

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ESKİ GÜMÜŞHANE (GÜMÜŞHANE/MERKEZ) MANGANEZ  
YATAKLARININ MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN  
İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Filiz ERŞEN**

**MART 2013  
GÜMÜŞHANE**

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ESKİ GÜMÜŞHANE (GÜMÜŞHANE/MERKEZ) MANGANEZ  
YATAKLARININ MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN  
İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Filiz ERŞEN**

**Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
“Jeoloji Yüksek Mühendisi”  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 25.01.2013  
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 07.03.2013**

**MART 2013**



## KABUL ve ONAY



Yrd. Doç. Dr. Alaaddin VURAL danışmanlığında **Filiz ERŞEN** tarafından hazırlanan “**ESKİ GÜMÜŞHANE (GÜMÜŞHANE/MERKEZ) MANGANEZ YATAKLARININ MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**” isimli bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi **Jeoloji Mühendisliği** Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak Oy Birliği ile kabul edilmiştir.

Başkan :.....  
Yrd.Doç. Dr. Enver AKARYALI

Üye (Danışman) :.....  
Yrd. Doç. Dr. Alaaddin VURAL

Üye :.....  
Doç.Dr. Ahmet ÇAVDAR

Üye :.....  
Yrd. Doç. Dr. Alaaddin VURAL

### ONAY

Bu tez .... / .... / ..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Temel BAYRAK  
Fen Bilimleri Enstitü Müdürü

Bu çalışma, GÜBAP projesi kapsamında desteklenmiştir.

Proje Kodu:2012.02.1710.

**ÖZET**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**ESKİ GÜMÜŞHANE (GÜMÜŞHANE/MERKEZ) MANGANEZ**  
**YATAKLARININ MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN**  
**İNCELENMESİ**

Filiz ERŞEN

Gümüşhane Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Alaaddin VURAL

2013, 95sayfa

Çalışma alanı Doğu Pontidlerin Güney Zonu'nda yer alan Eski Gümüşhane (Gümüşhane-Merkez) de bulunmaktadır. Bu çalışmanın amacı Eski Gümüşhane yöresinde yer alan manganez cevherleşmelerinin oluşumları, yan kayaç ilişkileri ve manganez cevherleşmelerinin çevredeki diğer cevherleşmelerle ilişkisinin araştırılmasıdır.

Doğu Pontidlerin Güney Zonu'nda yer alan Eski Gümüşhane (Gümüşhane-Merkez) ve yakın çevresinde intrüzif, volkanik ve tortul kayaçlar egemendir. Sahadaki en yaşlı birim Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoididir. Bu birimin üzerine uyumsuzlukla volkanotortul seriden oluşan Şenköy Formasyonu gelmektedir. Şenköy Formasyonu, masif

kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmüştür. Berdiga Formasyonu üzerine yine uyumlu olarak Kermutdere Formasyonu gelmektedir. Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu ise bu birimin üzerine uyumsuzlukla gelmiştir. Çalışma alanında en genç birim olan Eosen yaşlı Gözeler Graniti'dir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki mangan cevherleşmeleri Üst Kretase yaşlı volkanik ve tortul kayalar arasında bulunup, volkanojenik hidrotermal kökenli getirimlerin çok sığ derinliklere yerleşmeleri ile oluşmuştur. Çalışma alanındaki mangan cevherleşmeler ise masif kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu içerisinde bulunmaktadır. Başlıca, merceğimsi yığınlar ve stokverk yapıları şeklinde oluşumlar göstermektedir.

Eski Gümüşhane'deki Mangan cevherleşmeleri boşlukların doldurulması ve kireçtaşlarının manganoksit tarafından ornatılmasıyla karakterize olurlar. Bu da mangan cevherleşmelerinin kireçtaşlarından daha genç olduğunu göstermektedir. Cevherleşmeler yer yer damarlar şeklinde gelişmiş olarak da görülmektedir. Mangan oksitler sıklıkla hematit ve götit gibi jastper ve demiroksit mineralleri ile birlikte bulunur. Demiroksit mineralleri ayrıca kuzeybatı-güneydoğu yönlü besleyici kırık zonları ile de ilişkilidir.

Sahadaki mangan cevherleşmelerinin incelenmesi amacıyla 24 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiş, ayrıca manganlerin mineralojik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla 14 adet örneğin XRD analizi gerçekleştirilmiştir. Alınan örneklerden 5 adet parlak kesit hazırlanarak cevher mikroskopisinde incelenmiştir. Yapılan araştırmalar sonucu mangan minerali olarak pirolusit, braunit, stiplomelan, smektit, psilomelan ve manganite rastlanmıştır. Gang mineralleri olarak kuvars, kalsit ve dolomit bulunmaktadır.

Yapılan mangan diyagramlarına göre Eski Gümüşhane mangan cevherleşmesinin kökeni hidrojenik katkıların da olduğu hidrotermal olarak belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Pontidler, Gümüşhane, Jeokimya, Mangan Cevherleşmesi, Mineraloji.

**SUMMARY**  
**MASTER OF SCIENCE THESIS**

**INVESTIGATION OF MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES  
OF ESKİGUMUSHANE (GUMUSHANE/CENTRAL) MANGANESE DEPOSITS**

Filiz ERŞEN

Gümüşhane University  
Institute of Science  
Department of Geological Engineering

Supervisor: Asst. Prof. Dr. Alaaddin VURAL

2013, 95 pages

The study area, Eski Gümüşhane (Gümüşhane/Central), is located in the southern part of the Eastern Pontides. The aim of this study is to investigate the occurrences of manganese mineralizations found in the Eski Gümüşhane District, wall-rock relationships and their relation to other mineralizations in the surrounding areas.

Intrusive, volcanic and sedimentary rocks are dominant in and vicinity of Eski Gumushane District (Gümüşhane/Central), located in southern zone of Eastern Pontides. The Palaeozoic age of Gümüşhane Granitoidic rocks form the basement as the oldest rock unit in the study area. Şenköy Formation consisting of volcano-sedimentary units comes unconformably over the Gümüşhane Granitoid. Şenköy Formation is overlain conformably by Berdiga Formation of massive limestone. Kermutdere Formation is again

conformably comes over the Berdiga Formation. Whilst, the Eocene age Ali Baba Formation comes over unconformably over the Kermutdere Formation. The youngest unit of the study area is the Eocene age Gözeler Granite.

Manganese deposits located in the study area is found within Upper Cretaceous age volcanic and sedimentary rocks, as the other manganese mineralizations of Eastern Black Sea Region; and they are formed through the settlements of volcanogenic-hydrothermal origin fetchings in very shallow depths. The ore exhibits mainly lens shaped stacks and stockwork-form structures. Manganese mineralizations in Eski Gumushane is characterised with late filling of open cavities and replacement of limestones by mangan oxide. Thus, this shows that the manganese mineralizations are younger than the limestones. Mineralizations are seen as in the form of veins / veinlets from place to place.

Manganese oxides are oftenly associated with jasper and iron oxide minerals like haematite, gothite, Iron oxide minerals are also in relation with the northwest-southeast oriented feeder cracks and fault zones.

To examine the manganese mineralization in the field major, trace and rare earth element analyses of 24 samples are carried out; also to determine the mineralogical properties of manganese minerals 14 samples are analyzed by XRD. A number of 5polished sections are prepared from taken samples to investigate the characteristics of ore under ore microscopy. At the results of this study pyrolusite, braunite, manganite, psilomelane and stiplomelane are defined as manganese minerals. Quartz, calcite, dolomite and smectite are found as gangue minerals. According to the manganese diagrams constructed EskiGümüşhane manganese mineralizations are determined as hydrothermal in origin, supported with hydrogenic contributions.

**Key Words:** Eastern Pontides, Gümüşhane, Geochemistry, Manganese Mineralizations, Mineralogy.

## TEŞEKKÜR

“Eski Gümüşhane (Gümüşhane/Merkez) Manganez Yataklarının mineralojik ve Jeokimyasal özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu çalışma Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Öncelikle değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Alaaddin VURAL’a içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca bu çalışmayı bana öneren, bilgisinden ve tecrübelerinden faydalandığım Jeo. Yük. Müh. Sebahattin GÜNER’e desteğinden ve katkılarından dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Yardım desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen hocalarım Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ, Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ, Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ’a, Cevher örneklerinin incelenmesinde ve diğer yardımlarından dolayı Öğr. Gör. İbrahim AKPINAR’a ve Yrd. Doç. Dr. Çiğdem SAYDAM EKER’e çok teşekkür ederim.

İnce kesit yapımındaki emeğinden dolayı GÜ Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarı sorumlusu Hakkı TOKUŞ’a, teşekkür ederim.

Yine KTÜ’de XRD analiz sonuçlarının yorumlanmasında Yrd. Doç. Dr. Ali VAN’a yardımlarından dolayı, arkadaşlarım Arş. Gör. Tuğba EROĞLU, Murat ERDOĞAN, Erdem ŞAHİN, Eşref TOKGÖZ ve Sema AKYÜREK’e yardımlarından dolayı çok teşekkür ederim.

Hayatım boyunca sabır ile maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen sevgili AİLEME şükranlarımı sunarım.

Tezimin hazırlanmasında maddi desteğinden dolayı GÜBAP projesi’ne Teşekkür ederim.

Filiz ERŞEN  
Gümüşhane, 2013



## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET .....	IV
SUMMARY .....	VII
TEŞEKKÜR .....	VIII
İÇİNDEKİLER.....	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	XIII
TABLolar DİZİNİ.....	XIV
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ.....	XV
1. GENEL BİLGİLER .....	1
1.1. Giriş ve Amaç .....	1
1.2. Çalışma Alanlarının Konumu ve Coğrafi Bilgileri.....	2
1.2.1. Topoğrafya.....	2
1.2.2. İklim ve Bitki Örtüsü .....	2
1.2.3. Ulaşım ve Yerleşim .....	3
1.3. Doğu Pontidlerin Genel Jeolojisi.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar .....	6
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	14
2.1. Amaç ve Yöntemler .....	14
2.1.1. Arazi Çalışmaları .....	14
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları .....	15
2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesit Hazırlanması .....	15
2.1.2.2. Mikroskop Çalışmaları .....	15
2.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması .....	16
2.1.2.4. Kimyasal Analizler .....	16
2.1.2.5. Nem Kaybı ve Ateşte Su Kaybı (LOI) .....	16
2.1.2.6. X-Işınları Difraksiyonu (XRD) için Örnek Hazırlanması .....	17
2.1.3. Büro Çalışmaları .....	18
3. BULGULAR VE TARTIŞMA.....	19
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi .....	19
3.1.1. Gümüşhane Granitoyidi.....	22
3.1.1.1. Ad ve Yayılım.....	22
3.1.1.2. Litoloji ve Petrografi.....	23

3.1.1.3.	Alt ve Üst Sınırlar .....	26
3.1.1.4.	Yaş .....	26
3.1.2.	Şenköy Formasyonu .....	26
3.1.2.1.	Ad ve yayılım .....	26
3.1.2.2.	Litoloji ve Petrografi.....	27
3.1.2.3.	Alt ve Üst Sınırlar .....	29
3.1.2.4.	Fosil İçeriği ve Yaş .....	30
3.1.3.	Berdiga Formasyonu.....	31
3.1.3.1.	Ad ve Yayılım.....	31
3.1.3.2.	Litoloji ve Petrografi.....	31
3.1.3.3.	Alt ve Üst Sınırlar .....	33
3.1.3.4.	Yaş .....	33
3.1.4.	Kermutdere Formasyonu .....	34
3.1.4.1.	Ad ve Yayılım.....	34
3.1.4.2.	Litoloji ve Petrografi.....	34
3.1.4.3.	Alt ve Üst sınırlar.....	38
3.1.4.4.	Fosil içeriği ve Yaş .....	38
3.1.5.	Alibaba Formasyonu.....	38
3.1.5.1.	Ad ve Yayılım.....	38
3.1.5.2.	Litoloji ve Petrografi.....	39
3.1.5.3.	Alt ve Üst Sınırlar .....	41
3.1.5.4.	Yaş .....	41
3.1.6.	Gözeler Graniti .....	42
3.2.	Yapısal Jeoloji .....	44
3.1.2.	Giriş .....	44
3.2.2.	Tabakalı Yapılar .....	44
3.2.3.	Kıvrımlar.....	45
3.2.4.	Kırıklar.....	45
3.2.4.1.	Faylar .....	46
3.3.	Magmatik Kayaçların Jeokimyası .....	48
3.3.1.	Gümüşhane Granitoidinin Jeokimyasal Özellikleri.....	48
3.4.	Maden Jeoloji.....	53
3.4.1.	Giriş .....	53
3.4.2.	Manganez Cevherleşmeleri .....	54

3.4.2.1.	Eski Gümüşhane Manganez Cevherleşmeleri .....	57
3.4.2.1.1.	Eski Gümüşhane Manganez Cevherleşmesinin Jeokimyası.....	58
3.4.2.1.2.	Eski Gümüşhane Manganez Cevherleşmesinin Mineralojisi.....	65
3.4.2.1.3.	Eski Gümüşhane Cevherleşmesinin Cevher Mikroskopunda İncelenmesi .....	68
3.4.2.1.4.	Cevherleşmelerle İlgili Jeokimyasal Çalışmalar .....	74
4.	SONUÇLAR.....	79
5.	KAYNAKLAR .....	81
	ÖZGEÇMİŞ	

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Doğu Pontidlerin genel jeolojisi .....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanı yer bulduru haritası .....	3
Şekil 1.3. Doğu Pontidlerin ana yapısal özellikleri.....	4
Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti .....	20
Şekil 3.2. Eski Gümüşhane yöresinin jeolojik haritası .....	21
Şekil 3.3. Eski Gümüşhane yöresinin enine kesiti.....	22
Şekil 3.4. Eski Gümüşhane'deki Gümüşhane Granitoidi'nin çatlaklı yapısının çalışma alanındaki görünümü .....	23
Şekil 3.5. Gümüşhane Granitoyidine ait granitten alınan örneğin çift nikol mikroskop görünümü.....	24
Şekil 3.6. Gümüşhane Granitoyidine ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAP diyagramındaki dağılımları.....	25
Şekil 3.7. Şenköy Formasyonu içindeki bazaltlara ait ince kesit.....	29
Şekil 3.8. Gümüşhane Granitoyidi-Şenköy Formasyonu Dokanağı.....	30
Şekil 3.9. Vankyayla'daki Berdiga Kireçtaşları (Vangıntaş Tepe) .....	31
Şekil 3.10. Berdiga Formasyonu'ndan alınan mikritik kireçtaşının çift nikol mikroskopik görünümü.....	32
Şekil 3.11. Berdiga Formasyonu'ndan bir görünüm (Fındıklı Tepe Kuzeyi).....	33
Şekil 3.12. Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonunun görünüşü .....	34
Şekil 3.13. Kermutdere Formasyonuna ait kumtaşlarından görünüm (Şahin Tepe batısı) .....	35
Şekil 3.14. Kermutdere Formasyonu'ndaki marnlardan görünüm (Şahin tepe batısı) .....	36
Şekil 3.15. Üst Kretase flişlerinin genel görünüşü .....	36
Şekil 3.16. Kermutdere Formasyonundan alınan örneklerin mikroskopik olarak görünümü.....	37
Şekil 3.17. Alibaba Formasyonu'nundan arazi görünümü .....	39
Şekil 3.18. Alibaba Formasyonu'na ait Nummulitli kireçtaşlarının genel görünümü.....	40
Şekil 3.19. Eosen yaşlı Alibaba Formasyonuna ait ince kesitler .....	41
Şekil 3.20. Geç (?) Eosen yaşlı Gözeler Graniti'nin görünümü .....	42
Şekil 3.21. Yaşı Geç Eosen olarak düşünülen Gözeler Granitine ait ince kesit .....	43
Şekil 3.22. Manganez galerisi yanındaki Berdiga Kireçtaşlarının görünümü .....	44

Şekil 3.23. Sarı Dere civarındaki Berdiga Formasyonu ile Şenköy Formasyonu dokanağı.....	45
Şekil 3.24. Bindirme kuvvetinin etkisiyle filişlerin dikleşmiş tabakalarının görünümü.....	46
Şekil 3.25. Bindirmeden dolayı Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu'na ait volkanitlerin içindeki tortulların dikleşmiş hali.....	47
Şekil 3.26. Alibaba Formasyonu volkanik birimlerindeki silis dolgulu çatlak yapısı (Hasanbey Mahallesi).....	47
Şekil 3.27. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait temsili örneklerin sınıflaması.....	50
Şekil 3.28. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO <sub>2</sub> 'ye karşı ana element değişim diyagramları.....	51
Şekil 3.29. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO <sub>2</sub> 'ye karşı iz element değişim diyagramları.....	52
Şekil 3.30. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaçlarının; kondirite (Boynton, 1984) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları .....	53
Şekil 3.31. Eski Gümüşhane'de galeri içindeki manganez cevherleşmesinin görünümü.....	57
Şekil 3.32. Manganez cevherleşmesinin görüldüğü yerde malakit ve azurit minerallerinin görünümü .....	58
Şekil 3.33. Manganez cevherleşmelerine ait nadir toprak elementlerinin (NTE), Kuzey Amerika şeyl bileşimine (NASC) normalleştirilmiş örümcek diyagramı .....	62
Şekil 3.34. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait FY-4 örneğine XRD sonuçları .....	66
Şekil 3.35. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait KP örneğine XRD sonuçları .....	67
Şekil 3.36. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait K2 örneğine XRD sonuçları.....	67
Şekil 3.37. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait S4 örneğine XRD sonuçları .....	68
Şekil 3.38. Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri.....	70
Şekil 3.39. Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri.....	71
Şekil 3.40. Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri.....	72
Şekil 3.41. Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri.....	73
Şekil 3.42. Manganez cevherleşmelerinin kökensel değerlendirilme diyagramları.....	76
Şekil 3.43. Manganez cevherleşmelerinin kökensel değerlendirilme diyagramları.....	78

## TABLULAR DİZİNİ

	<b><u>Sayfa No</u></b>
Tablo 3.1. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaçların modal analiz sonuçları.....	25
Tablo 3.2. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait ana element analiz sonuçları .....	49
Tablo 3.3. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait iz element analiz sonuçları .....	49
Tablo 3.4. Manganez Minerallerinin oluşum ortamları .....	56
Tablo 3.5. Eski Gümüşhane bölgesinde Mn cevherleşmelerine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları.....	59
Tablo 3.6. Eski Gümüşhane bölgesinde Mn Cevherleşmesine ait örneklerin İz element konsantrasyon değerleri .....	60
Tablo 3.7. Manganez cevherlerine ait ana oksitlerin tanımlayıcı istatistiksel parametreleri .....	63
Tablo 3.8. Eski Gümüşhane manganez örneklerinin Co/Ni oranları .....	64
Tablo 3.9. Analiz sonuçlarına göre elementlerin birbirleriyle korelasyonu .....	65
Tablo 3.10. Eski Gümüşhane manganez örneklerinin kimyasal analiz sonuçları .....	74
Tablo 3.11. Eski Gümüşhane manganez örneklerinin Fe/Mn oranları.....	75

## SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	: Molar olarak $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$
A/NK	: Molar olarak $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$
An	: Anortit
Amf	: Anmfibol
ANTE	: Ağır nadir toprak elementleri
Bi	: Biyotit
cm	: Santimetre
Ç.N.	: Çapraz Nikol
$Fe_2O_3^*$	: Toplam demir $Fe_2O_3$ olarak
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
HNTE	: Granodiyorit
Gl	: Globotruncana
Hbmg	: Hafif nadir toprak elementleri
Ka	: Kalsit
KD	: Kuzeydoğu
km	: kilometre
Kp	: Kayaç parçacığı
LİLE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
LOI	: Nem Kaybı ve Ateşte Su Kaybı
m	: metre
Musk	: Muskovit
my	: Milyon yıl
NASC	: Kuzey Amerikan Şeyl Komposit değerleri
NTE	: Nadir toprak elementleri
Op	: Opak mineral
Ort	: Ortoklas
Q	: Kuvars
QP	: Polikristalen Kuvars
Pl	: Plajiyoklas
Prt	: Pirit
T.K.	: Tek Nikol
XRD	: X-ışınları difraksiyonu

## 1. GENEL BİLGİLER

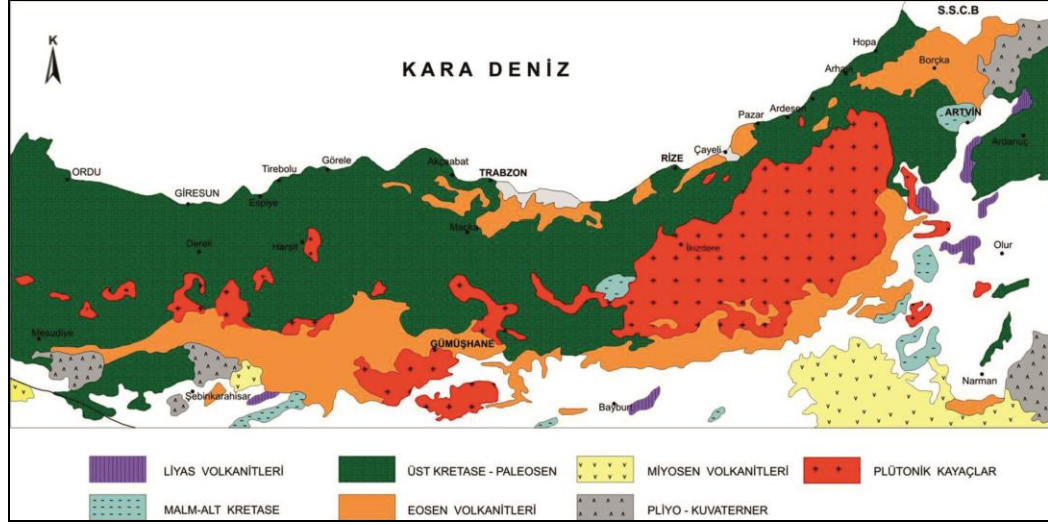
### 1.1.Giriş ve Amaç

Çalışma alanı Alp-Himalaya Dağ kuşağındaki Doğu Karadeniz Dağları'nın güney kesiminde yer almaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi içerdiği cevherleşmeler, tektonik konumu ve genel jeolojisi yönünden pek çok araştırmacının (Örneğin; Erguvanlı,1951; Schultz-Westrum, 1961; Gettirger,1962; Özsayar vd., 1981; MTA, 1985; Gülibrahimoğlu vd.,1985; Güven, 1993; Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997) ilgisini çekmiştir. Ayrıca Doğu Karadeniz Bölgesi volkanik kayaların (Yılmaz, 1972; Tokel 1972; 1977; Bergougnan 1975; Adamia vd., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş vd., 1984; Bektaş vd., 1987; Korkmaz vd., 1995; Çamur vd., 1996; Arslan vd., 1997; Bektaş vd., 1997; Aliyazıcıoğlu ve Arslan 1998; Şen vd.,1998; Arslan, 2000; Arslan vd., 2000; Şahin, 2004; Kaygusuz vd., 2006) ve plütonik kayaların (Yılmaz, 1972; Çoğulu, 1975; JICA, 1985; Gedik vd., 1992; Köprübaşı, 1993; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Güngör vd., 1997; Aslan vd., 1999; Köprübaşı vd., 2000; Kaygusuz, 2000; Kaygusuz vd., 2011; Boztuğ vd., 2002; Topuz vd., 2002; Sipahi, 2005; Arslan ve Aslan, 2006; Kaygusuz vd., 2008, 2009, 2010, 2012a, 2012b; Kaygusuz ve Şen, 2011; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Karlı vd., 2007, 2010, 2011) yaygın gözlemlendiği alan olması nedeniyle de birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir.

Pontidler, Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden biri olup (Ketin, 1966), doğu kesimi kayaç topluluklarındaki farklılıklar nedeniyle kuzey ve güney olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Özsayar vd., 1981; Şekil 1.3.). Bektaş vd. (1995 ve 1999) Doğu Pontidleri, sedimentolojik, tektonik ve magmatik karakteristiklere göre; "Kuzey Zon", "Güney Zon" ve "Eksen Zonu" olmak üzere üç alt birliğe ayırmışlardır (Şekil 1.3.).

Doğu pontidler, Lias çekme gerilmesi tektonik rejimi ve buna eşlik eden bimodal (bazaltik-dasidik) volkanizma ile temsil edilmiştir. Geniş bir magmatik zona sahip olan ark, güneyden kuzeye doğru yaklaşık D-B doğrultulu rift sistemleri ile parçalanmıştır. KD-GB ve KB-GD doğrultulu eşlenik doğrultu atımlı fay zonlarına bağlı olarak gelişmiş pull-apart havzaları kuzeyde ensialik (ark içi havzalar), güneyde ise ensimatik (ark gerisi havzalar) özelliktedir (Şekil 1.1.).





Şekil 1.1. Doğu Pontidlerin genel jeolojisi (MTA, 1992)

## 1.2. Çalışma Alanlarının Konumu ve Coğrafik Bilgileri

Çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli Trabzon H42-b2 paftasında, Gümüşhane ilinin 3 km kuzeybatısında olup, yaklaşık 20 km<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanındaki en önemli bölgeler; Gümüşhane il Merkezi, Dere Maden, Hazine Mağara, Karahisar Tepesi ve il merkezlerine bağlı köyler yer almaktadır.

### 1.2.1. Topoğrafya

Gümüşhane şehir merkezi ve yakın civarı topoğrafik olarak genelde engebeli bir yapıya sahiptir. En önemli yükseltileri ise Karahisar Tepe, Maden tepe, Venkyayla Tepe ve Kavaklı Tepe'dir.

Gümüşhane şehir merkezinden geçerek kuzeybatıya doğru akan Harşit Çayı, mevsimsel olarak akış değişikliği gösteren Sarı Dere çalışma alanı akarsularındandır. Bununla birlikte alanın morfolojisine bağlı gelişen birçok kuru dere bulunmaktadır.

### 1.2.2. İklim ve Bitki Örtüsü

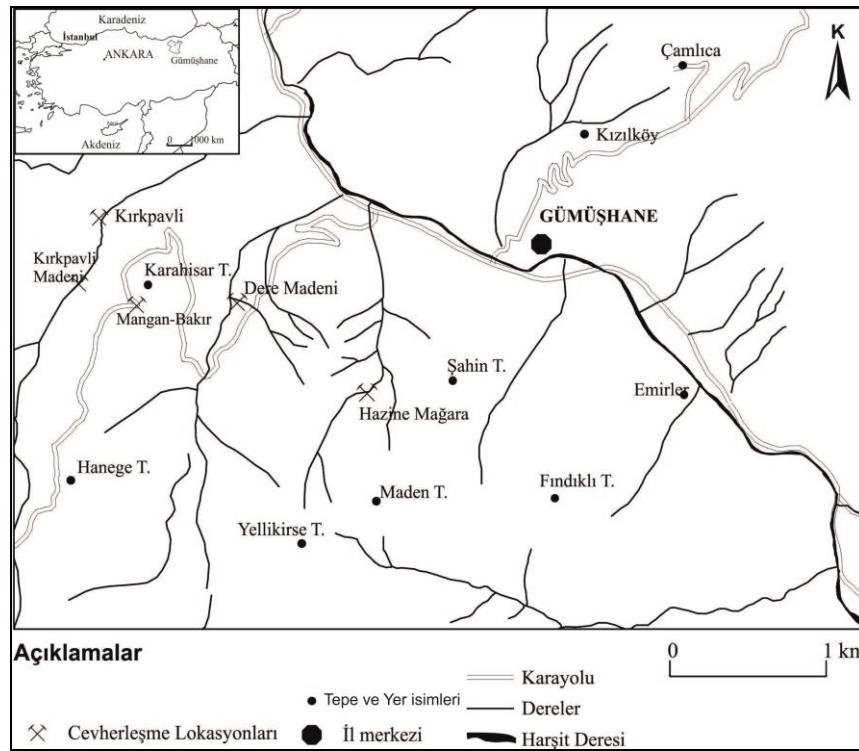
Gümüşhane ili ve çevresinde Karadeniz Bölgesi'nin ılıman iklimi ile İç Anadolu Bölgesi'nin karasal iklimlerinin geçiş özellikleri hakim olup, yazlar kurak ve sıcak, bazen de serin ve hafif yağışlı geçer. Kışlar ise soğuk, sert ve yağışlıdır. Gümüşhane yöresinde yersel olarak çam, yaban kavakları ve meşeler gibi ormanlık alanlardan oluşan bir bitki

örtüsü görülmektedir. Yöre halkının en önemli geçim kaynakları tarım ve hayvancılıktır. Tarımla uğraşan aileler genelde arpa, buğday ve meyve yetiştiriciliğiyle uğraşmaktadırlar. Arazinin sarp olması ulaşım güçlüğüne sebep olmakta dolayısıyla yöre kalkınmasını olumsuz etkilemektedir. Ekonomik koşulların zorluğu, yöre genelinde yaygın göç olgusunu doğurmuştur. Bununla birlikte mevsimlere göre de mevcut nüfus değişmektedir. Özellikle kış mevsimlerinde köylerden şehre göç artmaktadır.

Yöre halkının geçim kaynağı esas olarak hayvancılık ve arıcılıktır. Bu gelirin yanı sıra mısır, patates, fasulye gibi sebzelerden de elde edilmektedir.

### 1.2.3. Ulaşım ve Yerleşim

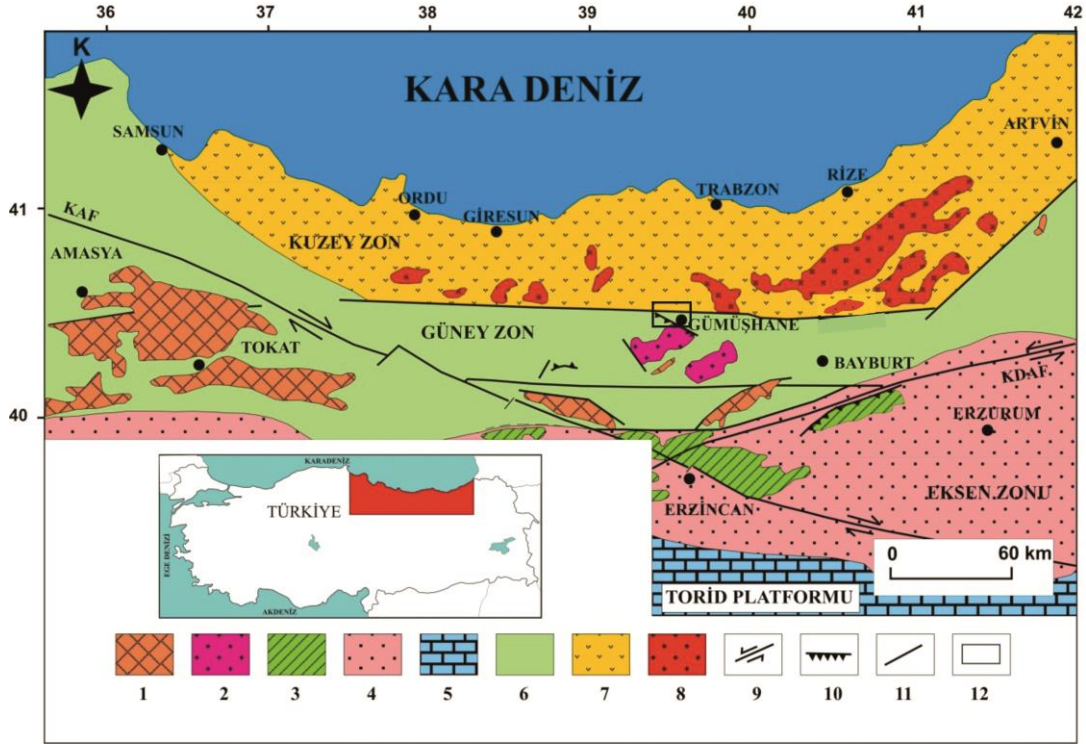
Çalışma alanı Doğu Karadeniz Bölgesi'nin orta-güney kesimlerinde yer almaktadır. Sahaya ulaşım; Gümüşhane-Trabzon Devlet Yolu ile bu yollara bağlı çok sayıda stabilize yollar ile sağlanır(Şekil 1.2.).



Şekil 1.2.Çalışma alanı yer bulduru haritası

### 1.3. Doğu Pontidlerin Genel Jeolojisi

Pontid tektonik birlikleri Ketin ve Canitez (1972) tarafından Karadeniz Dağlarını (Pontidler) dikkate alarak 'Doğu Karadeniz-Doğu Pontid' ve 'Batı Karadeniz-Batı Pontid' olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Doğu Karadeniz Bölümü'nde Geç Kretase yaşlı kayaçlar, kuzey ve güney bölgelerinde farklılıklar gösterdikleri için güney (iç) ve kuzey (dış) bölümlere ayrılmıştır (Akın,1978; Gedikoğlu vd., 1979; Özsayar vd., 1981). Bektaş (1995-1999) Doğu Karadeniz magmatik yayını farklı magmatik, tektonik ve sedimentolojik evrim aşamalarına göre kuzeyden güneye doğru kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olmak üzere üç alt birliğe ayırmıştır (Şekil 1.3.).



Şekil 1.3. Doğu Pontidlerin ana yapısal özellikleri, 1: Paleozoyik metamorfik temel, 2: Paleozoyik granitler, 3: Serpantinitler, 4: Mesozoyik ve Senozoyik kayaçlar, 5: Platform karbonatlar, 6: Mesozoyik tortul kayaçlar, 7: Kretase ve Eosen yay volkanitleri, 8: Üst Kretase ve Eosen yay granitleri, 9: Doğrultu atımlı faylar, 10: Bindirme 11: Normal fay, 12: Çalışma alanı, KAF=Kuzey Anadolu Fayı, KDAF=Kuzeydoğu Anadolu Fayı (Bektaş vd. 1986'dan değiştirilerek).

Bölgede temel kayaçları Gümüşhane ilinin güney kesiminde bulunan esas olarak gnays ve biyotit şistten oluşan ve DKD-BGB yönünde uzanan Paleozoik yaşlı Pulur

Metamorfikleri oluşturur. Farklı araştırıcılar tarafından Pulur Metamorfileri (Ketin, 1950), Pulur Masifi (Korkmaz ve Baki, 1984), Kopuzsuyu Deresi Metamorfileri (Özer, 1984) gibi adlarla anılan bu birim, Doęu Pontidler'in Güney Zonu'nda yaygın olarak yüzeyleme verirken, Kuzey Zon'da seyrek olarak gözlenir. Topuz (2000) metamorfilerin yaşlarını U-Pb, Ar-Ar ve Rb-Sr yöntemleriyle 260 ve 330 milyon yıl olarak saptamış ve bu metamorfilerin Pulur Masifinde iki ayrı tektono-metamorfik birimden oluştuğunu belirtmiştir. Temeli oluşturan bu metamorfiler, başlıca granodiyorit, kuvarslı mikrodiorit, granit ve dasitlerden oluşan Gümüşhane Plütunu (Yılmaz, 1972; Çoęulu, 1975; Topuz vd., 2010) ve Köse Kompozit Plütunu (Dokuz, 2011) gibi Erken-Geç Karboniferyaşı granitik sokulumlar tarafından kesilmiştir. Granitoidik kayalar Doęu Pontid Güney Zonu'nda büyük kütleler halinde gözlenirken (Gümüşhane Plütunu, Köse Plütunu), Kuzey Zon'da küçük yüzeylemeler halinde; Giresun güneyinde (Schultze-Western, 1961) ve Tonya güneyinde (Kaygusuz vd., 2012) gözlenirler. Tabandaki bu metamorfik ve granitik kayalar bazen spilitik karakterli lavlar, çört, dasidik tuf ve kumtaşı içeren bazaltik kayalardan oluşan Alt Jura- Lias yaşı Zimonköy (Hamurkesen-Şenköy) Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülürler. Zimonköy (Hamurkesen-Şenköy) Formasyonunu uyumlu olarak Berdiga Formasyonu olarak adlandırılan (Pelin, 1977) Geç Jura-Erken Kretase yaşı, genelde bölgenin güney kesiminde yayılım gösteren grimsi beyaz ve beyaz renkte, çoğunlukla masif tabakalı ve dolomitik özellikteki birim öter. Bu birim, tüm Doęu Pontidler'de geniş alanlarda yüzeyleme veren, bol fosilli, sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve dolomitik kireçtaşları tipik bir karbonat platformu ürünüdürler (Taslı, 1990; Yılmaz, 1997 ve 2002). Berdiga Formasyonunun üzerine uyumlu olarak Kermutdere Formasyonu gelir. Kermutdere Formasyonunun büyük bir kısmını oluşturan alt üyesi kalkerli silt taşları içeren, çok faylı, fliš karakterli ve fosilli tortul bir birimdir. Alt kesimlerinde bazalt lavları olmasına karşın üste doğru andezitik lavları, breşik lav, aglomera, lapilli tuf ve orta- ince taneli tüflere geçiş gösterir. Bütün bu birimler Gümüşhane yöresinde Alibaba Formasyonu (Tokel, 1972), Kabaköy Formasyonu (Güven, 1993) olarak adlandırılan volkano-tortul birim tarafından uyumsuz olarak örtülür. Gümüşhane ve yakın yöresinde, tabanda yersel olarak konglomeralar, kumtaşı ve tufit ara katkılı nummulitli kireçtaşları ile başlayarak, üst seviyelere doğru andezit ve ilişkili piroklastikleri ile devam eden birim yer yer aşınmış olarak bulunan kireçtaşı, kumtaşı, marn tuf aralanması ile son bulmaktadır (Aliyazıcıoğlu, 1999). Stratigrafik, paleontolojik ve jeokimyasal bulgulara dayanılarak birime Eosen yaşı verilmiştir (Aliyazıcıoğlu, 1999;

Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001). Yöredeki en genç kayaçlar traverten, taraça ve alüvyonlardan oluşur.

Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin güney kesiminde yer alan Gümüşhane yöresi (Ketin, 1966) sırasıyla Hersinyen ve Alp orojenezlerinin etkisinde kalmıştır. Bu orojenezler sonucu yörede uyumsuzluklar, faylanmalar, kırık yapıları, bindirmeler ve zayıf kıvrımlanmalar olmuştur. Güney-Kuzey yönünde oluşan bölgesel sıkışma tektoniği Gümüşhane yöresinde genellikle KB-GD yönünde bir kırık tektoniğinin gelişmesine neden olmuştur. Değişik doğrultu ve eğimli volkano- tortul kayaçlar, genelde KB-GD doğrultu ve 15-40° KD'ye eğimlidirler (Güner vd., 1985). Gümüşhane bölgesinin kuzeyinde andezit ve ona eşlik eden Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonunun piroklastitleri yaygındır. Buna karşın bölgenin güney kesimi daha çok tortul ve metamorfik kayaçlardan oluşur.

#### **1.4. Önceki Çalışmalar**

Çalışma alanlarında birçok jeolojik araştırmalar ve çeşitli dallarda yüksek lisans ve doktora çalışmaları ayrıca birçok yayın hazırlanmıştır. İncelenen alanlar ve yakın yörelerinde yapılan önceki çalışmalar aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Ketin (1950), çalışmasında yörenin 1/100 000 ölçekli haritasını yapmıştır. Ketin (1951), bölge jeolojisini ilgilendiren çalışmasında; bölgenin en eski kayaçlarının metamorfitlelerden oluştuğunu ve bunların da granit, siyenit ve andezitlerle kesilmiş olduğunu belirtmiştir. Ayrıca araştırmacı çalışmasında bölgedeki bütün birimlerin geçirmiş oldukları tektonik fazları belirlemiştir.

Çoğulu (1970), Gümüşhane-Rize bölgelerinde geniş alanlara yayılmış bulunan granit topluluğuna ait kayaç gruplarını jeolojik ve petrolojik yönden incelemiştir. Gümüşhane plütununun yaşını Üst Paleozoik olarak belirleyen araştırmacı, mikroskobik analizler sonucu plütunu, granodiyorit, kuvars monzonit ve granit olmak üzere üç fasiyese ayırmıştır.

Tokel(1972), inceleme alanının büyük bir bölümünü içine alan çalışmasında, "Kermutdere Formasyonu" adı altında topladığı Üst Kretase yaşlı oluşukların Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1972), bölgedeki Liyas yaşlı çökelleri alttan üste doğru adları Reksene-Venk, Şehittepe ve Gökçepınar olmak üzere üç formasyon tanımlamıştır. Reksene-Venk Formasyonu'nun genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ile çakıltası ara katkılarından

oluştüğunu, formasyonun Sinemuriyen'den daha yaşlı ve olasılıkla bir akarsu veya plaj çökeli olabileceğini belirtmiştir. Araştırmacı yine aynı çalışmada, Gümüşhane Graniti'nin yerleşimini ve bileşimini araştırmıştır. Gümüşhane Graniti'nin petrografik incelemesini yaparak birimi; Granodiyorit, Çamlıca Adamelliti, Gümüşhane Adamelliti ve Porfirik Mikrogranit olmak üzere dört fasiyese ayırmıştır.

Ağar (1977), Demirözü ve Köse yöresinde ilk defa Triyas yaşlı birimlerin varlığını ortaya koymuş ve bu birimin arkozik özellikte konglomera ve kumtaşlarından oluştuğunu belirterek birimi Karakaya Formasyonu olarak adlandırmıştır. Yazar, Erken Jura yaşlı oluşukları Çaltepe Kireçtaşı (Alt Sinemuriyen) ve Hamurkesen Formasyonu (Üst Sinemuriyen) olarak ikiye ayırmıştır. Hamurkesen Formasyonu'nun taban seviyelerinde kumlu intrasparitlerle başlayıp koyu gri, yeşil renkli volkanik breş ve tüfitlerle devam ederek aglomeralarla son bulmaktadır. Araştırmacı, Liyas yaşlı oluşukların Triyas yaşlı çökeller üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve Liyas yaşlı çökellerin Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Kireçtaşı tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünü belirtmiştir.

Gedikoğlu vd. (1979), "Doğu Pontidler'de Mesozoyik Döneminde Jeotektonik Gelişimin Ana Hatları" adlı çalışmasında Üst Kretase sedimanter kayaçları üç farklı zona ayırmıştır. Bunlardan ilki *Nerinea*, *Acteonella* ve üste doğru *Globotruncana* foraminiferlerini içeren Üst Turoniyen-Alt Senoniyen yaşlı konglomera ve kumlu sparitik kireçtaşı zonu; ikincisi, bol *Globotruncana*'lı kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşı zonu; üçüncüsü ise "Tepeköy Formasyonu" olarak adlandırdığı ve Doğu Pontid Güney Zonu'nda geniş yayılıma sahip Maastrichtiyen yaşlı türbiditlerdir. Bu formasyonun üst kesimlerinden elde edilen *Globigerina subbotina*, *Discocyclina* ve *Globorotalia* foraminiferleri ise Paleosen yaşını belirtmektedir.

Eren (1983), "Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi" konulu çalışmasında Üst Kretase yaşlı çökelleri "Kermutdere Formasyonu" adı altında toplayarak, bunları kumlu kireçtaşı üyesi, kırmızı kireçtaşı üyesi ve türbidit üyesine ayırmıştır. Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı oluşukların transgresif olarak daha yaşlı oluşuklar üzerine geldiğini, yersel farklılıklar dışında, genelde Üst Kretase yaşlı tortuların türbiditik karakterde olduğunu ve Eosen'in transgresif özellikte geliştiğini belirtmiştir.

Özdoğan (1983), Kale (Gümüşhane) yöresinde yüzeyleyen kayaçları kayastratigrafi birimi esasına göre ayırtlamıştır. Çalışmada, Liyas yaşlı çökeller Permian öncesi yaşlı Aşağı Mahalle metamorfite ile Permian yaşlı Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Liyas yaşlı çökeller Eskibağlar Formasyonu olarak adlandırılmış,

tabanda yer alan yumrulu, kırmızı renkli, bol ammonitli kireçtaşı üyesi ve üste doğru piroklastik tortulların egemen olduğu kumtaşı-marn-kiltaşı ara katkılı volkano-tortul seriden oluşan iki farklı üyeye ayrılmıştır. Eskibağlar Formasyonu'nun sübsidan karakterli bir havzada genellikle karasal (bataklık, kıyı ovası) zaman zaman sığ deniz ortamında oluştuğu vurgulanmıştır.

Hacialioğlu (1983), Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada Gümüşhane Granitini aşınma uyumsuzluğu ile üstleyen Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu'nu, kırmızı renkli yumrulu kireçtaşı üyesi, volkano-tortul üye ve bunları keserek gelişme gösteren diyabaz üyesi olarak üç farklı üyeye ayırmıştır. Zimonköy Formasyonu'nun sübsidan karakterli bir havzada çoğunlukla sığ deniz, zaman zaman da karasal (bataklık) ortamda oluştuğunu vurgulamıştır. Çalışmada, Liyas yaşlı oluşukların kalınlık farklılıkları sunması, yörede etkin olan blok faylanmalara bağlı olarak gelişen horst ve graben topografyaya bağlı olduğu vurgulanmıştır.

Korkmaz ve Baki (1984), bölgede yer alan metamorfite "Pulur Masifi" olarak adlandırmış ve bu metamorfite kesen metaandezit, diyorit, gabro ve olivinli gabro gibi birimleri içerdiğini vurgulamışlardır.

Özer (1984), çalışmasında bölgede Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kayaların yüzeylediğini belirtmiş, bölgedeki en yaşlı kayaların "Permokarbonifer öncesi" yaşlı, düşük metamorfizmalı şistler olduğunu belirtmiştir. Mesozoyik yaşlı kayaların Liyas yaşlı volkanotortul seri ile başladığını, üzerine Dogger-Malm yaşlı, kalın tabakalı, tabanda yer yer kumlu yer yer dolomitik ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan bir serinin geldiğini belirtmiştir. Alt Kretase dönemi kireçtaşı-kumtaşı-marn ardışımı ile tipik olduğunu belirten araştırmacı, Üst Kretase ve Paleosen yaşlı birimlerin Paleosen sonundaki bir fazla aşındırıldıkları görüşüne vararak, Eosen istifini birbirleri ile yanal geçişli taban konglomerası ve kumlu kireçtaşları ile başlayan volkano tortul kayalardan oluşan bir istif olarak tanımlamış ve yörenin bu dönem sonunda denizden kurtulduğunu belirtmiştir.

Bektaş vd. (1984), Erken Jura yaşlı havzaları Paleotetis Okyanusu'nun kapanması ile oluşmuş Pontid yayının güneyindeki yay-ardı havzalar olarak yorumlamışlardır. Bu yayardı havzaların çekme gerilmesi altında tüm Doğu Pontid Güney Zonu'nda doğu-batı doğrultusunda birbirine paralel rift havzaları şeklinde geliştiğini ve bu rift havzalarının (graben) birbirinden eski temele ait yükseltilerle (horst) ayrıldığını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1985), "Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi" adlı çalışmasında Üst Kretase döneminde yörenin Hankırı Tepe dışındaki kesimlerinin kara halinde kaldığını,

denizin inceleme alanının batısında egemen olduğunu ve Üst Kretase sonunda derin bir aşınmaya uğradığını belirtmiştir. Paleosen oluşuklarının ise, sığ ortamdan derin deniz ortamına kadar değişik fasiyeslerde çökellerle temsil edilmesini ve yer yer volkanizmanın egemen olmasını, bu dönemde duraysız bir ortamın varlığı şeklinde yorumlamıştır. Ayrıca Paleosen yaşlı kayaçların aşınmaya karşı dayanımsız olmalarını ve stratigrafik istifin üst seviyelerinde yer almasını, geçen zaman sürecinde aşınarak artık gözlenememesi şeklinde yorumlamıştır.

Gürsoy (1989), Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının stratigrafik ve tektonik özelliklerini ortaya koymaya çalıştığı çalışmasında, çalışma alanında yüzeyleyen birimleri jeolojik konumlarına dayanarak otokton ve allohton olmak üzere iki ana kategoriye ayırmış ve incelemiştir. İnceleme alanındaki otokton birimlerin tabanını metamorfik bir temel içerisine yerleşen Gümüşhane Granitoyidi'nin oluşturduğunu ve bu temelin Liyas-Dogger yaşlı volkano-tortul bir istiftten oluşan Kelkit Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü belirtmiştir.

Özdoğan (1992), Karadağ (Torul-Gümüşhane) yöresindeki çalışmasında Gümüşhane Granitoyidi üzerine uyumsuzlukla gelen çökelleri Gülaçar Formasyonu olarak adlandırmış ve Liyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Yazar, Gülaçar Formasyonu'nu oluşturan volkanik kayaçların andezit-bazalt bileşiminde olup, alkalin ve kalkalkalin nitelik taşıdıklarını ve adayayı volkanitlerinin ürünleri olduklarını belirtmiştir.

Yılmaz (1993), çalışmasında Doğu Pontid Güney Zonu'nda kalın istif ve yaygın yüzeylemeler sunan çökel kayaçların farklı fasiyes koşullarında biriktiğini ve bu çökellerin başlıca, Liyas sürecinde riftleşme ve Dogger-Orta Kretase-Erken Eosen transgresyonlarıyla oluştuğunu belirtmiştir.

Akdeniz vd. (1997), çalışmalarında şiddetli deformasyon geçirmiş olan Doğu Pontidler'in güney kesimini birbirinden az-çok farklı, yanal hareketlerin etkisiyle yan yana gelmiş veya yatay hareketler sonucu nap kütleleri şeklinde biri diğeri üzerine itilmiş, stratigrafik istiflerin yüzeylendiği yapısal dilimlere ayırmışlardır.

Arslan vd. (1997), yaptıkları çalışmada, Doğu Pontidler'i Liyas, Üst Kretase ve Eosen'de olmak üzere üç ana volkanik evreye ayırmışlardır. Her bir evreyi jeokimyasal ve petrolojik olarak ayrı ayrı incelemişler ve birbiriyle karşılaştırmalarını yapmışlardır. Liyas volkanizmasının ekstansiyonel rejim altında riftleşmeye bağlı olarak, Üst Kretase volkanizmasının yitim sonucu, Eosen volkanizmasının ise yitim sonunda alt kabuk ve/veya üst mantodan kısmi ergime sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Tüm bu jeokimyasal ve



petrolojik verilerin Doğu Pontid volkanik kayaçlarının ada yayında oluştuklarına işaret ettiklerini vurgulamışlardır.

Okay ve Şahintürk (1997), Kelkit ve Demirözü (Köse) civarında yüzeyleyen Jura yaşlı, volkaniklastiklerden oluşan bu fasiyes üzerinde çalışmalar yapmışlardır. Yapılan çalışmada, Kelkit Formasyonu'nun düşey ve yanal fasiyes değişimleri gösterdiği belirtilmiş ve birimden üç ana fasiyes tanımlanmıştır. Araştırmacılar Kelkit Formasyonu'nun yaşını ammonit fosillerine dayanarak Erken Pleinsbahiye-Toarsiyen olarak vermişlerdir.

Koç vd. (2000), Kırıkkale-Keskin'de Kaşımağa Manganez cevherleşmesi, Kırşehir masifinin ofiyolitli serisine ait bazaltlar ile radyolarit ve marnlardan oluşan pelajik çökeller içinde; dağılmış, bantlı ya da çeşitli kalınlıktaki tabakalar halinde olduğunu belirlemiştir. Yapılan analizlerde Fe/Mn oranları, düşük eser element içerikleri NTE'den Ce'nin negatif anomali değerleri göstermesinden dolayı, oluşumun denizaltı hidrotermal şartlarda geliştiği belirtilmiştir.

Bektaş vd. (1999), yaptıkları çalışmada Doğu Pontidlerin güney zonundaki Üst Kretase volkanizmasının kuzey zondan daha geç geliştiğini ve bunun da ark boyunca güney yönlü bir yitimle geliştiğinin bir kanıtı anlamına geldiğini belirtmişlerdir.

Kaygusuz (2004), Torul ve çevresinde yüzeyleyen volkanik ve plütonik kayaçların ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal özelliklerini içeren doktora çalışmasıyla, inceleme alanında özellikle granitoidik kayaçların ayrıntılı incelenmesini yapmıştır.

Kandemir (2004); doktora tezinde, Gümüşhane ve yakın çevresinde Gümüşhane Graniti üzerinde uyumsuzlukla yer alan üstten ise Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu üstlenen birimleri Şenköy Formasyonu olarak adlandırmıştır.

Sipahi (2005), Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) ve çevresinde yapmış olduğu doktora çalışmasında Geç Kretase yaşlı volkanitlerde görülen hidrotermal ayrışmaları incelenmiş ve genel olarak az ayrışmış kayaktan çok ayrışmış kayaca doğru ilitleşme-kloritleşme-kaolinitleşmenin arttığına, karbonatlaşmanın ise azaldığına dikkat çekerek; bazalt, andezit ve Dasit-I'de kütle artması, Dasit-II ve andezit dayklarında kütle azalması ve porfirik dasitlerde ise hem kütle artması, hem de kütle azalmasının meydana geldiğini ifade etmiş ve ayrışmanın yaşının K - Ar yöntemine göre, Dasit-I'deki ilitlerin ortalama  $78.7 \pm 2.3$  My (Kampaniyen) ve Dasit-II'dekilerin ortalama  $75.3 \pm 2.4$  My (Daniyen) yaşında oldukları belirlemiştir.

Dokuz ve Tanyolu (2006) Yusufeli (Artvin) yöresindeki Erken Jura ve Geç Kretase yaşlı şeyl ve kumtaşlarını; kaynak alanları, sedimantolojik gelişimleri ve tektonik ortamları hakkında daha fazla bilgi edinmek, ayrışma, hidrolik boylanma ve tortul-döngü olaylarının kaynak alan karakteristikleri üzerindeki etkisini değerlendirmek amacı ile petrografik ve jeokimyasal açıdan incelenmişlerdir.

Şen (2007), Jura volkanitlerinin, Pontidler'in evrimine ilişkin önemli veriler sunduklarını belirtmiştir. Bu volkanik kayaçların toleyit ile kalk-alkalen arasında geçiş karakterli olduklarını ve çoğunlukla bazalt, bazaltik-andezit ve andezit bileşiminde olduklarını ifade etmiştir. Kayaçların, jeokimyasal özellikleri bakımından, okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre büyük iyon çaplı ve hafif nadir toprak elementlerce zenginleştiklerini ve yüksek alan enerjili elementlerce fakirleştiklerini belirtmiştir. İz element ve izotop verilerine göre bu kayaçların, yitim ilişkili sıvılarca metazomatizmaya uğratılmış spinel lertzolit düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ve yüzeye akmadan önce bir magma odasında ayrılaşmaya uğradıklarını belirtmiştir.

Kılıç (2009), Gümüşhane ve Bayburt yakın yörelerinde geniş alanlarda yüzlek veren Kretase-Tersiyer geçişinin foraminifer ve sedimantoloji kayıtlarını araştırdığı doktora çalışmasında, Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayaçların sedimantolojik ve paleontolojik kayıtlarını incelemiştir. Çalışmasında Alibaba Formasyonu'nun Lütésiyan olarak belirtilen yaşını, elde edilen paleontolojik (*Nummulites* ve *Assilina* foraminiferleri) ve fasiyes bulgularına dayandırılarak Gümüşhane yöresinde Alt-Orta Lütésiyan, Bayburt yöresinde ise Orta-Üst Lütésiyan olarak sınırlandırmıştır.

Gümüşhane yöresi içerdiği ekonomik cevherleşmeler nedeniyle de bir çok araştırmaya konu olmuştur (Pejatoviç, 1979; Leitch, 1981; Lermi, 1996, 2003; Akçay, vd., 1998, 2011; Çubukçu, 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi, 2000; Demir, 2005; Akaryalı 2010, Aslan ve Akçay 2011, Vural vd., 2011, 2012; Akpınar vd.,2013; Vural ve Erdoğan, 2013, Vural ve Erşen 2013). Gümüşhane yöresinde kurşun-çinko yatakları ilk defa Ölsner (1935) tarafından incelenmiş ve bölgede bulunan yataklar kireçtaşlarının içerisinde metazomatik, granitler içerisinde de damar tipi olmak üzere iki ana gruba ayrılmıştır. Kovenko (1937)'ye göre yörede üç ayrı tipte cevherleşme izlenmektedir. Bunlardan, Eski Gümüşhane maden sahasında yer alan Hazine Mağara ve Kırkpavli Yatakları'nda mercek, Dere Maden zuhurları damar şekillidir. Ayrıca kireçtaşı çatlaklarında yer yer oksidasyon zonu minerali içeren önemsiz damarlar da bulunmaktadır. Dandria (1940)'nın yaptığı çalışmalara göre, Hazine Mağara Madeni, Malm-Alt Kretase kireçtaşlarını ornatan mezotermal cevher

eriyikleri tarafından oluşturulmuştur. Kamitani vd. (1977), yörenin Paleozoyik granitoidlerini, Üst Kretase kireçtaşlarını ve Eosen volkanitlerini incelemiş ve cevherleşmenin çoğunlukla kireçtaşı, marn ve şeyllerden oluşan Üst Kretase yaşlı birimler içerisinde gerçekleştiğini vurgulamışlardır. Türk-Japon Ekibi (MTA, 1985) bölgede yapmış oldukları ortak proje kapsamında, Midi, Karadağ, Kırkpavli, Hazine Mağara ve Mastra sahalarını kapsayan 2800 km<sup>2</sup>'lik alanın 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasını ve genel jeokimyasal prospeksiyon çalışmalarını gerçekleştirmişlerdir. Özdoğan (1992), Karadağ ve civarının jeolojisi ve maden zuhurlarının jenetik incelemesi sonucu Karadağ ve civarındaki cevherlerin skarn, porfiri tip ve damar tip yataklar olduğunu, skarn yataklarının Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarını ve bunları kesen Üst Kretase yaşlı kuvars porfir ve mikrogranitlerin dokanağında oluştuğunu ortaya koymuştur. Porfiri yatakların çevresinde sadece fillik ve propilitik alterasyon zonlarının geliştiğini, damar tip cevherleşmelerinin ise piritli bakır, antimonit ve baritlerden oluştuğunu vurgulamıştır. Güven (1993), çalışma sahasının da içinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/250 000 ölçekli jeoloji ve metalojeni haritasını hazırlamıştır. Sipahi ve Sadıklar (2011), Zigana Dağı (Gümüşhane) civarındaki Geç Kretase volkanik kayaçlarında yaptığı çalışmada, kayaçların bimodal karakterde olup, volkanik yay ortamlarında geliştiğini; yoğun hidrotermal alterasyona ve çok az yüzeysel ayrışmaya maruz kaldığını belirterek, ayrışmanın serizitleşme/illitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde geliştiğini ve buna sebep olan sıvıların Cu, Pb ve Zn gibi metalleri arttırmadığı, gerçekte bu sıvıların bu metallerce fakir olduğuna ve aynı zamanda onların değişik hidrotermal şartlar altında geliştiğine işaret etmektedirler.

Akaryalı (2010), doktora çalışmasında Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin KD-GB ve yaklaşık D-B doğrultulu birbirlerini kesen kırık sistemlerine bağlı olduğunu, cevherleşmenin Eosen yaşlı andezitlerle ilişkili olduğunu, yapılan sıvı kapanım ve izotop çalışmalarında cevherleşmenin oluşum sıcaklığının 250°C olduğunu, mikroprop ve cevher mikroskobisi çalışmaları ile cevherleşmenin kökeninin magmatik kayaçlarla ilişkili olduğunu, cevher oluşturan hidrotermal çözeltilerin yüzeysel kökenli sular olduğunu belirlemiştir. Elde ettiği tüm bu verilerden yararlanarak Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin hidrotermal damar tip, düşük sülfürlü epitermal sistemde oluştuğu sonucuna varmıştır.

Van (2010), Erzincan Otlukbeli melanji içinde radyolaritlerle birlikte bulunan Mangan cevherleşmelerini incelemiştir. Ana ve eser element içeriklerine göre hazırlanan

jeokimyasal diyagramların yorumlanması sonucunda yatağın hidrotermal kökenli olduğunu ortaya koymuştur.

Vural vd. (2011, 2012), Gümüşhane ve yakın çevresindeki alterasyon alanlarını Uzaktan Algılama çalışmaları ile incelemişlerdir. Vural ve Şahin (2012a, 2012b) yaptıkları çalışmada Gümüşhane şehir merkezinden geçen karayolu üzerindeki topraklarda ağır metal kirlilikleri tespit etmişler, bu kirliliğin kaynağının antropojenik kökenli olabileceği gibi bölgedeki cevherleşmelerin de bu kirlilikte etkisinin olabileceğini belirtmişlerdir. Gümüşhane şehir merkezinde trafiğe bağlı ağır metal kirliliğinin araştırılmasına yönelik çalışmalar çevre jeokimyası çalışmaları yapmışlar ve toprakta ağır metal kirlenmesi (Cu,Pb ve Zn) tespit etmişlerdir.

Akaryalı ve Vural (2013), “Altın Aramalarında Geven (*Astragalus L.*) Bitkisinin İndikatör Olarak Kullanılması: Arzular Altın Cevherleşmesi (Gümüşhane, Türkiye)” isimli çalışmasında elde ettikleri kimyasal analiz sonuçlarına göre gelen Geven bitkisinin altın değerlerinin sahadaki mevcut kırık sistemlerinin yoğunlaştığı alanlarda arttığını belirlemişlerdir.

Vural ve Erşen (2013), “Eski Gümüşhane (*Argyropolis*) Manganez Yataklarının Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri” isimli çalışmasında, manganez cevherleşmelerinin Berdiga Formasyonu içinde damar, cep ve boşluk şeklinde geliştiği belirtilmiştir.

Vural ve Erdoğan (2013), “İz Bulucu Elementlerden Yararlanarak Toprak Jeokimyası ile Altın Cevherleşmesinin Araştırılması” isimli çalışmasında, Kırkpavli sahasından alınan toprak örneklerinin analizleri sonucunda özellikle 6 elementin altın elementine iz buluculuk yapabilecek şekilde pozitif korelasyon gösterdiğini tespit etmişlerdir. Elde edilen veriler ışığında As, Pb, Zn, Cu, Mn, Cd elementlerinin altın aranmasında saha için iz bulucu element olarak kullanılabilmesi tespit edilmiştir.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Amaç ve Yöntemler**

Bu çalışma ile Gümüşhane İli Merkez'de Eski Gümüşhane sınırları içerisindeki manganez cevherleşmelerine bunların yan kayaçlarla olan ilişkisinin araştırılması amaçlanmıştır. Ayrıca bu manganez yataklarının çevredeki cevherleşmelerle ilişkisi de irdelenmiştir. Bu kapsamda yapılan çalışmalar; saha, laboratuvar ve büro çalışmaları adı altında ele alınabilir.

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

Bu çalışmanın ilk safhasını oluşturan saha çalışmaları öncelikle çalışmanın amacına uygun olarak seçilen bölgedeki birimlerin tanımlanması, bu birimler arasındaki sınır ilişkilerinin, yapısal ve tektonik unsurların belirlenmesi amaçlarına yönelik olmuştur. İlk olarak inceleme alanında önceden yapılmış olan haritalar derlenip jeolojik açıdan yanlış veya eksik kısımlar varsa, bu kısımlar arazide kontrol edilerek düzeltilmiş ve bu düzeltmeler haritaya işlenmiştir. Bu doğrultuda önceki çalışmalar (Arslan,1997; Kandemir, 2004; Kılıç, 2009; Topuz vd.,2010) da dikkate alınarak Eski Gümüşhane (Gümüşhane) bölgesinde yüzeyleme veren, Gümüşhane Granitoyidi, Şenköy Formasyonu, Berdiga Formasyonu, Alibaba Formasyonu ve en genç plütonik kayaçlardan, bu kayaçların genel litolojik özelliklerinin belirlenmesi ve birbirleri ile ilişkilerinin kontrol edilmesi, stratigrafik ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu amaçla araziden petrografik ve mineralojik olmak üzere kayaç örnekleri alınmıştır. Sahadaki birimlerin diğer birimlerle olan taban ve tavan ilişkileri kontrol edilerek sahanın daha önceki çalışmalarda yapılmış jeoloji haritası revize edilmiştir.

Ayrıca cevherleşme alanlarının bulunduğu galerilerden cevherleşmenin mineralojisini ve jeokimyasını belirlemek amacıyla kayaç örnekleri alınmıştır.

## **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları**

### **2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesit Hazırlanması**

Çalışma alanından derlenen kayaç örneklerinden mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla ince kesitler, Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanmıştır. Kayaçlardan alınan el örnekleri laboratuvarında 0.5x2x4 cm boyutlu plakacıklar halinde kesilip yüzey pürüzlülükleri giderildikten sonra 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu aracılığıyla yapıştırılmıştır. Kesitler, dereceli aşındırıcılar yardımıyla inceltilip petrografik incelemelere hazır hale getirilmiştir.

Parlak kesitler ise Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Parlatma işlemleri de yine aynı bölümün, örnek hazırlama laboratuvarında yapılmıştır. Parlak kesit için seçilen örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilip, farklı boyutlardaki tozlarla aşındırılıp, incelenecek yüzeyleri alüminyum oksit tozuyla parlatılmıştır.

### **2.1.2.2. Mikroskop Çalışmaları**

İnce kesiti hazırlanan örnekler Gümüşhane Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'nda bulunan Nikon Eclipse E400 POL 230V~0,4A 50/60 Hz marka polarizan mikroskop aracılığıyla incelenerek arazideki kayaçların dokusal ve mineralojik özellikleri belirlenmiştir. Ayrıca kayaçları oluşturan minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, optik özellikleri gözlenerek önemli olduğu düşünülen kesitlerden tek ve çapraz nikollerde mikro fotoğrafıma işlemleri yapılmıştır. Bu çalışmalar sonunda jeokimyasal analiz için uygun olan örnekler belirlenmiştir.

Hazırlanan parlak kesitler Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'nda üstten aydınlatmalı cevher mikroskopisi ile yağlı ortamda incelenerek, mineral parajenezi ve süksesyonu belirlenmiş, gözlenen mineraller ve özellikleri fotoğraflanmıştır.

### **2.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması**

Örneklerin kimyasal analiz için hazır hale getirilme işlemleri GÜ Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemeler sonunda analiz için uygun görülen 24 adet örnek öncelikle çekiç yardımıyla daha küçük boyuta indirgenerek bu örnekler, GÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Öğütme Laboratuvarı'nda çeneli kırıcı yardımıyla birkaç mm boyutuna kadar küçültülmüştür. Bu işlemden sonra krom alaşımlı çelik halkalı öğütücüde örnekler ince toz haline getirilmiştir. Tüm aşamalarda örneklerin aletsel kirlilikten etkilenmesi en aza indirgenmeye çalışılmıştır.

### **2.1.2.4. Kimyasal Analizler**

Araziden alınan cevher ve yan kayaç örneğinin major, iz element ve nadir toprak element analizleri ACME (Kanada) laboratuvarlarında ICP-MS ve ICP-ES yöntemleriyle yaptırılmıştır. Ana oksitlerin analizinde SO- 18/CSC standartları kullanılırken, iz element analizinde SO-18 standardı kullanılmıştır. Ana oksit ve iz element analizleri için 0.2 gr toz örnek 1.5 gr LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılarak, % 5 HNO<sub>3</sub> içeren bir sıvı içinde çözündürülmesinden itibaren analiz edilirken, nadir toprak element analizleri, 0.250 gr toz örnek dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ana oksitler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Ana elementlerin dedeksiyon limitleri % 0.001-0.04 arasında değişirken, iz ve nadir toprak elementlerin dedeksiyon limitleri 0.01-0.5 ppm arasında değişmektedir.

### **2.1.2.5. Nem Kaybı ve Ateşte Su Kaybı (LOI)**

Kimyasal analizleri yapılacak örnekler ACME Analiz laboratuvarına gönderilerek burada ayrıca Nem Kaybı ve Ateşte Su kaybı(LOI) değerleri de hesaplanmıştır. Bu işlem sonuçlarına bakarak yüksek verilerin çıkmasına göre yoğun altere olduğu yorumu yapılabilir.

### 2.1.2.6. X-Işınları Difraksiyonu (XRD) için Örnek Hazırlanması

Çalışma alanından alınan numunelerinin X-ışınları difraksiyon incelemeleri KTÜ Fizik Bölümü'nde yaptırılmıştır.

X-ışınları difraksiyon incelemelerinde kullanılan aletsel koşullar şöyledir;

Anod	: Cu (CuK $\alpha$ =1.541871 Å)
Filtre	: Ni
Gerilim	: 35 kV
Akım	: 15 mA
Ganyometre Hızı	: 2°/dk
Kağıt Hızı	: 2 cm/dk
Duyarlılık	: 4.10 <sup>2</sup>
Zaman sabiti	: 1 sn
Yarıklar	: 1°-0.1mm-1°
Kağıt aralığı	: 2 $\theta$ =2-70°

X-ışınları difraksiyon tüm kayaç (TK) ve cevher örneklerinin analiz edilmesinde çalışmalarında kullanılacak olan örnekler arazi ve mikroskop çalışmalarıyla belirlenmiştir. Belirlenen örneklerden bazıları çekiç yardımıyla 3-5 cm'lik parçalara bölünmüş ve Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laaboratuvarında halkalı öğütücüde 30 sn süre ile öğütülerek toz haline getirilmiştir. Saf cevher içeren örnekler ise Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Atölyesi'nde 1x1 cm ebatlarında kesilerek hazırlanmıştır. Hazırlanan örneklerin mineralojik olarak yarı nicel bileşimlerini saptamak için Karadeniz Teknik Üniversitesi (Trabzon) Fizik Bölümü'nde X-ışınları Difraktometre cihazında difraktogramları seçilmiştir. X-ışınları difraktogram analizi toplam 14 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.



### **2.1.3. Büro Çalışmaları**

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi amacıyla bu çalışmanın son safhasını oluşturan büro çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar, literatür taraması, çeşitli şekil ve tabloların çizimi ve bunların çalışma amacı doğrultusunda yorumlanarak Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nün yazım kurallarına uygun bir rapor halinde getirilerek tez haline getirilmesini kapsar. Harita, çeşitli şekillerin çizilmesinde Coral Draw 16.0 programı, grafiklerin çiziminde Grapher 9 programı ve GCdkit 3.0, çizelgelerin hazırlanmasında Microsoft Excel 2010 ve tez yazımında da Microsoft Word 2010 programından yararlanılmıştır.

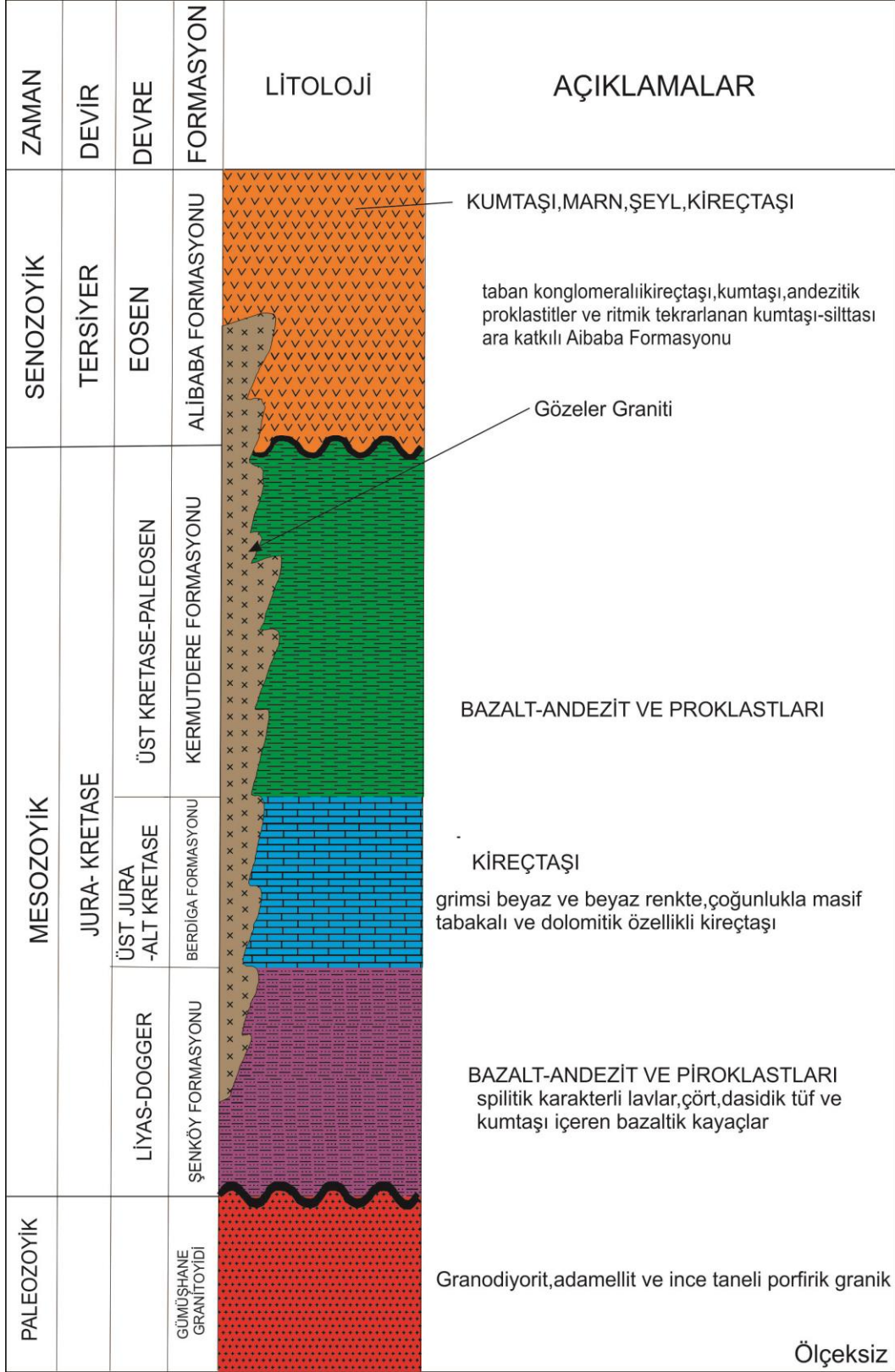
### **3. BULGULAR VE TARTIŞMA**

#### **3.1. İnceleme Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi**

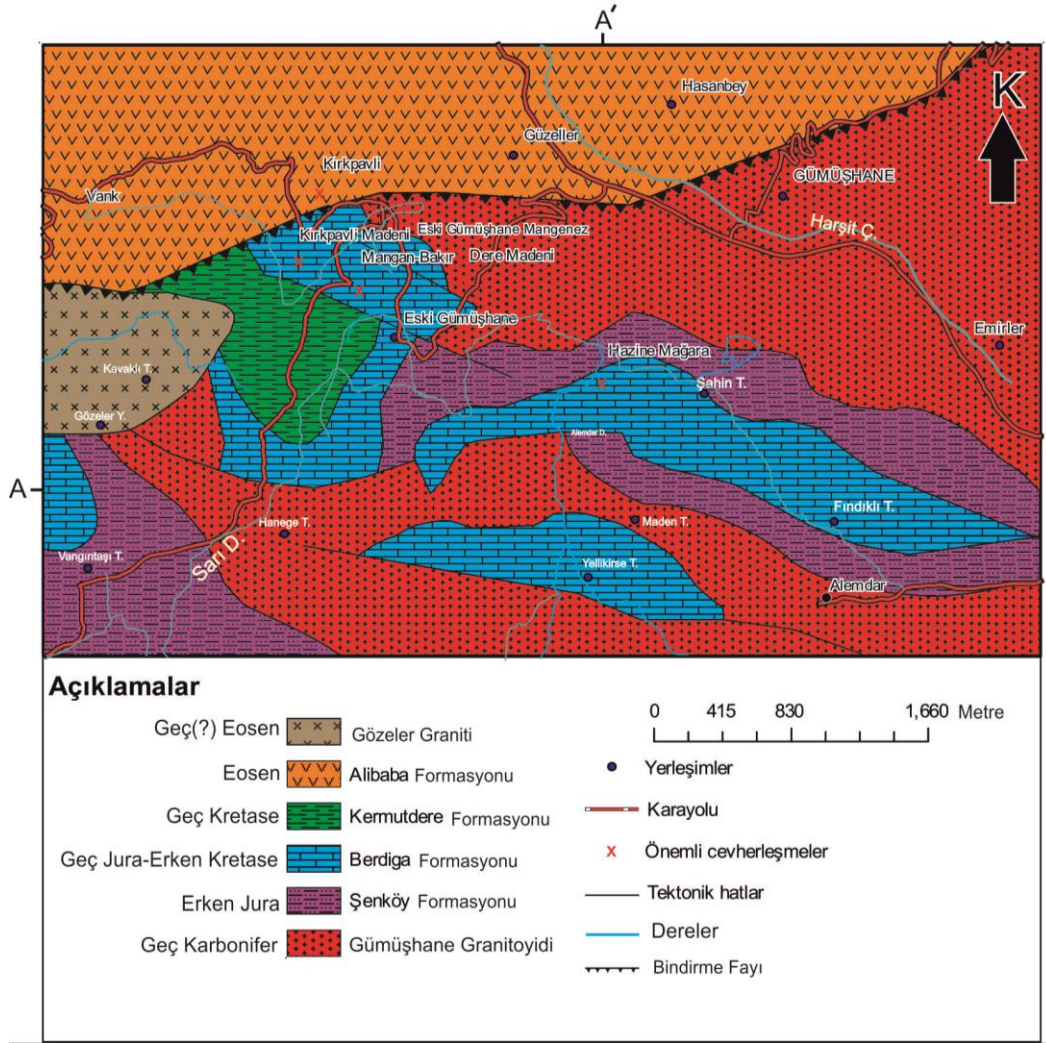
Çalışma alanı Gümüşhane şehir merkezinin 3 km kuzeybatısında yer almaktadır. Jeolojik olarak Pontid Tektonik Birliği içinde bulunur (Ketin, 1966). Tekdüze olmayan Doğu Pontidler litolojik olarak kuzey ve güney zonlarında farklılık göstermesinden dolayı kuzey ve güney zon olarak ikiye ayrılmıştır (Özsayar vd., 1981). Çalışma alanı bu birliğin güney zonunda yer almaktadır. Alandaki birimler litostratigrafik birim ayırtlama kurallarına göre kolon kesit(Şekil3.1.) çıkartılmış, haritalanmış (Şekil 3.2.) enine kesitleri (Şekil 3.3.) oluşturulmuştur.

Sahadaki litostratigrafik birimler gençten yaşlıya doğru şu şekildedir;

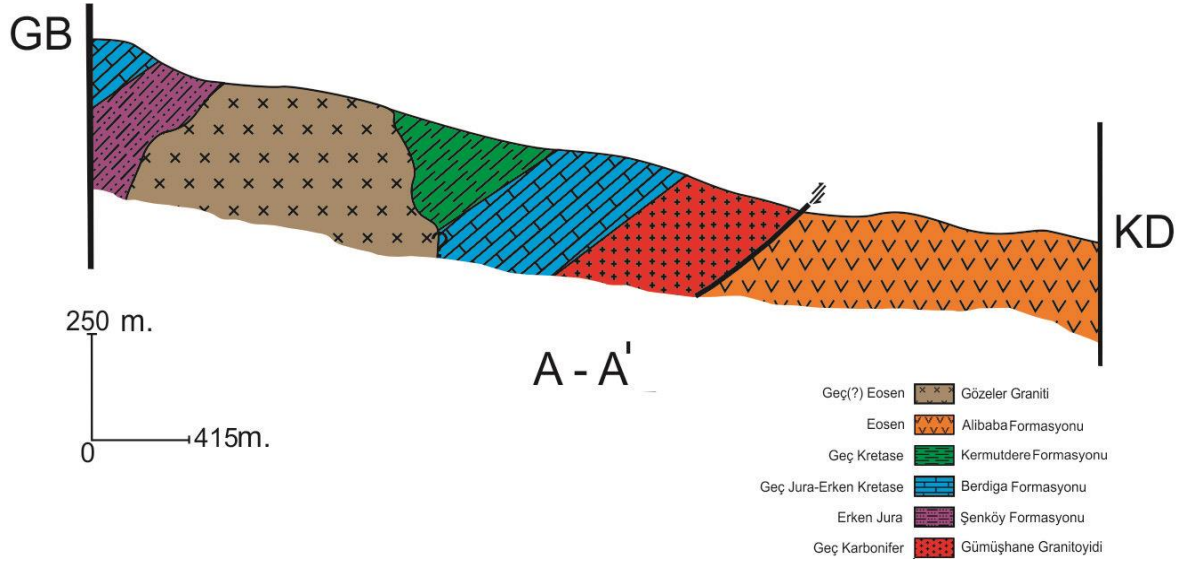
- Gözeler Graniti (Geç Eosen ?)
- Alibaba Formasyonu (Eosen)
- Kermutdere Formasyonu (Geç Kretase)
- Berdiga Formasyonu (Geç Jura- Erken Kretase)
- Şenköy Formasyonu (Erken Jura)
- Gümüşhane Granitoyidi (Geç Karbonifer)



Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti



Şekil 3.2. Eski Gümüşhane yöresinin jeolojik haritası



Şekil 3.3. Eski Gümüşhane yöresinin enine kesiti

### 3.1.1. Gümüşhane Granitoyidi

#### 3.1.1.1. Ad ve Yayılım

İnceleme sahasında oldukça geniş bir alanda yüzeyleyen granitik kayalar Yılmaz (1972) tarafından Gümüşhane Graniti olarak isimlendirilmiştir. Daha sonra pek çok araştırmacı (White ve Chappell, 1977; Debon, F. ve Le Fort, F.; 1982) bu kayalar için granitoyid adlamasını kullanmıştır. Bu çalışmada da inceleme alanındaki granitik kayalar için Gümüşhane Granitoyidi adlandırması tercih edilmiştir. Gümüşhane Granitoyidi Yılmaz (1972) tarafından ayrıntılı bir şekilde incelenmiş ve bu granitik kayalar granodiorit, adamellit (Çamlıca adamellit), porfirik granit ve mikrogranit şeklinde birimlere ayrılmıştır.

Gümüşhane Granitoyidi çalışma sahasının en yaşlı birimi olup, Geç Karbonifer yaşlıdır. Sahada Maden Tepe de yüzeyleyen Gümüşhane Granitoyidi, çalışma alanında yaklaşık 6 km<sup>2</sup>lik alanı kapsamaktadır.



### 3.1.1.2. Litoloji ve Petrografi

Genellikle pembe renkli ve bol çatlaklıdır (Şekil 3.4.). Çatlaklar boyunca killeşme izlenmektedir. Yer yer yüzeysel ayrışmaya uğramış, arenalaşmıştır. Genellikle iri tanelidir. Makroskopik olarak kuvars feldispat ve ferromagnezyen mineraller belirgindir. Potasyum feldispat olarak iri ortoklazlar pembe renkleriyle tipiktir. Plajiolklas daha az oranda izlenmektedir.



Şekil 3.4. Eski Gümüşhane'deki Gümüşhane Granitoidi'nin çatlaklı yapısının çalışma alanındaki görünümü

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde şu özellikleri belirlenmiştir;

**Doku:** İri taneli doku (Şekil 3.5.)

**Mineraller:**

**Kuvars:** Değişik boyutlarda öz şekilsiz taneler halinde bulunur. Dalgalı sönme gösterir. Açık parlak rengi ve pürüzsüz yapısı ile kolaylıkla ayırt edilebilir. Rölyefi düşüktür. Tek nikolde renksizdir. İncelenen kesitte yaklaşık % 38 oranında bulunur.

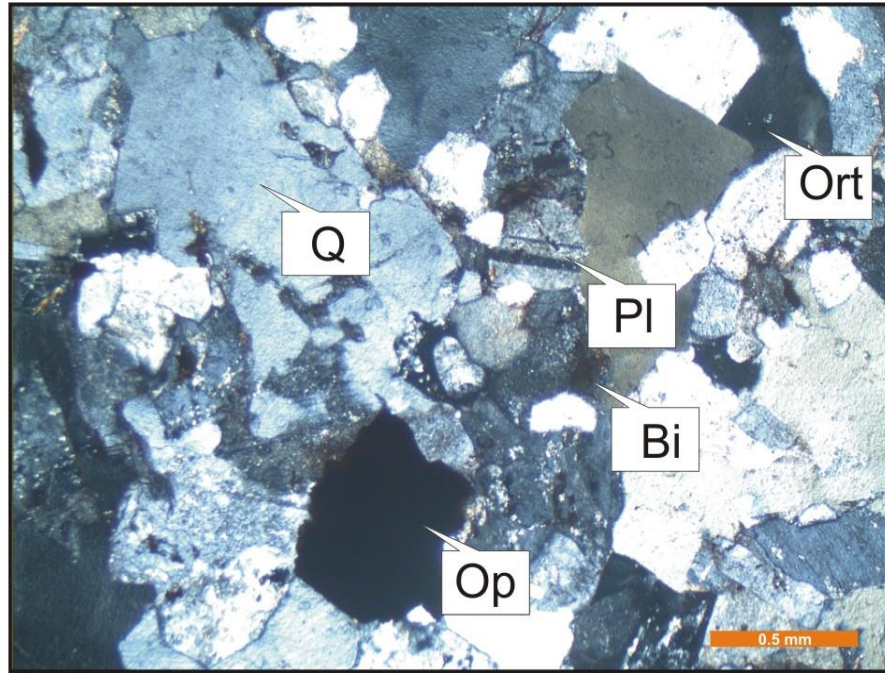
**Ortoklas:** Öz şekilsiz kristaller halinde bulunur. Karlsbad ikizi mevcuttur. Daha çok ayrılmış ve killeşmiş olarak görülmektedir. Tek nikelde kirli rengiyle plajiyoklas ve kuvarstan kolaylıkla ayırt edilebilir. İncelenen kesitte yaklaşık % 31 oranında bulunur.

**Plajiyoklas:** Yarı öz şekilli ve özşekilsiz taneler halinde görülür. Polisentetik ikizlenme mevcuttur. Cinsinin oligoklas olduğu, anortit içeriğinin ise  $An_{27}$  olduğu saptanmıştır. İncelenen kesitte yaklaşık % 26 oranında bulunur.

**Biyotit:** Öz şekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde bulunur. Tek nikelde açık sarı ve koyu kahve renkli pleokroizma görülür. Tek yönde dilinimleriyle belirgindir. İncelenen kesitte yaklaşık % 3 oranında bulunur.

**Opak Mineraller:** Bol miktarda ve düzensiz taneler halinde görülmektedir. İncelenen kesitte yaklaşık % 2 oranında bulunur.

**Kayaç Adı:** Monzogranit (Şekil 3.5.)



Şekil 3.5. Gümüşhane Granitoidine ait granitten alınan örneğin çift nikel mikroskop görünümü (Ort: Ortoklas, Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bi: Biyotit, Op: Opak Mineral)

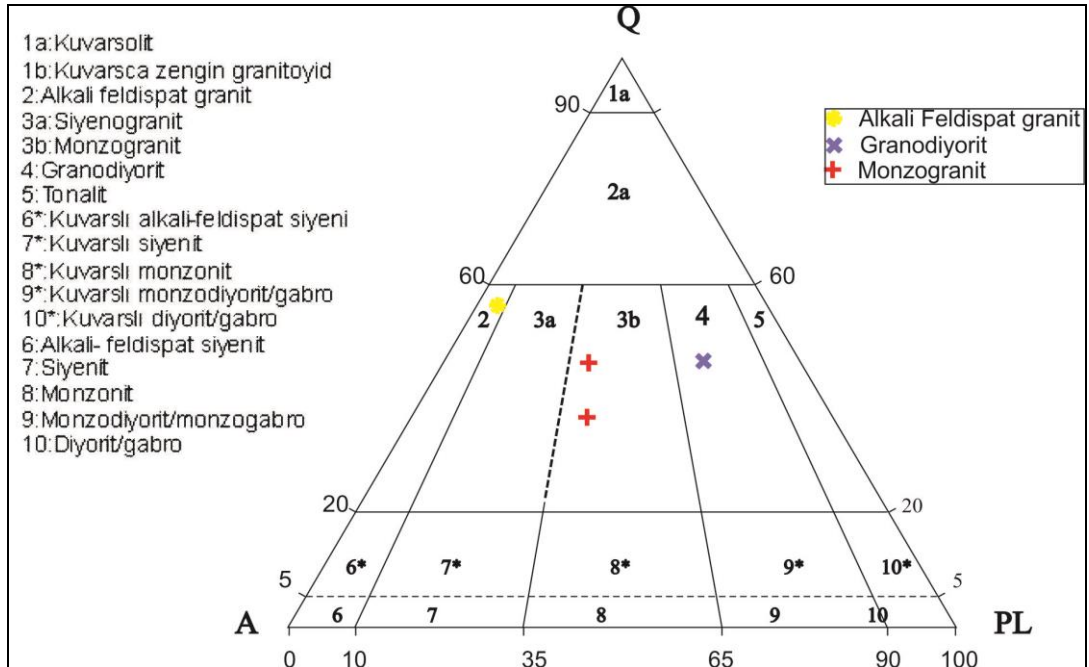
Gümüşhane Granitoidi'nden alınan örneklerden modal analiz yapılmış, sonuçları ve modal analiz değerleri Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 3.1. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaçların modal analiz sonuçları

Örnek	Pl	Q	Ort	Amfibol Grubu+Op. Min.	Ad
SH-8	17,3	35,7	23,6	18,6	Monzogranit
SH-6	24,2	33,2	34,2	8,4	Monzogranit
KT-2	36,5	43	13,7	6,8	Granodiyorit
SH-2	2,1	56	39,6	0,3	Alkali feldispat granit

Gümüşhane Granitoyidini oluşturan kayaçların modal mineralojilerinin sonuçlarına göre yüzde kuvars, plajiyoklast ve ortoklas oranları şu şekildedir:

Monzogranit, modal yüzde plajiyoklast içeriği 22, yüzde kuvars içeriği 46 ve yüzde ortoklas içeriği 32 olarak hesaplanmıştır. Monzogranit, modal yüzde plajiyoklast içeriği 26,5, yüzde kuvars içeriği 36,5 ve yüzde ortoklas içeriği 37 olarak hesaplanmıştır. Granodiyorit, modal yüzde plajiyoklast içeriği 39, yüzde kuvars içeriği 46,3 ve yüzde ortoklas içeriği 14,2 olarak hesaplanmıştır (Şekil 3.6). Alkali Feldispat granit, modal yüzde plajiyoklast içeriği 4, yüzde kuvars içeriği 56 ve yüzde ortoklas içeriği 40 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.6. Gümüşhane Granitoyidine ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAPdiyagramındaki dağılımları, (Streckeisen, 1976).



### **3.1.1.3. Alt ve Üst Sınırlar**

Sahada bu granitik kayalardan daha yaşlı birim yoktur. Bu nedenle alt sınırı görülemediği. Üzerine ise Jura-Lias yaşlı Şenköy Formasyonuna ait kırmızı kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı-kiltaşı, andezit-bazalt ve piroklastları ve çört uyumsuz olarak gelmektedir.

### **3.1.1.4. Yaş**

Jeokronolojik yöntemler, granitoidin yaşı 298-338 milyon yıl olarak saptanmıştır (Çoğulu, 1970). Buna göre, Gümüşhane granitoidinin Permokarbonifer yaşlı olduğu ve Hersinyen orojenezi sırasında sokulum yaptığı ifade edilmiştir (Ketin, 1950). Ayrıca Baykal (1952) ve Çoğulu (1970) granitinin yaşını Üst Permokarbonifer olarak belirtmişlerdir. Söz konusu granitlerin çalışmacılar tarafından Triyas süresince aşınmaya uğradığı belirtilmiştir. Topuz (2008), Gümüşhane plütönünde yaptığı çalışmalarda granitoidin yaşını birimin yaşını 324 My (U- Pb) ve 320 My (Ar- Ar) olarak tespit etmiştir. Bu çalışmada da Geç Karbonifer yaşı benimsenmiştir.

## **3.1.2. Şenköy Formasyonu**

### **3.1.2.1. Ad ve yayılım**

Doğu Pontid Güney Zonu'nda görülen ve Şenköy Formasyonu olarak adlandırılan oluşukların eşdeğerlerini içeren çok sayıda çalışmalar yapılmıştır. Bu birimi tanımlamaya yönelik olarak ilk çalışma Ağar (1977) tarafından Demirözü (Bayburt) yöresinde yapılmış ve bu birime Hamurkesen Formasyonu adı verilmiştir. Eren (1983) bu birimin Gümüşhane Granitoidi üzerine uyumsuzlukla yerleştiğini belirlemiş ve bu birimi Zimonköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Birim, Yılmaz ve Kandemir (2002) tarafından litostratigrafik kurallara bağlı olarak yapılan çalışmalarında, alınan ölçülü stratigrafik kesitler sonucu birimin en iyi gözlemlendiği Şenköy yöresine atfen Şenköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şenköy Formasyonu inceleme alanında yeşilimsi gri rengi tabakalı yapısı volkanik ara katkıları halinde görülür. İnceleme alanında yaklaşık 4 km<sup>2</sup>'lik alanda yüzeylenmektedir.

### 3.1.2.2. Litoloji ve Petrografi

Çalışma sahasında Süleymaniye Mahallesi kuzeyi, Şahin Tepe kuzeyi, Fındıklı Tepe kuzeyi ve Karahisar Tepe civarında yüzeyleyen Şenköy Formasyonu, Liyas döneminde birimde tortul çökeliminin yanı sıra yer yer andezit-bazalt karakterli bimodal volkanik faaliyetler de eşlik ettiğinden dolayı birim volkanotortul özelliğindedir.

Andezit, bazalt ve bunların piroklastlarından oluşan bazik birim genellikle mor, gri-yeşil ve gri-siyah renklidirler. Paleozoik Gümüşhane granitoidleri üzerine uyumsuzlukla gelen bu formasyon, üstten masif kireçtaşları ile uyumlu olarak örtülür. Bu birim granitoidlerin üzerinde 2-3 m. kalınlık gösteren bir taban konglomerasıyla başlar. Sahada Hazine Mağara Madeni ve Hanege Sırtı kuzey yörelerinde iyi izlenebilen bu konglomeraların çakılları granitik parçalar olup çapları 2-10 cm. arasında değişmektedir. Adı geçen bu taban konglomeraları Liyas'ın bir transgresyonla başladığını göstermektedir. Dolayısıyla Paleozoik ile Mezozoik sınırının bir diskordans düzlemi olduğuna işaret ettiği belirtilmiştir. Bazik birimin içinde ara katkılar şeklinde tabandan tavana doğru kırmızı kireçtaşı, kumtaşı-kiltaşı ve çört seviyeleri bulunur. Genellikle hidrotermal ayrışma izlenemeyen bu formasyonda yer yer kloritleşme, killeşme ve hematitleşme görülmektedir. Andezit ve bazaltlar genelde porfirik dokuludur. Liyas volkanik üyesi içinde yer yer andezitik ve doleritik dayklar izlenmiştir.

Liyas yaşlı volkanik üyenin tortul seviyelerinden biri de kumtaşı-kiltaşı ardalıdır. Bu tortul ara katkılar da inceleme alanının her tarafında izlenmemektedir. Yaklaşık 50-75 m. kalınlığa ulaşan bu tortul üye, koyu yeşilimsi, gri renkli, kalınlıkları 2-30 cm. arasında değişen kumtaşı-kiltaşı ve az oranda marn katmanlarından oluşur.

Adı geçen volkanik üyenin en üst seviyelerinde, kalınlıkları inceleme sahasında 3-5 m. kadar olan çörtler izlenmektedir. Tipik beyaz renkleriyle belirgin olan çörtler sahada Hazine Mağara Madeni yöresinde iyi izlenmektedir. Sahanın diğer taraflarında genellikle döküntüler şeklinde görülen çörtlere mostra halinde de yer yer rastlanabilmektedir. Süt beyaz renkli, çatlaklı olan çörtler genelde katmansız yapı gösterirler. Tabaka kalınlıkları 1-2 m. arasında değişir. Denizel ortamda silisin jel halinde çökmesiyle oluşan çörtler, Hazine Mağara Maden yöresinde Liyas volkaniklerinin üst seviyelerinde kireçtaşlarıyla birlikte ardalı bir şekilde izlenmektedirler.

Sahada, iki ayrı yerde izlenen çörtlü kireçtaşları tabanda 1-2 m. kalınlıktaki çörtlerle başlar. Daha sonra kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak devam eder. Genellikle kireçtaşlarıyla düzenli bir ardalanma gösteren çörtler yer yer kireçtaşı tabakaları içinde mercek şeklinde de izlenebilmektedir.

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemesinde şu özellikleri belirlenmiştir.

**Doku:** mikrolitik porfirik

**Bileşenler:**

**Plajiyoklas:** İrili ufaklı kristaller halinde kesit içerisine dağıtılmıştır. Albit ikizlenmesi göstermektedir. En yaygın ayrışma ürünlerini kalsit ve serisit oluşturur. Yapılan cins tayininde (010'a dik kesitlerde) bileşimin labrador ( $An_{55}$ ) olduğu saptanmıştır. Kayaç içerisinde yaklaşık % 65-70 oranında bulunmaktadır.

**Amfibol:** İrili ufaklı taneler halinde görülmektedir. Yarı özşekilli yapıya sahiptir. Ayrışma yaygındır, kalsitleşme ve kloritleşme görülmektedir. Kayaç içerisinde %5-10 oranında bulunmaktadır.

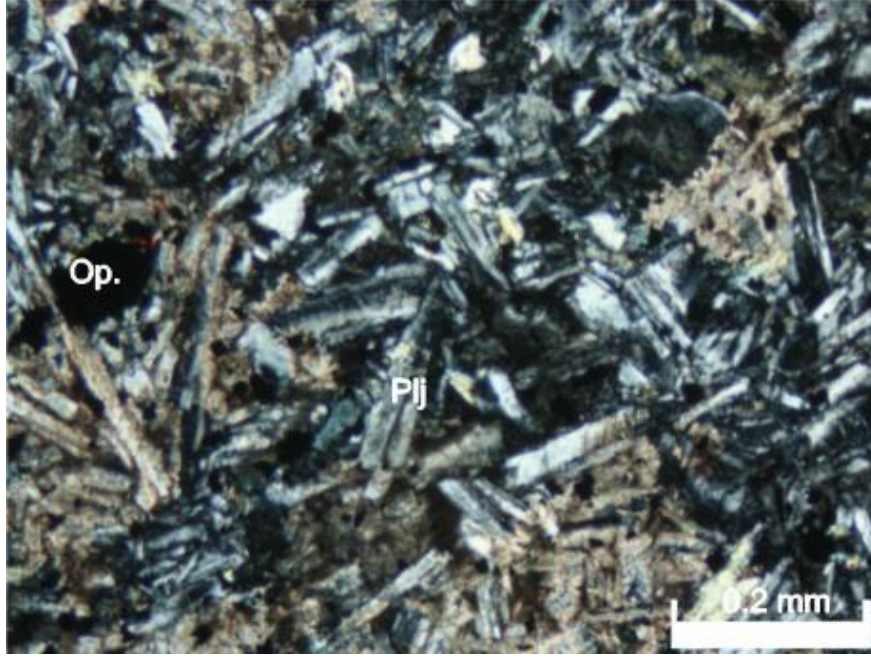
**Biyotit:** Hamur içerisinde küçük kristaller halinde bulunmaktadır. Çift nikolde sarımsı kahverengi görülür. Dilinim ve kenarları boyunca kloritleşme görülür. Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 5-10 oranında bulunmaktadır.

**Piroksen:** Genellikle yarı özşekilli, özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Kloritleşme ve kalsitleşme yaygındır. Kayaç içerisinde % 5-10 oranında bulunmaktadır.

**Opak mineraller:** Bol miktarda ve düzensiz taneler halinde görülmektedir. Kayaç içerisinde yaklaşık %1-3 oranında gözlenmektedir.

**Hamur:** Plajiyoklaslar, amfibol, piroksen, biyotit ve opak mineral tanelerinin tanelerinden oluşmaktadır.

**Kayaç adı:** Bazalt (Şekil 3.7.)



Şekil 3.7.Şenköy Formasyonu içindeki bazaltlara ait ince kesit, (Op: Opak Mineral, Plj: Plajiyoklas)

### 3.1.2.3. Alt ve Üst Sınırlar

İnceleme alanında Şenköy Formasyonunu üstten Malm- Alt Kretase masif kireçtaşı ile uyumlu olarak örtülmektedir. Birim, Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoyidi üzerine uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 3.8.).



Şekil 3.8.Gümüşhane Granitoyidi-Şenköy Formasyonu Dokanağı

#### 3.1.2.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Bazik volkanik serinin özellikle taban kesimlerinde kırmızı kireçtaşı seviyeleri yer alır. Bu kırmızı kireçtaşı seviyesi, bazik volkanik serinin yaşını veren önemli kılavuz seviyedir. İnceleme sahasında yaklaşık 8-10m. kalınlık gösteren bu tortul birim, bol mikro ve makro fosiller içermektedir. Bazik volkanik üyenin yaşı Baykal (1952) tarafından Lias olarak belirtilmiştir. Bol fosilli kırmızı kireçtaşları sahada her tarafta izlenemezler. Vangın Taşı Tepe güneyinde ve Kavaklı Tepe güneydoğusunda iyi izlenebilen bu tortul üye bordo kırmızimsı renkli olup, katmanlı bir yapı gösterir. Tabaka kalınlıkları 10-15cm.olan kırmızı kireçtaşları bol crinoid parçaları ve ammonit içerirler. Kırmızı kireçtaşlarının paleontolojik incelenmesi sonucunda şu mikro fosiller saptanmıştır (Çınar vd., 1983):

*Involutina Liassica (Jones)*

*Tracholina Sp.*

*Spirillina Sp.*

*Lonticulina Sp.*

Çörtlü kireçtaşlarında Burşuk (1975) tarafından yapılan paleontolojik incelenmeleri sonucu Lias yaşı verilmiştir.

### 3.1.3. Berdiga Formasyonu

#### 3.1.3.1. Ad ve Yayılım

Formasyon Pelin (1977) tarafından Alucra (Giresun) yöresinde tanımlanmıştır. İnceleme alanında Dogger- Malm yaşlı kireçtaşlarının karşılığı olması sebebiyle aynı formasyon ismi bu çalışmada da kullanılmıştır.

İnceleme alanında Yellikirse Tepesi, Şahin Tepesi, Fındıklı Tepe bölgelerinde yaklaşık 4 km<sup>2</sup> lik alanda yüzeylenmektedir. Yüksek röliyefi ve gri rengi sayesinde arazide rahatça ayırt edilebilmektedir (Şekil 3.9.).



Şekil 3.9.Vankyayla'daki Berdiga Kireçtaşları (Vangıntaş Tepe)

#### 3.1.3.2. Litoloji ve Petrografi

Liyas yaşlı tortul volkanik üyenin üzerine uyumlu olarak gelen bu tortul birim inceleme sahasında yaklaşık 250 m. lik kalınlık gösterir. Gri beyaz renkli ve masif görünümlüdür. Genelde yer yer dolomitik, yer yer az kristalizedir. Çok kırıklı ve karstik yapı gösteren bu birim, tabanda ince tabakalı olmasına karşın genelde kalın tabakalıdır. Tabaka kalınlıkları 0,5-2 m arasında değişir(Şekil 3.9.).

İnceleme sahasında açık gri rengiyle uzaktan tanınabilen bu kireçtaşları, topografyada yükselimlerin zirvelerini oluşturmaktadır. Sahada Fındıklı Tepe



yöresindeŞahin Tepe güneyinde, Hazine Mağara Maden yöresi Eski Gümüşhane,Kırkpavli Maden ve Sarı Dere Yöresinde, ayrıca Vangıntaşı Tepe yöresinde mostra verirler.

Bu masif kireçtaşları genelde, tabanda ince tabakalı (tabaka kalınlığı 10-50 cm), kumlu kireçtaşı özelliğindedir. Ortalama kalınlığı 10-15 m. olan bu ince tabakalı seviye üzerine, oldukça kalın tabakalı (tabaka kalınlığı 0,5-2m. ), masif, dolomitik seviye gelir. Yer yer 150-200 m. kalınlığa ulaşan bu masif kütle çok dolomitiktir. Bu masif kireçtaşı üyesinin en üst seviyeleri genellikle ince tabakalıdır (20-50 cm.). Üst seviyelerde dolomitleşme azalır. Dolomitleşmenin görülmediği üst seviyeler en fazla 10-15 m. kalınlıktadır. Yer yer kristalize kireçtaşı özelliğinde olan masif kireçtaşlarının petrografik incelenmeleri sonucunda kayaca sparit ve mikrosparit adı verilmiştir. Kayaçların tamamen kalsit (sparit)ten oluştuğu, ayrıca yer yer demir oksit ve opak mineraller izlendiği belirtilmiştir.

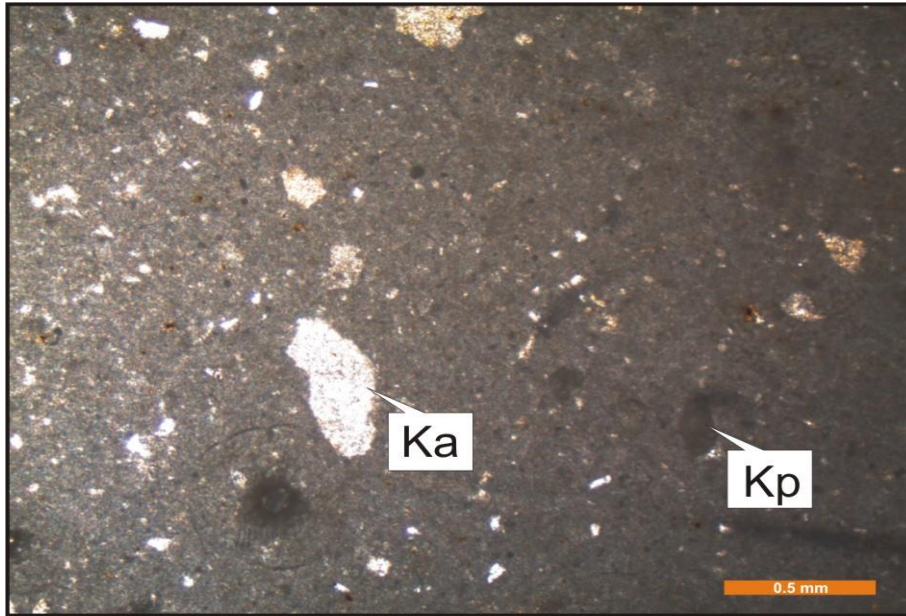
Bu birimden alınan örneklerin mikroskobik incelemelerinde şu özellikleri belirlenmiştir;

**Bileşenler:** Kayaç içerisinde kalsit ve kayaç kırıntılarına rastlanmıştır.

**Çimentosu:** Mikrit

**Ortam:** Sığ Denizel

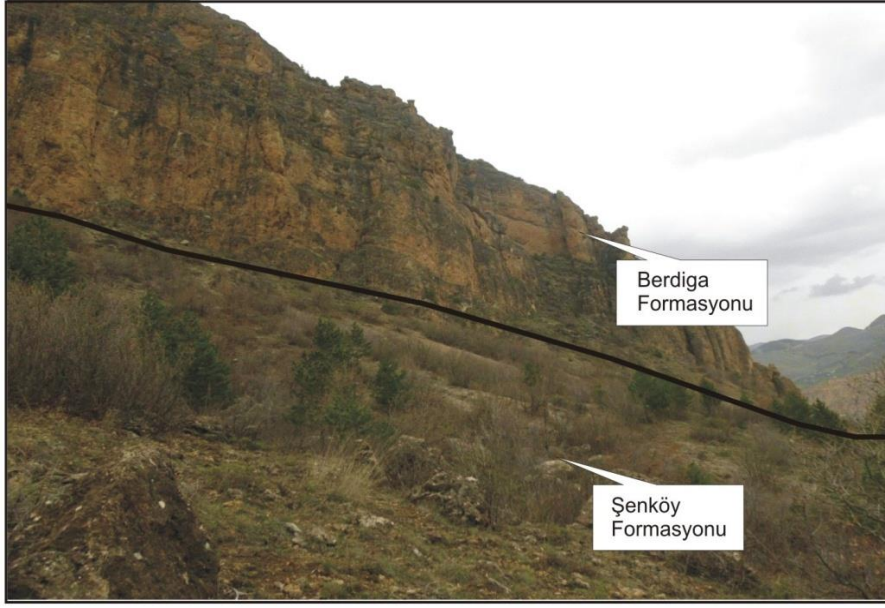
**Kayaç Adı:** Mikritik Kireçtaşı (Şekil 3.10.)



Şekil 3.10.Berdiga Formasyonu'ndan alınan mikritik kireçtaşının çift nikol mikroskobik görünümü (Ka: Kalsit, Kp: Kayaç parçacığı)

### 3.1.3.3. Alt ve Üst Sınırlar

Berdiga Formasyonu çalışma alanında Liyas (Erken Jura) yaşlı volkanotortul seriden oluşan Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 3.11.). Üst dokanakta ise kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ve marnlardan oluşan Kernutdere Formasyonu gelmektedir.



Şekil 3.11. Berdiga Formasyonu'ndan bir görünüm (Fındıklı Tepe Kuzeyi)

### 3.1.3.4. Yaş

Daha önceki çalışmalarda bu birime değişik yaşlar verilmiştir. Ergüvanlı (1952) ve Baykal (1952) kireçtaşlarının yaşını Jura-Alt Kretase olarak, Yılmaz (1972) ise Üst Kretase olarak belirtmiştir. Çınar vd., (1983) de bu kayalara Alt-Üst Kretase yaşı vermişlerdir.

MTA'nın çalışmaları sonucunda ise stratigrafik ve paleontolojik verilere dayanarak, genel bir değerlendirme ile bu tortul üyenin yaşı Geç Jura- Erken Kretase olarak saptanmıştır.



### 3.1.4. Kermtudere Formasyonu

#### 3.1.4.1. Ad ve Yayılım

Formasyon, Pelin(1977) tarafından ‘Tepeköy Formasyonu’ ve Gümüşhane yöresine Eren (1983) tarafından ‘Kermtudere Formasyonu’ olarak isimlendirilmiştir.

Formasyon çalışma alanında Hazine Mağara Madeni güneybatısında (yaklaşık 6km<sup>2</sup>) yüzeilenmektedir (Şekil3.12.).



Şekil 3.12.Üst Kretase yaşlı Kermtudere Formasyonunun görünüşü

#### 3.1.4.2. Litoloji ve Petrografi

Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı masif kireçtaşlarının üzerine uyumlu olarak gelen bu tortul birim filiş özelliğindedir. İnceleme sahasında ortalama kalınlığı 250 m. dir. Venk kilisesi güneyinde, Sarı Dere yöresinde ve Hazine Mağara Madeni güneyinde mostra veren bu birim, iyi tabakalanma gösterirler. Genelde gri rengin egemen olduğu bu tabakaların kalınlıkları 5-40 cm arasında değişir.

Genel olarak renkleri ve litolojik özellikleri farklı killi kireçtaşı, kırmızı kireçtaşı, volkanik tuf, kumtaşı ardalanmasından oluşan filiş, tabanda killi kireçtaşı seviyesiyle

başlar. Hazine Mağara baş aşağı galerisinin olduğu yerde ve Sarı Dere içinde iyi izlenebilen bu seviye gri, sarımsı gri renklidir (Şekil 3.13.).



Şekil 3.13. Kermutdere Formasyonuna ait kumtaşlarından görünüm (Şahin Tepe batısı)

Yanal devamlılığı olmayan bu killi kireçtaşı seviyesinin üzerinde bordomsu kırmızı renkli kırmızı kireçtaşları görülür. Filişin tabanındaki killi kireçtaşlarının devamlı olmayışları nedeniyle bu kırmızı kireçtaşları yer yer tortul üyenin tabanını oluşturur. Çınar vd.,(1983) tarafından yapılan çalışmada kırmızı kireçtaşlarında globotruncana fosili saptanmış olup, dolayısıyla birimin yaşı Kampaniyen-Meastrichtiyen olarak verilmiştir Bu çalışmada bu yaş kabul edilmiştir.

Filişin üst seviyelerini volkanik ara katkılı kumtaşı ve yer yer marnlar oluşturur (Şekil 3.14.). Belirgin katmansı yapısıyla ve yeşilimsi gri renkleriyle tipik olan ve genellikle ince tabakalanmagösteren bu tortul kayaçların volkanik ara katkılarını tüfitler oluşturmaktadır. Sarı Dere içinde 1500 m. kotunda izlenen volkanik kayaçlar; silisifiye yoğun dissemine piritli olup, bu kayaçlar filişin ara katkıları olarak düşünülmüştür (Şekil 3.15.).



Şekil 3.14.Kermutdere Formasyonu'ndaki marnlardan görünüm (Şahin tepe batısı)



Şekil 3.15.Üst Kretase flišlerinin genel görünüşü (yumuşak, kırıntılı)



Bu tortul üyeden alınan numunelerin petrografik incelemeleri sonucu, bu kayaların mikrit ve sparit olduğu, numunelerin tamamen kalsitten oluştuğu, ayrıca feldispat ve kuvars parçaları, opak mineraller ve yer yer serisit içerdikleri görülmüştür.

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde şu özellikleri belirlenmiştir;

**Ortam:**Sığ denizel

**Çimento:** Kalsit

Matriks çok fazla yok. Çimento daha bol miktarda görülmektedir.

**Monokristalin Kuvars:** % 40-45

**Polikristalin Kuvars:** % 5-10

**K- Feldispat:** % 8-10

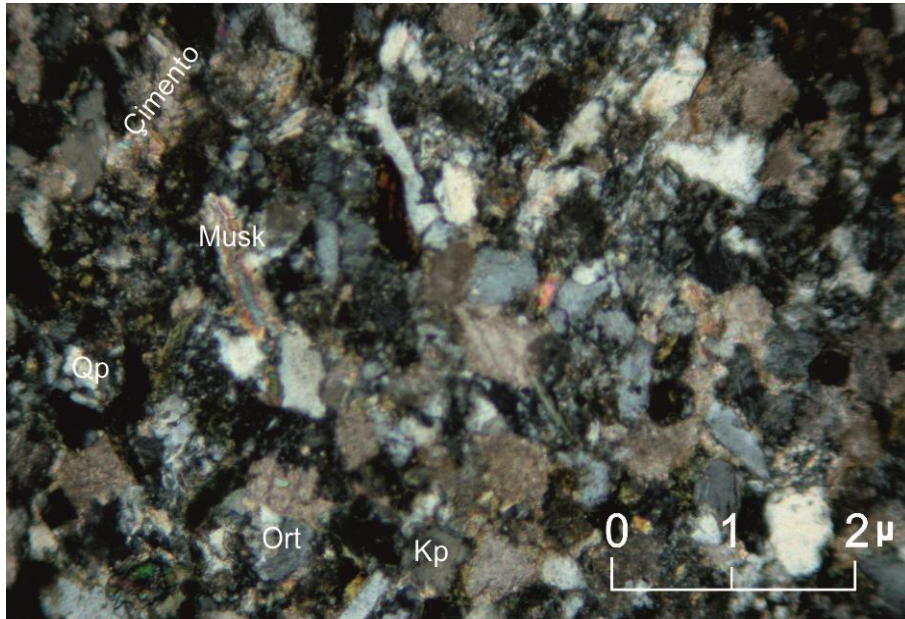
**Plajiyoklast:** %2-5

**Kayaç Parçacığı:** % 25-30 volkanik kayaç

**Tali mineral** olarak muskovit, piroksen, klorit yer yer de opak mineraller gözlenmektedir.

**Bağlayıcı:** çoğunlukla kalsit çimento olmakla beraber az oranda matriks söz konusudur.

**Kayaç Adı:** Kumtaşı Liteanit (Folk,1974) (Şekil 3.16.)



Şekil 3.16. Kermutdere Formasyonundan alınan örneklerin mikroskopikolarak görünümü (QP:Polikristalen Kuvars, Ort: ortoklas, Kp: kayaçparçacığı, Musk: muskovit)

### 3.1.4.3. Alt ve Üst sınırlar

Kahraman vd., (1985), Gümüşhane ilinin çevresinde yaptıkları 1/25.000 ölçekli havza etüdüleri sonucunda Üst Kretase filişinin masif kireçtaşları üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve filişin tabanında kalın (50-100 m) bir konglomera seviyesi izlendiğini belirtmişlerdir. Ancak, Eski Gümüşhane yöresinde yapılan çalışmada böyle bir yapı izlenememiştir.

### 3.1.4.4. Fosil içeriği ve Yaş

Tortul seviyenin yaşı önceki çalışmalarda Üst Kretase olarak belirtilmiştir. Kırmızı kireçtaşı seviyesinden alınan numunelerin paleontolojik incelemeleri sonucunda Üst Kretase'ye ait *Globotruncana sp* ve *Globigerinidae* fosilleri saptanmıştır(Çınar vd., 1983). Volkanik ara katlıkumtaşlarında *globotruncana* mikrofosili saptandığından dolayı yaşı Maastrichtiyen veya daha genç olabileceği yorumu yapılmıştır.

Ayrıca filiş üyesinin yaşı Erguvanlı (1951) ve Baykal (1952) tarafından da Üst Kretase olarak belirtilmiştir.Sahada kalınlığı 30-50 m.arasında değişen bu killi kireçtaşlarıyer yer kumlu kireçtaşı özelliğinde olup, iyi tabakalanma gösterirler. Bu seviyenin yaşı Turoniyen olarak saptanmıştır (Pelin,1977).

### 3.1.5. Alibaba Formasyonu

#### 3.1.5.1. Ad ve Yayılım

Seymen (1975) tarafından yapılan incelemelerde formasyona Hasanşeyh Köyü (Gümüşhane) civarında rastlandığından 'Hasanşeyh Formasyonu' olarak isimlendirilmiştir. Alibaba Formasyonu ilk defa Gümüşhane yöresinde Tokel (1972) tarafından tanımlanmıştır. Bu formasyon ayrıca (Güven,1993)tarafından Kabaköy Formasyonu olarak da isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da Tokel (1972) tarafından tanımlanan 'Alibaba Formasyonu' adlandırılması kullanılmıştır.

Formasyon, çalışma alanının kuzey-kuzeybatısında geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Bu birim Güzeller Mahallesi ve Hasanbey Mahallesi boyunca izlenir. İnceleme alanında yaklaşık 4 km<sup>2</sup> lik alanda yüzeyleme vermektedir (Şekil 3.17.).

### 3.1.5.2. Litoloji ve Petrografi

Gümüşhane ilinin kuzeybatısında çok geniş alanlarda izlenirler. Genelde gri siyah ve gri yeşil bir renk gösterir. Ancak yer yer görülen çok yoğun hidrotermal ayrışmadan dolayı bu kayalar çok açık renkli görülürler ve uzaktan kolayca fark edilebilirler. Killeşme, hematitleşme, limonitleşme ve yer yer silisleşme yoğun olarak görülmektedir. Bu ayrılmış kayalar içinde az miktarda piritleşmeler izlemek mümkündür. Canca mahallesi yöresinde, hidrotermal ayrışmaya uğramış bu kayaların içinde oldukça yoğun pirit disseminasyonları izlenmiştir.



Şekil 3.17. Alibaba Formasyonu'nun arazi görünümü

Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelen Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu; 2-3 m. kalınlık gösteren bir taban konglomasıyla başlar. Kongloma çakılları, altta bulunan Üst Kretase filiş (Killi kireçtaşı-kırmızı kireçtaşı-volkanik tuf-kumtaşı) ve andezitik tüflere aittir. Genellikle yassı, oval ve nadiren köşeli şekiller gösteren kongloma çakıllarının çapları ortalama 5-10 cm arasındadır.

Çalışma alanında Vankayla yakınlarında Eosen volkanotortullarının tabanında izlenen bol nummulit fosilleri içeren kumlu kireçtaşlarına rastlanılmıştır. Bu fosiller yaşları dolayısıyla Alibaba Formasyonunu karakterize ederler (Şekil 3.18.).



Şekil 3.18. Alibaba Formasyonu'na ait Nummulitli kireçtaşlarının genelgörünümü

Eosen'e ait volkanik kayaçların petrografik incelemesi sonucu, bu kayaçların bazaltik ve andezitik karakterli lav ve tüfler olduğu ve plajiyoklas, amfibol ile piroksen fenokristalleri ve opak mineraller içerdikleri gözlenmiştir.

Ayrıca, bu bazik volkanik üye içinde Eosen volkanizmasının son ürünü olan andezitik dayklarda görülmektedir.

**Doku:** Porfirik-mikrolitikporfirik doku

#### **Mineraller**

**Plajiyoklas:** Hem iri taneler halinde hem de hamurda dağılmış küçük tanecikler halinde bulunmaktadır. Albit ikizlenmesi gözlenebilmektedir. Yapılan cins tayininde (010'a dik kesitlerde) oligoklas bileşiminde olduğu ( $An_{45}$ ) gözlenmiştir. İncelenen kesitte açık renkli mineraller yaklaşık % 80-85 oranındadır.

**Alkali Feldispat:** Az oranda gözlenmektedir. Öz şekilsiz kristaller halinde bulunur. Daha çok ayrılmış ve killeşmiş olarak görülmektedir. Tek nikelde kirli rengiyle plajiyoklas ve kuvarstan kolaylıkla ayırt edilebilir.

**Amfibol:** En bol mafik minerallerdir. Baklava dilimini sık olarak gözlenmektedir. İri, öz ve yarı özşekilli prizmatik kristaller hamurda da küçük taneler halinde görülmektedir. Kahverengimsi yeşil pleokrizma belirgindir. Yaklaşık 20-25° arasında sönme açısı göstermektedir. Genelde kalsite ayrılmış ve kenar kısımlarda opak mineraller gelişmiştir. İncelenen kesitte yaklaşık %5-10 oranındadır.

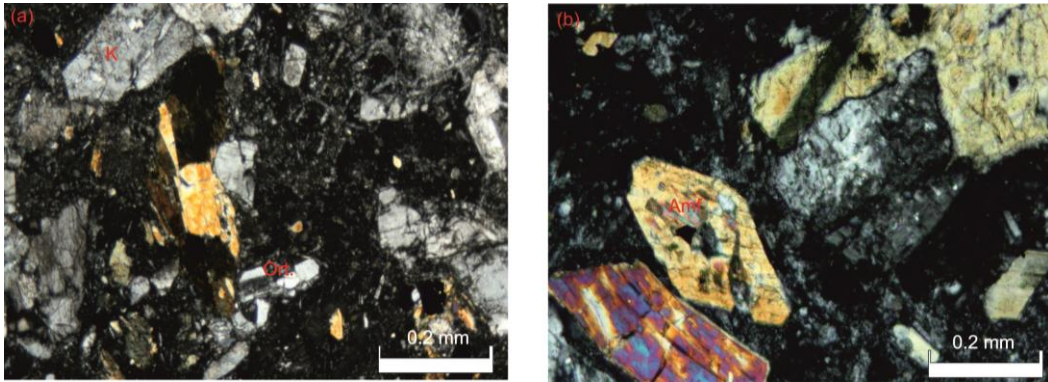


**Biyotit:** Öz şekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde bulunur. Tek nikelde açık sarı ve koyu kahve renkli pleokroizma görülür. Tek yönde dilinimleri belirgindir. İncelenen kesitte yaklaşık %2-5 oranındadır. Bir kısmı bükülmüş olarak gözlenmiştir.

**Klorit:** Biyotitlerin kenarlarında bozuşma ürünü olarak görülmektedir.

**Opak mineraller:** Küçük taneler halinde ve az miktarda görülmektedir. Kesitte yaklaşık olarak % 2-5 oranında bulunmaktadır.

**Hamur:** plajiyoklas, alkali feldispat, amfibol biyotit ve opak minerallerin küçük tanelerinden oluşmuştur (Şekil 3.19.).



Şekil 3.19. Eosen yaşlı Alibaba Formasyonuna ait ince kesitler, (Amf: Amfibol, Ort: Ortoklas) ((a) ve (b); T.N.'de mikroskop görüntüleri, (c) ve (d); Ç.N.'de mikroskop görüntüleri)

### 3.1.5.3. Alt ve Üst Sınırlar

Birim Malm-Alt Kretase yaşlı Keremutdere Formasyonu üzerine uyumsuz olarak (diskordans) gelmektedir.

### 3.1.5.4. Yaş

Kaygusuz vd., (2011) çalışmasında birimin yaşını 33-43 My (K-Ar) olarak belirlemişlerdir. Bu çalışmada da aynı yaş kullanılmıştır.



### 3.1.6. Gözeler Graniti

İnceleme alanında Eski Gümüşhane'nin hemen güneyinde izlenen bu granitik kayalar,Alibaba Formasyonu'nu da kestiği için yaının Geç Eosen(?) olduğu ve sahadaki tüm cevherlemelerin bu geç granitik intrziflere bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir. Bu granitler çalışma alanında izlendiği alana atfen 'Gözeler Graniti' olarak isimlendirilmiştir. Koyu renkli minerallerin fazlalığı nedeniyle koyu gri, yeşil renkli, oldukça sert, kompakt olan bu kayalar çok silisifiyedir (ekil 3.20.). Petrografik incelemelere göre bu kayalar taneli ve porfirik dokuludur. Kuvars, plajiyoklast, biyotit, klorit ve opak mineraller içermektedir.



Şekil 3.20. Geç(?) Eosen yalı Gözeler Graniti'nin görünümü

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde Şu zellikleri belirlenmiştir;

**Ortoklas:** z Şekilsiz kristaller halinde bulunur. Kalspat ikizi mevcuttur. Daha çok ayrımı ve killemi olarak görülmektedir. Tek nikelde kirli renliyle plajiyoklas ve

kuvarstan kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Pertitik yapı gösterirler. İncelenen kesitlerde yaklaşık % 32-37 oranında bulunmaktadır.

**Kuvars:** Değişik boyutlarda öz şekilsiz taneler halinde bulunurlar. Genelde dalgalı sönme gösterirler. Açık parlak rengi ve pürüzsüz yapısı ile kolaylıkla ayırt edilebilir. Röliyefi düşüktür. Tek nikelde renksizdir. İncelenen kesitte yaklaşık % 37-46 oranında bulunmaktadır.

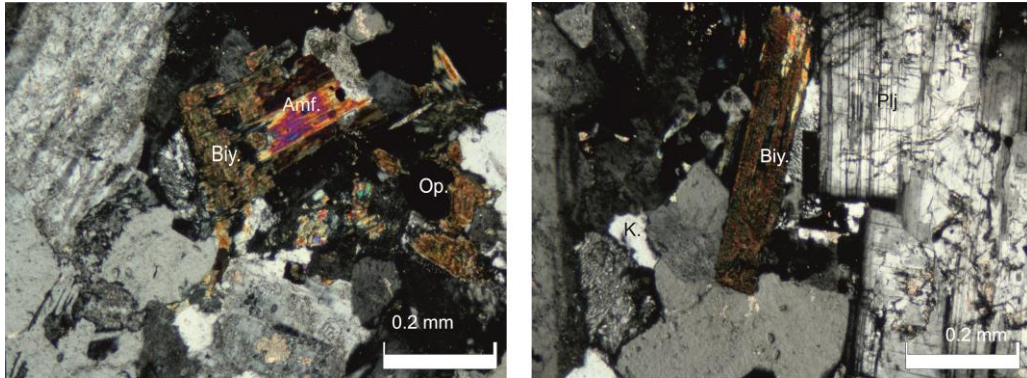
**Plajiyoklas:** Yarı öz şekilli ve öz şekilsiz taneler halinde görülür. Polisentetik ikizlenme mevcuttur. Cinsinin oligoklas olduğu, anortit içeriğinin ise  $An_{27}$  olduğu saptanmıştır. İçerisindeki bir kısım mineraller zonlu yapı gösterirler. İncelenen kesitte yaklaşık % 22-27 oranında bulunur.

**Biyotit:** Özşekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde bulunur. Tek nikelde açık sarı ve koyu kahve renkli pleokraizması görülür. Tek yönde dilinimleriyle belirgindir. İncelenen kesitte yaklaşık %3 oranında bulunur. Küçük kristaller halinde görülür ve az oranda bulunur.

**Opak mineraller:** Bol miktarda ve düzensiz taneler halinde görülmektedir. İncelenen kesitte yaklaşık %2 oranında bulunur. Küçük kristaller halinde bulunup az oranda görülürler.

**Doku:** Orta- iri taneli

**Kayaç adı:** Monzogranit (Şekil 3.21.)



Şekil 3.21. Yaşı Geç Eosen olarak düşünülen Gözeler Granitine ait ince kesit, (Ç.N: Pl: plajiyoklas, K: kuvars, Biy: biyotit, Amf: amfibol, Op: opak mineral)

## 3.2.Yapısal Jeoloji

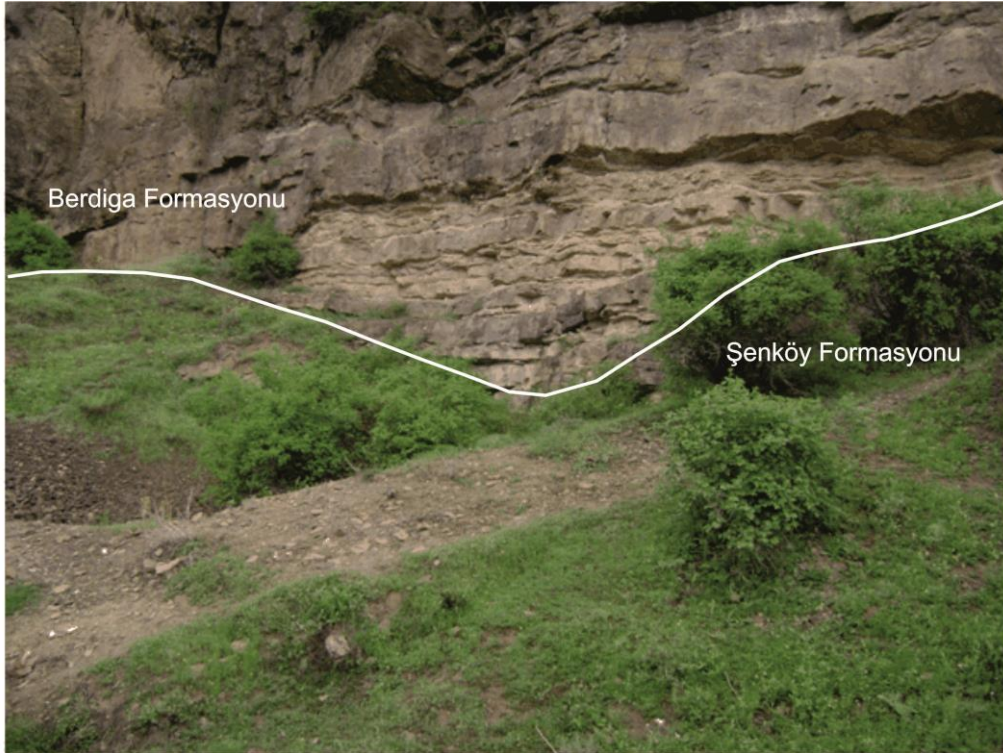
### 3.1.2. Giriş

İnceleme alanı Pontid Tektonik Birliği'nin doğu kısmının Güney Zonu'nda yer alır (Ketin 1966). İnceleme alanındaki kayaç birimleri Hersiniyen ve Alp Orojenezinin etkisinde kalmıştır. Bu durumun sonucu olarak inceleme alanındaki yapısal unsurlar, kıvrımlanma, tabaka duruşları, faylar ve çatlaklı yapılar oluşmuştur.

### 3.2.2. Tabakalı Yapılar

İnceleme alanında Şenköy Formasyonu, Berdiga Formasyonu ve Keremutdere Formasyonu tabakalı yapı göstermektedir. Tabakalanma doğrultuları ve eğimleri yer yer değişmekte olup, genellikle KB-GD doğrultulu ve 10-60° KD eğimlidir.

Berdiga Formasyonu'nun tabakaları tabanda ince başlayıp kalın tabakalı olarak devam etmektedir (Şekil 3.22.).



Şekil 3.22.Manganez galerisi yanındaki Berdiga Kireçtaşlarının görünümü



Kırkpavli Sarı Dere vadisinde kırmızı kireçtaşlarının tabakalı yapısı ve üzerine uyumlu olarak gelen Berdiga Kireçtaşlarının tabakaları gözlemlenmiştir (Şekil 3.23.).



Şekil 3.23. Sarı Dere civarındaki Berdiga Formasyonu ile Şenköy Formasyonu dokanağı

### 3.2.3. Kıvrımlar

Formasyon içerisinde kıvrımlanma yapılarına çok sık rastlanmamaktadır. Şenköy Formasyonu içerisinde kırmızı pelajik kireçtaşları ve volkano-tortul seri içerisinde çeşitli kıvrım türlerine rastlanmıştır. Ancak bu kıvrımlı yapılar 1/25000 ölçekli haritada gösterilemeyecek kadar küçük boyutlu olması nedeniyle harita üzerine yerleştirilememiştir.

### 3.2.4. Kırıklar

İnceleme alanı genel olarak kuzey-güney yönlü sıkışmanın etkisinde kalmış, mevcut kırıklı yapılar buna bağlı olarak gelişmiştir. Sahada izlenebilen faylar bölgenin bir sıkışma etkisinde kaldığını gösterir. Kırık ve çatlaklar bütün birimlerde

gözlemlenebilmekle beraber en yoğun olarak Gümüşhane Granitoyidi'nde gözlemlenebilmektedir.

### 3.2.4.1. Faylar

İnceleme alanındaki faylar çoğunlukla KB-GD ve KD-GB doğrultulu ters ve normal fay türündedirler. Sahanın kuzeyinde Gümüşhane Granitoyidi ile Alibaba Formasyonu arasında bindirme fayı gözlenmiştir. Çalışma alanında Geç Karbonifer yaşlı Gümüşhane Granitoyidi Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu üzerine bindirmiştir. Ayrıca Hazine Mağara Madeni civarında Gümüşhane Granitoyidi ile Kermutdere Formasyonu, Berdiga Formasyonu ve Şenköy Formasyonu arasında bindirme fayı gelişmiştir. Bindirmenin etkisiyle Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu'na ait filişler (Şekil 3.24.) ve Şenköy Formasyonu'na ait volkanitlerin içindeki tortul birimler dikleşmiştir (Şekil 3.25.). Bunların dışında inceleme alanında haritaya işlenemeyecek küçük ölçekli faylarda gözlenmiştir.



Şekil 3.24. Bindirme kuvvetinin etkisiyle filişlerin dikleşmiş tabakalarının görünümü





Şekil 3.25. Bindirmeden dolayı Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu'na ait volkanitlerin içindeki tortulların dikleşmiş hali

#### 3.2.4.2. Çatlaklar

Çatlaklar tüm birimlerde görülmekle birlikte Gümüşhane Granitoyidi'nde ve Alibaba Formasyonu'nda daha sık olarak gözlenmektedir. Yer yer kalsit ve silis dolgulu olabilmektedir (Şekil 3.26.).



Şekil 3.26. Alibaba Formasyonu volkanik birimlerindeki silis dolgulu çatlak yapısı (Hasanbey Mahallesi)

### 3.3. Magmatik Kayaçların Jeokimyası

İnceleme alanında geniş yayılım gösteren Gümüşhane Granitoyidinden alınan örneklerin bazılarında ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Bu analizlerden yararlanarak intrüzifkayaçları oluşturan kayaç türlerinin, jeotektonik ortamlarının ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Jeokimyasal veriler; ana elementler, iz elementler, nadir toprak elementler, radyojenik izotoplar ve duraylı izotoplar olmak üzere beş ana gruba ayrılır. Bu çalışmada izotop analizleri yapılmamış olup, sadece ana, iz ve nadir toprak element analizlerinden yararlanılmıştır. Ana elementler (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K ve P) tüm kayaç analizlerinde baskın olarak kullanılan elementlerdir ve oksitin yüzde ağırlığı (wt %) olarak ifade edilirler. Bu elementler başlıca, magmatik ve tortul kayaçların sınıflandırılmasında ve değişim diyagramlarının hazırlanmasında kullanılır. Jeokimyasal çalışmalarda kullanılan ve ppm olarak ifade edilen iz elementler ise kendi aralarında çeşitli şekillerde sınıflandırılabilirler. Bu çalışmada kullanılan sınıflamada iz elementler, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) (Sr, Rb, Ba, K, Cs) ve yüksek çekim alanlı elementler (HFSE) (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) olmak üzere iki şekilde ele alınmıştır. Nadir toprak elementleri (NTE) ise hafif nadir toprak elementleri (HNTE) (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) ve ağır nadir toprak elementleri (ANTE) (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) olarak ele alınmıştır.

#### 3.3.1. Gümüşhane Granitoyidinin Jeokimyasal Özellikleri

İnceleme alanında yayılım gösteren Gümüşhane Granitoyidi'nden alınan örneklerin bazılarında ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır (Tablo 2 ve Tablo 3). Bu analizlerden yararlanarak granitoyidi oluşturan kayaç türlerinin, jeotektonik ortamlarının ve jeokimyasal özellikleri irdelenmiştir.

Analiz yapılan granitoyid örneklerinin SiO<sub>2</sub> değerleri % 55,85-68,10 arasında, Na<sub>2</sub>O değerleri % 0,15-3,68 arasında ve CaO değerleri % 0,17-6,87 arasında değişmektedir. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O oranı ise 1'e yakın ve 1'den büyüktür. A/CNK (molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) değerleri 1 den büyük olup 1,45-3,02 arasındadır. Magnezyum numaraları  $[100*(MgO/MgO+\Sigma Fe_2O_3)]$  ise 32,73-33,30 arasındadır.

Jeokimyasal analizler (%)-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (toplam alkali) (%)-SiO<sub>2</sub> diyagramına düşürüldüğünde, Gümüşhane Granitoyidi'nin subalkalen karakterli granadiorit ve diyorit bileşimli kayalardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.27.).

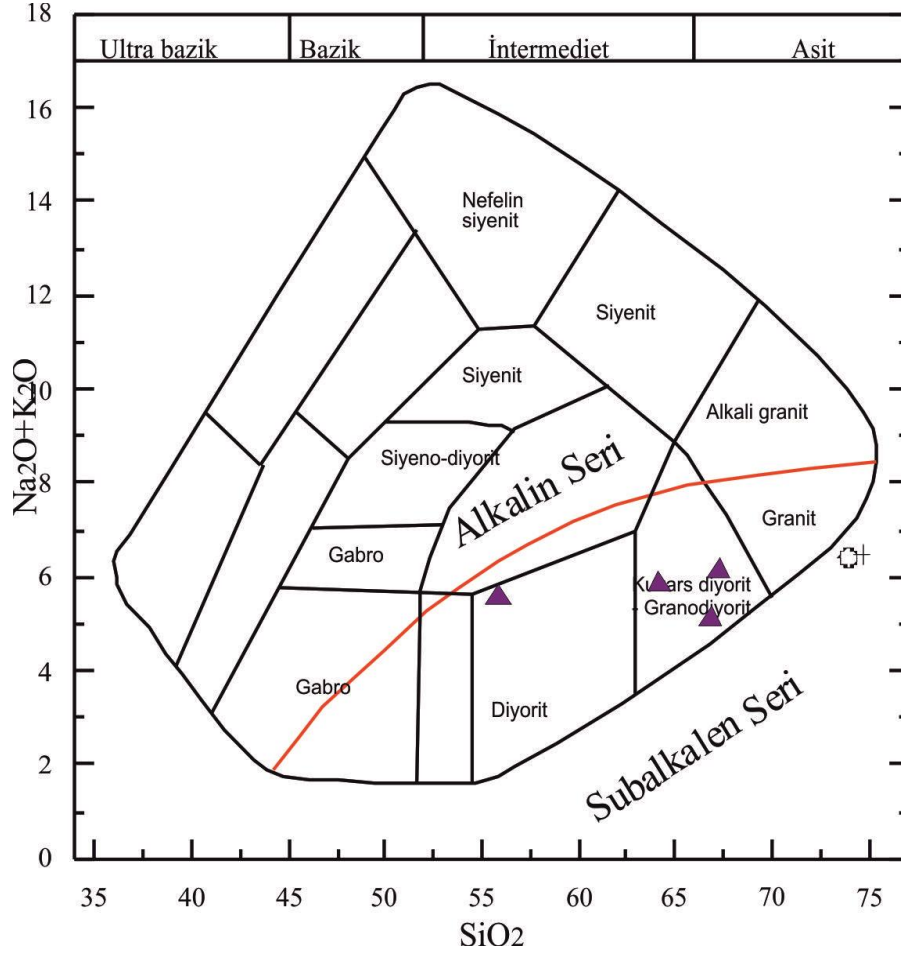
Tablo 3.2.Gümüşhane Granitoyidi'ne ait ana element analiz sonuçları

Örnek No	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
OA8	67,27	0,38	13,89	2,92	0,48	1,64	2,51	3,68	2,52	0,08	4,50	99,84
OA12	55,85	0,54	16,27	7,47	0,32	3,07	6,87	2,71	2,91	0,23	3,50	99,69
OA13	68,10	0,46	14,51	6,04	0,03	0,78	0,17	0,15	4,49	0,02	5,10	99,89
OA14	64,15	0,42	15,69	5,89	0,03	1,73	1,50	2,98	2,94	0,11	4,40	99,83

Tablo 3.3. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait iz element analiz sonuçları

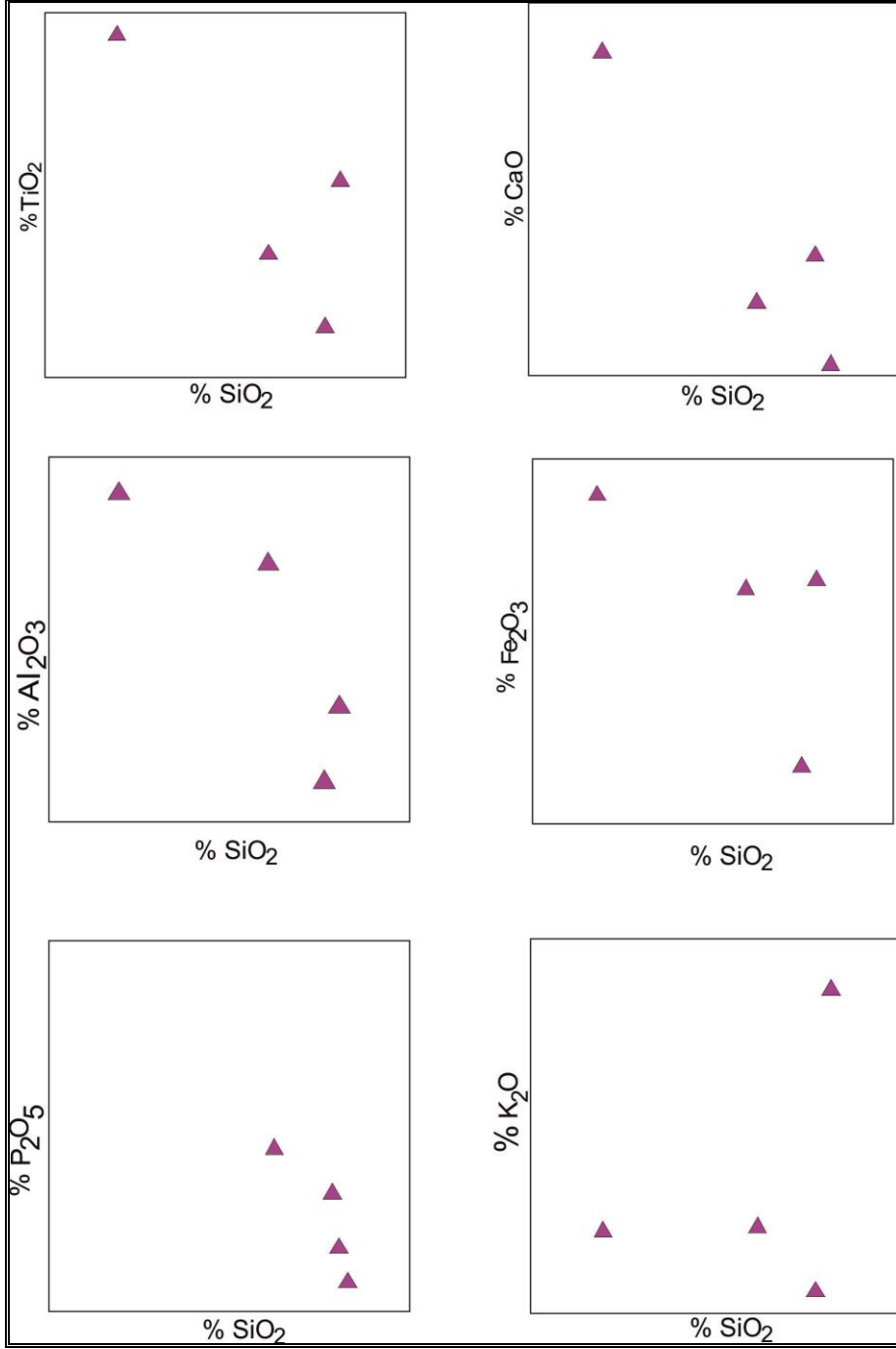
Örnek No	Sc	Ni	Co	V	Cu	Zn	Rb	Ba	Th	Pb	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Eu	Au
OA8	8,00	5,20	2,90	65	32,00	72	93,8	429	12,8	212	140,4	7,6	141,5	14,7	30,9	48,6	0,62	18,80
OA12	18,00	6,70	20,30	182	55,10	196	90,8	802	11,7	120,9	651,2	6,6	92,1	19,2	31,5	50,1	1,21	18,20
OA13	14,00	9,40	13,90	129	8,40	62	148,8	510	4,9	89,1	12,3	7,5	125,6	16,9	23,4	38,6	0,45	8,10
OA14	11,00	4,10	9,50	106	11,10	38	108,3	541	13	61,8	399,9	6,6	104,4	10,2	26,6	41,9	0,58	5,60





Şekil 3.27. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait temsili örneklerin sınıflaması. Toplam alkali  $\%Na_2O+K_2O$ - $\%SiO_2$  diyagramı (Cox et al., 1979).

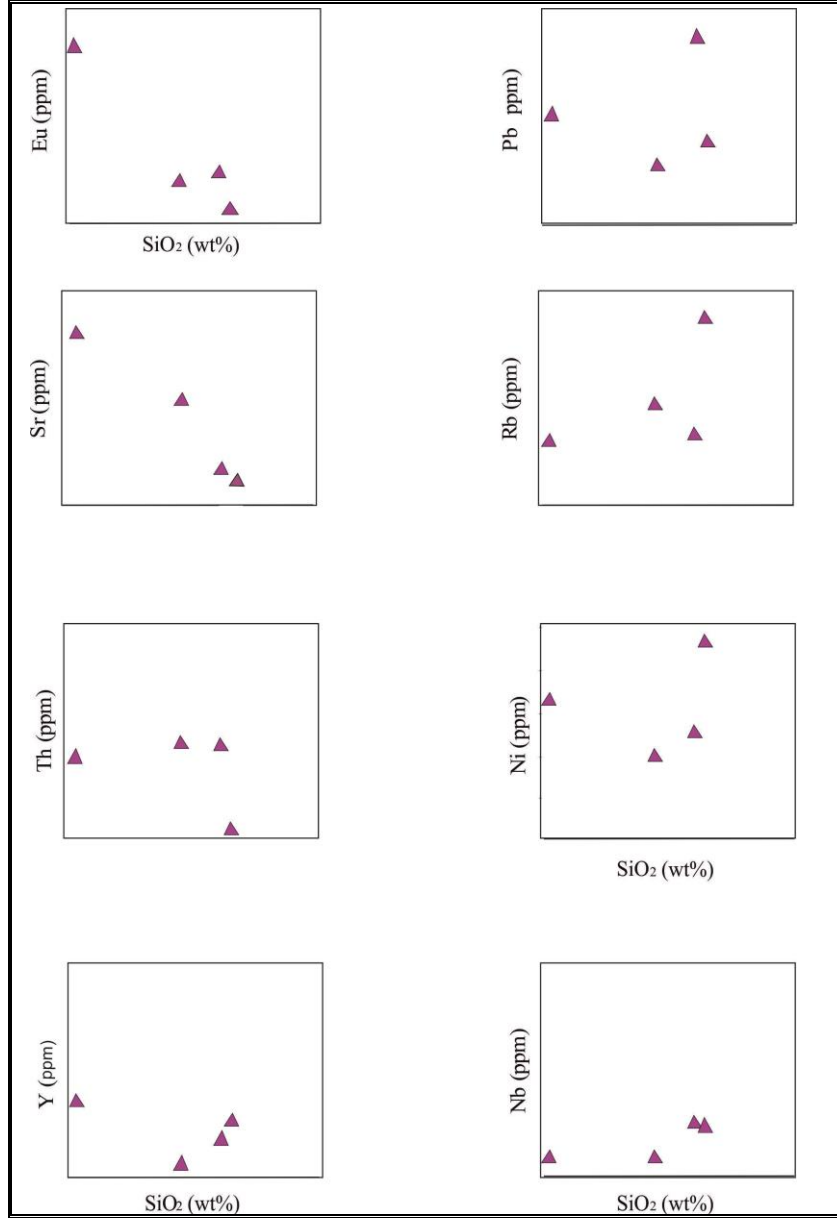
$SiO_2$ 'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 3.27 ve 3.28'de verilmiştir. Genel olarak incelenen Gümüşhane Granitoyidi'ni oluşturan kayaların ana ve iz elementlerindeki değişimler kayaların içerisinde gözlenen feno kristal fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir. Harker diyagramlarında ana ve iz elementlerin büyük bir çoğunluğu  $SiO_2$  ile çok iyi korelasyon göstermektedir. Ana element değişim diyagramlarında  $SiO_2$ 'ye karşı  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  ve  $CaO$  arasında iyi derecede negatif bir korelasyon görülmektedir (Şekil 3.28). İz element değişim diyagramlarında ise  $SiO_2$ 'ye karşı Nb, Y, Rb pozitif bir korelasyon söz konusu iken Sr ve Eu ise negatif bir korelasyon mevcuttur (Şekil 3.29.).



Şekil 3.28. Gümüşhane Granitoidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO<sub>2</sub>'ye karşı ana element değişim diyagramları

SiO<sub>2</sub> artışıyla CaO ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> azalması önemli ölçüde plajiyoklas, hornblent ve biyotit fraksiyonel kristalleşmesi etkili olabileceğini göstermektedir. SiO<sub>2</sub> artışıyla Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> azalması magnetit ve Ti-oksit fraksiyonlaşmasını ifade etmektedir. Sonuç olarak; ana ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen iyi derecedeki korelasyonlar, granitik kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu ve plajiyoklas,

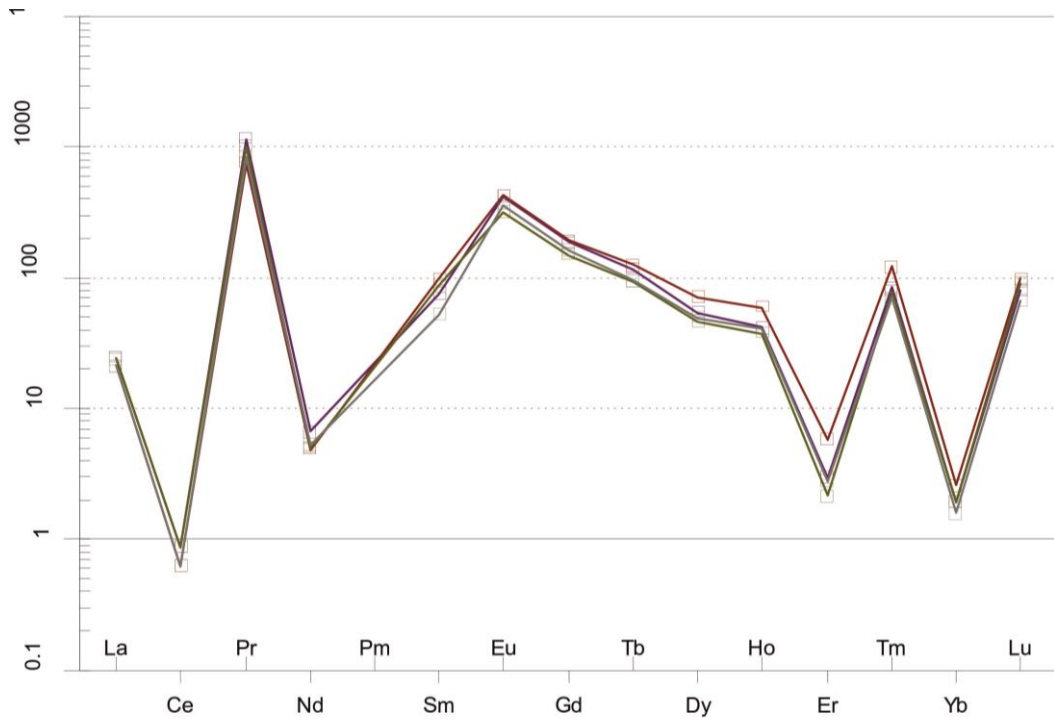
hornblend, biyotit, apatit ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının önemli ölçüde rol oynadığını göstermektedir.



Şekil 3.29. Gümüşhane Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO<sub>2</sub>'ye karşı iz element değişim diyagramları

Gümüşhane Granitoyidi'ne ait örneklerin kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 3.30'da verilmiştir. Kayaçların kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramında tüm örnekler birbirlerine çok iyi paralellik göstermektedir (Şekil 3.30.). Bu durum, Granitoyidi oluşturan kayaçların aynı kökenden türediklerini işaret etmektedir. Negatif Eu anomalisi feldspat fraksiyonlaşmasını

yada kısmı ergime sırasında feldspatın kaynak kayada tutulmasına işaret eder. İncelenen örneklerdeki negatif Eu anomali yapması, kayaların gelişiminde plajiyoklas ayrılaşmasının önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Dağılımların orta kısmının çukur olması ve hafif nadir toprak elementlere gidildikçe yukarıya doğru konkav bir yapı sunması, granitik kayaların gelişiminde hornblend fraksiyonlaşmasının etkili bir rol oynadığını göstermektedir. Ağır nadir toprak element (ANTE) değerlerinin yataya yakın olması manto kaynağında granat mineralinin olmadığını göstergesidir.



Şekil 3.30. Gümüşhane Granitoidi'ne ait kayaların; kondirite (Boynton, 1984) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları

### 3.4. Maden Jeoloji

#### 3.4.1. Giriş

Gümüşhane ili, baz metallerin (Pb, Cu, Zn) yanısıra altın ve gümüş gibi değerli metaller açısından da önemli bir potansiyele sahiptir (Akpınar vd., 2006). Bölgedeki cevherleşmeleri meydana getiren jeodinamik evrim ve magmatizma bu cevherleşmelerin oluşumunda ve bulunmasında en önemli rolü oynamaktadır. Bölgenin neotektonik konumu ile uyumlu olarak gelişmiş olan cevherleşmeler, genel olarak Doğu Pontid Tektonik

Birliği'nin hakim kırık sistemlerine bağlı olarak KB-GD ve D-B doğrultulu fay ve kırıklarda meydana gelmiştir. Pontidlerin Güney Zonu'nda bulunanblgede en önemli cevherleşmeler; MastraAu, Istala ve Kösele (Zigana/Gümüşhane) Cu-PbZn (Demir, 2005), Eski Gümüşhane bölgesi baz metallerin yanında Au ve Ag cevherleşmeleri, Arzular altın, Midi (Karamustafa) Pb-Zn-Cu ve Pekn (nlpınar) Pb-Zn-Cu cevherleşmeleridir.

### 3.4.2. Manganez Cevherleşmeleri

Manganez kelimesi İtalyanca kökenli olup Magnesia kelimesinden türemiştir. Latince manyetik anlamında "magnes" kelimesinden gelir. Bu isim pirolusit mineralinin manyetik özelliğine atfen verilmiştir.

Manganez yataklarının oluşumu ve farklı tip yatakların sınıflaması Roy 1981 tarafından detaylı şekilde yapılmıştır. 5 tip sınıflama verilmiştir: sedimanter, deniztabanı nodülleri, hidrotermal, volkanojenik ve kalıntı. Sedimanter yataklar; denizel sedimenlerin depolanması esnasında ayrılan manganezlerin kimyasal prosesleriyle oluşur. Yataklar tabaka uyumlu yada merceksidir. Minerolojilerine göre karbonat ve oksit olmak üzere iki alt sınıfaayrılırlar. Karbonat yataklar karbonlu veya grafitik kayaçlarla ilişkilidir. Sıklıkla killidir ve indirgen ortamlarda, kapalı havzalarda oluşur. Oksit yataklar ise kaba taneli klastik sedimanlarla ilişkilidir. Organik karbon az yada yoktur, serbert su döngünün güçlü oksidasyon koşullarında meydana gelir. Oksit yataklar karbonat yataklarına göre daha yüksek tenörlü ve geniş yayılımlıdır. Deniz tabanı ndlleri; sedimanter manganez yataklarının özel tipidir ve manganezin işletilmeyen yataklarıdır. Hidrotermal manganez yataklar; tipik olarak epitermal ve mezotermal damarlar olarak bulunurlar ve nadiren tabakalıdırlar. Manganez mineralleri, cevher oluşturacak konsantrasyonlara ulaşır veya kurşun, çinko, gümüş damar mineralizasyonu gibi diğer metallerin yanında gang olarak bulunur. Volkanojenik sedimanteroksit yatakları; okyanusal havzalardaki çört ve bazaltik volkaniklerle birlikte görülürler. Bu yataklar enaz öneme sahip yataklardır. Reziduel birikintiler ve lateritler; süperjen yataklardır ve hmit tropikal bölgelerde rastlanır. Bu bölgelerde yoğun günlenme çoğu elementleri kayaçlardan liç eder. Genellikle sedimanter manganez proto cevherlerinden manganezli materyallerin kalıntı olarak oluşmasıyla meydana gelir.

Manganez oksit yatakları, çeşitli tektonik ortamlarda gelişir. Bu yataklar mineraloji ve mineral bileşimine bağlı olarak hidrojenetik, diyajenetik ve hidrotermal kökenli olarak

sınıflandırılır (Hein vd., 1997). Hidrojenetik manganlar, deniz suyundan yavaş yavaş (2 - 10 mm/milyonyıl) çökerek oluşurlar (Manheim ve Lane-Bostwick 1988; Ingram vd., 1990). Bu tür yataklar mangan oksit bakımından fakirdir ve amorf demir oksihidroksitten oluşurlar. Bu yataklarda Mn/Fe oranı yaklaşık 1 olup, Ni, Cu ve Nadir Toprak Element (NTE) içerikleri yüksektir (> 3000 ppm). NTE verilerinde, negatif Ce anomalisi gözlenir (Toth, 1980; Ingram vd., 1990; Usui ve Nishimura 1992; Hein vd., 1997; Usui ve Someya 1997). Diyajenetik mangan oluşumları, tipik olarak nodül şeklindedir ve sedimanlardaki gözenek suyundan, hidrotermal kaynaklara doğru yavaş yavaş çökelişirler (Bonatti vd., 1972; Manheim ve Lane-Bostwick, 1988). Hidrotermal mangan oksit oluşumları ise, direkt olarak düşük sıcaklık hidrotermal akışkanlarından çökelişirler (Ingram vd., 1990; Hein vd., 1997). Bu yataklar genellikle laminalı ve tabakaya uyumlu olarak oluşur (Hein vd., 1997). Diyajenetik ve hidrotermal yataklar, yüksek Mn/Fe içeriğine ve düşük iz metal içeriklerine (Cronan vd., 1982; Varentsov vd., 1991; Usui ve Nishimura 1992; Hein vd., 1994) sahiptir. Jeokimyasal özellikleri benzer olan bu iki yatak ancak morfolojik, tektonik ve büyüme oranları ile birbirlerinden ayırt edilirler (Kuhn vd., 1998).

Genel olarak ise mangan yatakları süperjen ve hidrotermal olmak üzere 2 ana gruba ayrılırlar (Tablo 4). Hidrotermal yataklar, As-Ba-Cu-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn şeklinde bir jeokimyasal birlik ve Mn-As jeokimyasal ilişkisi gösterirken, süperjen denizel yataklar Na-K-Ca-Mg-Sr ve Co-Cu-Ni gibi jeokimyasal zenginleşmeler, süperjen karasal yataklar ise Mn-Ba ilişkisi gösterirler. Mevcut bir sülfürlü cevherleşmenin ayrışması sonucu oluşmuş olan süperjen karasal yataklar, karakteristik olarak yüksek Pb-Zn içeriğine sahiptirler. Mineralojik zenginleşme açısından, bixsit, braunit, hausmanit, hübnerit, yakobsit ve pirokroit yalnızca hidrotermal yataklarda oluşurken, kaikafanit, koronadit, krednerit, y-MnO<sub>2</sub>, hollandit, lithioforit, manganit, kuenselit, ramsdeüt, romaneşit ve vodruffit genellikle süperjen orijinlidir. Süperjen ve hidrotermal yatakları birbirinden ayırmada kullanılan en önemli tanımsal diyagram Co+Ni-As+Cu+Mo+Pb+V+Zn diyagramıdır. Buna ilave olarak, Si-Al ve Fe/Ti-Al(Al+Fe+Mn) diyagramları da kullanılabilir.

Mangan Yataklarındaki element, zenginleşmesinin en azından bir kısmı gözenek suyu sediman etkileşiminden deniz suyundan sağlanmış olduğu için bu tür oluşumlarla hidrojenetik tip oluşumları birbirinden ayırmak güçtür. Genel bir tespit, olarak denizaltı volkanizmasıyla ilişkili hidrotermal yataklarda hızlı çökme düşük Fe/Mn oranı verirken bu tip yataklar normal pelajik sedimanlardan daha fazla iz element içerirler. Bu tür yataklarda görülen yüksek Fe ve Si deniz altı volkanizması ile doğrudan alakalıdır.

Tablo 3.4.Manganez Minerallerinin oluşum ortamları

	<b>SÜPERJEN</b>	<b>HİDROTHERMAL</b>
Birnessit	Karasal, denizel	ekshalatif sedimanter
Biksibit	Karasal, denizel oluşumları nadir	daha çok damar tipi yataklarda
Braunit	Az oranlarda denizel oluşumlarda	damar tipi ve sedimanter ekshalatif yataklarda
Kalkofanit	Karasal yataklarda yaygın,denizel yataklarda nadir	-
Koronadit	Atmosferik ayrışma sonucu oluşan yataklarda	-
Krednerit	Karasal yataklarda, ancak az oranda	-
Kriptomelan	Karasal ve denizel yataklarda yaygın	sıcak su kaynakları etrafında
Vernadit	Denizel yataklarda yaygın, karasal yataklarda nadir	sedimanter ekshalatif yataklarda
Groutit	Nadir	-
Hausmanit	Nadir	damar tipi yataklarda yaygın
Hetaerolit	Atmosferik ayrışma sonucu oluşan yataklarda	damar tipi yataklarda yaygın
Hollandit	Karasal yataklarda	-
Hübnerit	-	damar tipi yataklarda yaygın
Yakobsit	-	daha çok damar tipi yataklarda
Lithioforit	Karasal ve denizel yataklarda yaygın	-
Manganit	Denizel ve karasal yataklarda	sedimanter ekshalatif yataklarda
Nsutit	Denizel yataklarda nadir Atmosferik ayrışma sonucu oluşan yataklarda	-
Pirokroit	Nadir	damar tipi yataklarda
Pirolusit	Yaygın	yaygın
Ramsdellit	Nadir	-
Todorokit	Denizel yataklarda yaygın, karasal yataklarda nadir	sedimanter ekshalatif yataklarda yaygın
Vodruffit	Denizel yataklarda nadir, karasal yataklarda daha bol	-

### 3.4.2.1. Eski Gümüşhane Manganez Cevherleşmeleri

Çalışma sahası olan Eski Gümüşhane ve yakın çevresindeki cevherleşmeler hemen hemen bütün stratigrafik seviyelerde görülmektedir. Sahada terk edilmiş eski galeri pasalarında pirit, galenit, kalkopirit ve sfalerit mineralleri yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 3.31.).Sahadaki manganez cevherleşmeleri ise çoğunlukla Liyas volkanikleriyle üzerine gelen Berdiga Formasyonuna ait masif kireçtaşlarının tabanında ve içinde;kırık, çatlaklara yerleşmiş olarak, yer yer de damar ve ornatım (metazomatik) şeklinde yoğunlaştığı görülmektedir. Bu durum kireçtaşlarının fizikokimyasal özelliklerinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.31.Eski Gümüşhane’de galeri içindeki manganez cevherleşmesinin görünümü

Cevher getiren solüsyonlar, kayaçların zayıf zonlarına (kırıklar, tabaka yüzeyleri, daykların kestiği kayaçlarla olan dokanakları) yerleşme eğilimindedir ve genel olarak cevherleşmeler de bu kesimlerde yoğunluk göstermektedir.Bu manganez cevherleşmelerinin olduğu yerlerde ikincil olarak gelişmiş, oksitli bakır minerallerinden malakit ve azurit de izlenmiştir (Şekil 3.32.).





Şekil 3.32.Manganez cevherleşmesinin görüldüğü yerde malakit ve azurit minerallerinin görünümü (Turkuaz ve yeşil renkli kısımlar malakit, koyu mavi kısımlar azurit)

#### **3.4.2.1.1. Eski Gümüşhane Manganez Cevherleşmesinin Jeokimyası**

Sahadaki kayalardan ve cevherleşmelerin olduğu kesimlerden kimyasal amaçlı örnekler alınmış ve bu örnekler ACME (Kanada) laboratuvarında; ana, iz ve nadir toprak elementleri için analiz edilmiştir (Tablo 3.5, Tablo 3.6).

Tablo 3.5. Eski Gümüşhane bölgesinde Mn cevherleşmelerine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları

Element	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>1</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	Toplam
Birim	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Dedek.L.	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002	-5,1	0,01
<b>Sample</b>													
OA1	0,52	0,21	11,21	0,02	0,02	<0,01	0,04	<0,01	0,01	0,03	0,004	5,1	17,22
OA2	1,56	0,36	37,46	0,28	0,48	<0,01	0,14	0,01	<0,01	40,11	<0,002	15,0	95,41
OA3	20,27	27,63	10,92	0,96	4,96	0,02	0,94	0,41	0,12	3,97	0,009	26,4	96,65
OA4	89,13	2,32	1,33	0,34	0,35	0,10	0,43	0,07	<0,01	2,51	0,021	3,1	99,75
OA5	56,85	1,01	23,90	1,76	5,80	0,03	0,15	0,01	0,04	0,52	0,005	9,7	99,81
OA6	50,50	1,57	7,96	0,39	0,68	0,10	0,22	0,06	0,22	29,81	0,024	8,3	99,87
OA7	2,35	0,65	1,17	19,98	29,61	<0,01	<0,01	0,02	0,02	1,18	<0,002	44,6	99,56
OA8	67,27	13,89	2,92	1,64	2,51	3,68	2,52	0,38	0,08	0,48	0,018	4,5	99,84
OA9	1,77	0,66	2,29	12,85	30,75	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,40	<0,002	28,1	76,85
OA10	14,32	1,25	5,31	15,68	23,47	<0,01	<0,01	0,04	0,01	0,37	0,006	33,5	93,94
OA11	1,16	0,64	0,83	20,27	30,17	0,02	0,02	0,03	0,01	0,24	<0,002	46,2	99,58
OA12	55,85	16,27	7,47	3,07	6,87	2,71	2,91	0,54	0,23	0,32	0,008	3,5	99,69
OA13	68,10	14,51	6,04	0,78	0,17	0,15	4,49	0,46	0,02	0,03	0,024	5,1	99,89
OA14	64,15	15,69	5,89	1,73	1,50	2,98	2,94	0,42	0,11	0,03	0,020	4,4	99,83
OA15	41,11	0,17	10,04	0,22	8,18	0,03	0,03	<0,01	0,04	27,28	0,009	12,6	99,73
OA17	6,51	0,35	18,34	9,62	13,63	0,02	0,09	0,02	0,02	23,69	0,002	25,3	97,59
OA18	0,98	0,12	9,74	0,17	0,28	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,77	0,002	2,5	14,57
OA19	91,77	2,25	1,56	0,05	0,33	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,04	<0,002	3,2	99,17
OA20	98,32	0,24	0,83	<0,01	0,08	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,003	0,5	99,98
OA21	1,66	0,27	34,08	0,15	0,45	<0,01	0,10	0,02	0,02	45,33	0,005	14,8	96,91
OA22	5,15	0,39	38,21	2,00	2,08	<0,01	0,04	<0,01	1,56	25,45	0,004	24,8	99,67
OA23	8,62	0,40	32,48	0,58	1,16	0,05	0,34	<0,01	0,12	39,93	0,004	15,2	98,86
OA24	73,30	1,64	12,89	0,02	0,03	0,01	0,40	0,01	0,05	0,06	<0,002	5,7	94,13
OA25	3,05	1,05	2,70	7,15	29,29	<0,01	0,11	0,04	<0,01	0,22	<0,002	28,3	71,91
LOI (loss on ignition=ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği													

Bu tablodan görüldüğü gibi Mn'nin dışında, Fe, Si, Ca, elementlerinin oranları dikkat çekicidir. MnO oranı en yüksek: % 45,33 en düşük: % 23,69 ortalama: % 34,51 olarak saptanmıştır. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı en yüksek: % 38,21 en düşük:% 5,31 ve ortalama % 21,76; SiO<sub>2</sub> en yüksek: %89,13 en düşük oranı % 14,32 ve ortalama % 51,72; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> oranı genel olarak örneklerde düşük oranda çıkmıştır. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı ise en düşük % 13,89 ve en yüksek değer % 27,63 sunmakta olup ortalama % 20,76 'dır. CaO oranı ortalama %7,5 olup, eriyik haldeki CaO'nun ortamda demir ve mangan ile beraber çökeldiğini göstermektedir.

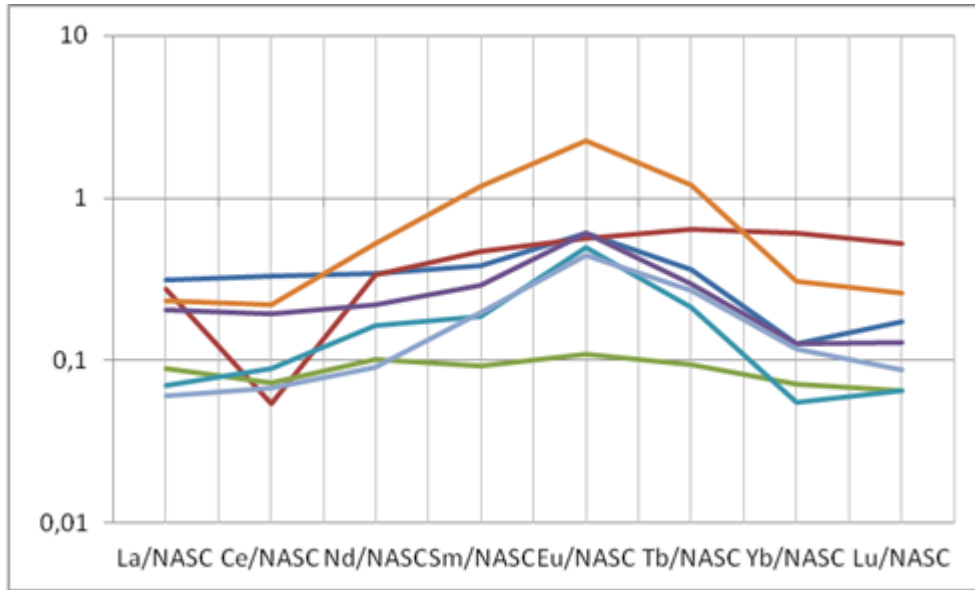
Tablo 3.6. Eski Gümüşhane bölgesinde Mn Cevherleşmesine ait örneklerin İz element konsantrasyon değerleri (altın değerleri ppb, diğer elementlerin değerleri ise ppm olarak verilmiştir).

Element / Örnek	OA1	OA2	OA3	OA4	OA5	OA6	OA7	OA8	OA9	OA10	OA11	OA12	OA13	OA14	OA15	OA17	OA18	OA19	OA20	OA21	OA22	OA23	OA24	OA25
Ba	139	3	159	1447	103	82	6	429	4	7	4	802	510	541	1968	129	462	8	169	9	198	21	269	26
Co	1,2	5,5	10,4	4,2	22,0	72,9	4,4	2,9	2,4	5,7	2,2	20,3	13,9	9,5	10,7	4,6	1,4	1,3	0,7	4,3	1,5	5,0	1,1	2,4
Ga	188,1	46,3	13,2	16,3	4,2	24,9	7,1	19,5	12,0	7,0	1,7	16,8	15,0	17,3	18,4	20,3	45,1	3,1	1,5	51,7	38,7	30,8	8,2	9,9
Hf	<0,1	0,5	1,8	0,4	<0,1	0,4	0,2	4,0	0,3	0,2	<0,1	2,9	3,0	3,2	<0,1	0,3	0,2	0,3	0,6	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2
Nb	0,4	0,7	4,5	4,9	0,8	2,2	0,3	7,6	3,5	1,4	0,4	6,6	7,5	6,6	0,5	0,8	0,1	5,5	2,5	0,8	6,0	0,3	0,3	<0,1
Rb	1,7	3,9	27,7	18,1	5,3	7,6	0,2	93,8	0,6	0,6	0,6	90,8	148,8	108,3	0,6	3,0	0,8	1,0	0,8	3,2	2,5	5,1	8,6	5,3
Sn	4	3	1	<1	<1	<1	2	2	88	12	<1	1	8	2	<1	1	2	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Sr	87,2	341,7	106,6	83,2	14,4	74,5	38,5	140,4	23,7	35,6	53,2	651,2	12,3	399,9	74,4	453,3	29,8	11,6	17,6	172,8	575,9	506,5	16,4	79,6
Ta	<0,1	0,1	0,2	0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,7	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,7	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,5	0,3	1,6	1,2	<0,2	1,1	0,2	12,8	0,3	0,6	<0,2	11,7	4,9	13,0	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,4	<0,2	<0,2	0,3	0,3
U	5,7	5,9	14,6	0,9	0,4	3,3	0,7	2,9	1,0	2,3	0,5	2,1	1,6	3,8	1,9	4,6	18,3	2,6	1,9	5,5	5,2	6,9	0,1	0,6
V	24	94	117	19	118	159	12	65	10	26	21	182	129	106	196	103	14	32	14	42	49	37	<8	19
W	1,2	1,7	2,0	0,7	1,1	2,8	1,4	2,3	1,0	0,9	<0,5	1,4	25,6	2,6	<0,5	3,6	0,7	<0,5	<0,5	1,3	1,9	1,3	<0,5	<0,5
Zr	1,8	18,0	61,0	15,2	7,8	24,9	6,3	141,5	5,1	9,9	4,9	92,1	125,6	104,4	39,1	12,6	2,2	21,5	23,4	8,6	7,5	6,2	6,5	7,3
Y	0,7	8,0	16,8	3,0	17,5	3,9	3,2	14,7	3,0	2,5	2,0	19,2	16,9	10,2	11,5	6,4	0,6	1,0	1,2	4,4	20,3	8,3	0,7	3,2
La	1,3	9,7	9,3	3,7	8,5	5,2	2,2	30,9	2,5	2,8	1,8	31,5	23,4	26,6	19,6	6,4	1,3	1,2	2,2	2,2	7,3	1,9	1,8	3,1
Ce	1,9	21,9	21,0	7,4	3,6	27,1	3,8	48,6	5,5	4,9	3,3	50,1	38,6	41,9	3,2	12,9	0,8	1,8	3,4	6,0	14,8	4,5	2,9	6,2
Pr	0,21	2,58	3,29	0,80	2,32	1,29	0,60	5,54	0,68	0,62	0,38	5,99	4,43	4,54	2,67	1,73	0,11	0,25	0,31	0,69	2,47	0,67	0,36	0,72
Nd	0,5	9,4	14,7	2,5	9,3	4,6	2,9	17,5	3,2	2,8	2,0	22,8	15,1	16,0	12,4	6,0	0,4	1,8	1,4	4,5	14,5	2,5	1,5	2,0
Sm	0,15	2,15	5,09	0,55	2,62	0,86	0,49	3,01	0,52	0,52	0,25	4,27	2,70	2,98	1,79	1,63	<0,05	0,37	0,16	1,04	6,56	1,10	0,26	0,51
Eu	<0,02	0,72	1,63	0,10	0,67	0,20	0,06	0,62	0,12	0,13	0,08	1,21	0,45	0,58	0,33	0,72	<0,02	0,12	0,04	0,59	2,65	0,52	0,09	0,17

Tablo 3.6.'nin Devami

Tb	<0.01	0,31	0,86	0,09	0,55	0,15	0,05	0,40	0,10	0,08	0,03	0,54	0,40	0,33	0,32	0,25	<0.01	0,05	0,02	0,18	1,03	0,23	0,03	0,09
Dy	0,12	1,54	4,58	0,49	3,40	1,06	0,46	2,58	0,48	0,49	0,21	3,16	2,94	2,18	2,59	1,34	0,19	0,28	0,24	0,93	4,49	1,44	0,25	0,44
Ho	<0.02	0,27	0,79	0,12	0,69	0,14	0,05	0,47	0,10	0,08	0,04	0,61	0,55	0,35	0,59	0,20	<0.02	0,05	0,04	0,12	0,68	0,19	<0.02	0,10
Er	0,07	0,54	2,89	0,36	2,15	0,59	0,28	1,83	0,33	0,21	0,21	1,97	2,11	1,22	1,96	0,65	0,09	0,08	0,10	0,24	1,32	0,56	0,04	0,33
Tm	<0.01	0,08	0,36	0,06	0,26	0,08	<0.01	0,21	0,04	0,03	<0.01	0,26	0,28	0,15	0,24	0,05	<0.01	0,03	<0.01	0,03	0,18	0,04	<0.01	0,03
Yb	<0.05	0,39	2,75	0,38	1,85	0,80	0,24	1,82	0,36	0,22	0,08	2,22	2,27	1,43	2,06	0,39	<0.05	0,19	0,18	0,17	0,94	0,36	<0.05	0,26
Lu	<0.01	0,08	0,36	0,06	0,24	0,08	0,02	0,25	0,04	0,03	0,02	0,26	0,32	0,16	0,27	0,06	<0.01	0,04	<0.01	0,03	0,12	0,04	<0.01	0,03
TOT/C	0,04	0,15	1,32	0,03	1,21	0,25	12,54	0,48	10,39	9,74	12,68	0,51	0,04	0,04	1,67	5,42	0,12	0,14	<0.02	0,12	5,94	0,33	0,03	4,77
TOT/S	22,36	0,19	0,14	0,02	<0.02	<0.02	0,28	0,25	5,98	2,33	0,07	0,04	4,04	2,75	<0.02	0,04	18,79	0,15	0,04	0,24	0,64	0,08	9,98	10,83
Mo	1,1	2,1	1,2	11,7	4,9	97,1	3,1	2,2	1,9	1,4	0,3	0,7	0,5	0,5	24,7	2,8	1,2	0,9	1,3	1,0	3,1	1,2	1,1	0,7
Cu	5775,0	97,8	2715,6	46,4	60,6	376,0	52,2	32,0	1920,5	490,2	31,9	55,1	8,4	11,1	88,9	52,3	9098,9	5170,2	42,3	736,1	25,6	983,9	>10000,0	671,4
Pb	>10000,0	>10000,0	3598,5	798,6	126,7	291,0	152,3	212,0	678,5	7586,0	118,9	120,9	89,1	61,8	20,7	5374,4	>10000,0	776,3	301,2	>10000,0	644,4	1084,9	877,2	107,6
Zn	>10000,0	>10000,0	>10000,0	345	194	110	423	72	>10000,0	7034	238	196	62	38	141	9028	>10000,0	572	115	9735	1163	5971	336	418
Ni	3,9	8,7	71,9	34,8	105,2	58,4	15,0	5,2	4,1	14,9	3,5	6,7	9,4	4,1	81,6	10,3	2,5	2,3	1,1	6,7	3,9	6,8	2,9	4,8
As	1440,1	649,0	169,9	9,6	19,4	20,9	22,0	4,0	245,9	115,4	23,9	2,6	0,8	<0,5	13,7	248,4	3434,2	38,9	69,2	276,4	186,6	234,5	3,9	246,8
Cd	463,2	78,6	88,9	1,8	0,3	0,2	2,0	0,2	321,6	36,2	1,3	1,0	0,3	<0,1	0,2	59,3	207,5	3,4	0,6	59,8	19,0	71,9	2,5	1,0
Sb	436,2	9,2	2,5	0,5	0,7	3,8	4,8	0,3	42,9	22,3	2,6	0,3	0,1	<0,1	2,4	3,1	638,8	1,4	3,0	9,4	2,3	1,6	1,3	12,2
Bi	11,6	0,7	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,9	0,2	23,5	42,0	0,7	0,5	0,3	0,3	<0,1	1,1	20,1	<0,1	0,6	1,3	0,3	0,4	60,1	11,7
Ag	>100,0	47,6	2,1	0,4	<0,1	0,1	0,5	0,3	6,3	20,4	0,6	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	25,8	>100,0	1,6	1,5	28,9	0,7	1,3	29,6	1,5
Au	2156,9	3225	223,1	22,9	1,7	5,7	91,3	18,8	629,4	1655,9	9,1	18,2	8,1	5,6	<0,5	584,3	3182	10,9	20,2	64,7	61,4	72,3	9049	159,2
Hg	17,35	0,56	0,13	0,03	<0,01	0,05	0,06	0,01	1,93	0,33	0,02	0,02	0,04	<0,01	<0,01	0,22	5,84	0,02	0,02	0,16	0,03	0,01	0,02	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	0,4	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	<0,1
Se	23,9	0,8	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	3,9	27,0	<0,5	<0,5	1,7	2,0	<0,5	<0,5	27,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	11,2	5,4

Günümüzde, manganez cevherleşmelerinin ana ve eser element içeriklerine bağlı olarak hazırlanan diyagramların yorumlanması sonucu, cevherleşmenin oluşumu ile ilgili yorumlar yapılabilmektedir. Ayrıca NTE'lerin dağılımı ve davranışları ile ilgili çalışmalarda, NTE örnekleri kondrite göre normalize edilerek cevher oluşumlarının ortamsal değerlendirilmesi yapılmakta ve NTE desenlerine göre cevherleşmenin kökeni yorumlanmaktadır. Sahadaki manganez yataklarının hidrotermal orjinli olduğunu ortalama nadir toprak elementleri de göstermektedir. Düşük nadir toprak element içeriği bu yatakların hidrotermal olduğunu teyit etmektedir. Ayrıca sahadaki örneklerin NASC-normalleştirilmiş nadir toprak element (NTE) desenleri düşük-orta miktarda nadir toprak zenginleşmesini göstermektedir (Şekil 3.32.). Bu hidrojeniz manganez örneklerinin karakteristiği olabilir (Nath vd., 1992-1997). Bununla birlikte bu örnekler Nikolson 1992 ve Bonatti vd 1972 ayırım diyagramlarına bağlı olarak bir hidrotermal karaktere sahiptir. Tüm bu veriler gözönüne alındığında sahadaki manganez yatakları için nadir toprak zenginleşmeleri hidrotermal ve hidrojenik karışımı olarak ya da süperjen süreçlerle izah edilebilir.



Şekil 3.33. Manganez cevherleşmelerine ait nadir toprak elementlerinin (NTE), Kuzey Amerika şeyl bileşimine (NASC) normalleştirilmiş örümcek diyagramı

Manganez cevherleşmelerinin ortalama manoksit içeriği 21.43 olup medyan değeri 25.45'dir. Bölgedeki en yüksek manganez değeri 45.33'dür (Tablo 7).

Tablo 3.7. Manganez cevherlerine ait ana oksitlerin tanımlayıcı istatistiksel parametreleri

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Ortalama	25,13	0,75	19,90	2,84	5,14	0,03	0,16	0,03	0,25	21,43	0,01
Ortanca	8,62	0,39	18,34	0,39	1,16	0,03	0,12	0,02	0,04	25,45	0,01
Standart Sapma	29,71	0,71	13,86	5,08	7,44	0,04	0,14	0,02	0,53	17,47	0,01
Örnek Varyans	882,61	0,50	192,21	25,78	55,31	0,00	0,02	0,00	0,28	305,37	0,00
Basıklık	0,44	1,04	-1,79	4,00	3,08	-0,11	0,43	-1,32	7,57	-1,67	1,41
Çarpıklık	1,19	1,34	0,15	2,16	1,84	1,09	1,14	0,71	2,73	-0,15	1,58
En Küçük	0,98	0,12	1,33	0,15	0,28	0,00	0,03	0,01	0,01	0,37	0,00
En Büyük	89,13	2,32	38,21	15,68	23,47	0,10	0,43	0,07	1,56	45,33	0,02
Sayı	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	10,00	10,00	7,00	8,00	11,00	11,00

Co elementinin değişken özellikleri Ni ile yakından ilişkilidir. Bunun yanında Co/Zn oranı da kökensel yorumlamalarda kullanılmaktadır (Toth, 1980). Co elementinin değişken karakteristikleri Ni ile yakından ilişkilidir. Co/Ni oranı ise, sedimanter ortam ve sedimantasyon hakkında karar veren, özellikle deniz tabanında sıcak su çökelimlerinin ayırt edilmesinde kullanılan bir veridir. Co/Ni < 1 değerleri sedimanter kökeni işaret ederken (Fernandez ve Moro 1998), Co/Ni > 1 ise derin denizel ortamı ifade eder (Delian, 1994; Nayan vd., 1994). Co/Ni oranı incelenen çalışma alanındaki cevher örneklerinde de çoğunlukla 1'in altında çıkmıştır. Co/Zn oranı 0.15 ise hidrotermal, 2.5 ise hidrojenetik yatakları ifade eder (Toth, 1980). Bu veriye göre ise bulunan değerler hidrotermal yatakları işaret etmektedir(Tablo3.8).

Tablo 3.8. Eski Gümüşhane manganez örneklerinin Co/Ni oranları

Örnek No	Ni	Co	Co/Ni
OA2	8,7	5,5	0,632183908
OA3	71,9	10,4	0,144645341
OA4	34,8	4,2	0,120689655
OA5	105,2	22	0,209125475
OA6	58,4	72,9	1,248287671
OA10	14,9	5,7	0,382550336
OA15	81,6	10,7	0,131127451
OA17	10,3	4,6	0,446601942
OA21	6,7	4,3	0,641791045
OA22	3,9	1,5	0,384615385
OA23	6,8	5	0,735294118

Ba içeriğine göre değerlendirdiğimizde; hidrotermal akışkanlar volkanik malzeme ve sedimanlarla etkileşimleri nedeni ile deniz suyuna göre Ba'ca daha zengindir (Monnin vd., 2001). Ortalama olarak deniz suyu 0.02 ppm, sedimanter kayaçlar ise 600 ppm Ba içermektedir (Krauskopf 1979). Elde edilenkimyasal analiz sonuçlarına göre sedimanter kayaçlara düşmektedir.

Sahadaki diğer cevherleşmeler ve manganez cevherleşmeleri arasındaki ilişkinin irdelenmesi amacıyla iz elementler arasında korelasyon yapılmıştır (Tablo 9). Yapılan korelasyona göre Mn ile Cu, Pb, Zn, As, Cd, Ag arasında, Cu ile Zn arasında, Pb ile Zn, As, Cd, Sb, Ag, Au ve Hg arasında, Zn ile As, Cd, Sb, Ag, Au ve Hg arasında, As ile Cd, Ag, Au ve Hg arasında, Cd ile Ag, Au, Hg arasında, Sb ile Bi, Ag, Au, Hg arasında, Ag ile Au ve Hg arasında ve Au ile Hg arasında iyi bir korelasyon gözlenmiştir. Mn ile Au

arasındaki korelasyon değeri düşük olmakla birlikte, Mn'nın Pb, Zn, As ile gösterdiği korelasyon dikkate alındığında Mn ile Au arasında da bir korelasyonun olmadığı ancak sahadan alınacak daha çok örneğe ait iz element konsantrasyonlarının değerlendirilmesi durumunda bu korelasyonun görülebileceği sonucuna varılmıştır (Tablo 3.9).

Tablo 3.9. Analiz sonuçlarına göre elementlerin birbirleriyle korelasyonu

	Mn	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg
Mn	1,00												
Mo	-0,52	1,00											
Cu	0,52	-0,72	1,00										
Pb	0,53	-0,56	0,28	1,00									
Zn	0,70	-0,63	0,45	0,90	1,00								
Ni	-0,43	0,76	-0,23	-0,30	-0,39	1,00							
As	0,78	-0,37	0,14	0,72	0,77	-0,35	1,00						
Cd	0,85	-0,63	0,56	0,71	0,92	-0,43	0,84	1,00					
Sb	-0,05	-0,49	0,28	0,68	0,50	-0,21	0,21	0,27	1,00				
Bi	-0,45	-0,34	0,20	0,31	0,17	0,59	-0,20	-0,05	0,89	1,00			
Ag	0,48	-0,28	0,00	0,94	0,87	0,15	0,83	0,70	0,47	0,12	1,00		
Au	0,22	-0,24	-0,11	0,68	0,58	-0,18	0,76	0,52	0,57	0,33	0,79	1,00	
Hg	0,22	-0,16	-0,13	0,82	0,71	0,34	0,77	0,56	0,61	0,34	0,92	0,96	1,00

### 3.4.2.1.2. Eski Gümüşhane Mangan Cevherleşmesinin Mineralojisi

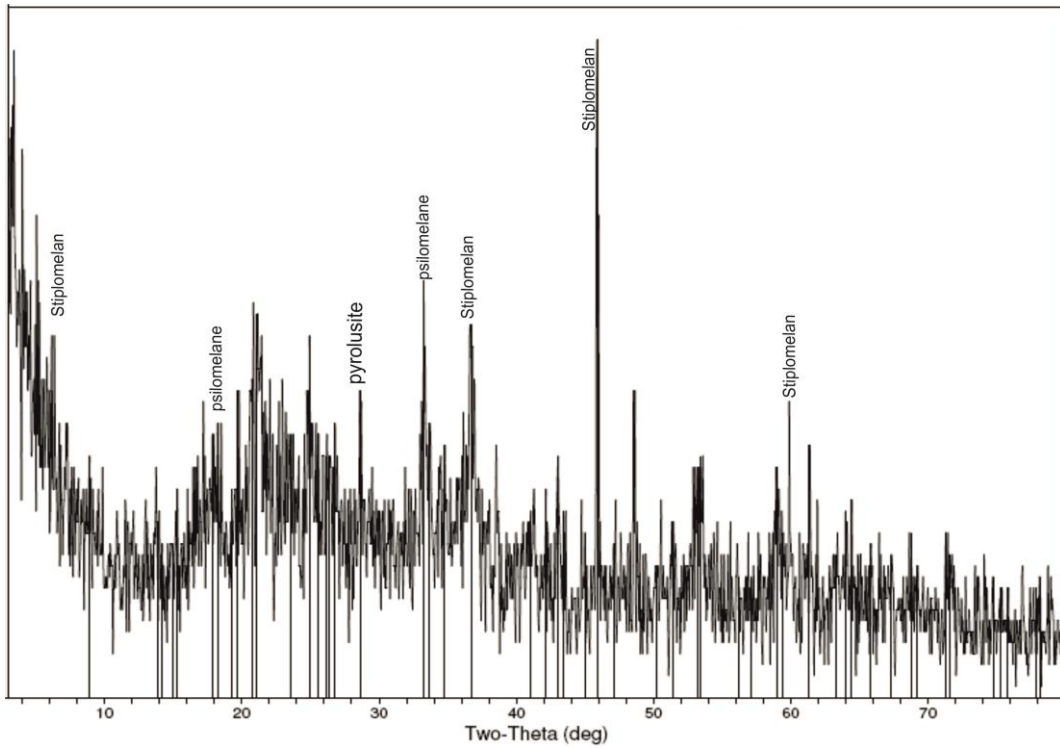
Manganez mineralleri artan oksidasyon koşullarına göre değişime uğrar. İlk olarak rodokrozitin oksidasyonuyla hosmannit( $Mn_3O_4$ ) (1 nolu denklem), hosmannitin oksidasyonuyla biksbit( $Mn_2O_3$ ) (2 nolu denklem) oluşur. Biksbitin hidrasyonuyla manganit( $MnOOH$ ) (3 nolu denklem), manganitin oksidasyonuyla Pirolusit ( $MnO_2$ ) (4 nolu denklem) oluşur.



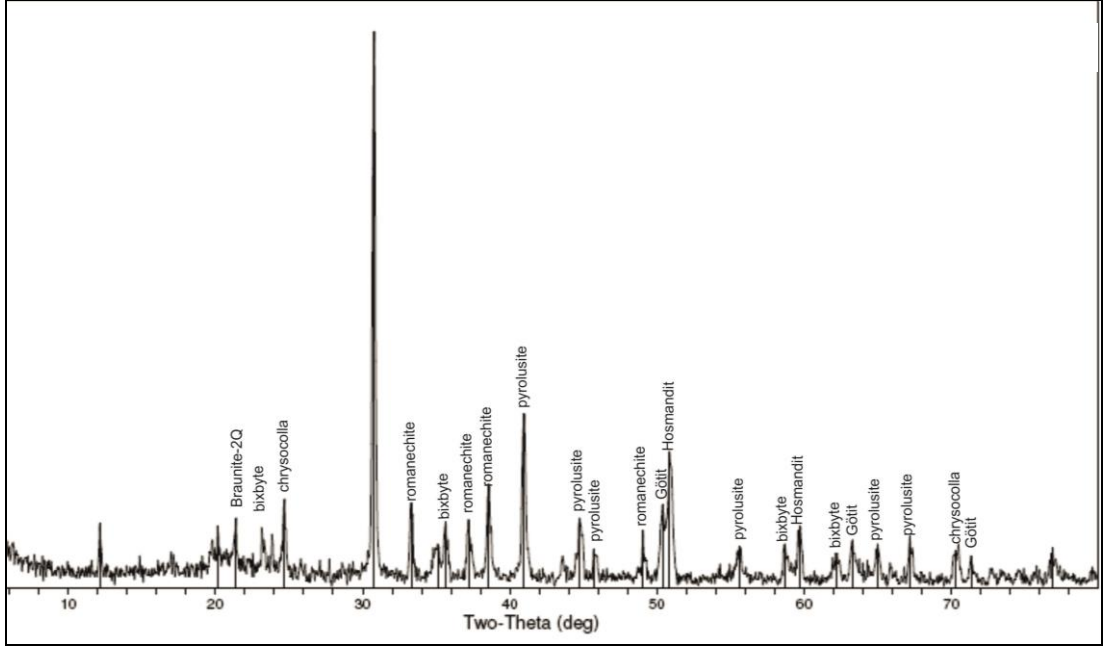
Tektonik faaliyetler kayaçların parçalanmasını tetikler ve oluşan bu kırık sistemleri düşük sıcaklık hidrotermal proseslerin işlemesine katkı verir. Bu proses ise mangan cevherleşmesinin zenginleşmesini sağlar.



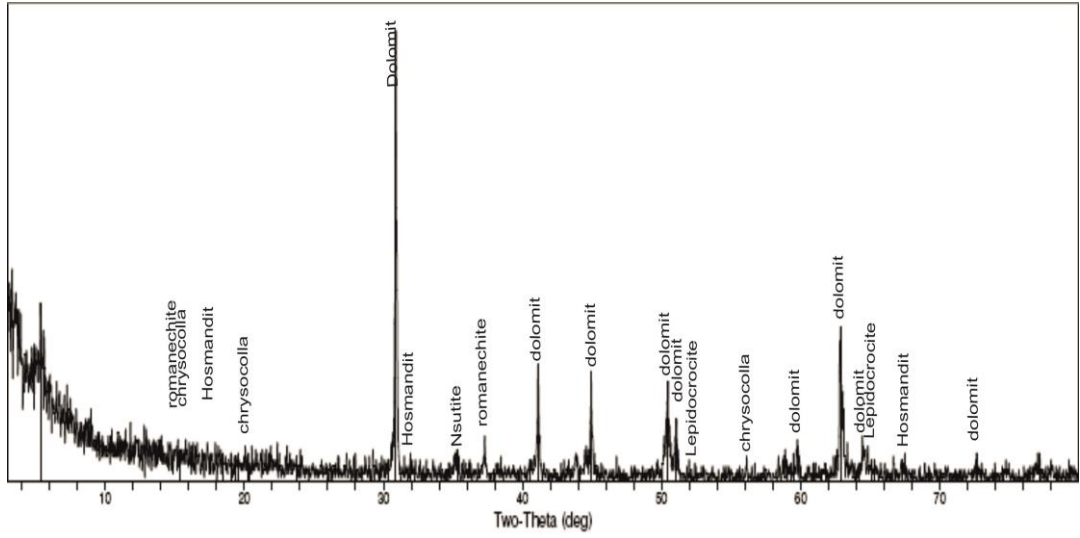
Sahadaki manganez cevherleşmelerinden alınan örneklerde cevher mikroskobisi ve XRD çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Cevher mikroskobisi çalışmalarında, pirolusit, psilomelan ve çok az rodokrozit minerallerine rastlanmıştır. XRD çalışmalarında ise cevherleşmenin parajenezinin; braunit, piroluzit, psilomelan, stiplomelan, manganit, ramsdellit, götit, hematit ve manyetit minerallerinden oluştuğu, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit ve dolomit minerallerinin olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.34, Şekil 3.35, Şekil 3.36, Şekil 3.37). Parajenezi oluşturan braunit, piroluzit, ramsdellit gibi Mn oksitlerle, az miktarda bulunan hematit ve manyetit mineralleri oksidik ortama işaret eder. Piroluzit ve braunit oksidik parajenezlerin ana mineralleridir. Eski Gümüşhane cevherleşmesinde de bu iki mineral hakim durumdadır. İnce taneli kristaller halinde görülen piroluzit ayrıca braunitin ornaticısı olarak ve ramsdellit ile birlikte rastlanmaktadır. Ramsdellit az ya da çok olarak piroluzit tarafından ornatılmaktadır.



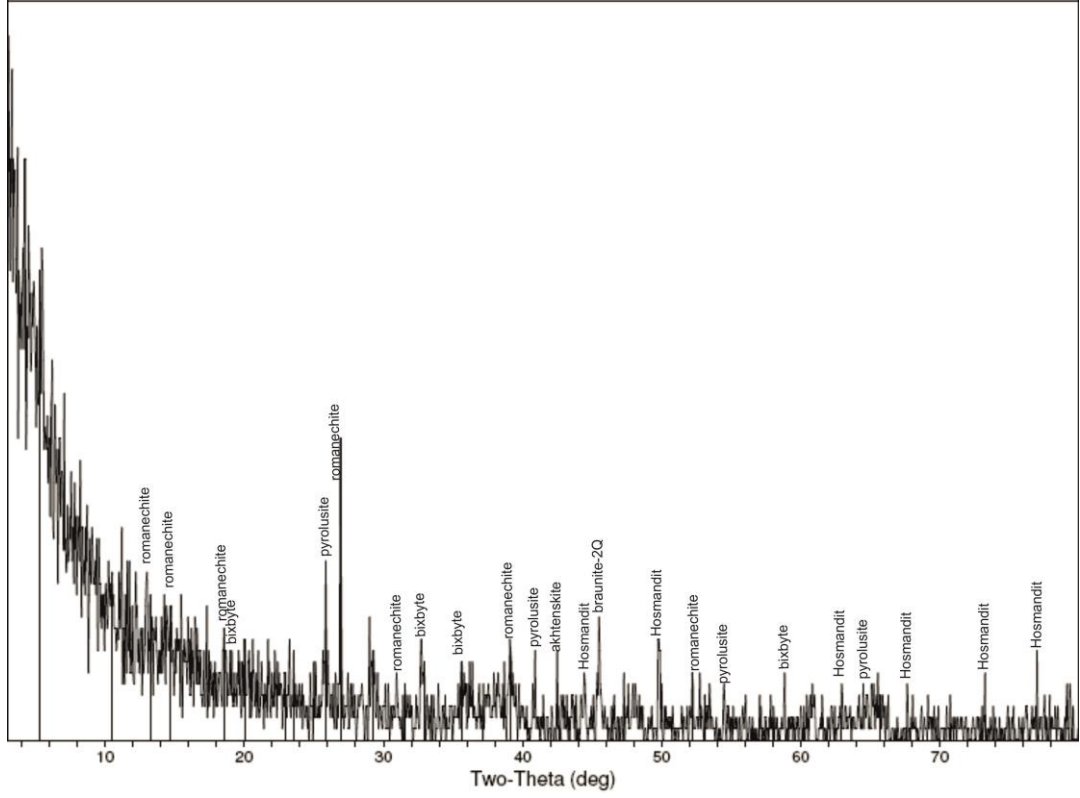
Şekil 3.34.Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait FY-4 örneğine XRD sonuçları



Şekil 3.35. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait KP örneğine XRD sonuçları



Şekil 3.36. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait K2 örneğine XRD sonuçları



Şekil 3.37. Eski Gümüşhane cevherleşmesine ait S4 örneğine XRD sonuçları

Parajenezde yer alan braunit minerali Mn oksit cevherleşmelerinin ana minerallerinden birisi olduğu halde günümüz deniz altı Mn-Fe yataklarında asla bulunmamaktadır. Böyle ortamlarda todorokit ve birnessit gibi zayıf kristalen oksidik fazlar ortaya çıkmaktadır (Hariya, 1980). Braunit mineralinin, depolanma sonrası hidrotermal veya biyojenik silika ile gelişen reaksiyonlar sonucunda oluştuğu düşünülebilir. Bu şekilde bir reaksiyonun diyajenez ya da düşük sıcaklık yüksek basınç metamorfizması esnasında gelişmektedir (Ramdohr, 1975; Sakakibara vd., 1986). Parajenezde karbonatlı Mn minerallerinin bulunmaması cevherleşmenin süperjen oluşumlarla ilişkili olmadığını göstermektedir (Özkoçak, 1980).

#### 3.4.2.1.3. Eski Gümüşhane Cevherleşmesinin Cevher Mikroskobunda İncelenmesi

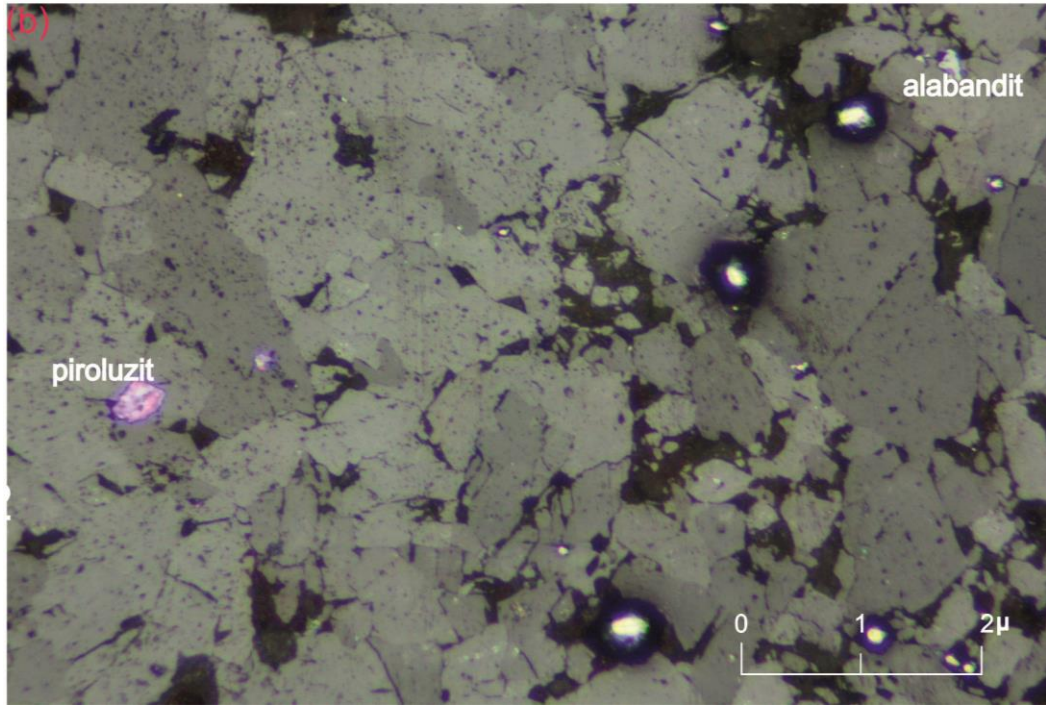
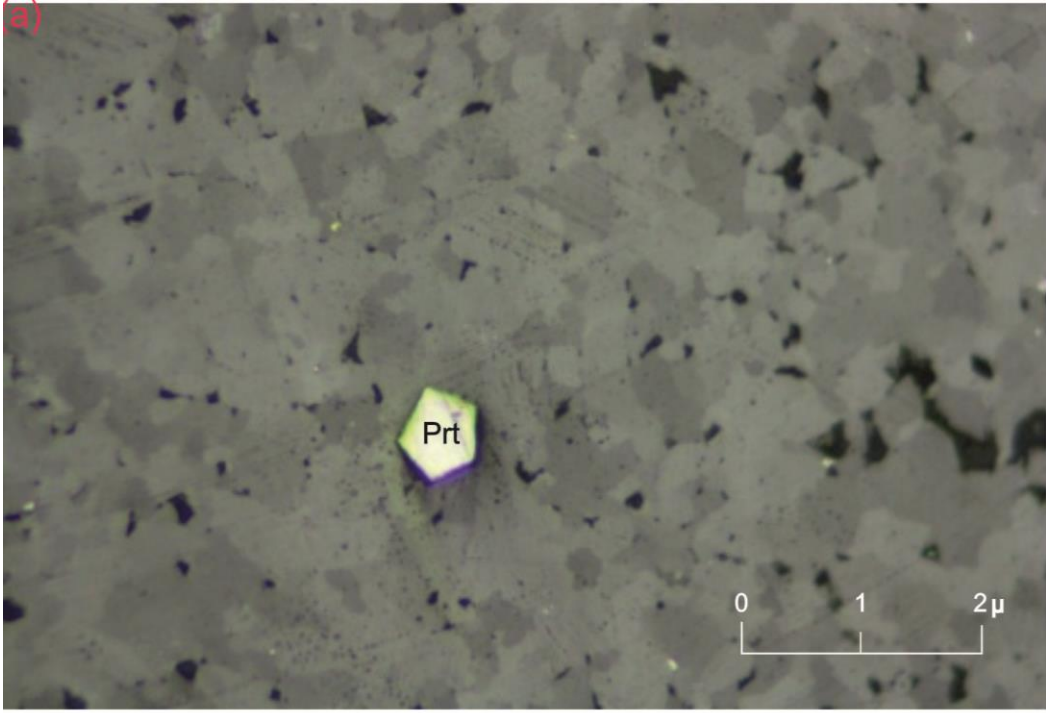
Çalışma alanından alınan cevher örnekleri öncelikle yüzeyleri parlatılarak cevher mikroskobisinde incelenmeye hazır hale getirilmiştir. Toplam 5 adet parlak kesit hazırlanmıştır.

Bu kesitlerin incelenmesi sonucunda genellikle kayaçta silisleşme olduğu ve içerisinde saçınım halinde piritlere rastlanılmıştır (Şekil 3.38b). Piritlerin boyutu ortalama 0.2 mikron daha küçüktür. Piritler şekil olarak bazen özşekilli olarak görülebilmekle birlikte (Şekil3.38a) çoğunlukla yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak görülmektedir. Mangan minerali olarak alabandit, rodokrozit, proluzit, kovellin ve ilmenite rastlanmıştır. Alabandit, genellikle damar halinde görülmektedir (Şekil 3.39a). Bu alabandit damarlarının genişliği yaklaşık 4 mikron boyutunda olup içerisinde oksitlenmiş halde saçınımlı piritler görülmektedir. Bazen bu damar şeklindeki alabanditler piritin içerinden geçerek ilerlemiştir. Bu da piritin alabanditlerden daha genç olduğunu işaret etmektedir.

Rodokrozit Çingene pembesi rengiyle karakteristiktir. Genellikle boyutları 0.2 mikron civarındadır (Şekil 3.38b). Manganez minerali olan piroluzit de az miktarda alabandit içerisinde görülmektedir. Rodokrozit bazen piritlerle birlikte breşik gang kayacı içerisinde de saçınım halinde görülebilmektedir.

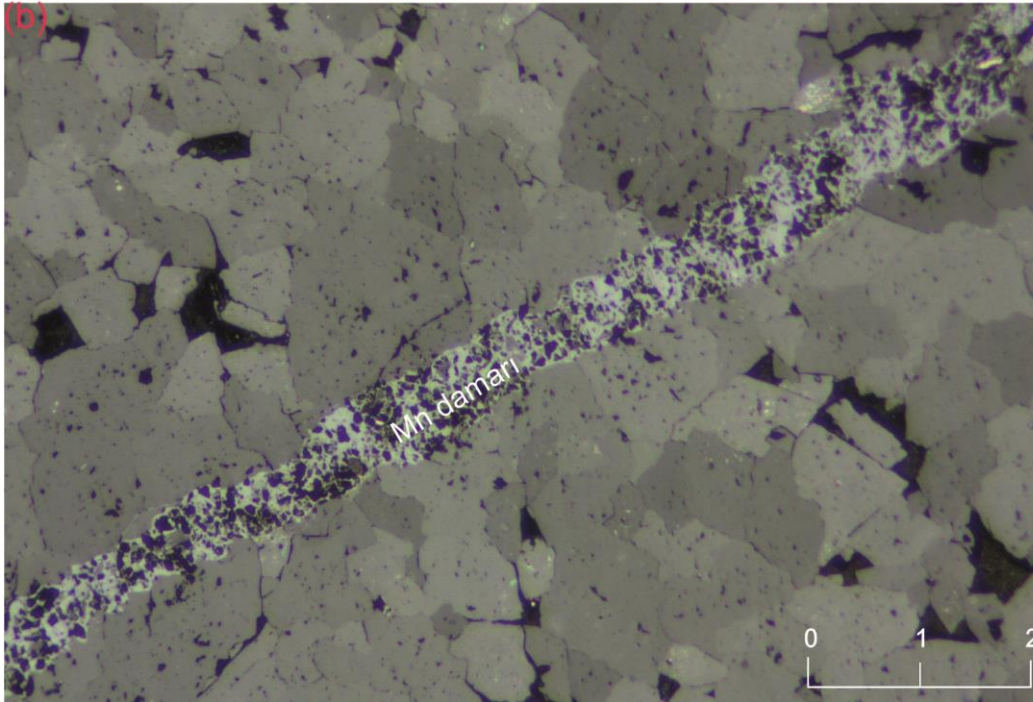
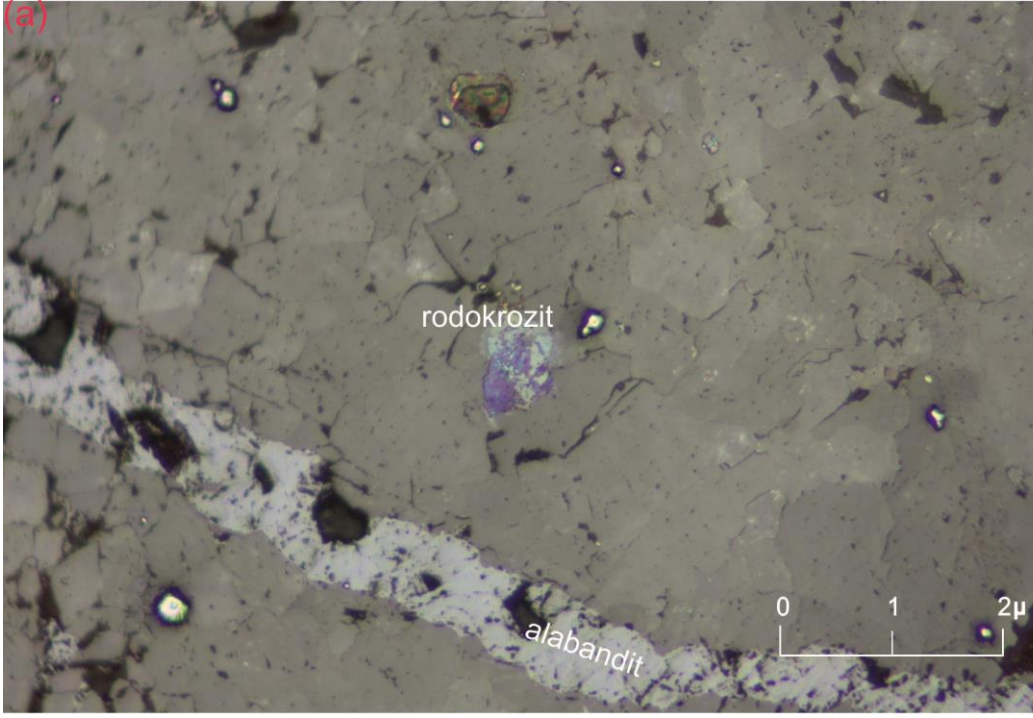
İlmenit ise hematit ve bu hematitlerin içerisinde oksitlenmiş piritlerin etrafında görülmektedir (Şekil 3.40a-b). Ayrıca yumru-böbreğimsi yapıda görülen götit minerali de kesitlerde gözlenmiştir (Şekil 3.40a). Götite minerali ise demir yataklarını işaret etmektedir.

Pirit bazı durumlarda da kalkopirit ile birlikte görülmektedir (Şekil 3.41b). Bu kalkopiritlerin içerisinde mavi tonlarında görülen kovellin mineraline de rastlanılmıştır. Kovellin, kalkopiritin etrafında kırık ve çatlaklarda oluşmuştur (Şekil 3.41a). Yine kalkopiritin içerisinde sfalerit ve az oranda da galen oluşumuna rastlanılmıştır. Sfaleritler kalkopiritin içerisinde damar şeklinde de oluşum göstermiştir. Bu durum sfaleritlerin kalkopiritten sonra oluştuğunu işaret eder.

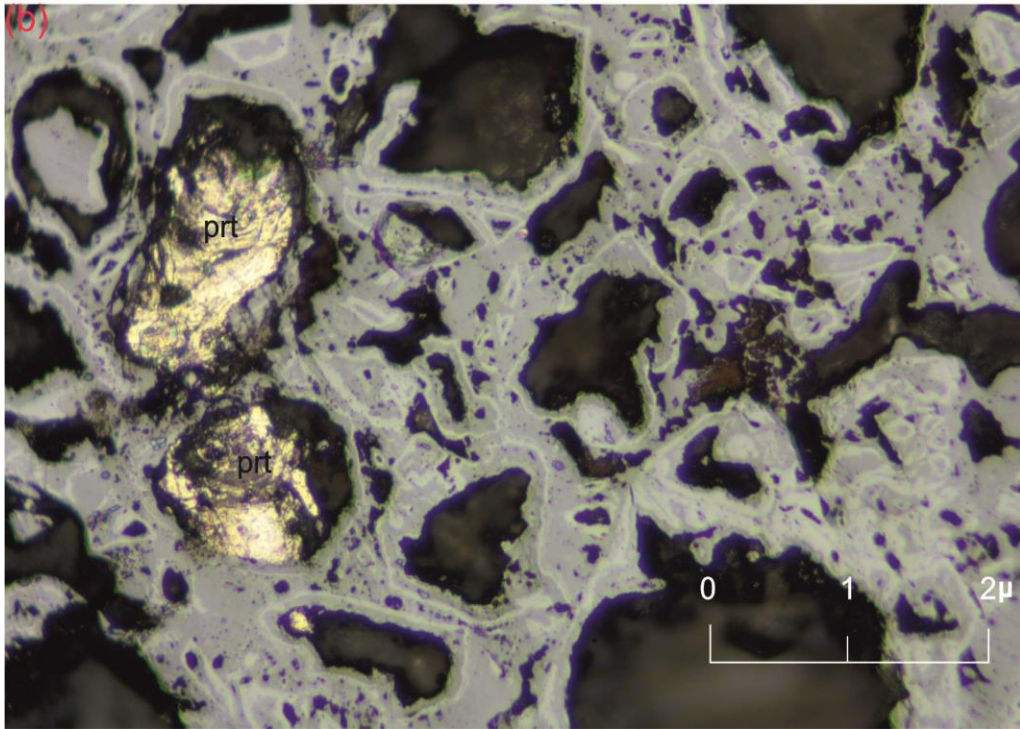
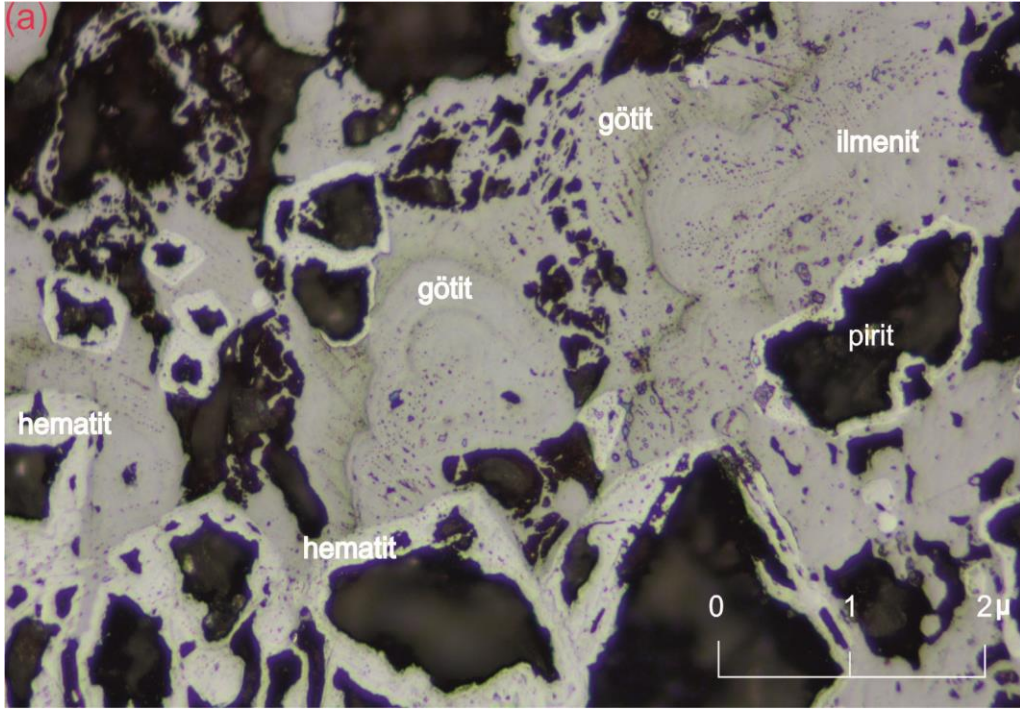


Şekil 3.38.Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri (a): Özşekilli piritin görünümü; (b):Mangan minerallerinden piroluzit ve alabanditin görünümü. (prt: pirit)



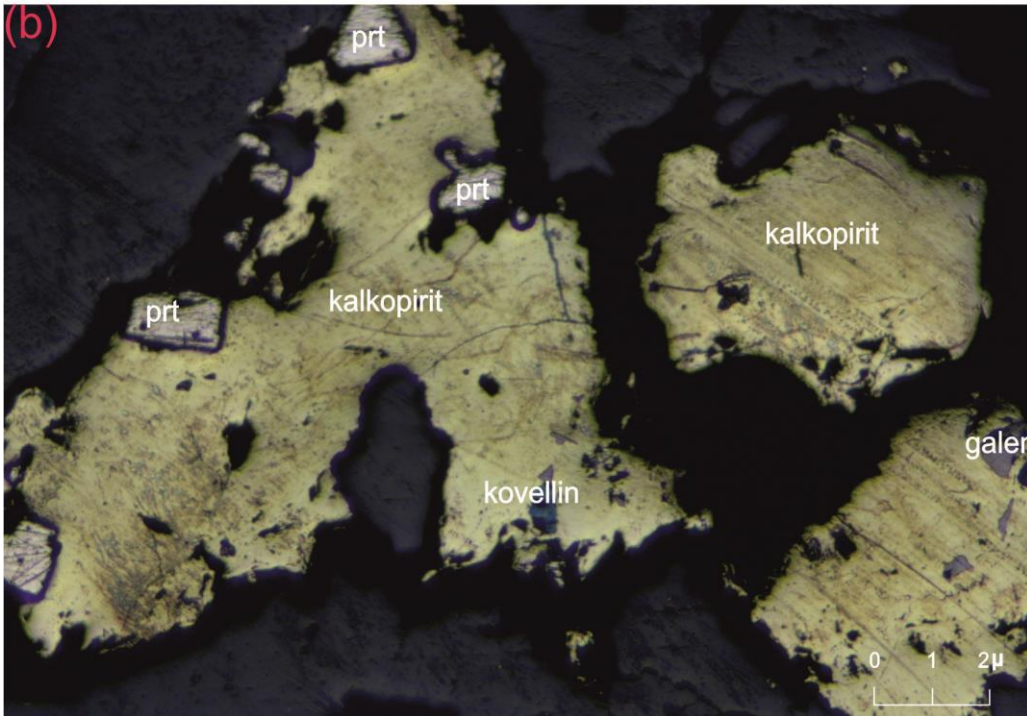
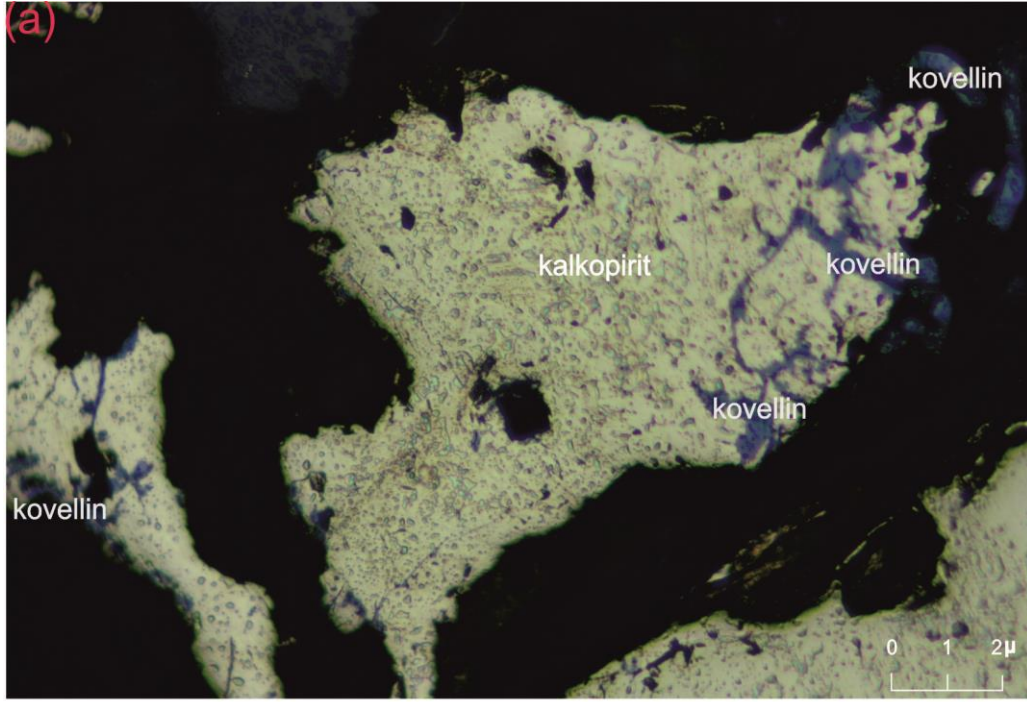


Şekil 3.39. Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri (a): Damar şeklinde görülen alabandit, çingene pembe renkli rodokrosit ve saçınım şeklinde piritler; (b):Mangan damarının görünümü



Şekil 3.40.Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri (a): Oksitlenmiş piritin etrafındaki hematitin ve böbreğimsi yapıdaki götitin görünümü; (b): Bir kısmı oksitlenmiş piritlerin görünümü. (prt: pirit)





Şekil 3.41.Cevher minerallerinin ve mangan minerallerinin parlak kesitteki görünümleri (a): Kovellinin kalkopiritin kenarlarında damarlar şeklinde görünümü; (b):Kalkopirit içerisinde pirit, galen ve kovellin oluşumları. (prt: pirit)

### 3.4.2.1.4. Cevherleşmelerle İlgili Jeokimyasal Çalışmalar

Eski Gümüşhane'deki Manganez cevherleşmelerinin kökensel tespitinde, ana ve iz element analiz içeriklerine göre farklı diyagramlar kullanılmıştır. Bu diyagramların yorumlanması ve jeotektoniğinin belirlenmesi sonucunda manganez cevherleşmelerinin oluşum tipi ortaya çıkmaktadır. Cevherleşmenin tipini belirlemek için 9 adet örnekten Kanada Acme Laboratuvarında, ana ve iz element analizleri yaptırılmıştır (Tablo 3.10).

Tablo 3.10. Eski Gümüşhane manganez örneklerinin kimyasal analiz sonuçları

Örnek No	OA2	OA3	OA5	OA6	OA10	OA17	OA21	OA22	OA23
SiO <sub>2</sub>	1,56	20,27	56,85	0,03	14,32	6,51	1,66	5,15	8,62
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,41	0,01	50,5	0,04	0,02	0,02	<0,01	<0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	27,63	1,01	1,57	1,25	0,35	0,27	0,39	0,4
FeO <sub>t</sub>	37,46	10,92	23,9	7,96	5,31	18,34	34,08	38,21	32,48
MnO	40,11	3,97	0,52	0,39	0,37	23,69	45,33	25,45	39,93
MgO	0,28	0,96	1,76	0,68	15,68	9,62	0,15	2	0,58
CaO	0,48	4,96	5,8	0,1	23,47	13,63	0,45	2,08	1,16
Na <sub>2</sub> O	<0,01	0,02	0,03	0,22	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,05
K <sub>2</sub> O	0,14	0,94	0,15	0,06	<0,01	0,09	0,1	0,04	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,12	0,04	0,22	0,01	0,02	0,02	1,56	0,12
LOI	15	26,4	9,7	29,81	33,5	25,3	14,8	24,8	15,2
Total	95,41	96,65	99,81	0,024	93,94	97,59	96,91	99,67	98,86
Ni (ppm)	8,7	71,9	105,2	6	14,9	10,3	6,7	3,9	6,8
Co (ppm)	5,5	10,4	22	8,3	5,7	4,6	4,3	1,5	5
Cu (ppm)	97,8	2715,6	60,6	82	490,2	52,3	736,1	25,6	983,9
Zn (ppm)	10001	10001	194	<1	7034	9028	9735	1163	5971
Rb (ppm)	3,9	27,7	5,3	0,7	0,6	3	3,2	2,5	5,1
Pb (ppm)	10001	3598,5	126,7	7,6	7586	5374,4	10001	644,4	1084,9

Eski Gümüşhane Manganez yatağı'nın ana bileşenlerini Mn, Fe ve Si oluşturmaktadır. Al, Mg ve Ca ise ikincil derecede önemli olan bileşenlerdir. Eski Gümüşhane manganez yatağında yapılan analizlerde ise, Fe/Mn oranları Tablo 3.11'de verilmiştir. Bu oranlar cevherin kökensel tespitinde yol gösterici niteliktedir. Bir çok araştırmacı dünyadaki önemli manganez yatakları üzerinde yaptıkları çalışmalarda, deniz suyundan yavaşça çökerek oluşan hidrojenetik kökenli yataklardaki Fe/Mn oranı yaklaşık 1, deniz altında yerleşen hidrotermal yataklardaki Fe/Mn oranı ise <0.1 (Mn ce zengin) veya >10 (Fe ce zengin) olduğunu tespit etmişlerdir. Eski Gümüşhane analiz sonuçlarında

ise her iki değer aralığına karşılık gelen değerler söz konusudur. Bu durum da Eski Gümüşhane'deki manganez yataklarının daha çok hidrotermal kökenli olduğunu fakat hidrojenetik etkilerinde söz konusu olduğu yorumuna ulaştırır. Mn ce zengin hidrotermal oluşumu işaret etmektedir (Rona,1982; Nicholson, 1992).

Tablo 3.11.Eski Gümüşhane manganez örneklerinin Fe/Mn oranları

Örnek No	Fe	Mn	Fe/Mn
OA2	26,22	31,07	0,84
OA3	7,64	3,07	2,48
OA5	16,73	0,40	41,53
OA6	5,57	23,09	0,24
OA10	3,71	0,28	12,96
OA17	12,83	18,35	0,69
OA21	23,85	35,11	0,67
OA22	26,74	19,71	1,35
OA23	22,73	30,93	0,73

Eksalatif yatakların karasal sedimentlerden ayırt edilebilmesi amacıyla Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) diyagramı kullanılmıştır. Şekil 3.42.A'daki di görüldüğü gibi Eski Gümüşhane bölgesi cevherlerinin düşük Al/(Al+Fe+Mn) içerikleri, Fe/Ti oranlarına göre hidrotermal-sedimanter bölgesine düştüğü görülmüştür.

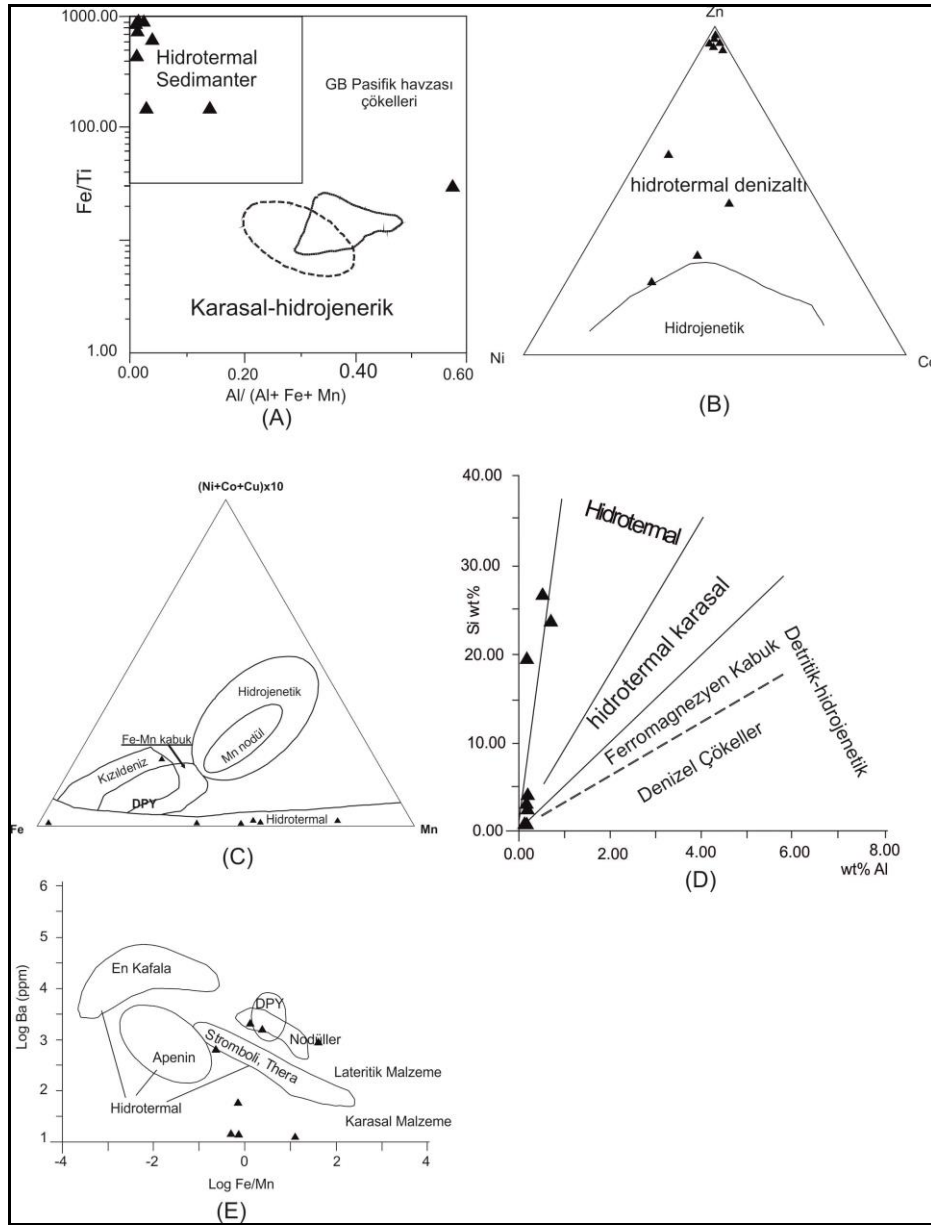
Mn-oksit yataklarının iki tipi; Co, Ni, Cu ve Zn elementlerinin miktarlarıyla kolayca ayırtlanabilmektedir. Hidrojenetik yataklarda Co miktarı oldukça yüksektir. Buna karşılık Ni ve Zn değerleri ise hidrotermal yataklarda oldukça fazladır. Eski Gümüşhane Mn örneklerini Zn-Ni-Co üçgen diyagramına uyarladığımızda, yatağın genellikle hidrotermal kökenli olduğu ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.41.B).Jeokimyasal incelemelerde saptanan düşük Fe/Mn oranı, buna karşın Co a göre yüksek Ni ve Zn değerleri, günümüz denizaltı hidrotermal Mn oksit oluşumlarıyla büyük benzerlikler gösterdiği belirtilmiştir (Choi ve Hariya,1992) (Şekil 3.42.B).

Mn-Fe-(Ni+Co+Cu)x10 üçgen diyagramı sonuçlarında da Mn cevherleşmeleri görüldüğü düşük Ni, Co, Cu içeriklerinden dolayı hidrotermal alana yakın bölgede toplanmıştır (Şekil 3.42.C).

Analiz sonuçlarında Si içeriklerinin yüksek olması, Mn cevherleşmelerinin volkanik aktivitelerin ve hidrotermal süreçlerin geliştiği ortamlarda çökeldiğini işaret etmektedir. Si-Al diyagramında (Cramer,1982) Eski Gümüşhane Mn yatağı örneklerindeki

Si değerlerinin oldukça yüksek olmasından dolayı, örneklerin hidrotermal alanda toplandıkları açıkça görülmektedir (Şekil 3.42.D).

Manganez cevherleşmelerindeki Ba içeriği de hidrotermal aktiviteye bağlı olarak artmaktadır (Boström, 1983). Buna göre Eski Gümüşhane manganez cevherleşmesinin düşük Al ve yüksek Ba değerleri de hidrotermal oluşumu desteklemektedir (Şekil 3.42.E).



Şekil 3.42. Manganez cevherleşmelerinin kökensel değerlendirilme diyagramları. (A) (Fe/Ti)-Al/(Al+Mn+Fe) diyagramı (Sadıklar,1995), (B) Zn-Ni-Co diyagramı (Choi ve Hariya, 1992); (C) Mn-Fe-(Ni+Co+Cu)x10 diyagramı (Sadıklar,1995); (D) Al-Si diyagramı(Sadıklar,1995);(E) log Ba ve log Fe/Mn diyagramı (Boström 1983); (F); Fe-Si\*2-Mn diyagramı, (Toth, 1980).

Al ve Ti elementlerinin aynı örneklerde artması yada azalması ortamda birlikte hareket ettiklerini gösterir. Bu iki element miktar açısından Sedimanter oluşumlarda hidrotermallere göre daha fazla bulunmaktadır. Tablo 3.10'de bu iki elementin değişim oranları benzerlik göstermekte ve yüzde miktarları düşüktür. Bu durum Al ve Ti elementlerinin birlikte hareket ettiğini ve hidrotermal oluşumlara işaret ettiğini göstermektedir (Şekil 3.43A).

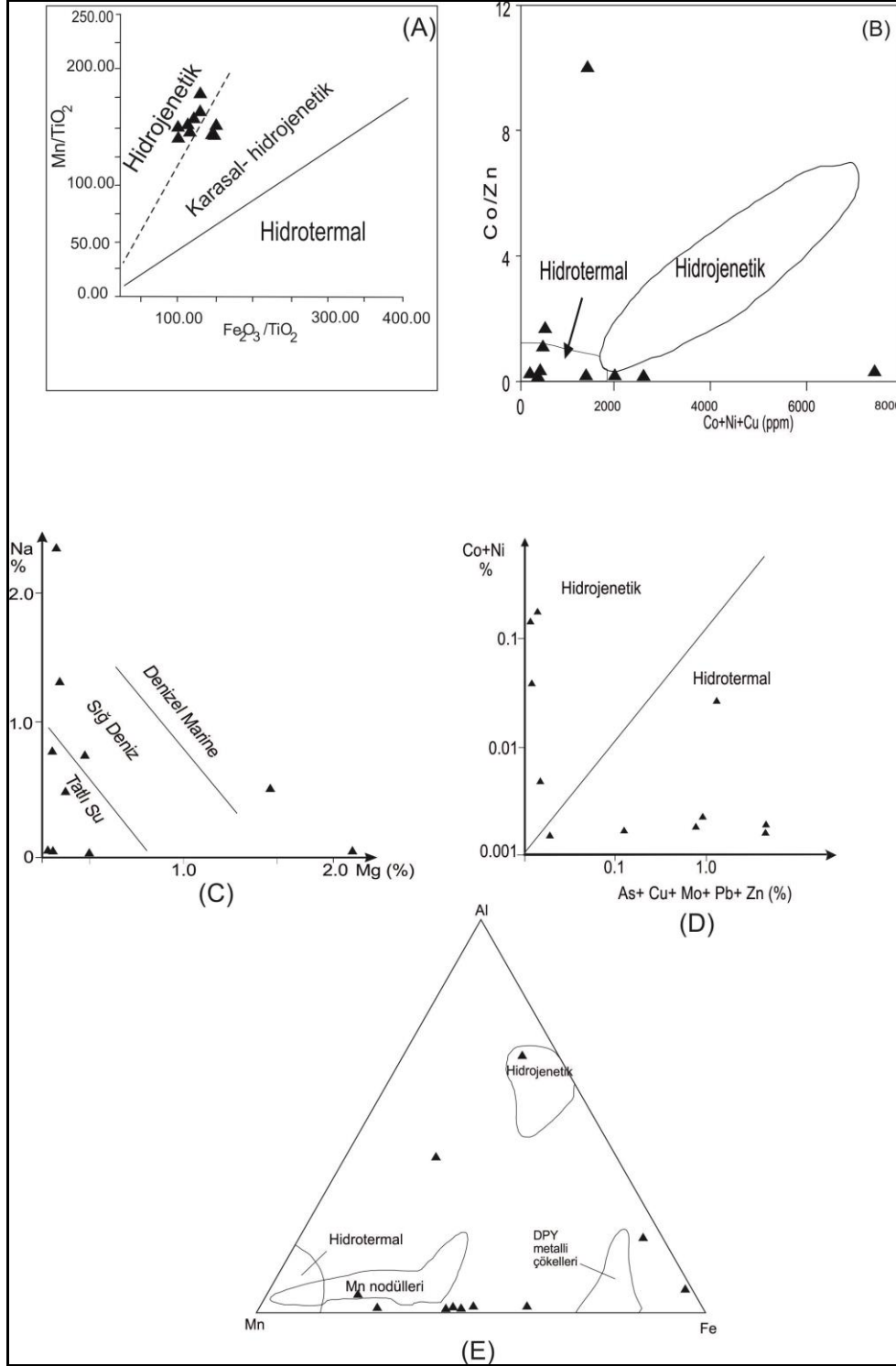
Mg içeriği hidrotermal örneklerde %10, sedimanter örneklerinde ise % 4.04 civarındadır. Bu bilgiden yola çıkarak verilerin genellikle hidrotermal alana düştüğü görülmektedir (Tablo 3.10).

Co/Zn oranı da yol gösterici olarak kullanılabilir. Bu duruma göre Co/Zn oranı Hidrotermal yataklarda 0.15, hidrojenetik yataklarda ise 2,5 civarında görülmektedir. Mn oluşumlarındaki eser elementler (Co, Ni ve Zn) ve NTE içerikleri Mn oksitler tarafından absorbe edilir (Toth, 1980). Eser elementler (Co, Ni ve Zn) hidrotermal çözeltiler tarafından sağlanır. Bu değerler deniz suyunda düşük olarak görülmektedir. NTE içeriği ise hidrotermal akışkanlarda daha düşük olmaktadır. Bu durum cevherleşmelerin NTE içeriğini deniz suyundan sağlandığını gösterir (Wheat ve Mottl, 2000; Porter vd., 2000). Co+Ni+Cu- Co/Zn diyagramında ise (Toth, 1980) örnekler çoğunlukla hidrotermal alana düşmektedir (Şekil 3.43.B).

Mg-Na diyagramına göre ise cevher çökeliminin daha çok tatlı sularda ortamlarında oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.43.C).

Eser elementlerin değişken miktarları, kaynakların farklı olabileceğine işaret eder (Choi ve Hariya, 1990). Daha önce belirtildiği gibi hidrotermal yataklar için Mn-As birlikteliği bu yataklarda iyi gözlenmektedir. Cevher bileşimi, Şeki 3.43.D'deki diyagramda hidrotermal alana düştüğü görülmektedir. Ayrıca As, Zn ve Sb elementlerinin yüksek değerlere sahip olması mangan cevherleşmesinin hidrotermal etkinliğini yansıtır.

Mangan cevherleşmesinin kökensel tespitinde Mn, Fe ve Al içeriklerinin karşılaştırılmasıyla hidrotermal ve hidrojenetik yataklar birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bamba (1984); yaptığı çalışmada, ortamdaki Al nin tortulaşmadaki kil minerallerinden itibaren oluştuğunu ve bu nedenle bir yataktaki çok düşük Al ve yüksek Fe içeriği o cevherleşmenin hidrotermal aktiviteyle oluşabileceğini belirtmiştir. Buna göre yapılan analiz sonuçlarında Al'nin düşük olduğu bu yüzden de cevherleşmelerin hidrotermal aktiviteyle oluştuğu kanısına varılmıştır (Şekil 3.43.E).



Şekil 3.43. Manganez cevherleşmelerinin kökensel değerlendirilme diyagramları. (A)  $(MnO/TiO_2)/(Fe_2O_3/TiO_2)$  diyagramı (Sadıklar,1995); (B)  $(Co/Zn)-(Co+Ni+Cu)$  diyagramı (Toth,1980); (C) Na-Mg diyagramı (Nicholson,1992); (D)  $(As+Cu+Mo+Pb+Zn)-(Co+Ni)$  diyagramı, (Nicholson,1992); (E) Al-Mn-Fe diyagramı (Sadıklar,1995).

#### 4. SONUÇLAR

1. Doğu Pontidlerin Güney Zonu'nda ve Eski Gümüşhane ve çevresinde yer alan inceleme alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

2. Çalışma alanında; birimler, Gümüşhane Granitoyidi(Paleozoyik), Şenköy Formasyonu (Erken Jura), Berdiga Formasyonu(Geç Jura-Erken Kretase), Kernutdere Formasyonu(Geç Kretase), Alibaba Formasyonu(Eosen) ve Yaşı Geç Eosen olarak düşünülen Gözeler Granitoyidi birimlerigörülmektedir.

3. Elde edilen verilere göre, Eski Gümüşhane manganez cevherleşmelerinin Geç Jura- Erken Kretase zaman aralığında oluşan ve yerleşen masif kireçtaşlarının kırık, çatlakta damar şeklinde, yer yer boşluk dolgusu ve ornatım şeklinde geliştiği görülmüştür

4. Tez kapsamında yapılan maden jeolojisi çalışması kapsamında Eski Gümüşhane manganez yatağının yataklanma şekli, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş ve sahadaki cevherleşmelerin hidrotermal kökenli bir cevherleşme olduğu tespit edilmiştir. İz ve nadir toprak element jeokimyası çalışmaları sonucunda hidrotermal cevherleşmeye ilave olarak bölgedeki meteorik suların kırık ve çatlak zonlarına çevre kayalardan çözerek aldıkları manganezleri, indirgen karakterli meteorik eriyikleri kireçtaşının kırık ve çatlaklarına bırakarak hidrojenik olarak manganezlerin cevherleşmesinde katkı verdiği sonucuna varılmıştır.

5. Eski Gümüşhane (Argyropolis) manganez yatakları damar, ağsal damarcık, boşluk doldurma, cep şeklinde ve saçınım yapıları şeklinde gelişmiş olup, bu tür özellikler hidrotermal aktiviteyi işaret etmektedir.

6. Nisbeten yüksek ısıda oluşan braunit,piroluzit, manganit, biksibit mineralleri de yükseltgen bir ortamda gelişmiş hidrotermal oluşumun göstergesidir.

7. Jeokimyasal incelemelerde saptanan düşük Fe/Mn oranı, buna karşın Co a göre yüksek Ni ve Zn değerleri, günümüz denizaltı hidrotermal Mn oksit oluşumlarıyla büyük benzerlikler göstermektedir.

8. Ortamdaki çok düşük Al değerleri, o cevherleşmenin sadece hidrotermal aktiviteyle oluşabileceğinin işareti olarak kabul edilmektedir. Ba içeriği de hidrotermal olaylara bağlı olarak artış göstermektedir. Dolayısıyla Eski Gümüşhane manganez

cevherleşmelerindeki düşük Al ve yüksek Ba değerleri de hidrotermal oluşumu desteklemektedir.

9. Sahadan değişik cevherleşmeleri temsile alınan örneklerin ve manganez örneklerindeki değerli ve baz metal elementlerinin korelasyonu yapılmıştır. Yapılan istatistiksel çalışmalarda bölgedeki cevherleşmelerle(Gümüştaş- Hazine Mağara, Kırkpavli Madeni, Koza Altın sahası) kökensel olarak ilişkili olduğu, özellikle altına ait iz bulucu elementlerin (As, Zn, Pb, Ag, Sb) ve mangan ile pozitif bir korelasyon gösterdiği tespit edilmiştir. bu elementlerin altın ile de pozitif korelasyon gösterdiği tespit edilmiş olup, altın ile mangan elementi arasında zayıf bir pozitif korelasyon olmasına rağmen yeterli miktarda örnek analiz edilmiş olsa idi mangan ile altın arasında iyi bir korelasyonun tespit edileceği kanaatine varılmıştır.

10. Sahadaki manganez oksit cevherleşmesinin, temel yapısal kırık ve faylardan ve ortamın genişlemeli tektonik yapısıyla ilişkili fay ve kırıklardan önemli derecede etkilendiği tespit edilmiştir. Sahadaki fayların çoğunluğu boyunca mangan mineralleşmelerinin varlığından yola çıkarak cevherleşmeyi oluşturan solusyonların bu tektonik hatları kullandığı anlaşılmıştır.



## 5. KAYNAKLAR

- Adamia, S., Lordkipanidze, M. ve Zakariadze, G., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. Tectonophysics, 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Gümüşhane) Bölgesinin Jeolojisi. Dok. Tezi, KTÜ Trabzon.
- Akaryalı, E., 2010. Arzular (Gümüşhane KD-Türkiye) Altın Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensele İncelenmesi. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Akaryalı ve Vural (2013), 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı, ODTÜ, Ankara. "Altın Aramalarında Geven (*Astragalus L.*) Bitkisinin İndikatör Olarak Kullanılması: Arzular Altın Cevherleşmesi (Gümüşhane, Türkiye)" başlıklı poster (Ankara, Türkiye).
- Akçay, M., Gündüz, Ö., Çoban, H., 1998. A Multi-phase Intrusion Around the Gümüşhane Village (Artvin) and Associated Mineralisation Types: A Geologic and Geochemical Approach. Geosound, 33, 1-18.
- Akçay, M., Gündüz, Ö., Yaşar, R., Gümrük, O., 2011. Hazine Mağara ve Kırkpavli (Gümüşhane) Polimetallik Pb-Zn-Cu-Au-Ag Madenlerinin Jeokimyasal ve Kökensele Özellikleri. 64. TJK Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 183-184.
- Akdeniz, N., Şahintürk, Ö., Yakar, H., 1997. Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt-Doğu Pontidler). MTA Dergisi, 119; 1-22.
- Akpınar, İ., Akaryalı, E. ve Demir, Y. Gümüşhane İli Maden Potansiyeli, Gümüşhane (2006).
- Akın, H. Geologie, 1979. Magmatismus und Lagerstättenbildung im Ostpontischen Gebirge/Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geol. Rundschau, 68; 253-283.
- Aliyazıcıoğlu, İ. ve Arslan, M., 1998 Gümüşhane Yöresi Volkanik Kayaların Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri; Doğu Pontid Güney Zonu'nda Paleosen-Eosen Volkanizmasının Gelişimi. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildirileri, 273-287.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ FBE, Trabzon, 96s.

- Arslan, M. ve Tüysüz, N., 1997 ; Korkmaz, S. Kurt, H. Geochemistry and petrogenesis of the eastern pontide volcanic rocks, Northeast Turkey. Chemie der Erde, 57; 157-187.
- Arslan, M., Aslan, Z., ve Şen, C., 1999. Post-collision granitic intrusions of Eastern Pontides, NE Turkey: Implications to Pontide arc evolution during Tertiary time. In Barbarin, B. (ed.) The Origin of Granites and Related Rocks, 4th Hutton Symposium, 124 s..
- Arslan, M., Şen, C., Aliyazıcıoğlu, İ., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z., 2000. Trabzon ve Gümüşhane yörelerinde (KD, Türkiye) yüzeyleyen Eosen (?) volkanitlerinin karşılaştırmalı jeolojisi, mineralojisi ve petrolojisi. Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı 1, pp. 39–53.
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and wholerock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *J Asian Earth Sci* 27: 177–193.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) Volcanic Rock: Implications for the Eocene Evolution of Eastern Pontide Arc Volcanism, Northeast Turkey. International Geology Review, 43, 595-610.
- Aslan, N. ve Akçay, M., 2011. Mastra (Gümüşhane) Au-Ag yatağının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. 64. TJK Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 181-182, Ankara.
- Bamba, T., 1984. The Tokkoro Belt, a tectonic unit of the central axial zone of Hokkaido. *Hokkaido University Scientific Journal Series* 4; 21-75.
- Baykal, F., 1952. Kelkit-Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar. MTA Rapor No: 2205.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu, 175-189.
- Bektaş, O., 1986. Doğu Pontid Ark-ark Gerisi Bölgelerinde Paleostres Dağılımı ve Çok Safhalı Riftleşme, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, Ankara, 103, 104, 25-39.
- Bektaş, O., Van. A., Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidlerde Jura volkanizması ve jeotektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Yılmaz, C, Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous, Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey); the Formation of Carbonate Breccias and Türbidites as Evidiance of a Drowned Platform, Giornale di Geologia, 57.

- Bektaş, O. ve Çapkınoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid magmatik arkında (KD Türkiye) neptüniyen dayklar ve blok tektoniği: Mesozoyik havzalarının kinematiki ile ilgili bulgular. Çukurova Univ. Jeoloji Eğitiminde 20 yıl sempozyomu, Bildiri Özetleri, 187-189, Adana.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction-related volcanism towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey). Geological Journal, 34; 95-106.
- Bergougnan, H., 1987. Elides Geoloques dans l'est Anatolien, Universite P., et M. Curie Memories des Sciences de la Terre, these de doctorat etat, Paris, p.606.
- Bonatti, E., Kraemer, T. ve Rydell, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In Horn, D., ed., Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, D.C., Natl. Sci. Found., 149-166.
- Boström, K., 1983. Genesis of Ferromanganese Deposits-Diagenetic Criteria for Recent and Old Deposits: Rona, P., A., and etc. Ed., Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Center., Nato Conference Series IV, Marine Sciences, 12, 473-489.
- Boztağ, D., Wagner, G.A., Erçin, A.İ., Göç, D., Yegingil, Z., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K., Kömür, İ. ve Güngör, Y., 2002. Sphene and zircon fission-track geochronology unravelling subduction- and collision-related magma surges in the composite Kaçkar Batholith, Eastern Black Sea region, Turkey. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Turkey, Abstracts, p. 121.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 196.
- Choi, J., H. ve Hariya Y., 1990. Geochemistry and Depositional Environment of Mn-oxide Deposits the Tokkoro Belt, Northeastern Hokkaido, Japan. Economic Geology, 87; 1265-1274.
- Cox, K.G., Bell, J. D. ve Pankhurst, R.J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L. ve Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous Cherts of the Franciscan Assemblage: 1. General Geology, Ancient and Modern Analogues and Implications for Hydrothermal Convection at Oceanic Spreading Centers. Economic Geology, 77; 519-540.
- Cronan, D.S., Glasby, G.P., Moorby, S.A., Thomson, J., Knedler, K.E. ve McDougall, J.C., 1982. A submarine hydrothermal manganese deposit from the South-west Pacific Island Arc. Nature 298, 456-458.

- Çamur, M.Z., Güven, İ.H. ve Er, M., 1996. Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution. *Turkish J Earth Sci* 5, 123–144.
- Çınar, S., Türk, O., Er, M., Güç, A., Musaoğlu, A., Gümüşel, A., Özdemir, M. ve Kurtoğlu, T. 1983 Gümüşhane ili ve güneybatı yöresinin 1: 25 000 ölçekli jeolojisi ile maden zuhurlarına ilişkin rapor: MTA Rap.: (yayımlanmamış), Ankara.
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, North eastern Turkey. Ph. D Thesis, University of Missouri-Rolla, Missouri.
- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İ.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 186 .
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Granitik Plutonlarının Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronolojik Etüdü. Dissertation Thesis (unpublished), İstanbul Technical University.
- Çubukçu, A., 1998. Kaletaş (Gümüşhane) Epitermal Altın Cevherleşmesinin Jeolojisi, Jeokimyası ve Mineralojisi. Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Dandria, I., 1940. Gümüşhane kurşun yatağı hakkında muhtıra: MTA Rap., 999 (yayımlanmamış), Ankara.
- Debon, F. ve Le Fort, F.; 1982; A chemiCal-mineralogical classification of common plutoinc rocks and associations: Transaction of the Royal Soc of Edingburg *Earth sci*, 73, 135-149.
- Delian F., 1994. Geological and Geochemical Research of the Manganese ore Bed (in Chinese). M 1. Beijing: Weather Publishing Pres.
- Demir, Y., 2005. Istala ve Köstere (Zigana/Gümüşhane) Cu-Pb-Zn Madenleri ve Yan Kayaçlarının Mineralojisi ve Dokusal Özelliklerinin Karşılaştırılmalı İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Dokuz, A. ve Tanyolu, E., 2006. Geochemical constraints on the provenance, mineral sorting and subaerial weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous clastic rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turk.J. Earth Sci.* 15; 181-209.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment and Delamination Model for the Generation of Carboniferous High-Potassium I-type Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse Composite Pluton. *Gondwana Res.*, 19(4), 926-944.

- Eren, M., 1983. Geology and microfacies properties of between Gümüşhane and Kale. Master Thesis, University of Karadeniz Technical, Trabzon.
- Erguvanlı, K., 1951. Trabzon-Gümüşhane arasının jeolojisine Ait Rapor, M.T.A. Raporu, No. 1926, Ankara.
- Fernandez, A. ve Moro, M.C., 1998. Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*. 33; 606-619.
- Folk, R.L. (1974) The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 40–53
- Gedik A., Ercan T., Korkmaz S. ve Karataş S., 1992. Rize-Fındıklı Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan magmatik kayaların petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 35;15–38.
- Gedikoğlu, A., Özsayar, T. ve Pelin, S., 1979. The Main Lines of the Geotectonic Evolution of the Eastern Pontids in Mesozoic, *Era: Geocom-I*, 555-850.
- Gettinger, T., 1962. 1/500000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Trabzon Paftası ve İzahnamesi. Ankara: MTA Yayını.
- Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, N., Akıncı, S., Türkmen, İ., Saraloğlu, A., Topçu, T. ve Yağcı, A., 1986. Arsin-Araklı-Sürmene-Çaykara (Trabzon) Güneyi ile Bayburt (Gümüşhane) Kuzeyi Yörelerindeki Cu-Pb-Zn. Fe ve Mn Cevherleşmelerine Ait Maden Jeolojisi Raporu, Ankara.
- Gündoğdu M.N., 1982. Neojen Yaşlı Bigadiç Sedimanter Baseninin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983. Kil Mineralojisi Yöntemleri, *I. Ulusal KilSempozyumu*, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana, 319-330.
- Güner, S., Er, M. ve Gümüşel, A., 1985. Gümüşhane-Eski Gümüşhane Yöresindeki Cevherleşmelere Ait Jeoloji Raporu. MTA Raporu:8029 (yayınlanmamış).
- Güngör, Y., 1997. Kaçkar granitoyidi orta kesiminin mineralojik-petrografik ve litojeokimyasal incelenmesi. PhD Thesis, İstanbul University, 171s, (unpublished).
- Gürsoy, H., 1989. Kelkit ve Yakın Dolayının Stratigrafisi ve Tektoniği, Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Güven, İ., 1993. Doğu Pontidlerin 1/25000 Ölçekli Kompilasyonu. MTA Genel Müdürlüğü (yayınlanmamış:), Ankara.

- Hacıoğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 121.
- Hariya, Y. 1980. On the geochemistry and formation of manganese oxide deposits, in Varentsov, I.M., and Grasselly, G., eds., *Geology and geochemistry of manganese: Stuttgart, Schveizerbart'sche Verlag*, v.1, p. 353-365.
- Hein, J.R., Yeh, H.W., Gunn, S.H., Gibbs, A.E. ve Wang, C.H., 1994. Composition and origin of hydrothermal ironstones from central Pacific seamounts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 179–189.
- Hein, J.R., Kochinsky, A., Halbach, P., Manheim, F.T., Bau, M., Kang, J.K. ve Lubick, N., 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Buhn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, Geological Society. Lond. Spec. Publ., 119; 123-138.
- Ingram, B.L., Hein, J.R. ve Farmer, G.L., 1990. Age determinations and growth rates of Pacific ferromanganese deposits using strontium isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 1709- 1721.
- Jackson, M.L., 1956. *Soil Chemical Analysis-Advanced Course*, Department of Soil Science, University of Wisconsin, Madison.
- Kahraman, İ., Kansız, H., Dursun, A., Yılmaz, H. ve Erçin, A. Gümüşhane İli Yöresinin Jeolojisi ve Cevherleşmelerinin Etüdü. Rapor No:7956, (1985).
- Kamitani, M.; Candeğer, O.; Van, A. ve Yılmaz, S., 1977. Gümüşhane madeni ile Bayburt Helva madeni üstüne ön rapor: MTA Rap., 1520 (yayımlanmamış), Ankara.
- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane ve Yakın Yöresindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonunun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. & Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a postcollision extensional setting. – *Lithos* 98: 67– 96.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. & Wijbrans, J., 2010 b. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 160: 467–487.
- Karlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2011. Adakite-like granitoid porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos* 127, 354–372.

- Kaygusuz, A. ve Şen, C., 1998. Torul (Gümüşhane) granitoidinin petrografik ve kimyasal karakterleri, Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildirileri, pp 381–388.
- Kaygusuz, A., 2000. Torul ve Çevresinde Yüzeyleyen Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Kaygusuz, A., Şen, C., ve Aslan Z., 2006. Torul (Gümüşhane) volkanitlerin petrografik ve petrolojik özellikleri (KD Türkiye); Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımına ilişkin bulgular, Türkiye Jeoloji Bülteni, 49, 49-82.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C. ve Satır, M., 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. – Int. J. Earth Sci. 97: 739 –764.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole-rock and Sr–Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dağbaşı granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration.– Chem. Erde 69: 247– 277.
- Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W. ve Şen, C., 2009. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of the Early Cretaceous I-type Sarıoşman pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. – Turkish J. Earth Sci. 18: 549 – 581.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., İlbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Insight into magma genesis at convergent plate margins – a case study from the eastern Pontides (NE Turkey). – N. Jb. Miner. Abh. 187/3: 265 – 287.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C. (2010): Calc-alkaline I-type plutons in the eastern Pontides, NE Turkey: U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions. – Chem. Erde. doi:10.1016/j.chemer. 2010.07.005.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 20, 137–159.
- Kaygusuz A. ve Aydınçakır, E., 2011. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of Cretaceous plutons in the eastern Pontides (NE Turkey): The Dağbaşı pluton. Neues Jahrbuch Für Mineralogie, 188/, 211-233
- Kaygusuz, A, Arslan, M, Wolfgang, S, Sipahi, F, İlbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. International Geology Rew (ISI), (Doi:10.1080/00206814.2012.676371).
- Keskin, İ., Korkmazer, S. ve Gedik, İ., 1989. Bayburt Dolayının Jeolojisi. MTA Raporu No:8995, Ankara.



- Ketin, İ., 1950. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi. MTA Enstitüsü, Derleme, Rapor No. 1949, (yayımlanmamış).
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. MTA Dergisi, 66; 20-34.
- Ketin, İ., 1972. Camtez, N. Yapısal Jeoloji. İTÜ Yayınları, 520 s.
- Kılıç, N., 2009. Gümüşhane-Bayburt yörelerinde Kretase-Tersiyer Geçişinin Foraminifer ve Sedimentoloji Kayıtları, Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Koç, Ş., Özmen, Ö. ve Öksüz, N., 2000. Kaşımağa (Keskin-Kırıkkale) Manganoksit cevherleşmesinin oluşum ortamını Tanımlayan Jeokimyasal Özellikler. MTA Dergisi 122, 107-118.
- Korkmaz, S., Tüysüz N., Er, M, Musaoğlu, A. ve Keskin, İ., (1995) Stratigraphy of the Eastern Pontides, NE Turkey. In: Erler et al. (eds) proceedings of the international symposium of the geology of the Black Sea Region, pp 59-69.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Güneyinin Stratigrafisi. TJK Kurultayı Bülteni, 5; 107-115.
- Kovenko, V., 1937. Gümüşhane Madeni Hakkında Rapor. MTA Raporu, No: 399 (yayımlanmamış), Ankara.
- Köprübaşı, N., 1993. Tirebolu-Harşit (Giresun) arası Jura-Kretase yaşlı magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası., Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 36, 139-150.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Kaygusuz, A., 2000. Doğu Pontid adayayı granitoidlerin karşılaştırılmalı petrografik ve kimyasal özellikleri, Uygulamalı Yerbilimleri 1, 111-120.
- Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to geochemistry. McGraw-Hill, New York, 617s.
- Kuhn, T., Bau, M., Blum, N. ve Halbach, P., 1998. Origin of negative Ce anomalies in mixed hydrothermal-hydrogenetic Fe-Mn crusts from the Central Indian Ridge. Earth Planet. Sci. Lett. 163, 207– 220.
- Kunze, G.W., 1965. Methods of Soil Analysis, Agronomy Society of America Inc., C.A. Black, Ed.,44, 568-577.
- Leitch, C., 1981. Mineralogy and Textures of the Lahanos and Kızılkaya Massive Sulfide Deposits, Northeastern Turkey, and their Similarity to Kuroko Ores. Min. Deposita,16; 241-257.
- Lermi, A., 1996. Kanköy (Yomra-Trabzon) Cevherinde Toprak-Bitki Jeokimyasının Uygulanması ve İndikatör Bitki Türü Tespiti. Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

- Lermi, A., 2003. Midi (Karamustafa/Gümüşhane, KD Türkiye) Zn-Pb Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensel İncelemesi. Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Manheim, F.T. ve Lane-Bostwick, C.M., 1988. Cobalt in ferromanganese crusts as a monitor of hydrothermal discharge on the Pacific seafloor. *Nature* 335, 59-62.
- Monnin, C., Wheat, C.G., Dupre, B., Elderfield, H. ve Mottl, M.J., 2001. Barium geochemistry sediment pore waters and formation waters of the oceanic cruston the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (ODP Leg 168). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2; 1-19.
- MTA, 1985. The republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area, consolidated report: Japan Int Coop Agency, 146 pp.
- Nayan, J., Rongfen J. ve Ziyu W., 1994. Permian palaeogeography and geochemical environment in Lower Yangtze region, China. Petroleum Industry Press, Beijing, 206.
- Nath, B. N., Balaram, V., Sudhakar, M. ve Plugger, W.L., 1992. Rare earth element geochemistry of ferromanganese deposits of the Indian Ocean: *Mar. Chem.*, v. 38, 185-208.
- Nath, B.B., Plugger,W.L. ve Roelandts,I., 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese incrustations from the Rodriguez triple junction, Indian Ocean. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. Geological Society, London, (Special Publication 119), pp: 199-21.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting Mineralocigal-Geochemical Signatures of Manganese Oxides: Guide to Metallogenesis. *Economic Geology*, 87; 1253-1264.
- Nishimura, A., 1992. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin). *Arc. Marine Geology*, 106; 203-216.
- Okay, A., Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides, in A.G. Robinson ed., *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, American Association of Petroleum Geologist (AAPG) *Memoir* No.68, p.291-311.
- Ölsner, O., 1935, Gümüşhane Vilayetinin maden yataklarına ait rapor: MTA Rap., 408 (yayımlanmamış), Ankara.
- Özdoğan, K.,1983. Gümüşhane İli-Kale Bucağı Çevresinin Jeolojisi ve Tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineraolojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Jenetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Özer, E., 1984. Bayburt Yöresinin Jeolojisi, Trabzon, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Dergisi, 3,1,2, 77-89.
- Özkoçak, O., 1980, Sedimanter demir, manganez ve alüminyum yataklarının özellikleri ve oluşum koşulları: MTA Eğitim serisi no: 22, 95 s, Ankara.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase, Trabzon, K.T.Ü. Dergisi, 1, 2, 65-114.
- Pejatoğlu, S., 1979. Pontid Tipi Masif Yataklarının Metalojenisi. Ankara: MTA Yayın No: 177.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi. KTÜ Yayın No: 87, 103 s. Trabzon.
- Porter, S., Vanko, D.A. ve Ghazi, A.M., 2000. Major and trace element compositions of secondary clays in basalts altered at low temperature, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. In: Fisher, A.T., Davis, E.E., Escutia, C. (Eds.), Proc. ODP Sci. Results, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 168, 149–157.
- Ramdohr, P., 1975. Die Erzminerale und Ihre Verwachsungen: Akademi Verlag, Berlin, 1277 s.
- Rona, P., A., 1982. Polymetallic Sulphides at Seafloor Spreading Centers: A Global Overview, Marine Technic Society Journal, 16, 81-86.
- Roy, S., 1981. Manganese deposits: Academic Academic Press, New York, 458.
- Sadıklar, B., Goerg, U. ve Van, A., 1995. Mineralogische und geochemische Eigenschaften der terrestrisch-hydrogenetischen Fe-Mn-Knollen von der Trabzon Region, NE-Türkei. Chem. Erde 55; 177-188.
- Sakakibara, M., Niida, K., Toda, H., Kito, N., Kimura, G., Tajika, J., Katoh, T. ve Yoshida, A., 1986. Nature and tectonic history of the Tokoro belt: Assoc. Geol Collaboration Japan Mon. 31, p. 173-187 (in Japanese with English abst.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği. Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Schultze-Westrum, H.H., 1961. Kuzeydogu Anadoluda Dogu Pontus Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütaalalar, MTA Dergisi, sayı 57, s. 63-71.

- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası. Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, Türkiye.
- Sipahi, F. ve Sadıklar, M.B., 2011. Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi ve Kütle Değişimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 53 (2-3); 97-128.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name, Earth Sci Rev 12:1-33.
- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztug, D., 2004. Comparative Petrogenetic Investigation of Composite Kaçar Batholith Granitoids in Eastern Pontide Magmatic Arc, Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429-446
- Şen, C., 1988. Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde yüzeyleyen Alt Bazik (Jura)-Granitoyid (Üst Kretase) formasyonlarının petrografik-kimyasal özellikleri. KTÜ- Trabzon, 80 p.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related?, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 523-539.
- Şengör, A. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75; 181-241.
- Taşlı, K., 1984, 'İkisü (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) yörelerinin jeolojisi ve Berdiga Formasyonu'nun biyostatigrafik deneştirmesi' K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü MMLS tezi, Trabzon.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region, N. E. Turkey, Üniversty College, London.
- Tokel, S., 1977. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma. Türk. Jeol. Kurumu Bül., 20(1); 49-54.
- Topuz, G., 2000. Zur Petrologie der Metamorphen Gesteine des Pulur-Massivs, Östliche Pontiden, NE-Türkei, Doktora Tezi, Universität Heidelberg, 270.
- Topuz, G., Eyüboğlu, Y. ve Dokuz, A., 2002. Petrology of the Saraycık granodiorite from the Pulur Massif, NE Turkey: Primary Results. 1st International Symposium of the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, p. 120.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M., ve Şen, C., 2008, Doğu Pontidler'de Geç Karbonifer yaşlı yüksek K'lu Kalkalen Plütonizma: Gümüşhane Batoliti, 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeke, A., Barth, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010, Carboniferous High-Potassium I-Type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides, The Gümüşhane Pluton, NE Turkey, Lithos, 116, 92-110.

- Toth, J. R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. Geological Society America Bul., Pt. 1. 91, 44-54.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Litho geochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE Turkey. Chem. Erde, 60; 231-250.
- Usui, A. ve Nishimura, A., 1992. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin). Arc. Marine Geology, 106; 203-216.
- Usui, A. ve Someya, M., 1997. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Buhn, B., Dasgupta, S.(Eds.), Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits, Geological Society of London. Spec. Publ., 119; 177-198.
- Van, A. ve Yalçınalp, B., 2010, Kuşkayası (Otlukbeli - Erzincan) Manganez Yatağının Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyasal Özellikleri. Jeoloji Mühendisliği Dergisi 34 (1).
- Varentsov, I.M., Drits, V.A., Gorshkoz, A.I., Sivtsov, A.V. ve Sakharov, B.A., 19+91. Mn-Fe oxyhydroxide crusts from Krylov Seamount (eastern Atlantic): mineralogy, geochemistry and genesis. Marine Geology, 96; 53-70.
- Vural, A. ve Şahin, E., 2012a. Gümüşhane Şehir Merkezinden Geçen Karayolunda Ağır Metal Kirliliğine Ait İlk Bulgular. Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi.2(1); 21-35.
- Vural, A. ve Şahin, E., 2012b. Gümüşhane İli Şehir Merkezinden Geçen Devlet Karayolundaki Akasyalarda ve Toprakta Trafiğe Bağlı İz Element Birikimine Ait İlk Bulgular. 65.TJK Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 162-163. Ankara.
- Vural, A., Çorumluoğlu, Ö. ve Asri, İ., 2011. Gümüşhane (Hazine Mağarası-Deremadeni) Sahasında Litolojik Farklılıkların ve Alterasyonların Uzaktan Algılama Teknikleri İle Araştırılması. TUFUAB VI. Teknik Sempozyumu Programı, 21 Şubat 2011. Antalya.
- Vural, A., Çorumluoğlu, Ö. ve Asri, İ., 2012. Eski Gümüşhane (Süleymaniye) ve Yakın Çevresindeki Alterasyon Alanlarının Landsat Uydu Görüntüsü Kullanılarak Crosta Tekniği İle Araştırılması. Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 2(1); 36-48.
- Vural ve Erdoğan (2013), 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı, ODTÜ, Ankara. "İz Bulucu Elementlerden Yararlanarak Toprak Jeokimyası ile Altın Cevherleşmesinin Araştırılması"

- Vural ve Erşen (2013), 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı, ODTÜ, Ankara. “Eski Gümüşhane (Argyropolis) Manganez Yataklarının Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri” başlıklı poster (Ankara, Türkiye).
- Wheat, C.G., ve Mottl, M.J., 2000. Composition of pore and spring waters from Baby Bare: global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 629– 642.
- White. A. J. R., ve Chappell, B. W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis, *Tectonophysics*, 43. 7-22.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and Structure of the Gümüşhane granite and surroundings Rocks, North-Eastern Anatolia,. PhD Thesis.
- Yılmaz, C., 1985. Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, C., 1993. Accumulation Rates of Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides (NE Turkey), *Giornale di Geologia*, 55, 2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane Bayburt yöresindeki Alt Jura çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri (KD Türkiye). *Yerbilimleri*, 26, 119-128.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. 1996, Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey, *International Geology Review*, 38, 935– 956.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. ve Şengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic evolution of the Pontides. In A.G.Robinson, ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir* 68, 183-226
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45:1; 141-164.
- Yılmaz, C. ve Kandemir, R., 2002. Şenköy Formasyonu: Yeni bir formasyon adlanması. 3. Stratigrafi Çalıştay Bildiri Özleri, (s. 14). Ankara.

## **ÖZGEÇMİŞ**

Filiz ERŞEN, 01.02.1986'da Trabzon'da doğdu. İlköğretimini 24 Şubat İlköğretim Okulu ve Cumhuriyet İlköğretim Okulu'nda 2000 yılında tamamladı. Orta öğretimini Trabzon Lisesi'nde 2003 yılında tamamladı. 2008 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Gümüşhane Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümü mezun oldu. Yabancı dili İngilizce'dir. Corel X5, Freehand, Grapher ve Office programlarını bilmektedir.