Vuagnat, M., Sur Quelques Diabases Suisses, Contribution a l'etude des Spilites et des Pillow Lavas, Bulletin Suisses Mineraloque-Petrographie, 26, 1946, 116-228.
- 51) Jung, J., Precis de Petrographie, Masson et Cie. Paris 1963.
- 52) Brosse, R. ve Lehmann, J.P., Precis de Geologie, Dunod Paris, 1968.

- 53) Amstutz, G.C., Spilitic Rocks and Mineral Deposits, Bull. Missuori Sc. of Mines, Tesh. Ser. 96, 11, 1958.
- 54) Amstutz, G.C., Spilites and Spilitic Rocks. In: Basalts 2, Hess and Poldervaart Ed., 1968, 737-753.
- 55) Tane, J. L., Contribution a l'etude du Phenomene de Spilitization, Tra. Lab. Geol. 43 (1967), 187-192.
- 56) Rocci, G., ve Juteau, T., Spilite-Kerathophres et Ophiolites Influence de la Traversee du'n socle sialique sur le Magmatizma Initial, Geol. en Minjbouv. Neder land, 47(1968), 330-339
- 57) Rittmann, A., Les Volcans et Leur Activite. Masson et Cie. Paris, 1963.
- 58) Perrin, R., ve Roubault, M., Qelques Observations sur le Spilite de Montvernier ((Savioe), Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 1941, 161-171.
- 59) Winkler, H. G. F., La Genese des Roches Metamorphiques, Ed. Ophrys. Gap., 1965.
- 60) Hentschel, H., Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet, Ztschr. Deutsch. Geol. Ges. 104 1(1952) 238-259.
- 61) Schultze-Westrum, H.H., Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili, Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütealalar, M.T.A. Dergisi No: 57 (1961), 63-71.
- 62) Zankl, H., Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit Tales, NE Anatolien Geol. Rdsch. 51 (1961), 218-239.
- 63) Gedikoğlu, A., Etude Geologique de la Region de Gölköy (Province D'Ordu - Turquie), Doktora Tezi, Faculte des Sciences DE l'Universite de Grenoble, 1970
- 64) Yılmaz, Ş., Trabzon İli Sürmene İlçesi, Ormansever ve Aksu Köyleri Civarınının Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi, M.T.A. Bölge Rapor No: 43 Trabzon, (Yayınlanmamış), 1971.
- 65) Alpan, T., Of - Trabzon Arasınının Jeolojik Etüdü, M.T.A. Rap. No: 1177, Ankara, (Yayınlanmamış), 1971.
- 66) Tvalchrelidze, G.A., Copper Metallogny of Caucasus European Copper Deposits Proceeding (Inter. Symp.) Belgrade, 1980, 191-196.

- 67) Kazmin, V. G., Rilev, L. E., ve dig. Volcanic Belt as Markers of the Mesozoic Cenozoic Active Margin Eurasie, Tectonophysics, 123, 1986, 123-152.
- 68) Özsayar, T., Geologie und Paleontologie des Gebites östlich Trabzon (Anatolian), Doktora Tezi, Giess. Geol. Schr., Giessen, 1971.
- 69) Alp, D., Amasya Yöresinin Jeolojisi, I.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, No: 14, İstanbul, 1972.
- 70) Pelin, S., Özsayar, T., Gedikoğlu, A., ve Tülümen E., Doğu Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Biyomikritlerin Oluşumu, K.T.Ü. Jeoloji Der. 2, 1-2(1982), 69-81.
- 71) Akın, H., Die Buntmetall-Komplexerzlagertstätte Harsit-Köprübaşı, Provinz Giresun-Türkei, Doktora Tezi Technischen Universität, Berlin, 1974.
- 72) Şarman, E., İsrail ve Eseli Güneyindeki g41-b1, b2, b3, b4, G42-a1, a4 Paftalarına ait Sahanın 1/10 000 ölçekli Jeolojik Etüd Raporu, M.T.A. Rap. No: 1259 Ankara, 1975.
- 73) Jung, J., ve Brousse, R., Classification Modale des Roches Eruptives, Masson, Paris, 1959.
- 74) MTA ve JICA, the Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1, M.T.A. Ankara, (Yayınlanmamış), 1985.
- 75) MTA ve JICA, the Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 2, M.T.A. Ankara, (Yayınlanmamış), 1986.
- 76) MTA ve JICA, the Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 3, M.T.A. Ankara, (Yayınlanmamış), 1986.
- 77) Gattinger, T. E., 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon İzahnamesi, M.T.A. yay. Ankara, 1962
- 78) Sawkins, F. J., Sulfide Ore Deposits in Relation to Plate Tectonics, Springer Verlag, 325 Heidelberg, 1984
- 79) Sangster, D. F., Plate Tectonics and Mineral Deposits, Geoscience Canada, v. 6, 1979, 185-189.
- 80) Sillitoe, R. H., Ore Deposits in Cordilleran and Island-Arc Settings, AGS Symposium, 1981, 49-69.
- 81) Bookstrom, A. A., Teconic Setting and Generation of Rocky Mountain Porphyry Molybdenum Deposits, AGS Symposium, 1981, 215-226.

- 82) Baldwin, J. A., Pearce, J. A., Discrimination of Productive and Nonproductive Porphyritic Intrusions in the Chilean-Andes, Economic Geology 77, 1982, 664-674.
- 83) Coombs, D.S., Trends and Pyroksen as Illustraded on the Diopside-Olivine-Silica Diagram, Min. Soc. Ame. Spec., paper 1 (1963), 227-250.
- 84) Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, Can. Jour. Earth. Sci. 8 (1971), 543-548.
- 85) Thompson, R.N., Esson, J. ve Dunham, A.C., Majör Element Chemical Variation in the Eocene Lavas of Isle of Skye, Scotland, Jour. Petrology, 13 (1972), Part 2, 219-253.
- 86) Lippart, S J. and Truckle, P.H., Spatial and Temporal Variations in Basalt Geochemistry in the Kenya Rift in Petrology and Geochemistry of Continental Rift, D. Reidel Publishing Co., Amsterdam, 1978.
- 87) Kuno, H., Differantiation of Bazalt Magmas, In Hess, H. H. and Poldervaart, A. (edit), Basalts, 2 (inter-science), New York, 1968, 623-688.
- 88) Zanettin, B., Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rocks., Episodes 7, 1984, 19-20.
- 89) Mc Donald, G.A. and Katsura, T., Chemical Composition of Hawaiian Lavas, Journol of Petrology, 5(1964), 82-133
- 90) Gorshkov, G.S., Geophysic and Petrochemistry of Andesite Volcanizm of the Circum-Pasific Belt, Int. Upper Mantle Proj., Proc. of the Andesite Conf. Sci. Rep. 16, 1969, 91-98.
- 91) Miyashiro, A., Ofiyolitlerin Sınıflandırılması, Özgül Nitelikleri ve Kökeni, Yeryuvarı ve İnsan, 1(1976) 53-73.
- 92) Pearce, J.A., Statistical Analysis of Majör Element Pattern in Basalts. Tethyan Ophiolites Symposium, 19 (1976), Cyprus.
- 93) Pearce, J.A. and Cann, J.R., Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determinated Using Trace Element Analyses, Earth and Planet Sci. Let.19(1973), 15-43
- 94) Pearce, J.A., Norrl, M.J., Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks, Contirib, Mineral. Petrol., 63 (1979), 33-37.

- 95) Kuno, H., Differentiation of Basalt Magmas, Interscience Basalts, 2(1969), 623-688.
- 96) Hess, H.H., and Poldervaart, A., Interscience, Basalts vol. 2 1969.
- 97) Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., Trace Elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rock, Journal of Petrology, 25/4 (1984), 956-983.
- 98) Pearce, J.A., Basalt Geochemistry Used to investigate Post Tectonic Environments on Cyprus, Tectonophysics 25(1975), 41-67.
- 99) Bingöl, E., Granit Sorunu ve Jeolojisi, M.T.A. Eğitim Serisi No: 12 Ankara, 1972.
- 100) Erler, A., Jeokimya - Ortamlar, T.J.K. Yer Bilimleri Dizisi, Ankara, 1986.
- 101) Chappel, B.W., White, A.J.R., Two Contrasting Granite Types: Pasific Gol., 8 (1974), 173-174.
- 102) Streckeisen, A., To Each Plutonic Rock its Proper Name, Earth Sci.Rev., 12 (1976), 1-33.
- 103) Debon, F., and Le Fort P., A Chemical - Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Association, Transactions of the Royal Society Edinburg Earth Sci., 73(1982), 135-149.
- 104) Ishihara, S., Acid Magmatizm and Mineralization-Oxidation Status of Granitic Magma and its Relation to Mineralization, Marine Sci. 7(1975), 756-759.
- 105) Ishihara, S., The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks: Ming. Geol., 27 (1977), 293-305.
- 106) Ishihara, S., The Granitoid Series and Mineralization, Econ. Geol. 75th Anniv., 1981, 458-484.
- 107) Takahashi, M., Aramaki, S., ve Ishihara, S., Magnetit Series/Ilmenit Series vs. I Type/S Type Granitoids, Mining Geol. Spec. Issue, 8(1980), 13-38.
- 108) Collins W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., ve Chapell, B. M., Nature adn Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Auustralia, Contrib. Mineral. Petrol. 80(1982), 189-200.
- 109) Pitcher, W.S., Granite Type and Tectonic Environment, In: HSU, K.(ed.), Nountain Building Process, Academic Press, London, 1983, 19-40.

- 110) Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., The Geochemical Characteristic of Granitoids in Contrasting Arc and Comments on Magma Source, Jour. Geol. Soc. Lon. 141(1984), 413-426.
- 111) Peacock, M.A., Classification of Igneous Rocks, Jour. of Geol. 39(1931), 54-67.
- 112) Tokel, S., Kuzey Anadolu'da Yitim ve Çarpışma Kökenli Granitoidlerin Kimyasal ve Metalojenik Açısından Karşılaştırılması: Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Bülteni, 20. yıl özel sayısı (Basımda), Ankara, 1991.
- 113) Aykol, A., Tokel, S., The Geochemistry and Tectonic Setting of the Demirköy Pluton of the Srednogorie Istraanca Granitoid Chain, NW Turkey, Min. Mag. Vol 55 (1991), 249-256.
- 114) Kamitani, M., ve Takaoglu, S., Espiye-Çakıldagi molibden Zuhurunun Jeolojik Etüdü, M.T.A. Rap. No: 1526, Ankara (Yayınlanmamış), 1977.
- 115) Hakari, N., Ulutaş Bakır-molibden Yatağının Jeolojik Karakteristikleri ve Mineralizasyonu Hakkında Rapor M.T.A. Rap. No: 5345, (Yayınlanmamış) Ankara, 1974.
- 116) Çakır, M., Yılmaz, B.S., Rize İkizdere Yöresinin 1/25000 Ölçekli Jeoloji Etüd Raporu, M.T.A. (Yayınlanmamış) No. 988 Ankara, 1985.
- 117) Özdoğan, K., Dursun, A., Iskender, A., Balcılı (Yusufeli Artvin) Cevher Sahasına ait Maden Jeolojisi Raporu, M.T.A. (Yayınlanmamış), No.1381 Ankara, 1990.
- 118) Lowell, J.D., Regional Characteristics of Porphyry Copper Deposits of the Southwest, Econ. Geol., 69, 1974, 601-617.
- 119) Parsons, A.B., The Porphyry Copper, AIME, Newyork, 1931.
- 120) Sillitoe, R.H., A Play Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol. 67 (1972) 184-197.
- 121) Atkinson, K., Richard, E., Ore Deposit Geology, Chapman and Hall, London-New York, 1986.
- 122) Helke, A., Maden Yatakları Bilgisi Noktasından Tunceli Vilayetinde yapılan bir Jeolojik Tetkik Seyahati Hakkında Rapor, M.T.A. Rap. No: 571 (Yayınlanmamış) Ankara, 1938.
- 123) Bazin, D., Ve Hubner, H., Copper Deposits in Iran, Geol. Survey of Iran, Rep. No: 13, 1969.

- 124) Birleşmiş Milletler Teknik Rapor 5, Bakırçay Zuhurunun Jeoloji Jeokimya ve Jeofizik Etüdüleri, Ankara, 1974
- 125) Birleşmiş Milletler Teknik Rapor 6, Ulutaş Bakır-Molibden Cevherleşmesi ve Jeolojisi - Doğu Anadolu/Türkiye, 1974.
- 126) Waterman, G.C., Hamilton, R.L., The Sar Chesmeh Porphyry Copper Deposit, Econ. Geol. 70(1975), 568-576.
- 127) Çağatay, A. ve Çağatay N., Porfiri Bakır Yatakları, Yer-yuvarı ve İnsan 3, 1(1978), 32-37.
- 128) Vassilef, L., and Guirguina, S.V., Metallogny of the Eurasian Copper Belt: Sector Bulgaria, Geologia Balcanica 11, 2(1981) 73-87.
- 129) Kamitani, M., and Akıncı Ö., Alpine Granitoids and Related Tungsten - Molybdenum Deposits in Turkey, Minerog Geol. 29, 6(1979) 341-350.
- 130) Burnham, C.W., Facies and Types of Hydrothermal Alteration, Econ. Geol. 57, 1962, 768-784.
- 131) Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol. 65, 1970, 373-408.
- 132) Sillitoe, R.H., The Top and Bottoms of Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol. 66, 1973, 799-815.
- 133) Beane, R.E., ve Titley S.R., Porphyry Copper Deposits Part II. Hydrothermal Alteration and Mineralization Econ. Geol. 75th Anniv. 1981, 235-269.
- 134) Guilbert, J.M., Lowell, J.D., Variations in Zoning Patterns in Porphyry Ore Deposits, CIM Bull. 61, 1974.
- 135) Guilbert, J.M., A Plate Tectonic-Lithotectonic Classification of Ore Deposits, AGS Symp. 1981, 1-10.
- 136) Hollister, V.F., Regional Characteristics of Porphyry Copper Deposits of South America, SME. Trans., 256 1974, 45-53.
- 137) Westra, G., and Keith, S., Classification and Genesis of Stockwork Molybdenum Deposits, Econ. Geol. 76, 1981 844-873.
- 138) Guild, P.W., Metallogenesis in the Western United States Jour. Geol. Soc. London 135, 1978, 355-376.
- 139) Sawkins, F.J., Sulfide Ore Deposits in Relation To Plate Tectonics, Jour. Geol. 80, 1972 377-397.

- 140) Sillitoe, R.H., Some Thoughts on Gold-Rich Porphyry Copper Deposits, Miner. Deposita, 14, 1979, 161-174.
- 141) Creasey, S.C., Hydrothermal Alteration in Titley S.R., and Hicks, C.L. (editors) Geology of the Porphyry Copper Deposits, University of Arizona Press, Tucson 1966.
- 142) Beane, R.E., "Hydrothermal Alteration in Silicate Rocks" Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits S.R. Titley Ed., University of Arizona Press, Tucson 1882, 117-138.
- 143) Sillitoe, R.H., Epochs of Intrusion-Related Copper Mineralization in the Andes. Journal of South American Earth Science 1, 1988. 89-108.
- 144) Titley, S.R., Paleotectonic Environment of Arizona Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol. 65, 1970, 41-53.
- 145) Titley, S.R., Pre-Environment of Southwestern North American Porphyry Copper Deposits. 24th Inter. Geol. Cong., 1972, section 4, 252-260.
- 146) Noble, J.A., Metal Provinces of the Western United States, Geol. Soc. of America Bull. 81, 1970, 1607-1624.
- 147) Noble, J.A., Metal Provinces and Metal Finding in the Western United States, Mineral. Deposita 9, 1974, 673-686.
- 148) Burnham, C.W., Hydrothermal Fluids at the Magmatic Stage: Barnes, H.L., Ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Holt-Rinehart-Winston, New York, 1967.
- 149) Nielsen, R.L., Hypogene Texture and Mineral Zoning in a Copper-Bearing Granodiorite Porphyry Stock, Santa Rita, New Mexico, Econ Geol. 63, 1968, 35-70.
- 150) Nielsen, R.L., Evolution of Porphy Copper Ore Deposits Model, Mining Eng. 1984, 1637-1641.
- 151) Enaudi, M.T., Description of Skarn Associated with Porphyry Copper Plutons, Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Titley, S.R. ed., Univ. of Arizona Press, Tucson, 1982, 139-184.
- 152) Candela, P.A., and Holland, H.D., A Mass Transfer Model for Copper and Molybdenum in Magmatic Hydrothermal Systems: The Origin of Porphyry-Type Ore Deposits, Econ. Geol. 81, 1(1986) 1-18.

- 153) Augea, J.J., ve Brimhall, G.H., Chemical Modeling of Steady State Fluid Flow and Chemical Reaction During Supergene Enrichment of Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol. 89, 3(1989), 506-528.
- 154) Norton, D., Sourcelines, Sourcereions and Path Lines for Fluids in hydrothermal Systems Related to Cooling Plutons, Econ. Geol. 73, 2(1978) 21-28.
- 155) Cheney, E.S., Examples of the Application of Sulphur Isotopes to Economic Geology, SME Trans. 256(1974) 31-38.
- 156) Rye, R.O., and Ohmoto, H., Sulphur and Carbon Isotopes and Ore Genesis, Econ. Geol. 69, 1974, 1060-1077.
- 157) Doe, B.R., ve Stacey, J.S., The Application Of Lead Isotopes to the Problems of Ore Genesis and Ore Prospect Evaluation, Econ. Geol. 69, 1974, 767-776.
- 158) Mc Millan, W.J., and Pantaleyev, A., Ore Deposits Models - 1: Porphyry Copper Deposits, Geoscience Canada, 7 2(1981) 52-63.
- 159) Erdoğan, B., Maden Yatakları Modelleri 1. Porfiri Bakır Yatakları, (tercüme), Jeoloji Mühendisliği, 16(1983) 17-29.
- 160) Aslaner, M., Gedikoğlu, A., Tülümen, E., Hargit Polimetallik Mineralizasyonlarının Ayrıntılı Araştırılması Tubitak Proje No: TBAG 390, Ankara, 1982.
- 161) Meyer, C., Hemley, J.J., Wall Rock Alteration, Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit Holt-Rinehart-Winston, New York, 1967, 166-235.
- 162) Richard, K., Structure and Mineralization at Silver Bell Arizona, Min.Eng. 4, 1966, 157-163.
- 163) Nash, J.T., Theodore, T.G., Ore Fluids in Porphyry Copper Deposits at Copper Canyon Nevada, Econ. Geol. 66 1971, 385-399.
- 164) Roedder, E., Fluid Inclusion Studies on Porphyry-Type Ore Deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado, Econ. Geol. 66, 1971, 98-120.
- 165) Ahmad, S.N., ve Rose, A.W., Fluid Inclusions in Porphyry and Skarn Ore at Santa Rita, New Mexico, Econ. Geol. 75, 1980, 229-250.
- 166) Batchelder, J., Light Stable Isotope and Fluid Inclusions Study of the Porphyry Copper Deposits at Copper Canyon, Nevada, Econ. Geol. 72. 1977, 60-70.

- 167) Chivas, A.R., ve Wilkins, R.W.T., Fluid Inclusions Studies in Relation to Hydrothermal Alteration and Mineralization at the Koloula Porphyry Copper Prospect, Guadalcanal, Econ. Geol. 72, 1977, 153-169.
- 168) Easto, C.J., A Fluid Inclusion Study of the Panguana Porphyry Copper Deposit, Bougainville, Papua New Guinea, Econ. Geol. 73, 1982, 721-748.
- 169) Gustafson, L.O., Sam Major Factors of Porphyry Copper Genesis, Econ. Geol. 73, 1978, 600-607.
- 170) Titley, S.R., ve Beane, R.E., Porphyry Copper Deposits. Part 1 Geologic Settings, Petrology and Tectogenesis Econ. Geol. 75th Anniv. 1981, 214-235.
- 171) Chaffee, M.A., The Zonal Distribution of Selected Elements Above The Kalamazoo Porphyry Copper Deposit, San Manuel district, Pinal County, J. Geochem. Explor. 1976, 5, 145-165.
- 172) Güner, S., Güzelyayla Porfiri Cu-Mo Yatağının Sonuç Raporu, No. 1944 M.T.A. Ankara, 1989.
- 173) Chaffee, M.A., Geochemical Prospecting Techniques for Porphyry Copper Deposits in Southwestern US and North Mexico, In advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America (ed. S.R. Titley), University of Arizona Press, 1982 297-307.
- 174) Davies, H.L., History of Ok Tedi Porphyry Copper Project Papua New Guinea Pt 1, Econ. Geol. 73, 1978, 796-809.
- 175) Sassos, Bougainville Copper, Eng. Min. Jrnl. 56, 1983,

ÖZGEÇMİŞ

Bülent Yalçınalp 1956 yılında Trabzon'da doğmuştur. İlk öğrenimini Trabzon İsmet Paşa İlkokulu, orta öğrenimini Karma Ortaokulu ve liseyi ise Trabzon Lisesi'nde tamamlamıştır. 1978 yılında KTÜ Yer Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm'nden mezun olmuştur. Temmuz 1980 de aynı bölüme araştırma görevlisi olarak girmiş ve halen Maden Yatakları-Jeokimya anabilim dalı bünyesinde bu görevine devam etmektedir.