

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KUTLULAR (SÜRMENE, TRABZON) MASİF SÜLFİT YATAĞI HİDROTERMAL  
ALTERASYONUNUN KİL MİNERALOGİSİ, JEOKİMYASI, DURAYLI İZOTOP  
ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Jeo. Yük. Müh. Emel ABDİOĞLU**

**ŞUBAT 2008  
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KUTLULAR (SÜRMENE, TRABZON) MASİF SÜLFİT YATAĞI HİDROTHERMAL  
ALTERASYONUNUN KİL MİNERALOGİSİ, JEOKİMYASI, DURAYLI İZOTOP  
ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ**

**Jeo. Yük. Müh. Emel ABDİOĞLU**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
“Doktor (Jeoloji Mühendisliği)”  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 14.01.2008  
Tezin Savunma Tarihi : 11.02.2008**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Mehmet ARSLAN**

**Jüri Üyesi**

**: Prof. Dr. Asuman G. TÜRKMENOĞLU**

**Jüri Üyesi**

**: Prof. Dr. Cüneyt ŞEN**

**Jüri Üyesi**

**: Yrd. Doç. Dr. İbrahim ALP**

**Jüri Üyesi**

**: Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI**

**Enstitü Müdür V.: Doç. Dr. Salih TERZİOĞLU**

**Trabzon 2008**

## ÖNSÖZ

Bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda "Doktora Tezi" olarak hazırlanmıştır. Tez kapsamında, Kutlular (Sürmene-Trabzon) masif sülfid yatağı çevresindeki hidrotermal alterasyonun mineralojik ve petrografik özellikleri incelenmiş, hidrotermal alterasyonun jeokimyasal ve izotopik özellikleri ortaya konularak gelişimi irdelenmiştir.

"Karadeniz Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi" tarafından desteklenen çalışmanın başlangıcından sonuna kadar bilgi, deneyim ve tecrübeleri ile yol gösteren değerli hocam Prof.Dr. Mehmet ARSLAN'a minnet ve şükranlarımı sunmak isterim.

Prof.Dr. Asuman G. TÜRKMENÖĞLU'na, Doktora Tez İzleme Komitesi'nin değerleri üyeleri Prof.Dr. Cüneyt ŞEN ve Yrd.Doç.Dr. İbrahim ALP'e katkılarından dolayı teşekkür ederim. Görüş ve önerilerinden yararlandığım Yrd.Doç.Dr. Hasan KOLAYLI'ya (KTÜ, Jeoloji Mühendisliği) ve Doç.Dr. Selahattin KADİR'e (EOĞÜ, Jeoloji Mühendisliği), cevher mineraloji incelemelerinde destek aldığım Yrd.Doç.Dr. Ali VAN ve Yrd.Doç.Dr. Mithat VICİL'a (KTÜ, Jeoloji Mühendisliği), XRD çekimlerini yapan Yrd.Doç.Dr. Tayfur KÜÇÜKÖMEROĞLU ve Yrd.Doç.Dr. Emin BACAKSIZ'a (KTÜ, Fizik Bölümü), Dr. Mustafa ALBAYRAK ve Dr. Sezin HASDİĞEN'e (M.T.A.), mineralojik analizlerde yardımcı olan Jeo.Yük.Müh. Okan ZİMİTOĞLU'na (M.T.A), paleontolojik tayinler için Prof.Dr. Şenol ÇAPKINOĞLU'na, bölge jeolojisi ile ilgili sorularımı bitmek bilmeyen enerjisi ile cevaplayan Prof. Dr. İsmet GEDİK'e, ince kesitlerin hazırlanmasında Mak.Müh. Murat KAYIKÇI'ya ve teknisyen Yakup YAVUZ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Her konuda destekleri ile bana güç veren sevgili dostlarım Arş.Gör. Emine Selva SAĞLAM, Uzm.Jeo.Yük.Müh. İrfan TEMİZEL, Arş.Gör. Cem YÜCEL, Jeo.Müh. Fatma ÇAKIR ve Öğr.Gör. Ümit ARSLAN ve değerli öğrencilerime teşekkür etmek isterim.

Son olarak, varlıkları yaşama sebepim olan, doğruya ve iyiye ulaşmada bana mihmandar olan aileme sonsuz sevgi ve saygılarımı sunuyorum.

Emel ABDİOĞLU

Trabzon 2008

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	VIII
SUMMARY.....	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
TABLolar DİZİNİ.....	XXI
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XXVI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş .....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	1
1.3. Konum, Yerleşim ve Ulaşım.....	2
1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü.....	3
1.5. Doğu Pontidler'in Tektoniği ve Metallojenezi.....	4
1.6. Dünyadaki Volkanojenik Masif Sülfid Yataklarına Eşlik Eden Alterasyon Zonları.....	6
1.7. Önceki Çalışmalar.....	12
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	15
2.1. Materyal ve Yöntemler.....	15
2.1.1. Arazi Çalışmaları.....	15
2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı.....	15
2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Analiz Amaçlı Örnek Alımı.....	15
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	16
2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi.....	16
2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması.....	17
2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD), Diferansiyel Termal Analiz (DTA) ve Termogravimetrik Analiz (TGA) için Örnek Hazırlanması.....	17
2.1.2.4. Elektron Mikroskopisi (SEM) ve EDX Analizleri İçin Örnek Hazırlanması.....	19
2.1.2.5. K-Ar yaşlandırma, O-H ve S izotop Analizleri için Örnek Hazırlanması...	19
2.1.3. Analitik Yöntemler.....	20

2.1.3.1.	ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri.....	20
2.1.3.2.	XRD Analizleri.....	21
2.1.3.3.	DTA-TG Analizleri.....	21
2.1.3.4.	SEM-EDX Analizleri.....	22
2.2.3.5.	Mikroprob Analizleri.....	22
2.1.3.6.	Duraylı İzotop Analizleri.....	23
2.1.3.7.	K-Ar Yaşlandırma Analizleri.....	25
2.1.4.	Büro Çalışması.....	26
3.	BULGULAR VE TARTIŞMA.....	27
3.1.	İnceleme Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi.....	27
3.1.1.	Bazalt ve Piroklastitleri (Gri Kireçtaşı Blokları İçeren) .....	28
3.1.2.	Dasit.....	30
3.1.3.	Dasitik Piroklastitler.....	33
3.1.3.1.	Dasitik Tüf.....	34
3.1.3.2.	Dasitik Breş.....	39
3.1.4.	Bazalt ve Piroklastitleri (Kırmızı Çamurtaşı Ara Katkılı) .....	40
3.1.5.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitleri (Kırmızı Kireçtaşı ve Marn Ara Katkılı).....	43
3.1.6.	Dolerit Daykları.....	48
3.1.7.	Dasit Daykı.....	51
3.1.8.	Riyolit, Riyodasit ve Piroklastitleri.....	53
3.1.9.	Kutlular Masif Sülfid Yatağı.....	55
3.1.10.	Yan Kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonun Petrografisi.....	57
3.1.10.1.	Silisleşme.....	57
3.1.10.2.	Kloritleşme.....	60
3.1.10.3.	Zeolitleşme.....	63
3.1.10.4.	Karbonatlaşma.....	64
3.1.10.5.	Serisitleşme/İllitleşme.....	67
3.1.10.6.	Epidotlaşma.....	68
3.1.10.7.	Killeşme.....	68
3.2.	Volkanitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları.....	70
3.2.1.	Dasitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri.....	71
3.2.2.	Dasitik Piroklastitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri.....	72

3.2.2.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	74
3.2.2.1.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	75
3.2.2.1.2.	Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin SEM İncelemeleri.....	77
3.2.2.1.2.	Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin DTA-TG İncelemeleri.....	77
3.2.2.1.3.	Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin Mineral Kimyası.....	78
3.2.2.2.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri...	80
3.2.2.2.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin XRD İncelemeleri.....	80
3.2.2.2.2.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin SEM İncelemeleri.....	82
3.2.2.2.3.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin DTA-TG İncelemeleri.....	82
3.2.2.2.4.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin Mineral Kimyası.....	83
3.2.2.3.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	86
3.2.2.3.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	86
3.2.2.3.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin SEM İncelemeleri.....	89
3.2.2.4.	Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri...	89
3.2.2.4.1.	Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin XRD İncelemeleri.....	89
3.2.2.4.2.	Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin SEM İncelemeleri.....	93
3.2.2.4.3.	Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin Mineral Kimyası.....	95
3.2.3.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerinde Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları.....	96
3.2.3.1.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin XRD İncelemeleri.....	97
3.2.3.1.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin SEM İncelemeleri.....	98
3.2.3.1.3.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin Mineral Kimyası.....	100
3.2.3.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	105
3.2.3.2.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	106
3.2.3.2.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Simektitlerin SEM İncelemeleri.....	108
3.2.3.3.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	108
3.2.3.3.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin XRD İncelemeleri.....	109

3.2.3.3.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin SEM-EDX İncelemeleri.....	109
3.2.3.4.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	111
3.2.3.4.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	111
3.2.3.4.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin SEM-EDX İncelemeleri.....	112
3.2.3.5.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	114
3.2.3.5.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin XRD İncelemeleri.....	114
3.2.3.5.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin SEM İncelemeleri.....	115
3.2.3.6.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	116
3.2.3.6.1.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	116
3.2.3.6.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin SEM İncelemeleri.....	117
3.2.4.	Dolerit Dayklarında Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları.....	117
3.2.4.1.	Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri.....	118
3.2.4.1.1.	Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin XRD İncelemeleri.....	119
3.2.4.1.2.	Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin SEM İncelemeleri.....	120
3.2.4.1.3.	Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin Mineral Kimyası.....	121
3.2.4.2.	Dolerit Dayklarındaki İllit/Simektitlerin Mineralojik Özellikleri.....	125
3.2.4.2.1.	Dolerit Dayklarındaki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri.....	126
3.2.5.	Kil Mineralojisindeki Yatay ve Düşey Değişimlere Göre Zonlanma.....	127
3.3.	Jeokimya.....	134
3.3.1.	Giriş.....	134
3.3.2.	Volkanik Kayaçların Jeokimyası.....	134
3.3.2.1.	Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlandırılması.....	134
3.3.2.2.	Ana ve İz Element Değişimleri.....	135
3.3.2.2.1.	Alterasyon İndeksleri.....	144
3.3.2.3.	Uyumsuz Elementler.....	150
3.3.2.4.	Nadir Toprak Elementleri.....	151

3.3.3.	Mineral, Kütle ve Element Değişimleri.....	158
3.3.3.1.	Mineral Değişimleri.....	158
3.3.3.2.	Kütle Değişim Hesaplamaları.....	159
3.3.3.3.	Faktör Analizi.....	165
3.3.3.3.1.	Dasitik Piroklastitlerde Faktör Analizi.....	165
3.3.3.3.2.	Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitleri ile Dolerit Daykısı'nda Faktör Analizi.....	172
3.4.	Alterasyonun Fizikokimyasal Özellikleri.....	174
3.4.1.	Klorit Jeotermometresi.....	174
3.4.2.	Duraylı İzotoplar.....	177
3.4.2.1.	O ve H izotopları.....	177
3.4.2.1.1.	Hidrotermal Alterasyonun Sıcaklığı.....	178
3.4.2.1.2.	Sıvının Bileşimi ve Potansiyel Kaynağı.....	181
3.4.2.2.	S İzotopları.....	183
3.5.	İllit/Simektitlerin K/Ar yaşlandırmaları.....	185
4.	İRDELEME.....	187
4.1.	Giriş.....	187
4.2.	Hidrotermal Alterasyonun Mineralojik ve Petrografik Özellikleri.....	187
4.3.	Hidrotermal Alterasyonun Jeokimyası.....	189
4.4.	Hidrotermal Akışkanların Bileşimi.....	196
4.5.	Hidrotermal Alterasyon Minerallerinin Oluşumu ve Zonlanmaları.....	197
4.6.	Hidrotermal Alterasyon Modeli.....	201
4.7.	Kutlular Masif Sülfid Yatağının Dünyadaki Diğer Masif Sülfid Yatakları İle Karşılaştırılması.....	205
5.	SONUÇLAR.....	207
6.	ÖNERİLER.....	211
7.	KAYNAKLAR.....	212
8.	EKLER.....	240

ÖZGEÇMİŞ



## ÖZET

Doğu Pontidler’de Geç Kretase yaşlı volkanojenik masif sülfid yatakları ve bunlarla ilişkili hidrotermal alterasyon yaygındır. Bunlardan birisi olan Kutlular (Sürmene-Trabzon) volkanojenik masif sülfid yatağı çevresinde, yoğun olarak hidrotermal alterasyona uğramış Kretase yaşlı mafik-felsik subvolkanik ve volkanik kayalar bulunmaktadır. Yatağın içinde bulunduğu kayalar dasitik piroklastitlerden oluşur, örtü kayaları ise bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerdir. Petrografik, tüm-kayaç ve kil mineralojisi (XRD, SEM, DTA-TG) çalışmaları ışığında, dasitik piroklastitlerde hidrotermal alterasyon zonları iyi gelişmiş olup, cevherden dışa doğru; silisleşme+illit+pirit zonu, illit-silisleşme zonu, illit/simektit-silisleşme zonu, simektit zonu ve buna eşlik eden kaolenit zonu ile temsil edilir. Mafik volkanitlerde ise klorit zonu tespit edilmiştir.

Kutlular volkanitleri toleyitik-geçiş, kalkalkalen karakterlidir. Okyanus ortası sırtı bazaltına oranlanmış iz element dağılımları K, Rb, Ba ve Th’ca zenginleşme, Sr, Ti ve P bakımından fakirleşme ile tanımlanır. Kayaların kondrite oranlanmış nadir toprak element dağılımları sülfid-sülfat cevherleşmesini sağlayan akışkanların bu kayaları hidrotermal alterasyona uğratmasından kaynaklanan pozitif ve negatif Eu ve Ce anomalisi gösterirler. Mineral (MINSQ), kütle kayıp/kazanç ve faktör analizi bulgularına göre; Kutlular cevherleşmesi taban ve örtü kayalarındaki alterasyon zonları, cevhere yaklaştıkça sistematik olarak Na ve Ca’da azalma, K ve Si’da artış, alterasyon indeksi ve klorit-karbonat-pirit indeks değerlerinde artış,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$ ’de azalma sergiler. Klorit ve  $\delta^{18}\text{O}$  jeotermometresine göre kil minerallerinin oluşum sıcaklıkları, klorit için 184-250°C, kaolenit için 77-118°C, simektit için 87-134°C, illit/simektit için 121-186°C ve illit için 149-323°C’dir.  $\delta^{34}\text{S}$  bileşimi, piritik cevher zonunda %3.6-4.8, tüm kayaç örneklerinde ise %4.4-6 arasındadır. İllit/simektitlerde K-Ar yaşlandırılmaları (75-91.3 My), Kampaniyen döneminde başlayan karmaşık bir illitleşme sürecini işaret eder.

**Anahtar Kelimeler:** Kutlular Masif Sülfid Yatağı, Hidrotermal Alterasyon, Kil Mineralojisi, Kütle Değişimleri, Jeotermometre, O-D İzotopları, S İzotopu, K-Ar Yaşlandırması

## SUMMARY

### **Nature and Origin of Hydrothermal Alteration of the Kutlular (Sürmene-Trabzon) Massive Sulphide Deposit, Using Clay Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotopes**

The Late Cretaceous aged volcanogenic massive sulfide deposits and accompanying hydrothermal alteration are widespread in the Eastern Pontide. One of these, the Kutlular (Sürmene, Trabzon) massive sulphide deposit is surrounded by the Cretaceous aged and hydrothermally altered mafic-felsic subvolcanics and volcanics. The footwall and hanging-wall rocks are dacitic pyroclastics and basalt, basaltic andesites and their pyroclastics, respectively. In the light of petrographic, whole-rock and clay mineralogy (XRD, SEM, DTA-TG) studies, hydrothermal alteration zones are well developed and represented by silicification-pyrite-illite zone, illite-silicification zone, illite/smectites-silicification zone, smectite zone accompanying kaolenite zone in the dacitic pyroclastics, and additionally, chlorite zone in the mafic volcanics.

The Kutlular volcanics are tholeiitic-transitional and calc-alkaline in character. The trace element patterns show considerable K, Rb, Ba and Th enrichment and Sr, Ti and P depletion relative to N-MORB. Chondrite-normalized REE patterns are pronounced by positive and negative Eu and Ce anomalies, indicating alteration by sulphide-sulfate forming fluids. Based on mineral (MINSQ), mass transfer and factor analysis data, the footwall- and hanging-wall alteration zones show systematic changes with increasing proximity to the ore; Na and Ca depletion, K and Si enrichment, increases in alteration index and chlorite-carbonate-pyrite index and decreases in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{34}\text{S}$ . The chlorite and  $\delta^{18}\text{O}$  geothermometry give temperatures; 184-250°C for chlorite, 77-118°C for kaolenite, 87-134°C for smectite, 121-186°C for illite/smectite and 149-323°C for illite.  $\delta^{34}\text{S}$  values vary ‰3.6-4.8 for pyritic ore and ‰4.4-6 for whole rock. K-Ar dating on illite/smectites (75-91.3 Ma) indicates a complex illitization process by the beginning of Campanian time.

**Anahtar Kelimeler:** Kutlular Massive Sulphide Deposit, Hydrothermal Alteration, Clay Mineralogy, Mass Transfer, Geothermometry, O-D Isotopes, S Isotope, Kr-Ar Dating

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1.	İnceleme alanına ait yerbulduru haritası..... 3
Şekil 1.2	Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş jeoloji haritası. Kutlular (Sürmene-Trabzon) ve diğer önemli masif sülfür yatakları harita üzerine işaretlenmiştir. Güven (1993) ve Akçay ve Moon (2001)'den değiştirilerek..... 7
Şekil 3.1.	Kutlular masif sülfür yatağı (Sürmene, Trabzon) ve yakın çevresine ait genelleştirilmiş dikme kesit..... 29
Şekil 3.2.	Gökçesu dere vadisinde yüzeyleme veren bazaltların mikrofotografı. a) Mikrolitik doku içerisinde gözlenen ojit mikrokristalleri ve ikincil kuvars gelişimi (Ç.N.; Örn. Nu., B1), b) mikrolitik porfirik doku. Plajiyoklas fenokristali kısmen kalsitleştirilmiştir ve ojitler kenarları boyunca opaklaşmıştır (Ç.N.; Örn. Nu., B2), c) ve d) ojit fenokristalleri ve plajiyoklaslardan itibaren gelişen kloritleşme (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., B1). Örn. Nu., Örnek Numarası; T.N., Tek nikol; Ç.N., Çapraz nikol; Oj, ojit; K, kuvars; Pl, plajiyoklas; Ka, kalsit; Op, opak mineral; Kl, klorit..... 31
Şekil 3.3.	a) İdrom Tepe civarında gözlenen pembe, sarımsı beyaz renkli silisleşmiş, b) Sambaka doğusunda gözlenen gri, pembe renkli dasitlerin görünümü..... 32
Şekil 3.4.	İdrom Tepe ve Kambo Mahallesi civarında yüzeyleme veren dasitlerin mikrofotografı. A) Mikrogranü porfirik doku ve biyotitlerde gelişen kloritleşme (Ç.N.; Örn. Nu., M9), b) plajiyoklas fenokristallerinde serisitleşme (Ç.N.; Örn. Nu., M9), c) ve d) hamurda demir oksit boyamaları, plajiyoklaslar üzerinde ve hamurda ikincil kuvars (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., M8). K, kuvars; Bi, biyotit; Pl, plajiyoklas; Se, serisitleşme; Fe, FeO boyamaları..... 33
Şekil 3.5.	Kutlular masif sülfür yatağı (Sürmene, Trabzon) açık işletme sahası. Piritik cevher, dasitik tüfler, dolerit daykı ve prizmatik yapılı bazaltın görünümü..... 35
Şekil 3.6.	Kutlular masif sülfür yatağı ve yakın çevresinde görülen; a) 10-15 cm tabaka kalınlığında, K50B/50KD duruşlu silisleşmiş ve yoğun pirit içeren gri renkli, b) 2-5 cm tabaka kalınlığına sahip, silisleşmiş beyaz gri renkli dasitik tüfler. c) ve d) Tüfleri kesen gri renkli ikincil silis-pirit damarları, e) yeşil beyaz renkli killeşmiş dasitik tüfler. Yer yer kırmızı renkli hematit ve sarı renkli limonit bakımından zengin zonlar içermektedirler. f) Dasitik tüflerde gelişen ikincil oksidasyon mineralleri malakit, kalkantit ve limonit birlikteliği..... 36

Şekil 3.7.	Dasitik vitrik tüflerin mikrofotografaları. a) ve b) Merkezde kısmen silisleşmiş ve killeşmiş oldukça gözenekli pomza parçası ve bağlayıcının birincil olarak cam olduğunu gösteren perlitik doku (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu, Kp1-8a), c) ve d) kahverengi kısmen opaklaşmış pomza kalıntıları silisleşmiş bağlayıcı içerisinde görülmektedir (T.N. ve Ç.N., Örn. Nu, 3). P, pomza parçası; Ki + Si, killeşme ve silisleşme; K, Kuvars.....	38
Şekil 3.8.	Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında yüzeylenen dasitik kristal tüflerin çapraz nikol mikrofotografaları. a) Plajiyoklas ve kuvarstan oluşan kristal bileşenleri serisit ve kil minerallerinden oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., M6), b) karlsbad ikizi gösteren plajiyoklas kristalleri birincil ve ikincil kuvarstan oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., K9), c) karlsbad ikizli plajiyoklas kristali kil ve ikincil kuvarstan oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., Kp1-8a), d) bağlayıcıda görülen sferolitik ikincil kuvars oluşumları (Örn. Nu., K9). Pl, plajiyoklas; Se, serisitleşme; O, opak mineral; K, kuvars; Si, silisleşme.....	39
Şekil 3.9.	Sambaka doğusunda yüzeylenen pembemsi renkli, hematitleşmiş dasitik breşlerin arazi görünüşleri. Tanelerin boyutları a) 1-3 cm ve b) 3-20 cm arasında değişmektedir.....	40
Şekil 3.10.	Sambaka doğusunda yüzeylenen dasitik breş tanelerinin mikrofotografaları. Mikrogranü porfirik dokulu kayada parçalanmış özşekilli kuvars kristalleri demiroksit tarafından boyanmış ve kuvarstan oluşan hamur içerisinde görülmektedir. a) T.N. ve b) Ç.N. (Örn. Nu., İ3). K, Kuvars; Fe, demir oksit boyamaları.....	41
Şekil 3.11.	Sambaka kuzeyinde bulunan; a) yastık yapı, b) prizmatik yapı ve c) eksfoliasyon yapısı gösteren bazaltlar, d) eksfoliasyon yapısı gösteren bazaltik aglomeralar.....	42
Şekil 3.12.	Sambaka kuzeyinde yüzeyleme veren bazaltlarda gözlenen; a) amigdoloidal mikrolitik porfirik doku. Boşlukları klorit doldurmuştur (Ç.N.; Örn. Nu., İ4 ). b) Ojitlerin bir araya toplanması ile oluşan kümülofirik doku (Ç.N.; Örn. Nu., İ4). c) ve d) Boşluklarda gelişen pitaşit, kuvars ve kalsit birlikteliği. Boşluklar opak minerallerce zarflanmıştır (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., İ5). Ka, kalsit; Kl, klorit; Pl, plajiyoklas; K, kuvars; Ps, pitaşit; O, opak mineral; Ka, kalsit.....	43
Şekil 3.13.	Amar Tepe civarında yüzeyleme veren bazaltik aglomeralar.....	44
Şekil 3.14.	Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında yüzeyleme veren bazalt ve bazaltik andezitlerin mikrofotografaları. a) Mikrolitik porfirik doku (Ç.N.; Örn. Nu., K21), b) amigdoloidal doku (Ç.N.; Örn. Nu., K1), c) plajiyoklaslarda gelişen elek dokusu (Ç.N.; Örn. Nu., K1), d) flüidal doku ve özşekilsiz ojit fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., K21). Pl, plajiyoklas; Kl, klorit; Ka, kalsit; O, opak mineral; Oj, ojit.....	45

Şekil 3.15.	Bazalt ve bazaltik andezitlerde bulunan plajiyoklasların Or-Ab-An (Ortoklas-Albit-Anortit) üçgenindeki bileşimleri.....	47
Şekil 3.16.	a) Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası kuzeydoğusunda bulunan kırmızı kireçtaşı, marn, tuf ardalanması, b) kırmızı renkli pelajik kireçtaşlarında görülen <i>Globotruncana Sp.</i> mikrofosili (T.N.; Örn. Nu., Kct1) T, tuf; M, marn; KÇ, Kırmızı kireçtaşı.....	48
Şekil 3.17.	Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisindeki dolerit daykında gözlenen; a) entersertal doku ve ojit fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., K32), b) mikrotonalit anklavı (Ç.N.; Örn. Nu., K24). Pl, plajiyoklas; O, opak mineral; Oj, ojit; K, kuvars.....	49
Şekil 3.18.	Dolerit dayklarında bulunan plajiyoklasların Or-Ab-An (Ortoklas-Albit-Anortit) üçgenindeki bileşimleri.....	50
Şekil 3.19.	Dolerit dayklarındaki piroksenlerin Vo-En-Fs (vollostanit-enstatit-ferrosilit) üçgenindeki bileşimleri.....	52
Şekil 3.20.	a) Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasının güney doğusunda bulunan dasit daykı bazaltları keserek yerleşmiştir. b) Dasit daykının mikroskopik incelemesinde mikrogranü porfirik doku içerisinde özşekilli kuvars kristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., M12). O, opak mineral; K, kuvars.....	53
Şekil 3.21.	Kilise Tepe kuzeyinde bulunan prizmatik yapılı riyolit, riyodasitlerin görünümü.....	54
Şekil 3.22.	Kilise Tepe kuzeyinde yüzeylenen riyolit ve riyodasitlerin mikrofotografaları. a) Mikrogranü porfirik doku içerisinde gözlenen kuvars ve plajiyoklas fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., İ-11). b) Sferolitik doku. Sferolitleri ışınal kuvars ve alkali feldispat birlikteliği oluşturmaktadır (Ç.N.; Örn Nu., İ12). Pl, plajiyoklas; K, kuvars; Sf, sferolit.....	54
Şekil 3.23.	Kutlular masif sülfür yatağının mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskopisi fotoğrafları. Siyah cevher içerisinde a) kalkopiritin piriti ornatması ve sfalerit tarafından ornatılması, b) ilk oluşan özşekilli piritin kalkopirit ve sfalerit tarafından sarılması. c) Sfalerit ile kalkopirit arasında gelişen ayrılma dokusu. d) Piritik cevher içerisinde kalkopirit kapanımları. e) Pirit içerisinde kalkopirit ve kalkopirit içerisinde sfalerit ve fahlerz kapanımları. f) Piritte gelişen kataklastik deformasyon ve kırıklara dolan kalkopirit, sfalerit tarafından sarılmıştır. g) Kataklastik deformasyon geçirmiş olan pirit içerisinde gözlenen fahlerz kapanımları (Örnekler A. Van ve M. Vıcıl'ın koleksiyonuna aittir; Sf, sfalerit; P, pirit; G, gang; Kp, kalkopirit; Kv, kovellin; F, fahlerz).....	58
Şekil 3.24.	Dasitik tüflerde gelişen silisleşmenin mikrofotografaları. a) Vitrik tüflerde bağlayıcı malzemenin silisleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu., Kp1-8), b) pomza içeren tüflerde pomzaların şekillerinin korunarak silisleşmesi ve bağlayıcıda silisleşme (Ç.N., Örn. Nu., Kp3-2). K, kuvars; Si, silisleşme.....	59

Şekil 3.25.	Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde bulunan bazalt, bazaltik andezitlerde boşlukları doldurmuş; a) merkez kısımları özşekilli ve kenar kısımlarda daha düşük kristalinite gösteren kuvars, b) kırmızı-beyaz renkli silis yumrusu, c) silis yumrusunun sferolitik dokulu kuvars ve hematitten oluştuğu gösterir mikrofotograf (Ç.N.) ve d) X-ışınları difraktogramı. K, kuvars, Ka, kalsit, He, hematit.....	61
Şekil 3.26.	Dasitik tüflerde ferromagnezyen minerallerden itibaren kloritleşme (Ç.N.; Örn. Nu, M1). b) Bazalt ve bazaltik andezitlerde elek dokulu plajiyoklaslardaki cam inklüzyonlarının kloritleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu, K18b), c) boşluk dolgusu olarak gelişen klorit (Ç.N.; Örn. Nu, K6), d) plajiyoklasların kloritleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu., K6). K, kuvars; Kl, klorit; Ka, kalsit; Pl, plajiyoklas.....	62
Şekil 3.27.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki; a) boşluk dolgusu olarak gelişen lifli zeolit ve kalsitin makroskopik görünümü, b) boşluk dolgusu olarak gelişen lömontitin mikroskopik görünümü (Ç.N.), c) kırık ve boşlukları dolduran lömontit, kuvars ve kalsitin X-ışınları difraktogramı, d) volkan camlarının devitrifikasyonu ile otojenik olarak yarı özşekilli-özşekilsiz analsim kristalleri, e) analsimin kimyasal bileşimini gösteren EDX-analiz grafiği. Zeo, zeolit; L, lömontit; Ka, kalsit; K, kuvars; Anl, Analsim.....	65
Şekil 3.28.	Amigdoloidal mikrolitik porfirik dokulu bazaltlarda; a) boşluk dolgusu kalsit ve zeolit birlikteliği (Ç.N.; Örn. Nu., K1), b) ojitlerden itibaren gelişmiş kalsit (Ç.N.; Örn. Nu., K18b). Ka, kalsit; Ze, zeolit; Pr, piroksen; Op, opak mineral.....	66
Şekil 3.29.	Dasitik tüflerde cevherin hemen yanında silisleşmeye eşlik eden serisitleşme (Ç.N.; Örn. Nu., Kt4). Op, opak mineral; Se, serisit; Si, silisleşme.....	68
Şekil 3.30.	Dasitik vitrik tüflerdeki perlitik doku a) T.N. ve b) Ç.N. (Örn. Nu., Kp1-8).....	69
Şekil 3.31.	Dasitik piroklastitlerdeki simektitçe zengin <2µm kil fraksiyonuna (Örn. Nu., Kp1-1) ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramı. Al, albit; K, kuvars; S, simektit.....	76
Şekil 3.32.	Dasitik piroklastitlerdeki simektitçe zengin örneklerin SEM görüntüleri. a) Kp1-1, b) Kp1-8 nolu örneklerde mısır gevreği (corn-flake) dokulu simektitlerin genel görünümü.....	77
Şekil 3.33.	Simektitin ısıl davranışını ve ısıya karşı gösterdiği kütle değişimini ifade eden temsili DTA-TG analizine ait grafik (Örn. Nu., Kp1-10).....	78
Şekil 3.34.	Dasitik piroklastitlerde illitçe zengin <2µm kil fraksiyonuna (Örn. Nu., K33) ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları. I, illit; K, kuvars; P, pirit.....	81

Şekil 3.35.	Dasitik piroklastitlerde illitçe zengin örneklerin SEM incelemeleri. a) Zayıf bağlanmış dalgalı morfoloji sunan illit latalarının görünümü, b) cam kıymığı üzerinde illit gelişimi, c) özşekilli pirit kristali ve etrafını saran illit kristalleri, d) illitçe zengin örnekte kırık sistemi içerisinde gelişmiş kübik şekilli pirit kristalleri (Örn. Nu., K33; C, Cam kıymığı; I, illit; P, pirit).....	83
Şekil 3.36.	Dasitik piroklastitlerdeki illitlerin diferansiyel termal analiz (DTA) ve termo gravimetrik analiz (TG) eğrileri (Örn. Nu., K33).....	84
Şekil 3.37.	Dasitik piroklastitlerdeki illitlerin $Si^{4+}$ ’e karşı $Na^{+}+K^{+}$ diyagramındaki konumları.....	85
Şekil 3.38.	Dasitik piroklastitlerde illit/simektitçe zengin $<2\mu m$ kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve $550^{\circ}C$ ’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları. a) $R=0$ (Örn. Nu., Kp3-1), b) $R=1$ (Örn. Nu., Kp2-3), c) $R=3$ (Örn. Nu., Kp2-2a) düzenlenmesine sahip illit/simektitler. I/S, illit/simektit, K, kuvars; P, pirit.....	88
Şekil 3.39.	Dasitik piroklastitlerdeki simektit, illit/simektit ve illitçe zengin örneklerin SEM incelemeleri. a) %100 simektitten oluşan örnek (Örn. Nu., Kp3-5), b) %40 simektitten oluşan I/S (Örn. Nu., Kp4-3), c) %10 simektitten oluşan I/S (Örn. Nu., Kp2-2a), d) %0 simektit içeren saf illit bileşimi (Örn. Nu., K34).....	90
Şekil 3.40.	Dasitik piroklastitlerdeki jipsin SEM görünümü. a) I/S’lere eşlik eden levhamsı jips mineralleri, b) jips minerallerinin yakından görünümü (Örn. Nu., Kp4-3; I/S, illit/simektit; J, jips).....	90
Şekil 3.41.	Dasitik piroklastitlerdeki kaolenitçe zengin örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramları. a) Yönlenmemiş tüm kayaç (TK), b) $<2\mu m$ kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve $550^{\circ}C$ ’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., K40; K, kuvars; Kao, kaolenit).....	92
Şekil 3.42.	Dasitik piroklastitlerdeki halloysitçe zengin örneklerin $<2\mu m$ kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve $550^{\circ}C$ ’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., Kp1-1x ve Örn. Nu., Kp1-11). I/S, illit/simektit; H, halloysit; K, kuvars; S, simektit; I, illit.....	93
Şekil 3.43.	Dasitik piroklastitlerdeki kaolenit ve halloysitlerin SEM görüntüleri. a) Volkan camının çözünmesi, b) kısmen çözünmüş volkan camı üzerinde lifli dokulu halloysitlerin oluşumu, c) kırık ve çatlaklarda halloysit gelişimi d) liflerin yakından görünümü (Örn. Nu., K40), e) ve f) camın üzerinde gelişen sünger dokulu kaolenit ve halloysit kristalleri (Örn. Nu., Kp1-7). C, cam kıymığı.....	94
Şekil 3.44.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde kloritçe zengin kil fraksiyonuna ( $<2\mu m$ ) ait a) yönlendirilmiş örneğe ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), $300^{\circ}C$ (F300) ve $550^{\circ}C$ ’de fırınlanmış (F550) durumdaki, b) yönsüz örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., K6).....	99

Şekil 3.45.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde gelişen kloritlerin SEM görünüşleri. a) ve b) bal peteği dokusu gösteren boşluk dolgusu kloritler (Örn. Nu., K6), c) ve d) plajiyoklaslardan üzerinde gelişen levhamsı, dalgalı morfoloji sunan kloritler (Örn. Nu., K31), e) hamurda gelişen levhamsı, dalgalı morfoloji sunan kloritler (Örn. Nu., K31), f) kloritler tarafından zarflanmış boşluk dolgusu kalsitler (Örn. Nu., K6).....	101
Şekil 3.46.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde bulunan kloritlerin ( <sup>VI</sup> Al+X <sub>O</sub> )-Mg-(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> ) üçgen diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları. Tip-I kloritler baskın oktahedral katyona göre Mg veya Fe-kloritlerdir. Tip-II kloritler ise Al-kloritlerdir. <sup>VI</sup> Al, oktahedral Al; X <sub>O</sub> , oktahedral boşluk.....	104
Şekil 3.47.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin mikro analiz sonuçları ile hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.24) <sup>VI</sup> Al- <sup>IV</sup> Al diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları .....	104
Şekil 3.48.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin mikroprob analizleri kullanılarak hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.24) sınıflandırılması (Foster, 1962'den değiştirilerek Deer vd., 1996). Diyagramdaki Si <sup>+4</sup> değeri 28 oksijene göredir.....	105
Şekil 3.49.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin toplam yapraklar arası yüke karşı oktahedral tabakada 6 katyon olduğu varsayılarak hesaplanmış X <sub>O</sub> (oktahedral boşluk) diyagramı (doğrunun denklemi, y= 0.495x-0.007; r, korelasyon katsayısı).....	106
Şekil 3.50.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerde tetrahedral <sup>IV</sup> Al ile a) toplam yapraklar arasındaki yük (doğrunun denklemi, y=0.557x-0.443), b) oktahedral boşluk (X <sub>O</sub> ) arasındaki ilişki (doğrunun denklemi, y=0.486x-0.280; r, korelasyon katsayısı).....	106
Şekil 3.51.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin oktahedral +2 değerlikli katyon toplamına karşı tetrahedral Si <sup>+4</sup> diyagramı (Arkai ve Ghabrial, 1997; değerler 28 oksijene göredir). Oklar varsayılan klorit bileşimi (Fe <sub>5.5</sub> Mg <sub>4</sub> Al <sub>2.5</sub> Si <sub>2.5</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>16</sub> ) ve diğer minerallerin karışımlarından oluşturulan bileşimsel sapmalara ait yönsemeleri göstermektedir. X <sub>O</sub> , oktahedral boşluk; R <sup>+3</sup> , oktahedral +3 değerlikli katyonlar; Al, albit; Kf, K-feldispat; K, kuvars; Ka, kalsit; I, illit; Kao, kaolenit; Ms, muskovit; Rt, rutil; Sp, saponit; Tlk, talk.....	107
Şekil 3.52.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde simektitce zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C'de fırınlanmış (F550) durumdaki temsili X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., Kp3-8).....	108
Şekil 3.53.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde simektitce zengin örneğe ait SEM görünüşleri. a) Plajiyoklas ve simektit birlikteliği, b) cam kıymıkcıklarının üzerinde büyümüş levhamsı simektit kristalleri (Örn. Nu. Kp3-8; C, cam kıymığı; Pl, plajiyoklas; Sm, simektit).....	109



Şekil 3.54.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki illitçe zengin (Örn. Nu., Ke-3) örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramı (I, illit; K, kuvars).....	110
Şekil 3.55.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde zayıf bağlanmış dalgali morfoloji sunan illit latalarının SEM görünümü (Örn. Nu., Ke-3).....	110
Şekil 3.56.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde görülen R=3 düzenlemesine sahip I/S'ce zengin kil fraksiyonunun (<2µm) normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., Kp4-7; S, simektit; I/S, illit/simektit; Al, albit; P, pirit).....	112
Şekil 3.57.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde düzlemsel dalgali morfoloji sunan I/S latalarının SEM görünümü (Örn. Nu., Kp4-7).....	113
Şekil 3.58.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kaolenitçe zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları. a) Örn. Nu., Kp3-7, b) Örn. Nu., K27 (Kao, kaolenit; P, pirit; K, kuvars).....	115
Şekil 3.59.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde tanımlanan hegzagonal paketlenmiş kaolenit kitaplarının SEM görüntüleri (Örn. Nu., Kp3-7).....	116
Şekil 3.60.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki Kl/S örneklerinin temsili X-ışınları difraktogramı. a) Kl/S'ce zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C'de fırınlanmış (F550) durumdaki, b) yönsüz durumdaki tüm kayaç örneği (Örn. Nu., K20). Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; K, kuvars; Al, albit; I/S, illit/simektit.....	118
Şekil 3.61.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde boşluk dolgusu olarak gelişen ve dalgali morfoloji sunan Kl/S'lerin SEM görüntüleri (Örn. Nu., K20).....	119
Şekil 3.62.	Dolerit dayklarında kloritçe zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait X-ışınları difraktogramları. a) yönlendirilmiş örneğe ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C'de fırınlanmış (F550) durumda, b) yönsüz durumdaki örneğe ait (Örn. Nu., K6). Kl, klorit; K, kuvars; Al, albit.....	121
Şekil 3.63.	Dolerit dayklarında a) piroksenler üzerinde, b) plajiyoklaslar üzerinde gelişen kloritlerin SEM görüntüleri (Örn. Nu., K24). Kl, klorit; Pr, piroksen, Pl, plajiyoklas.....	122
Şekil 3.64.	Dolerit dayklarında bulunan kloritlerin ( <sup>VI</sup> Al+X <sub>O</sub> )-Mg-(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> ) üçgen diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları. Tip-I kloritler baskın oktahedral katyona göre Mg veya Fe-kloritlerdir. Tip-II kloritler ise Al-kloritlerdir. <sup>VI</sup> Al, oktahedral Al; X <sub>O</sub> , oktahedral boşluk.....	124

Şekil 3.65.	Dolerit dayklarındaki kloritlerin mikroprob analizlerinden hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.29) $^{VI}Al-^{IV}Al$ diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları.....	124
Şekil 3.66.	Dolerit dayklarındaki kloritlerin mikroprob analizlerinden hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.29) sınıflandırılması (Deer vd., 1996). Diyagramdaki $Si^{+4}$ değeri 28 oksijene göredir.....	125
Şekil 3.67.	Dolerit dayklarındaki kloritlerin toplam tabaka arası yüke karşı oktahedral tabakada 6 katyon olduğu varsayılarak hesaplanmış $X_O$ (oktahedral boşluk) diyagramı (doğrunun denklemi, $y=0.4x+0.033$ ; r, korelasyon katsayısı).....	126
Şekil 3.68.	Dolerit dayklarındaki kloritlerde tetrahedral $^{IV}Al$ ile a) toplam yapraklar arasındaki yük (doğrunun denklemi, $y=0.09x+0.052$ ) ve b) oktahedral boşluk arasındaki ilişki (doğrunun denklemi, $y=-0.064x+0.287$ ; r, korelasyon katsayısı).....	126
Şekil 3.69.	Dolerit dayklarındaki kloritlerin oktahedral +2 değerlikli katyon toplamına karşı tetrahedral $Si^{+4}$ diyagramı (Arkai ve Ghabrial, 1997; değerler 28 oksijene göredir). Oklar varsayılan klorit bileşimi ( $Fe_{5.5}Mg_4Al_{2.5}Si_{2.5}O_{20}(OH)_{16}$ ) ve diğer minerallerin karışımlarından oluşturulan bileşimsel sapmalara ait yönsemeleri göstermektedir. $X_O$ , belirlenen oktahedral boşluk; $R^{+3}$ , oktahedral üç değerlikli katyonlar Al, albit; Kf, K-feldispat; K, kuvars; Ka, kalsit; I, illit; Kao, kaolenit; Ms, muskovit; Rt, rutil; Sp, saponit; Tlk, talk.....	127
Şekil 3.70.	Dolerit dayklarında $R=1$ düzenlemesine sahip I/S'in normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., K18a; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Al, albit; K, kuvars).....	128
Şekil 3.71.	Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp1 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimleri gösterir dikme kesit.....	129
Şekil 3.72.	Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp2 profili boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimleri gösterir dikme kesit.....	130
Şekil 3.73.	Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp3 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimleri gösterir dikme kesit.....	131
Şekil 3.74.	Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp4 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimleri gösterir dikme kesit.....	132
Şekil 3.75.	Kutlular açık işletme sahası (Sürmene, Trabzon) alterasyon haritası.....	133
Şekil 3.76.	Kutlular yöresi volkanitlerinin Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2*0.0001$ kimyasal adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996).....	136

Şekil 3.77.	Kutlular yöresi volkanitlerinin jeokimyasal eğilimleri. (a) La'a karşı Yb, b) Zr'a karşı Y diyagramı. Toleyitik-geçiş-alkalen ayırım doğruları Barret ve MacLean (1994, 1999)'den alınmıştır.....	136
Şekil 3.78.	Dasit ve dasitik piroklastitlerinde SiO <sub>2</sub> 'ye karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay eksen lineer, düşey eksen logaritmik olarak alınmıştır; A.K., ateşte kayıp; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.....	143
Şekil 3.79.	Dasit ve dasitik piroklastitlerinde Lentz indeksine (Fe <sub>2</sub> O <sub>3toplam</sub> +MgO)/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay ve düşey eksenler logaritmiktir; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.....	145
Şekil 3.80.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında Lentz indeksine (Fe <sub>2</sub> O <sub>3toplam</sub> +MgO)/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay yatay ve düşey eksenler logaritmiktir; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.....	146
Şekil 3.81	Kutlular yöresi volkanitlerinde serisitleşme indeksine (SI) karşı, a) K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O (%), b) CaO (%) değişim diyagramları (MacLean ve Hoy, 1991).....	147
Şekil 3.82.	Kutlular yöresi volkanitlerinde Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı, a) K <sub>2</sub> O (%), b) Na <sub>2</sub> O (%) değişimleri. Mineral yönsemeleri Large vd.( 2001); simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.....	148
Şekil 3. 83.	Kutlular yöresi volkanit örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI) diyagramı. Diyagram üzerinde en az altere bileşim kutusu ve VMS'lere eşlik eden ana hidrotermal ve diajenetik alterasyon yönsemeleri (Large vd., 2001) işaretlenmiştir. 1, serisit; 2, serisit-klorit-pirit; 3, klorit-pirit-(serisit); 4, klorit-karbonat; 5, karbonat-serisit; 6, K-feldispat; 7, albit-klorit; 8, albit-kalsit-epidot; 9, K-feldispat-albit; 10, paragonit-albit; simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.....	149
Şekil 3.84	Cevhere en uzak mesafeden başlayarak (1) cevher zonuna kadar (29) sıralanmış dasitik piroklastitlerinin AI ve KKPI değerine karşı tüm kayaç mineralojik bileşimleri (bkz. Tablo 3.32). AI, Ishikawa alterasyon indeksi; KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; I/S, illit/simektit; Kl/S, klorit/simektit.....	152
Şekil 3.85.	Kutlular yöresi volkanitlerinin T-OOSB'ye normalize edilmiş iz element değişimleri. Normalize değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.....	153
Şekil 3.86.	Kutlular yöresi volkanitlerinin kondrite göre normalize nadir toprak element dağılımları. Kondrit bileşimi Taylor ve MacLennan (1985); simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.....	156
Şekil 3.87.	Kutlular dasitik piroklastitlerinde hesaplanan kütle değişimlerinin ( $\Delta K_D$ ) alterasyon türü ile ilişkisini gösteren diyagramlar.....	166

Şekil 3.88.	Kutlular yöresindeki hidrotermal alterasyon zonlarında bulunan kil minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ 'e karşı $\delta\text{D}$ diyagramı. Diyagramda alterasyona neden olan sıvının tahmini bileşimi taralı alandır Kaolen ve montmorillonit çizgisi Savin ve Epstein (1970); Karadeniz bileşimi Balderer (1999)'dan; SH, süperjen-hipojen çizgisi ve SM, 20°C'de meteorik su ile dengede olan simektitlerin izotopik bileşimi (Sheppard vd., 1969); My, 30-90°C'de yerel meteorik su ile dengede olan ve altere volkanitlerde bulunan Milos montmorilloniti, Md, 30-55°C'de deniz suyu bazalt etkileşimi sonucunda oluşan Archidona montmorilloniti (Andrews, 1980; Lawrence ve Drever, 1981); magmatik ve metamorfik su alanları Sheppard (1986)'dan alınmıştır...	182
Şekil 3.89.	Çeşitli litoloji, jeolojik ortam ve cevher tiplerine ait $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ izotop değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon vd., 2004) ile Kutlular VMS yatağı pirit ve tüm kayac $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ izotop bileşimi.....	184
Şekil 3.90.	Dasitik piroklastitler kil fraksiyonundan (<2 $\mu\text{m}$ ) elde edilen illit/simektitlerin a) K-Ar yaş değişimleri. b) İllit/simektit (I/S) içerisindeki illit (%) miktarlarına karşı K-Ar yaş değişimi. Yaşlandırmaya ait hata payları diyagramda gösterilmiştir.....	186
Şekil 4.1.	Kutlular volkanitlerinin MgO'e karşı ana oksit değişim diyagramları	192
Şekil 4.2.	Kutlular masif sülfid yatağına eşlik eden alterasyon zonlarının yerleşimini gösterir şematik model.....	198
Şekil 4.3.	Kutlular masif sülfid yatağı ve alterasyon zonlarının gelişimini gösteren şematik model. a), b), c) bazalt ve piroklastitleri, dasit ve dasitik piroklastitlerinin gelişimi ve ısıtılan deniz suyunun dolaşımı ile gelişen bölgesel ölçekli alterasyon, d) masif sülfid yatağı ve örtü kayaçlarının oluşumunun ardından hidrotermal akışkanlarca örtü kayaçlarının alterasyona uğratılması.....	204
Ek Şekil 1.	a) Kutlular (Sürmene, Trabzon) yöresi ve yakın çevresi genel jeoloji (Nalbantoğlu ve Yılmaz, 1991'den değiştirilerek) ve örnek alım haritası, b)A-A' ve B-B' jeolojik kesitleri.....	
Ek Şekil 2.	Kutlular (Sürmene-Trabzon) masif sülfid yatağı detay jeoloji ve örnek alım haritası (Kolaylı, 1989'dan değiştirilerek).....	240
Ek Şekil 3.	Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi dasitlerinin tüm kayac ve kil fraksiyonuna (<2 $\mu\text{m}$ ) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Kl/S, klorit/simektit; Pl, plajiyoklas; S, simektit; I, illit; Kaol, kaolen).....	241
Ek Şekil 4.	Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi dasitik piroklastitlerinin tüm kayac ve kil fraksiyonuna (<2 $\mu\text{m}$ ) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Al, albit; He, hematit; P, pirit; Anl, analsim; S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kaol, kaolen; Kao, kaolenit; H, halloysit).....	242

Ek Şekil 5.	Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinin tüm kayaç ve kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Al, albit; P, pirit; Anl, analsim; S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kaol, kaolen; Kao, kaolenit; H, halloysit; Ş, şabazit).....	251
Ek Şekil 6.	Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi dolerit dayklarının tüm kayaç ve kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars, Al, albit; Kl, klorit; Ş, şabazit; I/S, illit/simektit).....	257

## TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. Bazalt ve bazaltik andezitlerdeki plajiyoklaslara ait mikroprob analizleri. mikro., mikrolit; feno., fenokristal; n, analiz edilen nokta sayısı; An, anortit; Ab, albit; Or, ortoklas.....	46
Tablo 3.2. Bazalt ve bazaltik andezitlerdeki pirit ve Fe-Ti oksitlere ait mikroprob analizleri.....	47
Tablo 3.3. Dolerit dayklarındaki plajiyoklaslara ait mikroprob analizleri. mikro., mikrolit; feno., fenokristal; n, analiz edilen nokta sayısı; An, anortit; Al, albit; Or, ortoklas.....	50
Tablo 3.4. Dolerit dayklarındaki piroksenlere ait mikroprob analizleri. n, mineral üzerinde analiz edilen nokta sayısı; Mg#= $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ ; Vo, vollastonit; En, enstatit; Fs, ferrosilit; Ak, akmit; Örn. Nu., K32.....	51
Tablo 3.5. Dolerit dayklarındaki Fe-Ti oksitlerin mikroprob analizleri.....	52
Tablo 3.6. Kutlular masif sülfid yatağı mineral parajenezi.....	56
Tablo 3.7. Kutlular masif sülfid yatağı mineral süksesyonu (Yıldız, 1988).....	59
Tablo 3.8. Bazaltlarda plajiyoklaslardan itibaren oluşan kalsiyumca zengin zeolitlerin mikroprob analizleri (Örn. Nu, K6) ve yapısal formülleri. $R=Mg^{+2}+Na^{+}+Ca^{+2}+K^{+}+Ba^{+2}+Sr^{+2}$ ; $Z=Si^{+4}+Al^{+3}$ .....	66
Tablo 3.9. Dasitlerin <2µm altındaki tane boyutunda X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 3) kullanılarak hazırlanmış % mineralojik bileşimler. I, illit; I <sub>K</sub> , illit kristalinite; K, kuvars; Kaol, kaolenit; Kaol <sub>K</sub> , kaolen kristalinite; Kl/S, klorit/simektit; P, pirit; Pl, plajiyoklas; S, simektit; S <sub>K</sub> , simektit kristalinite.....	72
Tablo 3.10. Dasitik piroklastitlerde tüm kayaç X-ışınları difraktogramlarına (Ek Şekil 4) göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler. Anl, Analsim; Al, Albit; He, hematit; I, illit; I/S, illit/simektit; K, kuvars; Kaol, kaolen; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; P, pirit; S, simektit.....	73
Tablo 3.11. Dasitik piroklastitlerde <2µm kil fraksiyonuna ait X-ışınları difraktogramlarına (Ek Şekil 4) göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler. S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kao, kaolenit, H, halloysit; K, kuvars; Al, Albit; Anl, analsim, P, pirit.....	74
Tablo 3.12. Dasitik piroklastitlerde <2µm kil fraksiyonunun yönlü ve etilen glikolle doyurulmuş X-ışınları difraktogramlarına göre hesaplanan simektit kristalinite değerleri (S <sub>K</sub> ).....	76

Tablo 3.13.	Dasitik piroklastitlerdeki simektitlerin ana element içerikleri (%) ve yapısal formülleri (formül hesaplamaları 22 oksijene göredir.).....	79
Tablo 3.14.	Dasitik piroklastitlerinde <2µm kil fraksiyonunda illitçe zengin örneklerin etilen glikolle doyurulmuş yönlü X-ışınları difraktogramlarından ölçülen illit kristalinite (I <sub>K</sub> ) değerleri.....	81
Tablo 3.15.	Dasitik piroklastitlerinde illitçe zengin örnekler üzerinde yapılan EDX analiz sonuçları.....	84
Tablo 3.16.	Dasitik piroklastitler içerisinde bulunan illitlerin kimyasal bileşimi ve 22 oksijen üzerinden hesaplanan yapısal formülleri.....	85
Tablo 3.17.	Dasitik piroklastitler içerisinde bulunan illit/simektitlerin X-ışınları difraktogramlarına göre içerdikleri illit yüzde miktarları, reikveit (R) değerleri. (001/002) <sub>EG</sub> ve (002/003) d(Å) etilen glikolle doyurulmuş örneklerde yüzeylerin yansıma (Å) değerleri.....	87
Tablo 3.18.	I/S'lere eşlik eden levhamsı jips mineraline ait EDX analiz sonuçları...	91
Tablo 3.19.	Dasitik piroklastitlerdeki kaolen minerallerinin EDX analizi, kimyasal analiz sonuçları ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri.....	95
Tablo 3.20.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerine ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 5) kullanılarak hazırlanmış tüm kayaç mineralojik bileşimleri (%). K, kuvars; Al, albit; Anl, analsim; Ş, Şabazit; Ka, kalsit; P, Pirit; Kl, klorit; I, illit; I/S, illit/simektit; S, simektit; H, halloysit; Kao, kaolenit .....	96
Tablo 3.21.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde <2µm kil fraksiyonunda bulunan minerallerin (%) dağılımları. Minerallere ait yüzdeler kayaçlara ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 5) kullanılarak hazırlanmıştır. S, simektit, I, illit, I/S, illit/simektit, Kl, Klorit, Kl/S, klorit/simektit, Kao, kaolenit, H, halloysit, Al, albit, K, kuvars; P, pirit, Ş; şabazit; Ka, kalsit.....	97
Tablo 3.22.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde <2µm kil fraksiyonunun XRD paternlerine göre mineralojik özellikleri. S, simektit, I, illit, I/S, illit/simektit, Kl, Klorit, Kl/S, klorit/simektit, Kao, kaolenit, H, halloysit, Kl <sub>K(001)</sub> ve Kl <sub>K(002)</sub> (Δ°2θ), sırasıyla (001) ve (002) yüzeylerinde ölçülen klorit kristalinite; S <sub>K</sub> , simektit kristalinite; I <sub>K</sub> , illit kristalinite (Δ°2θ); I/S <sub>K</sub> , illit/simektit kristalinite (Δ°2θ); Kao <sub>K</sub> , kaolen kristalinite (Δ°2θ).....	100
Tablo 3.23.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin üzerinde geliştiği plajiyoklasların EDX analizleri ve yapısal formülleri. Analizi yapılan plajiyoklas Şekil 3.45 c ve d'de görülmektedir (Örn. Nu., K31).....	102
Tablo 3.24.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde bulunan kloritlere ait mikroprob analizleri ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (m-k, merkez-kenar; bd, boşluk dolgusu; py, plajiyoklas üzerinde; hm, hamur içerisinde).....	103

Tablo 3.25.	İllit kristallerinden yapılan EDX analizleri ve 22 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (Örn. Nu., Ke-3).....	111
Tablo 3.26.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitleri içerisinde bulunan illit/simektitlerin X-ışınları difraktogramlarına göre içerdikleri illit yüzde miktarları (%I), R değerleri. (001/002) <sub>EG</sub> ve (002/003) <sub>EG</sub> d(Å) etilen glikolle doyurulmuş örneklerde yüzeylerin yansıma (Å) değerlerini ifade etmektedir.....	113
Tablo 3.27.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde illit/simektit kristallerden yapılan EDX analizleri ve 22 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (Örn. Nu., Kp4-7).....	113
Tablo 3.28.	Dolerit dayklarında <2µm tane boyutuna ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 6) kullanılarak hazırlanan mineralojik bileşim (%) ve Kl <sub>K</sub> (°Δ2θ) değerleri. Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; I/S, illit/simektit; Al, albit, K, kuvars; P, pirit, Ş; şabazit, Kl <sub>K(001)</sub> ve Kl <sub>K(002)</sub> , sırasıyla (001) ve (002) yüzeylerinde ölçülen klorit kristalinite	119
Tablo 3.29.	Dolerit dayklarında bulunan kloritlere ait mikroprob analizleri ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (fy, ferromagnezyen mineral üzerinde; n, mineralde analiz yapılan nokta sayısı).....	123
Tablo 3.30.	Kutlular yöresi dasit ve dasitik piroklastitlerine ait örneklerin ana element (%) ve iz element (ppm) içerikleri .....	137
Tablo 3.31.	Kutlular yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit dayklarına ait örneklerin ana (%) ve iz element (ppm) içerikleri.....	141
Tablo 3.32.	Cevhere en uzak mesafeden başlayarak (1) cevher zonuna (29) kadar sıralanmış dasitik piroklastitlerinin AI ve KKPI değerine ve Tablo 3.10'a göre tüm kayaç mineralojik bileşimleri. AI, Ishikawa alterasyon indeksi, KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; K+P, kuvars+pirit; Al, Albit; S, simektit; I+I/S, illit+illit/simektit; Kl+Kl/S, klorit+klorit/simektit; Kao, kaolenit.....	151
Tablo 3.33.	Kutlular yöresi dasit ve dasitik piroklastitleri örneklerine ait nadir toprak element (ppm) içerikleri.....	154
Tablo 3.34.	Kutlular yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarına ait örneklerin nadir toprak element (ppm) içerikleri.....	157
Tablo 3.35.	Dasit ve dasitik piroklastitlerinde MINSQ yöntemi ile hesaplanan % mineralojik bileşimler (K, kuvars; S, simektit; Kao, kaolenit; I, illit; I/S, simektit; Fe-kl, Fe-klorit, Mg-kl, Mg-klorit; Tos, tosudit; Pal, paligorskit; Al, albit; An, anortit; K-feld, K-feldispat; Oj, ojit; O, opak mineral; Ka, kalsit; Heu, hölandit; Aks, aksesuar mineraller; r <sup>2</sup> , artık değer.....	160



Tablo 3.36.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarına ait örneklerde MINSQ yöntemi ile hesaplanan % mineralojik bileşimler (K, kuvars; S, simektit; Kao, kaolenit; I, illit; I/S, simektit; Fe-kl, Fe-klorit, Mg-kl, Mg-klorit; Tos, tosudit; Al, albit; An, anortit; K-feld, K-feldispat; Oj, ojit; O, opak mineral; Ka, kalsit; Heu, hölandit; Ep, epidot; Aks, aksesuar mineraller; $r^2$ , artık değer.....	162
Tablo 3.37.	Dasitik piroklastitlerde ana oksit ve iz elementler arasındaki korelasyon katsayıları (n=34, p<0.05). $\Sigma$ NTE, toplam nadir toprak elementler; $Fe_2O_{3top}$ , $Fe_2O_3$ cinsinden toplam Fe.....	167
Tablo 3.38.	Dasitik piroklastit örneklerinde benzer hidrotermal alterasyona sahip kayaların ortalama bileşimleri ( $\bar{x}$ ), susuz bileşimleri (S.B.), MacLean ve Kranidiotis (1987)'ye göre yeniden hesaplanmış bileşimleri (Y.B.) ve net kütle değişimleri ( $\Delta K_D$ ). Oksitler için bileşimler (%), diğer elementler için ppm olarak alınmıştır. Kütle değişimleri gr/100gr kayaç ve ppm/100gr kayaçtır. En az altere dasit bileşimi (DB), Akçay (2007)'den alınmıştır. A.K., ateşte kayıp, $\Sigma$ NTE, toplam nadir toprak elementler.....	168
Tablo 3.39.	Dasitik piroklastitlerden alınan örneklerden seçilmiş, ana oksit (%) ve iz element (ppm) içeriklerine, Ishikawa alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit indeks (KKPI) değerlerine uygulanan faktör analizi sonuç tablosu.....	171
Tablo 3.40.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarından alınan örneklerin seçilmiş, ana oksit (%) ve iz element (ppm) içerikleri, Ishikawa alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit indeks (KKPI) değerlerine uygulanan faktör analizi sonuçları.....	172
Tablo 3.41.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri, dolerit daykında gözlenen kloritlerin oluşum sıcaklığı hesaplamaları. $^{IV}Al$ , tetrahedral tabakadaki Al; $Fe^{\#}=(Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg)$ , demir numarası; $T_1$ , Cathelineau (1988); $T_2$ ve $^{IV}Al_{H1}$ , Kranidiotis ve MacLean (1987); $T_3$ ve $^{IV}Al_{H2}$ , Jowett (1991)'e göre hesaplanan sıcaklık ve $^{IV}Al$ değerlerini ifade etmektedir (bd, boşluk dolgusu; hm, hamur içerisinde; rf, ferromagnezyen minerallerden itibaren; rpl, plajiyoklaslar üzerinde).....	176
Tablo 3.42.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri, dasitik piroklastitlerdeki kil minerallerinin duraylı izotop bileşimleri (S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kao, kolenit).....	178
Tablo 3.43.	Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dasitik piroklastitlerdeki simektit (S), illit (I), illit/simektit (I/S) ve kaolenitlerden itibaren hesaplanan sıvının ( $T^{\circ}C$ ) değerleri.....	180
Tablo 3.44.	150 $^{\circ}C$ ve 250 $^{\circ}C$ 'lik oluşum sıcaklıkları için illitlerden itibaren hesaplanan tahmini $\delta^{18}O_{sivi}$ değerleri.....	181

Tablo 3.45.	Kutlular VMS yatağı pirit ve farklı alterasyon zonlarından alınan tüm kayaç örneklerinin $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotopik bileşimleri (Pc, piritik cevher; Sz, simektit zonu; Si, silisleşme; Iz, illit zonu; Tk, tüm kayaç).....	184
Tablo 3.46.	Dasitik piroklastitlerinde kil fraksiyonundan (<2 $\mu\text{m}$ ) elde edilen illit/simektitlerin K-Ar yaşlandırmaları.....	185
Tablo 4.1.	Kutlular yöresi dasitik piroklastitlerinde alterasyon zonlarına göre bazı nadir toprak element (NTE) oranlarının değişimi. NTE içerikleri için Tablo 3.33'e bakınız.....	194
Tablo 4.2.	Kutlular yöresi mafik volkanitlerinde alterasyon zonlarına göre bazı nadir toprak element (NTE) oranlarının değişimi. NTE içerikleri için Tablo 3.34'e bakınız.....	195
Tablo 4.3.	Kutlular, Kuroko (Japonya) ve Kanada volkanojenik masif sülfür yataklarının bazı özellikler açısından karşılaştırılmaları.....	206

## SEMBOLLER DİZİNİ

A.K.	: Ateşte kayıp
A.Y.	: Yapraklar arası yük
AI	: Ishikawa alterasyon indeksi= $100 \cdot (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$
Aks	: Aksesuar mineraller
Al	: Albit
An	: Anortit
Anl	: Analsim
bd	: Boşluk dolgusu
Bi	: Biyotit
C	: Cam kıymığı
Ç.N.	: Çapraz nikel
DB	: En az altere dasit bileşimi
EG	: Etilen glikolle doyurulmuş
F	: Fırınlanmış
Fe	: Demir oksit boyamaları
fenok	: fenokristal
Fe <sup>#</sup>	: Fe numarası= $Fe^{+2} + Fe^{+3} / (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg^{+2})$ ;
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	: Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> cinsinden toplam Fe
Fe-kl	: Fe-klorit
FeO <sub>toplam</sub>	: FeO cinsinden toplam Fe= $0.8998 \cdot Fe_2O_{3toplam}$
H	: Halloysit
He	: Hematit
Heu	: Hölandit
hm	: Hamur içerisinde
I	: İllit
I	: İllit
I/S	: İllit/simektit
I/S	: İllit/Simektit
I <sub>K</sub>	: İllit kristalinite değeri
<sup>IV</sup> Al	: Tetrahedral Al
Iz	: İllit zonu

K	: Kuvars
Ka	: Kalsit
Kao	: Kaolenit
Kaol	: Kaolen
kb	: Kilobar
KÇ	: Kırmızı kireçtaşı
KF	: Kil fraksiyonu
K-feld	: K-feldispat
Ki	: Killeşme
KKPI	: Klorit-karbonat-pirit indeksi $100 * (\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{toplam}}) / (\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{toplam}} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
Kl	: Klorit
Kl/S	: Klorit/simektit
Kl <sub>k</sub>	: Klorit kristalinite
M	: Marn
mikro	: mikrolit
Mg-kl	: Mg-klorit
N	: Normalize
n	: Örnek sayısı
Nr	: Normal
NTE	: Nadir toprak elementler
O	: Opak mineral
O.Y.	: Oktahedral yük
Oj	: Ojit
Örn. Nu.	: Örnek Numarası
p	: İstatistiksel önem
P	: Pomza parçası
Pal	: Paligorskit
Pc	: Piritik cevher
Pl	: Plajiyoklas
Pr	: Piroksen
Ps	: Pistaşit
r	: Korelasyon katsayısı

R	: Reikveit
$r^2$	: Artık değer
rp	: Ferromagnezyen mineral üzerinde
rpl	: Plajiyoklas üzerinde
S	: Simektit
S.B.	: Susuz bileşim
Se	: Serisit
SEM	: Taramalı elektron mikroskobu
Sf	: Sferolit
SI	: Serisitleşme indeksi
Si	: Silisleşme
$S_K$	: Simektit kristalinite değeri
Sz	: Simektit zonu
Ş	: Şabazit
T	: Tüf
T.N.	: Tek nikol
T.O.K.	: Toplam oktahedral katyon
T.Y.	: Tetrahedral yük
T.Y.Y.	: Toplam yaprak yükü
TK	: Tüm kayaç
T-OOSB	: Tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltı
Tos	: Tosudit
$^{VI}Al$	: Oktahedral Al
VMS	: Volkanojenik masif sülfid
X	: Mineralin difraktogramdaki (001) yansımasının cm cinsinden yüksekliği
$X_O$	: Oktahedral boşluk=6-toplam oktahedral katyon
XRD	: X-ışınları difraksiyonu
Y.A.Y.	: Yapraklar arası yük
Y.B.	: Yeniden hesaplanmış bileşim
Zeo	: Zeolitleşme
$\bar{x}$	: Aritmetik ortalama
$(Ce/Ce^*)_N$	: Ce anomalisi, $(Ce/Ce^*)_N = (Ce_N / ((La_N + Pr_N) / 2))$
$(Eu/Eu^*)_N$	: Eu anomalisi, $(Eu/Eu^*)_N = (Eu_N / ((Sm_N + Gd_N) / 2))$

- $\mu$  : Minerallerin adsorbsiyon katsayısı  
 $\Delta$  : Değişim miktarı  
 $\Delta K_D$  : Net kütle değişimi (gr/100gr kayaç)  
 $\theta$  : Yüzeyden yansıma açısı  
 $\Sigma$  : Toplam

## **1. GENEL BİLGİLER**

### **1.1. Giriş**

Volkanojenik masif sülfid (VMS) yatakları sığ denizel rift ile ilişkili ortamlarda (okyanusal, yay önü ve yay arkası, yay, kıta kenarı veya kıtasal) oluşurlar ve belirli jeokimyasal özelliklere sahip bimodal, mafik-felsik volkanik ürünler içerisinde bulunurlar (Hart vd., 2004). Doğu Pontidler, Orta Asya-Pasifik'ten Doğu Avrupa'ya kadar uzanan Tetis-Avrasya metalojenik kuşağının bir parçasıdır. Karadeniz Bölgesi'nde 350 km doğu-batı ve 60 km kuzey-güney boyunca uzanan zon Pontid metalojenik kuşağı olarak bilinmektedir (Pejatoviç, 1979; Akıncı, 1980). Bölgedeki VMS yatakları, Geç Kretase yaşlı felsik kayalar içerisinde tanımlanmıştır (Aslaner, 1977; Çağatay ve Boyle, 1977; Pejatoviç, 1979; Leitch 1981; Schneider vd., 1988; Çağatay, 1993; Tüysüz ve Er, 1995; Yalçınalp, 1992; Akçay vd., 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi, 2000; Akçay, 2007) ve Cu-Pb-Zn üretiminde potansiyel bir öneme sahiptirler. Bu yataklar genel olarak Kuroko (Japonya) tip yatakların özelliklerini taşırlar (Sato, 1977; Leitch, 1981; Urabe ve Marumo, 1991; Çağatay, 1993; Antonović vd., 1996; Akçay ve Moon, 2001; Akçay, 2007).

Kutlular (Sürmene, Trabzon) masif sülfid yatağı Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bilinen en önemli yataklar arasındadır. Kutlular yatağında işletme sona ermiş olup açık işletme sahası Haziran-2007 tarihinden itibaren katı atık depo alanı olarak kullanılmaktadır. İşletme durduktan sonra sahada sadece masif, ağsal ve saçınımlı yapıda piritik cevher gözlenmiştir. Tüketilmiş cevher genelde masif, ağsal ve saçınımlı olup kalkopirit, pirit ve daha az oranda galen ve sfalerit içermektedir. Kutlular masif sülfid yatağı işletilmeden evvel toplam 1.26 milyon ton rezerve sahip olup bu rezervin 0.76 milyon tonu (%2.4 Cu, %1.5 Zn ve %0.04 Pb) 1986-1992 tarihleri arasında işletilmiştir (Çağatay, 1993).

### **1. 2. Çalışmanın Amacı**

VMS'lere eşlik eden hidrotermal alterasyon cevher oluşumundaki fiziksel ve kimyasal süreçlerin tanımlanmasında oldukça önemli bilgiler elde edilmesini sağlar. Dolayısıyla, hidrotermal alterasyona uğramış kayaların mineralojileri ve jeokimyasaları

hidrotermal alterasyonun tanımlanmasında oldukça önemlidir. Dünyadaki VMS'lerin hidrotermal alterasyona uğramış taban (footwall) ve örtü (hanging wall) kayaçlarının mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin saptanması amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır. (Bryndzia vd., 1983; Urabe vd., 1983; MacLean ve Kranidiotis, 1987; Barriga ve Fyfe, 1988; Large 1992; Barret vd., 1993a, b, 1996; Çağatay, 1993; Çağatay ve Eastoe, 1995; Lentz ve Goodfellow, 1996; Ohmoto, 1996; Peter ve Goodfellow, 1996; Almodóvar vd., 1998; Leistel vd., 1998; Gibson vd., 1999; Paulick ve McPhie, 1999; Sánchez-España vd., 2000; Paulick vd., 2001; Ames vd., 2002; Akçay, 2003, 2007; Mumin vd., 2007).

Bu çalışmada, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan ve terkedilmiş bir maden olan Kutlular masif sülfür yatağının taban ve örtü kayaçlarındaki alterasyon minerallerinin ve özellikle kil minerallerinin, mineralojileri, dağılımları, mineral kimyaları; cevherin içerisinde bulunduğu kayaçların mineralojik, kütleli ve kimyasal değişimleri, bilhassa killeşme sürecinde etkin olan sıvıların fizikokimyasal özellikleri ve killeşmenin yaşının tespit edilmesi hedeflenmiştir. Ayrıca, yatağa ait kil mineralojisindeki değişimlerin saptanması ile bir alterasyon modelinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Ülkemizde yeraltı zenginliklerinin araştırılması, bulunması ve işletilmesinin önemi her geçen gün artmaktadır. Bu tür yatakların özellikle bulunması aşamasında benzer türde yataklar üzerinde yapılan alterasyon çalışmaları büyük önem arz eder. Bu amaca yönelik olarak küçük ölçekli bir cevherleşme olan Kutlular madeni, açık işletme ile işletilmiş olması ve işletme sahasında düşey ve yatay yönde mineralojik değişimlerin saptanmasına olanak tanıyacak basamakların oluşu nedeniyle tercih edilmiştir.

### **1.3. Konum, Yerleşim ve Ulaşım**

Çalışma alanı, Trabzon İli, Sürmene İlçesi'nin yaklaşık 14 km doğusunda, Karadeniz sahilinden 4 km güneyde olup, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritanın Trabzon G44-a2 paftası içerisinde yaklaşık 20 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır. Detay etüd sahası ise bu alanın içerisinde ve Trabzon G44-a2 paftasında Kutlular Mahallesi civarında yaklaşık 4 km<sup>2</sup>'lik bir alan içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1).

İnceleme alanı içindeki en önemli yerleşim merkezleri Yazlık Köyü, Sambaka, Gökçesu, Çalapetra ve Kutlular Mahallesi'dir. Kutlular masif sülfür yatağına Sürmene, Çamburnu Belediyesi mevkiinden ayrılan bir stabilize yol ile ulaşılır.





Şekil 1.1. İnceleme alanına ait yerbulduru haritası

#### 1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

Çok engebeli olan inceleme alanı deniz seviyesinden itibaren hızla yükselmektedir. En önemli yükseltileri Aysa Tepeleri (615.1 m), İdrom Tepe (400 m), Kondorim Tepe (441 m) ve Kadofir Tepe (550 m) oluşturmaktadır. Çalışma alanı akarsu bakımından oldukça zengin olup, en önemli akarsular Gökçesu Dere, Elvis Dere, Çark Dere ve Kotarak Dere'dir.

Çalışma sahasında yıl boyu yağışlı ve ılıman Karadeniz İklimi görülür. Doğal bitki örtüsü, kıyılarda nemlilik ve yağışın fazla olması sebebi ile geniş yapraklı gür ormanlardan oluşur. Ayrıca, ticari amaçlı kullanımından dolayı yoğun olarak çay bitkisine rastlanılır. Bölge halkı genellikle tarım ve hayvancılıkla geçimini sağlar. Özellikle yılın belirli zamanlarında toplanan çay en önemli gelir kaynağını oluşturur.

### 1.5. Doğu Pontidler'in Tektoniği ve Metallojenezi

Çalışma sahası Doğu Pontid tektonik birliğinin Kuzey Zonu'nda yer almaktadır. Ketin (1966) tarafından Türkiye tektonik birlikleri "Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları" olarak tanımlanmış; Ketin ve Canitez (1972) tarafından ise bu tektonik birlikler yeniden düzenlenmiştir.

Özsayar vd. (1981) Pontidler'in doğu kesimini, litolojik farklılıklarını göz önüne alarak Doğu Pontid Kuzey Zonu ve Doğu Pontid Güney Zonu olmak üzere iki ayrı kısımda incelemiştir. Kuzey Zon'da magmatik ve volkano-tortul kayalar egemen olarak bulunurken, Güney Zon'da tortul kayalar yaygın olarak bulunur. Pontidler'i Toros platformundan ayıran güney sınırı yaklaşık Ardanuç-İspir-Kemaliye-Reşadiye ilçelerinden geçer (Özsayar vd., 1981).

Alpin metalojenik kuşağında yer alan Doğu Pontid'ler Jura'dan Miyosen'e kadar Tetis okyanus kabuğunun yitimiyle oluşmuş, iyi korunmuş eski bir adayayına örnek teşkil eder (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997). Yitimin açısı ve zamanı tartışma konusu olmasına rağmen (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş, 1987; Bektaş vd., 1998), yitimin orta Eosen'de tamamlandığı bilinmektedir. Kuzey Anadolu doğrultu atımlı fayı ile kesilen Doğu Pontidler Liyas, Üst Kretase ve Eosen yaşlı üç volkanizma evresi ile temsil edilir. Liyas yaşlı volkanik kayalar geçiş karakterli iken Üst Kretase yaşlı kayalar subalkalen, Eosen yaşlı volkanitler ise alkalen ve subalkalen karakterlidirler (Arslan vd., 1997; Arslan ve Aslan, 2006). Bölgede volkanizma, Liyas döneminde Prekambriyen-Paleozoyik temelinin üzerine rift ortamında gelişmiş bazik kayaların yerleşmesi ile başlar. (Tokel, 1972; Schneider vd., 1988; Arslan vd., 1997; Şen, 2007). Temel kayaları, Liyas yaşlı bimodal kalkalkalen volkanik ve volkanoklastik kayalar ve yerel olarak gelişen sedimanter kayalarca uyumsuz olarak üzerlenir. Bu kayalar Dogger-Alt Kretase yaşlı platform karbonatları tarafından üzerlenir ve karbonat kayalarının depolanmasından sonra ada yayı volkanik aktivitesi başlar (Eğin vd., 1979). Geç Kretase döneminde ilk olarak oluşan mafik kayalar felsik kayalarla devam eder ve son olarak son seri mafik kayaları ile sonlanır. Genel olarak dasit ve bazaltlardan oluşan bu kayalar kalkalkalen bileşimlidirler ve ada yayı volkanitlerinin özelliklerini sergilerler (Tokel, 1977; Arslan vd., 1997).

Tüm araştırmacılar tarafından yitimin varlığı kabul edilmesine karşın polaritesi ve yönü hakkındaki görüşler değişkendir. Fakat Pontidler'de çalışan tüm araştırmacılar Pontidler'in

eski bir adayayı olduğu, farklı zamanlarda oluşmuş volkanik ve plütonik kayalar içerdiği ve Pontidler'in jeotektonik özellikleri de dikkate alınarak bunlarla ilişkili cevherleşmeler içerdiği konusunda bir görüş birliğindedirler (Pejatoviç, 1979; Çoğulu, 1971; Bektaş, 1986; Korkmaz ve Gedik, 1988; Tüysüz, 1995 ve 2000).

Doğu Pontidler jeotektonik açıdan incelendiğinde, bölgenin Jura sonuna kadar sıkışmalı bir tektonizmanın etkisinde kaldığı görülür. Alpin dağ oluşumunun Avusturya ve Anadolu fazlarında gelişen bu orojenik etkinlik Kuzey Zon'da Alt Bazik Seri, Güney Zon'da ise Berdiga Formasyonu'nu yoğun olarak etkilemiştir (Kromberg, 1970; Pejatoviç, 1979). Bu orojenik faaliyetler genellikle blok fay oluşumlarına neden olmuştur ve bölgede yaygın olan yapısal unsurlar bu blok fay tektoniğine bağlı olarak gelişmiştir (Kromberg, 1970; Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997). Özellikle derin KD-GB ve KB-GD yönlü faylar, magmanın çıkış kanalı olarak kullanılmış olabilir. Bölgedeki kayaların jeotektonik özellikleri incelendiğinde, derinlik kayalarının, strato volkanların ve kalderalarının bu yapısal unsurlarla ilintili olduğu görülür. Tektonizmaya derinlik kayaları ve cevherleşmelerin ilişkisi bunların bölgesel tektonizmanın genişleme rejimi esnasında yerleştiğine işaret eder. Özellikle, bölgede bulunan VMS'ler kaldera ve domsal yapılar ile ilişkilidir ve kırık ve faylar bölgede yaygın olan maden yataklarının oluşumunda etkin rol oynamış olabilir (Şekil 1.2).

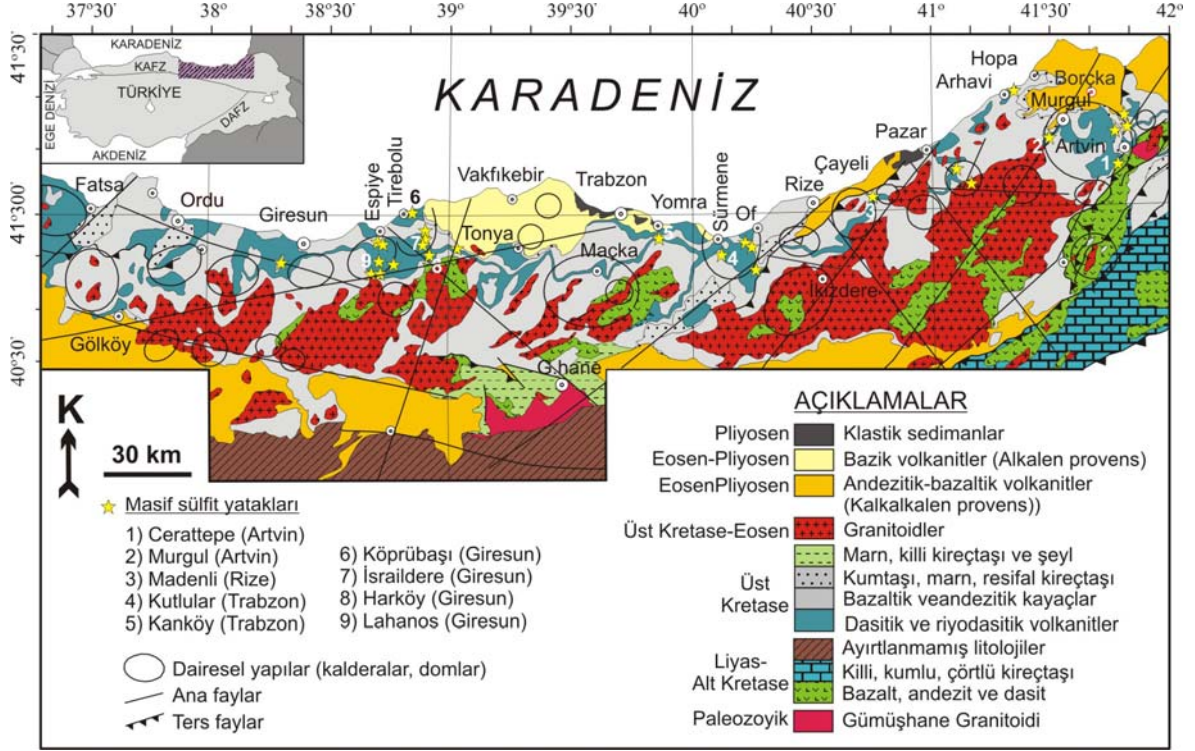
Maden yataklarının plaka tektoniği ile ilişkisi oldukça dikkat çekicidir. Özellikle porfiri Cu-Mo ve volkanojenik Cu-Pb-Zn yataklarının ada yayları ile ilişkili ortamlarda oluştuğu görüşü pek çok araştırmacı tarafından desteklenmektedir (Tatsumi ve Watanebe, 1971; Dixon ve Pereira, 1974; Sillitoe, 1979; Moore vd., 1980; Whitford vd., 1989; Mcphie ve Allen, 1992; Syme ve Bailes, 1993; Galley vd., 1995; Stolz, 1995; Robinson vd., 1996; Allen vd., 1997; Brauhart vd., 1998; Saez vd., 1999). Tetis-Avrasya kuşağının bir parçası olan Doğu Karadeniz Metalojenik Kuşağı, Tetis okyanus kabuğunun Jura'dan Miyosen'e kadar devam eden yitimine bağlı olarak gelişen bir ada yayı üzerinde yer alır (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Çağatay ve Eastoe, 1995). Tetis-Avrasya Metalojenik Kuşağı ise Doğu Avrupa, Kuzeydoğu Türkiye, Kafkaslar, İran ve Orta Asya'dan Pasifik Metalojenik kuşağına kadar uzanır (Jankoviç, 1980). Doğu Karadeniz, bu metalojenik kuşak içinde pek çok maden yatağına ev sahipliği yapar ve bu nedenle de birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir (Güven, 1993; Tüysüz vd., 1994; Akçay vd., 1998; Tüysüz, 2000). Bu yataklardan en önemlileri; Porfiri Cu (Au, Mo) yatakları, skarn yatakları, volkanojenik masif sülfid yatakları (örneğin, Kutlular, Murgul, Lahanos ve

Çayeli) ve polimetalik Cu-Pb-Zn (Ag, Au) yataklar ve epitermal Au-Ag yataklarıdır (Şekil 1.2; Tüysüz, 1995; Akçay ve Tüysüz, 1997; Akçay ve Arar, 1999; Tüysüz ve Akçay, 2000).

Volkanojenik masif sülfid yatakları Doğu Pontidler'de özellikle Artvin ve Giresun yörelerinde yaygın olarak bulunurlar. Artvin'deki en önemli yataklar Kutonit, Peronit, Murgul, Sinkot, İrsahan ve Kafkasör'dür. Giresun'daki en önemli yataklar Toplak Tepe, Köprübaşı, Harköy, Karılar, Kızılkaya, İsraildere ve Lahanos'dur. Madenköy (Çayeli) Rize'deki, Kutlular, Kotarakdere, Kanköy ve Baştımar ise Trabzon'daki başlıca masif sülfid yataklarıdır. Köprübaşı, Harköy ve Kutlular'da üretim tamamen sona ermiş, Lahanos'da ise üretime devam edilebilecek durumda olmasına karşın şimdilik üretim durdurulmuştur. Murgul'da üretim durmuş, daha sonra yeniden başlatılmış, Madenköy (Çayeli) sahasında ise üretim devam etmektedir. Tüm bu masif sülfid yatakları Üst Kretase'nin alt katlarına karşılık gelen yaşlardadır dasitik ve riyodasitik piroklastitler içerisinde bulunurlar. Örtü kayaçları ise bazaltlar, dasitik kayaçlar ve kireçtaşlarıdır (Şekil 1.2).

### **1.6. Dünyadaki Volkanojenik Masif Sülfid Yataklarına Eşlik Eden Alterasyon Zonları**

Volkanojenik masif sülfid yatağı (VMS), stratiform maden kütesinin tabanında (footwall) bulunan karmaşık alterasyon zonları ilk olarak 1930'larda Noranda (Kanada; Walker, 1930) ve 1954 yılında Kuroko'da (Japonya; Iwao ve Kishimoto, 1954) tanımlanmıştır. Genellikle, bu metazomatik zonlar yatakların kendisinden daha büyük bir alana yayılırlar ve böylece maden yataklarının bulunmasında önemli bir yol gösterici olarak kullanılırlar. Bu nedenle, alterasyon zonlarının tanımlanmasına giderek daha büyük önem verilmektedir ve bu zonların karakteristik özellikleri oldukça iyi tanımlanmıştır. (Riddell, 1953; Lickus, 1965; Sakrison, 1967; Sangster, 1972; MacGeehan, 1978; MacGeehan ve MacLean, 1980; Riverin ve Hodgson, 1980; Finlow-Bates ve Stumpfl, 1981; Franklin vd., 1981; Knuckey vd., 1982; Gibson vd., 1983; Urabe vd., 1983; Franklin, 1984; Groves, 1984; Morton ve Nebel, 1984; Morton vd., 1985; Franklin, 1986; Morton ve Franklin, 1987; Ostorberg vd., 1987). Bu metazomatik etkilerin detaylı tanımlamalarının bazıları Kanada Abitibi Kuşağı'nda (Franklin vd., 1975; Urabe vd., 1983; Morton vd., 1985; Morton vd., 1991; Larocque ve Hodgson, 1993; Doucet vd., 1998; Barrie vd., 1999)



Şekil 1.2. Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş jeoloji haritası. Kutlular (Sürmene-Trabzon) ve diğer önemli masif sülfür yatakları harita üzerine işaretlenmiştir. Güven (1993) ve Akçay ve Moon (2001)'den değiştirilerek

ve Japonya Kuroko yataklarında (Iijima, 1974; Shirozu, 1974; Hashiguchi ve Usui, 1975; Ishikawa vd., 1976; Saeki ve Date, 1980; Date vd., 1983; Urabe vd., 1983) yapılmıştır. Alterasyon mineralojisi, minerallerin cevhere kıyasla yanal ve düşey değişimi, morfoloji ve stratigrafi temel alındığında iki tip ana alterasyon tanımlanmaktadır (Morton ve Franklin, 1987):

1) Uyumsuz alterasyon zonları (bacalarda) stratiform masif kütlelerinin hemen altında bulunur ve önemli miktarda ağsal (stringer) cevherleşmeyi içerirler (Riddell, 1953; Gilmour, 1965; Lickus, 1965; Sakrison, 1967; Sangster, 1972; Richards vd., 1989; Gemell ve Fulton, 2001). Çoğu alterasyon bacasının merkezinde serisitik bir zarfla çevrili kloritleşmiş bir çekirdek bulunur (Franklin, 1995). Çekirdeğin mineralojisi mafik veya felsik ilksel kayadaki feldispatların bozuluşu, ferromagnezyen elementlerin ilavesi ve Ca ve Na'un tüketilmesi ile karakterize edilir. Aşırı silisleşme pek çok yatağın, özellikle Kuroko tip (Urabe vd., 1983) ve Kıbrıs tip (Lydon, 1984a, b) masif sülfür yataklarının karakteristiğidir. Potasyum bakımından merkez kloritleşmiş zon fakirleşirken çevreleyen serisitik zon zenginleşir. Bununla birlikte potasyumun serisitten daha ziyade diğer

mineraller tarafından içerildiği durumlar da tespit edilmiştir (Walford ve Franklin, 1982; Lydon, 1984a; Franklin, 1995). Genellikle alterasyon bacasının merkezinden itibaren taze taban (footwall) kayalara doğru dereceli geçişler cevheri oluşturan çözeltilerin tek bir fazdan oluştuğunu ifade eder. Bazı durumlarda bireysel damarlar ve çevreleri aynı metazomatik zonlanmayı gösterirler (Riverin ve Hodgson, 1980). Ekstrem durumlarda metazomatik ilerleme cevherin taban kayalarında Al'un büyük oranda yıkandığı talk-aktinolit (Roberts ve Reardon, 1978), talk-magnetit (Aggarwal ve Nesbitt, 1984) veya talk-magnetit±biyotit±flogopit (Costa vd., 1983) mineral birliktelikleri ile temsil edilir. Kuvars, klorit, serisit, talk ve magnetitin bulunduğu durumlarda metazomatik mineraller kolaylıkla tanımlanabilir. Bu minerallerin oluşmasında iki kaynak etkindir; ilki hidrotermal alterasyon, ikincisi ise yerli yerinde kristalleşmedir. Alterasyon zonlarının düşük sıcaklık fazları kil mineralleri ve zeolitlerdir. Alunit daha ziyade asit tip alterasyona eşlik eder ve altınca zengin masif sülfid yataklarının örtü kayalarında bulunur (Poulsen ve Hannington, 1995).

2) Yarı uyumlu alterasyon zonları uyumsuz alterasyon zonlarına kıyasla yatakların taban kayalarından itibaren derinlere doğru birkaç yüz metreden birkaç kilometreye varan yanal genişliklerde bulunurlar (Descarreaux, 1973; MacGeehan, 1978; MacGeehan ve MacLean, 1980; Gibson vd., 1983; Groves, 1984; Morton ve Franklin, 1987; Galley ve Jonasson, 1992; Galley vd., 1993; Gibson ve Watkinson, 1999; Gemmell ve Fulton, 2001). Bu zonlar saçınımlı olarak tanımlanırlar ve permeabilitesi yüksek kayaç grupları için geçerlidirler. Mineralojik olarak yarı uyumlu alterasyonlar albit, klorit (Mg'ce veya Fe'ce zengin) epidot, kuvars, kalsit ve ankeritten oluşurlar. Aktinolit-tremolit veya kıyanit metamorfizma geçirmiş kayalarda rastlanılır. Gibson ve Watkinson (1999), Noranda (Kanada) VMS yataklarının çevresindeki yarı uyumlu alterasyon zonları tanımlamışlar ve Quebec (Kanada) VMS yatağında yarı uyumlu alterasyon zonunun mineralojik, dokusal ve üç boyutlu yerleşimi bakımından farklılık gösteren birçok petrografik alt gruplarını ayırtlamışlardır:

(I) Spilitik alterasyon oldukça yaygındır. Bu alterasyon andezitlerde klorit-albit-epidot-kuvars, riolitlerde ise serisit-albit-epidot mineral birliktelikleri ile karakterize edilir. Bu mineraller hamurun yerini alırlar fakat ilksel doku korunur. Altere kayaç genelde Na bakımından zenginleşirken Ca bakımından fakirleşir.

(II) Epidot-kuvars alterasyonu genellikle ortaç ve mafik volkanik kayalarda gelişir. Bunlar gri, gri-yeşil renkte, ayrışmaya dayanıklı, düzensiz veya birkaç metre çapındaki

yamalar halinde bulunurlar. İksel doku silinmiştir ve alterasyonun dokusu taneseldir. Altere kayaç Ca'ca zenginleşmiş Mg, Na ve K'ca tüketilmiş, Si, Al ve Fe<sub>(toplam)</sub> göreceli olarak sabit kalmıştır.

(III) Volkanik istif içerisinde silisleşme belirli bir kayaç grubu veya stratigrafik seviye ile sınırlandırılmıştır. Petrografik olarak alterasyon tanesel kuvarsdan yaygın silisleşmeye doğru değişir. Bununla birlikte albit fenokristalleri ve mikrolitleri korunur.

Gemmell ve Fulton (2001) Tazmanya Hellyer VMS'lerinde yaptıkları çalışmalarda uyumlu alterasyon zonlarındaki mineral birlikteliklerinin hidrotermal sıvının sıcaklığına ve su/kayaç oranına bağlı olduğunu tespit etmişlerdir:

(i) Deniz tabanına yaklaştıkça su/kaya oranı artar ve alterasyon parajenezi adularya, Mg-smektit ve zeolitten oluşur ve kısmen düşük sıcaklığı ifade eder.

(ii) Volkanik istifte derinlere doğru su/kaya oranının 5'den daha küçük ve sıcaklığın 150-300°C arasında olduğu durumlarda karakteristik alterasyon mineralleri Mg-smektit, klorit, kuvars ve albittir.

(iii) Sıcaklığın 300°C'yi geçtiği durumlarda alterasyon mineralleri klorit, aktinolit, epidot ve albittir.

Yarı uyumlu alterasyon zonları genelde baz metaller bakımından tüketilmiştir (MacGeehan, 1978; Franklin, 1995). Spilitleşme, epidot-kuvars alterasyonu, silisleşme yüksek sıcaklık hidrotermal sistemler için belirteçlerdir. Epidot-kuvars alterasyonunun, silisleşmenin yoğunluğu ve dağılımı VMS yataklarının yerleşimini kontrol eden eş yaşlı fayları ve sokulumları işaret eder.

Yarı uyumlu alterasyonun tespit edildiği yerlerde uyumsuz tip alterasyon da bulunur. Yarı uyumlu alterasyon zonları geçirimsiz silisleşmiş kayaçlarca kapanan veya örtülen bir hidrotermal kaynağı temsil ettiği şeklinde yorumlanır (Hodgson ve Lydon, 1977; Gibson vd., 1983; Morton ve Franklin, 1987; Gibson ve Watkinson; 1999). Dolaşımdaki hidrotermal çözelti baz ve değerli metallere zenginleşir (Spooner ve Fyfe, 1973; Spooner, 1977; Richards vd., 1989). Daha sonra çözelti hareket eder ve deniz tabanında cevherleşmeye veya uyumsuz alterasyon bacasını oluşturacak şekilde cevherin hemen altına taşınır. Bu esnada yan kayaç alterasyonu meydana gelir.

Her iki alterasyon tipinin mineralojisi, jeokimyası, boyutları ve morfolojisi birçok faktöre bağlı olarak değişir. En önemli faktörler: (1) su derinliği, (2) yan kayacın permeabilitesi ve (3) hidrotermal reaksiyonların kimyasını kontrol eden yan kayacın bileşimidir. Bu değişkenlere bağlı olarak Arkeen Cu-Zn VMS yatakları Morton ve Franklin

(1987) tarafından sınıflandırılmıştır. Her iki tip alterasyonda Noranda'da Quebec ve Matabi maden yataklarının (Sturgeon Gölü, Ontario) araştırılmasından sonra tanımlanmıştır. Norando tip alterasyonlar 500 m.'den fazla su derinliğinde gerçekleşir (Gibson vd., 1986). Bu tip alterasyon (1) iyi tanımlanmış uyumsuz alterasyon zonu, (2) aktinolit-epidot-kuvarsca zengin kayalardan oluşan yarı uyumlu alterasyon zonu, (3) baskın şekilde mafik ve felsik lavlar ve hyaloklastitler ve (4) kloritlerde yüksek Fe/Mg oranları ve Fe-karbonatların varlığı ile tanımlanır. Matabi yataklarının ise 500 m.'den daha sığ derinliklerde oluştuğu düşünülmektedir (Groves vd., 1984; Morton, 1984). Bu tür alterasyonlar (1) yaygın fakat keskin olmayan alterasyon bacası, (2) geniş, mineralojik olarak iyi tanımlanmış yarı uyumlu alterasyon zonu, (3) genellikle parçalanmış kayalara eşlik etme, (4) kloritlerde düşük Fe/Mg oranları ve Mg'lu minerallerin varlığı ile ayırtlanır. Felsik kayalar genelde Matabi tip yataklarda taban kayalarını oluşturur.

Örtü kayalarındaki alterasyonlar (hanging wall) Fanerezoyik yaşlı Kuroko yatakları (Shirozu, 1974), Madenköy yatakları (Franklin vd., 1975) ve Hellyer yatakları (Tazmania, Gemmell ve Fulton, 2001) gibi yataklarda tanımlanmıştır. Örtü kayalarındaki alterasyonlar düşük yoğunluktadır ve mineralojileri maden kütesinden itibaren Mg-klorit, serisit, kil mineralleri (montmorillonit, kaolinit ve karışık tabakalı killler), karbonat (dolomit ve kalsit), feldispat (K- ve Na-), zeolit ve kristobalit ile temsil edilir. Gemmell ve Fulton (2001) Hellyer yataklarında (Tazmania, Avusturalya) örtü kayalarında farklı bir konsantrik yanal zonlanma tanımlamışlardır. Merkezdeki yüksek sıcaklık zonundan dış zonlara doğru mineral birlikteliği kromlu muskovit, kuvars, albit ve serisittir. Örtü kayaları alterasyonu masif sülfür kütesinin oluşumundan sonra devam eden hidrotermal aktiviteden dolayı oluşur.

Pek çok masif sülfür yatağı metamorfik alanlarda oluşur. Örneğin Kanada'da rezerv bakımından zengin Quebec, Manitoba ve Noranda masif sülfür yatakları oldukça yüksek dereceli metamorfik kayalarda yerleşmişlerdir. Alterasyon zonlarının üzerine gelen metamorfizmanın etkileri deformasyon, mineraloji ve dokudaki değişimleri içerir. Deformasyon oldukça karmaşık olabilir ve bazen masif sülfür kütesine bağlı alterasyon zonunun tamamen kaybolmasına neden olur ve aynı zamanda önemli miktarda çözelti ve kütle transferi sağlar (Lentz, 1999). Alterasyon zonlarının mineralojisi ilksel mineraloji, metamorfik şartlar ve kayaların tektonik deformasyonun miktarına bağlıdır (Koo ve Mossman, 1975)



Yukarıda tanımlanan alterasyon zonları ve tipleri metamorfizma öncesi kimyasal özelliklerini muhafaza ederler (Walford ve Franklin, 1982). Böylece uyumsuz alterasyon zonlarının kloritik merkezleri Fe- ve Mg-silikatlar, alüminosilikatlar ve fillosilikatlar bakımından zengindir ve albit istisna olabilmekle birlikte alkali elementler içeren mineraller bakımından yoksundurlar (Walford ve Franklin, 1982). Kordiyerit, antofillit veya gedrit, gahnit, biyotit, klorit, kyanit, aktinolit ve turmalin tipik minerallerdir (Franklin vd., 1981; Walford ve Franklin, 1982; Bernier ve Maclean, 1993). Kordiyerit-antofillit±talk mineral birlikteliği 580°C ve 2 kb basınç altında Mg-klorit ve kuvars'ın bozunmasıyla oluşmuştur (Akella ve Winkler, 1966). Özellikle yüksek derecede metamorfizma geçirmiş alanlarda potansiyel maden sahalarının aranmasında antofillit-kordiyerit zonunun tanımlanması oldukça önemlidir (Franklin vd., 1981).

Uyumsuz alterasyon zonlarındaki serisitik zonlar metamorfizmaya uğrayarak genellikle biyotit, kuvars ve andaluzit içeren muskovit şistlere dönüşürler. Yüksek dereceli metamorfizmalarda (Flin Flo kuşağında-Manitoba Anderson Gölü ve Snow Gölü) çinkolu stavrolit ve granat uyumsuz alterasyon zonunun dış kısmında oluşur (Walford ve Franklin, 1982; Zaleski ve Halden, 1988; Galley vd., 1993). Serisit ve klorit gerileyen metamorfizma esnasında yukarıda açıklanan tüm parajenezler üzerinde gelişir.

Farklı alterasyon zonlarındaki metamorfizma kaba taneli dokuların gelişmesine olanak sağlar (Walker, 1930; Elliot-Meadows ve Appleyard, 1991).

VMS yataklarına eşlik eden zonlarda su-kayaç etkileşiminde nadir toprak elementlerinin davranışı pek çok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu araştırmalara göre, özellikle hafif nadir toprak elementler masif sülfid yataklarına eşlik eden alterasyon zonlarında hareketli davranırlar (Baker ve De Groot, 1983; Campbell vd., 1984; Bence ve Taylor, 1985; MacLean, 1988; Schneider vd., 1988; Dergachev vd., 1980; Schade vd., 1989; Barrett vd., 1990; MacLean ve Hoy, 1991; Barrett, 1992). Winston Gölü (Ontario) buna oldukça dikkat çekici bir örnek olarak gösterilebilir. Riyolit-bazalt litolojik kontağında riyolit nadir toprak elementler bakımından 90 kat fakirleşmiş, bazaltlar ise 150 kat zenginleşmişlerdir. (Schandl ve Gorton, 1991; Gorton ve Schandl, 1995). Bu uç örneğin dışında kaydedilmiş örnekler 10'dan 100'lerce ppm'e kadar azalmalara işaret eder (MacLean, 1988). Hafif nadir toprak elementlerindeki zenginleşme ve fakirleşme Ontario Kidd Creek yataklarında (Campbell vd., 1984) ve Quebec Horne madeninde (MacLean ve Hoy, 1991) tespit edilmiştir. Her iki durumda da hafif nadir toprak elementlerdeki değişimler alterasyon zonundan uzaklaşma ve maden kütlelerinin hemen yakınlarında

zenginleşme şeklinde yorumlanmıştır. Nadir toprak elementlerin hareketliliği konusunda oldukça fazla çalışmadan sonra, Schandl vd. (1995) nadir toprak element jeokimyasının potansiyel maden yataklarının aranmasında bir araç olarak kullanılabilceğini önermişlerdir. Bununla birlikte önemli bazı noktalarda tartışmalar devam etmektedir. Bunlar; transferin süresi, hareketlenmenin jeokimyasal mekanizması, nadir toprak element (NTE) biriktirilmesi, kaynak kayadaki NTE mineralojisi ve hidrotermal çözeltilerin tipidir. Jeokronolojik kanıtlar (Schandl ve Gorton, 1991) Ontario'daki Winston Gölü, Kidd Creek ve Geko yataklarında monazit ve ksenotim biriktirilmesinin maden yatağı oluşumundan sonra 50-70 My'lık bir süreçte oluştuğunu ifade etmektedir.

Teorik hesaplamalar sonucunda Wood ve Williams-Jones (1994) hidrotermal baca çözeltilerinin günümüzdekilerle eşdeğer olması durumunda gözlenen zenginleşme ve fakirleşmeleri için NTE'lerin taşınmasında yeterli olamayacağı sonucuna varmışlardır. Çalışmalarına göre; monazit kaynak mineral kabul edilmiştir, hâlbuki volkanik cam ve feldispatlar gibi diğer fazlarda NTE'ler için bir kaynak teşkil edebilir. Diğer araştırmacılar ise ortomagmatik çözeltilerin (Schade vd., 1989) veya metamorfik çözeltilerin (Gorton ve Schandl, 1995; Schandl vd., 1996) gözlenen NTE hareketliliğine neden olabileceğini ifade etmişlerdir.

Pek çok masif sülfür yatağı baskın olarak mafikten ortaç karaktere kadar farklı volkanik kayalar içerisinde yerleşmişlerdir. Fakat özellikle işletim açısından en verimli olanlar (Norando, Kuroko vs.) felsik kayalar ile yakın ilişki içerisindedirler. Bununla birlikte VMS'lerin felsik kayalar olmaksızın mafik volkanik istifin içerisinde yerleşmesi de mümkündür. Bunlar tipik olarak Cu-Zn yataklarıdır ve farklı tektonik ortamlarda ve dünyanın farklı yerlerinde farklı stratigrafik seviyelerde yerleşmişlerdir.

### **1.7. Önceki Çalışmalar**

Doğu Pontid tektonik birliğinin Kuzey Zon'unda yer alan Trabzon ve çevresi, cevherleşme bakımından zengin olduğu için pek çok araştırmacının dikkatini çekmiştir. Fakat yörede yapılan çalışmalarda alterasyon mineralojisi ve jeokimyası üzerinde detaylı olarak durulmamıştır. İnceleme alanında ve çevresinde yapılan çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Kutlular cevherleşmesi ve yakın çevresinde Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yapılan çalışmalar 1971 yılından başlayıp günümüze kadar devam eder

(Sawamura ve Yılmaz, 1971; Çelik, 1973; Pejatoviç; 1979; Yılmaz vd., 1982; Nalbantoğlu vd., 1992; Nalbantoğlu ve Yılmaz, 1992). Jeolojik, jeokimyasal ve jeofizik etüdüleri içeren bu çalışmalar genellikle maden araştırma ve geliştirmeye yöneliktir.

Aslaner (1977), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yer alan masif sülfid yataklarının, yitim zonundaki ada yayında oluştuklarını ve sonradan kıtaya kaynaşmış olduklarını ileri sürmüştür. Ayrıca, bölgedeki porfiri bakır yataklarının Karadeniz Okyanus kabuğunun Anadolu plakacığı altına dalmasıyla (güney yönlü yitim) meydana gelen kalkalkalen magmadan itibaren oluştuğunu vurgulamıştır.

Güven (1993), Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda masif sülfid yataklarının yaygın olarak bulunduğunu, Güney Zon'a doğru ise porfiri bakır ve skarn yataklarının yayılım gösterdiğini ifade etmiştir.

Bektaş (1984), güney yönlü Mariana tipi yitime bağlı olarak Doğu Karadeniz sahili boyunca Küre (Kastamonu) ve Doğu Karadeniz masif sülfid yataklarının, yay içi-yay gerisi gerilme ortamlarında toleyitik-kalkalkali magmatizmaya bağlı olarak geliştiğini ileri sürmüştür. Bektaş (1984) bu görüşünü Sato (1974)'un Kuroko tipi yataklarının yay gerisi ortamlarda değil, yay önü havzalarına yakın ve ona paralel toleyitik-kalkalkali volkanizmayla geliştiği ve Kuroko masif sülfid yataklarının da yay önüne yakın olduğu görüşü ile desteklemektedir.

Kolaylı (1989), Kutlular (Sürmene, Trabzon) cevherleşmesinin alterasyonundaki kimyasal değişimleri incelediği çalışmasında cevher kütesine yaklaştıkça MgO değerinin kısmen değişiklik göstermesine karşın genelde azaldığını, Na<sub>2</sub>O değerlerinin buna paralellik gösterdiğini, K<sub>2</sub>O'nun ise ters bir ilişki göstererek arttığını ifade etmiştir.

Çağatay (1993), Doğu Karadeniz Bölgesinde Madenköy (Rize), Murgul (Artvin), Kutlular (Sürmene, Trabzon), Kotarak Dere (Sürmene, Trabzon), Tunca (Artvin) ve Küre (Kastamonu) VMS'lerinde hidrotermal alterasyonun mineralojik ve kimyasal özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. Doğu Pontidler'de cevherin taban ve örtü kayaçlarındaki alterasyonun serisit, kuvars, pirit, karbonat ve kaolen mineralleri ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Çamur vd. (1994), Doğu Pontidler'deki maden yataklarının bölgenin jeolojik evrimine bağlı olarak dört metalojenik kuşakta yerleştiğini ifade etmektedir. Buna göre, kuzeyden itibaren kıyı şeridi boyunca uzanan I. kuşağı volkanojenik masif sülfid ve polimetalik Cu-Pb-Zn yatakları oluşturmaktadır. II. kuşakta genelde sokulum kütleleri ile ilişkili olan Cu-Fe skarnlar ve damar tipi cevherleşmeler yerleşmiştir. III. kuşak daha güneyde bulunur ve

porfiri Cu-Mo yataklarını içerir. En güneyde bulunan son kuşak ise peridotitlerin içerisinde bulunan Alpin tipi kromitler tarafından oluşturulur.

Tüysüz (2000), Murgul (Artvin) masif sülfür yatağının jeolojik, mineralojik ve kökensel özelliklerini incelediği çalışmada, cevherli dasitlerde silisleşme, cevherli ve cevhersiz dasitlerde ise serisitleşme, killeşme ve karbonatlaşma tespit etmiştir. Cevherli dasitlerdeki hidrotermal alterasyon, masif cevherden itibaren en içte besleme kanalları etrafında kuvars-serisit±Fe-klorit, dışa doğru serisit-Mg-klorit ve en dışta ise Mg-klorit-montmorillonit-kalsit şeklinde belirgin bir zonlanma ile tanımlanmıştır.

Akçay ve Moon (2001), Akçay (2003 ve 2007), çalışmalarında Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki dasitik kayaların kimyasal analizlerine bağlı olarak birbirinden ayırt edilebileceğini belirtmişlerdir. Bünyesinde masif sülfür yatağı içermeye ihtimali olabilecek dasitlerin bu şekilde tanınabileceği ve masif sülfür yatakları için potansiyeli olan sahaların belirlenmesinde dasitlerin jeokimyasal özelliklerinden yararlanılabileceğini ifade etmişlerdir.

Çiftçi vd. (2003), Murgul, Lahanos ve Köprübaşı'daki galenlerden yaptığı Pb-Pb yaş tayinlerinde yatakların oluşum zamanı için 89 My'lık bir yaş (Geç Kretase) öngörmüştür.

Sipahi (2005), Zigana Dağı (Trabzon) yöresindeki volkanitlerdeki hidrotermal alterasyonun mineralojilerini ve jeokimyasalarını ortaya koyduğu çalışmada yöredeki dasitleri jeokimyasal karakteristiklerine göre dasit-I ve dasit-II olarak tanımlamış ve inceleme sahasındaki kil mineralojisinin değişimlerini irdelemiştir. Magmatik kökenli hidrotermal sıvılarla meydana gelen alterasyonda illitlerin yaşını Kampaniyen-Daniyen ( $78.7 \pm 2.3$  My ve  $75.3 \pm 2.4$  My) olarak ortaya koymuştur.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Materyal ve Yöntemler**

İnceleme alanında görülen litolojik birimler, Doğu Pontid volkanik kuşağında bulunan stratigrafik olarak eşlenikleri ile deneştirilmiş ve böylece kayaçların yaş, oluşum ve kökenleri hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Yapılan çalışmaları arazi ve laboratuvar çalışmaları, analitik yöntemler ve büro çalışmaları olmak üzere dört ana başlık altında toplamak mümkündür.

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

2005 yılında ön arazi tanımları ile başlayan ve yaz dönemleri içerisinde devam ettirilen arazi incelemeleri, 2007 yaz döneminde tamamlanmıştır.

##### **2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı**

Arazi çalışmalarının ilk aşaması Kutlular açık işletme sahasının içerisinde bulunduğu yaklaşık 20 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu alanda bölgede yaygın olarak bulunan litostratigrafik birimler, birbirleri ile olan dokanak ve alt üst sınır ilişkileri, yapısal unsurların tanımlanması hedeflenmiştir. Bu amaçla inceleme alanında gözlemler yapılmış, formasyon sınırları haritaya işlenerek jeolojik harita hazırlanmıştır. Daha sonra Kutlular masif sülfid yatağının içerisinde bulunduğu sahanın detay jeolojik haritası yapılmıştır. Cevher yerleşimi esnasında cevherleşme yan kayaç ilişkisi, tektonik özellikleri, yan kayaçlarda meydana gelen kütle değişimlerini incelemek amacı ile örnek alım profilleri seçilmiş, açık işletme sahasındaki basamaklarda düşey yönde örnekleme yapılmıştır.

##### **2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Analiz Amaçlı Örnek Alımı**

Büyük ölçekli yapılan haritalama çalışmalarında birimleri temsil edecek petrografik ve kimyasal amaçlı örnekler alınmıştır. Örneklemelemlerde alınan örneğin kullanım amacı ön

planda tutulmuştur. Örnek kayaca ait jeokimyasal ve petrografik tanımlamalarda kullanılacak ise yüzeysel ayrışma ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş olmasına önem gösterilmiştir. Hidrotermal alterasyonun mineralojik ve kimyasal özelliklerini ortaya koymak için kullanılacak örnekler ise alterasyon zonunu temsil edecek kayaç ve kil örneklerinden derlenmiştir. Örnek alımı esnasında örneklerin makroskopik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde cevherden itibaren belirlenen profiller boyunca hidrotermal alterasyonun değişimine bağlı olarak düşey yönde kil ve kayaç örneklemeleri yapılmış ve dikme kesitler hazırlanmıştır. Cevher mineral parajenezi, gang minerallerini ve minerallerin kimyasını ortaya koymak, yataktaki mineral zonlanmasını araştırmak, izotop jeokimyasal çalışmaları yapmak için faz farklarını da göz önüne alarak cevher zonu yatay ve düşey yönde örneklenmiştir.

## **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları**

### **2.1.2.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi**

Mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi ve mikroprob analizlerinde kullanılmak üzere ince kesitler hazırlanmıştır. İnce kesiti hazırlanacak kayaç örneğinden 0.5x2x4 cm boyutlarında plakalar kesilmiştir. Elde edilen bu plakaların pürüzlülüğü giderilmiş ve 0.1x2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapıştırılmış levha aşındırıcı tozlar kullanılarak yaklaşık 0.3 mm kalınlığa kadar inceltilmiştir. Örneklerin üzeri cam lamelle kapatılmamıştır. Mikroprob analizlerinde kullanılacak olan örneklerde plakanın her iki yüzeyi parlatılmış ve bu kesitlerin petrografik amaçlı ince kesitlere kıyasla daha kalın olması sağlanmıştır.

Maden sahasının içerisinde cevherden ve yan kayaçlardan alınan örneklerden cevher parajenezini görmek amacı ile parlak kesitler hazırlanmıştır. Örnekler amaca uygun olarak belirlenen boyutlarda kesilmiş ve çeşitli boyutlardaki tozlar kullanılarak aşındırılmış ve 0.1 mikron alüminyum oksit tozu ile uygun yüzeyleri parlatılmıştır. Ayrıca, maden sahası içerisinde işletilmiş olduklarından dolayı elde edilemeyen cevher örnekleri Yrd.Doç.Dr.Ali VAN ve Yrd.Doç.Dr.Mithat VICIL'ın (Karadeniz Teknik Üniversitesi) koleksiyonundan sağlanmış ve bu örnekler de elmas macunla parlatılmıştır.

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

#### **2.1.2.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması**

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için sistematik olarak alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda örnekler analize hazırlanmıştır. Kimyasal analizlerde kullanılmak üzere seçilmiş 300-400 gr kayaç örnekleri çeneli kırıcıdan geçirildikten sonra, Tungsten-karbitten yapılmış halkalı öğütücüde 200 mesh tane boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyrekleme yöntemiyle yaklaşık 50 gr toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır.

#### **2.1.2.3. X-Işınları Difraksiyonu (XRD), Diferansiyel Termal Analiz (DTA) ve Termogravimetrik Analiz (TGA) için Örnek Hazırlanması**

Kil fraksiyonunun tüm kayaç içerisindeki diğer minerallerden ayrılmasını sağlamak için Jackson (1956), Kunze (1965), Gündoğdu ve Yılmaz (1983) tarafından önerilen kimyasal çözme, santrifüjleme-dekantasyon-yıkama ve sedimantasyon-sifonlama-santrifüjleme işlemleri uygulanmıştır. Bu uygulamaya başlamadan önce kayaca kırma ve öğütme işlemleri uygulanmıştır. Öğütme işleminde tane boyunun 5-10 µm'nin altına düşmemesine özen gösterilmiştir. Öğütme işleminden sonra 20-30 gr örnek 1 litrelik behere alınmış ve üzerine 100 ml saf su eklenerek aşağıdaki işlem sırası takip edilmiştir.

1) Kimyasal çözme: Kil ayırma işlemi yapılırken kil dışı minerallerin kimyasal çözme yolu ile atılması işlemine denir. Karbonat minerallerinin atılması için 1N'lik asetik asit kullanılır. 1-10 gr arasında öğütülmüş örnek 100 ml'lik behere koyulur ve daha sonra üzerine 40 ml 1N'lik asetik asit eklenir ve 30 dakika bekletilir. Örnek santrifüj tüplerine alınır ve 2000 devirde 5 dakika süre ile santrifüjlenir ve sıvı ile örnek ayrılır. Bu işleme karbonatlar atıncaya, bir başka ifade ile CO<sub>2</sub> gaz çıkışı duruncaya kadar devam edilir (Jackson, 1956; Kunze, 1965).

Organik maddenin atılması  $H_2O_2$  (hidrojen peroksit) ile oksidasyon vasıtası ile sağlanır. Karbonatların atılması işlemi uygulanmış ve minimum miktardaki saf su ile 100 ml'lik behere alınmış olan örnek üzerine %30'luk  $H_2O_2$ 'den 5 ml eklenir ve ara sıra karıştırılarak örnek bekletilir. Bu işleme örnekte organik maddeden kaynaklanan koyu renk gidene kadar devam edilir. Örnek santrifüj tüpüne alınır ve 2000 devirde 5-10 dakika süre ile santrifüjlenerek örnek ile asitin ayrılması sağlanır ve asitli sıvı atılır (Jackson, 1956; Kunze, 1965).

2) Kararlı süspansiyon elde edilmesi: Yıkama-dekantasyon-santrifüjleme işlemlerinden oluşur. Asitleme işleminin ardından örnek saf su ile birlikte behere alınır ve karıştırılır. Daha sonra dinlenmeye bırakılır. Bu işleme dekantasyon denilir. Dekantasyon sonucunda kil ve kil dışı malzeme beherin dibine çöker ve üstte yabancı katyon ve anyonları (Örneğin Ca, Mg, ve Cl gibi) içeren berrak kısım atılır. Bu işlemin daha hızlı yapılabilmesi için santrifüjlemeden yararlanılabilir. Kilin süspansiyonda kalmasını sağlayan bazı özellikleri vardır. Bunlar; kilin ağırlığı (yerçekimi etkisi) ve suyun kaldırma kuvveti, kilin yüzey yükünün değeridir. Kilin yüksek yüzey yüküne sahip olması durumunda topaklanma olmaz ve çökme yavaş olarak gerçekleşir. Kilin bu özelliğinden yararlanılarak saf su ile karıştırılır ve kum ve silt boyundaki materyal kilden daha hızlı çökeceğinden üstte kalan killi kısım alınır ve altta kalan kısım atılır. Sedimentasyon olarak tanımlanan bu işlem birkaç kez tekrarlanır. İstenilen kil boyutu malzeme Stokes yasası yardımı ile alınır. Stokes yasası 2.1 ve 2.2 numaralı formüller ile ifade edilmektedir:

$$\gamma = \frac{ga^2}{18\mu}(d_2 - d_1) \quad 2.1$$

$$t = \frac{18\mu h}{ga^2(d_2 - d_1)} \quad 2.2.$$

Formüllerde t, zaman;  $\gamma$ , tanenin düşme hızı; g yerçekimi ivmesi; a, tanenin çapı;  $\mu$  suyun viskozitesi;  $d_2$ , tanenin yoğunluğu;  $d_1$ , suyun yoğunluğudur.



#### **2.1.2.4. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) ve EDX Analizleri İçin Örnek Hazırlanması**

SEM incelemeleri için iki tip örnek kullanılmış olup bunlardan ilki yumuşak, el ile kırılabilir nitelikte kil minerallerince zengin numunelerdir. Bu numunelerden yükseklikleri 15 mm çapları ise 25 mm'yi geçmeyecek parçalar koparılmıştır. Parçaların koparılması esnasında doğal engebeli yüzeylerinin bozulmamasına özen gösterilmiştir.

İkinci tür örnekler ise kayaç örnekleridir. Bu örneklerden ise 25 mm çapında 40 mm yüksekliğinde plakalar çıkarılmış ve bu plakalar düşey eksene dik yönde kırılmak sureti ile engebeli yüzeyler elde edilmiştir.

#### **2.1.2.5. K-Ar Yaşlandırma, O-H ve S İzotop Analizleri İçin Örnek Hazırlanması**

O ve H izotop analizleri kaolenit, illit ve simektitlerde, S izotop analizleri pirit ve tüm kayaç örneklerinde, K-Ar yaşlandırmaları illit/simektitlerde yapılmıştır.

Illit, simektit, illit/simektit örneklerinde XRD incelemeleri sonucunda bu bileşenlerden biri tarafından zengin olduğu saptanan örneklerde 2.1.2.3'de verilen işlemler uygulanmıştır. İşlemler sonucunda örneğin saflığı ve uygulanan işlemlerin mineralin kristal yapısına zarar verip vermediğinin belirlenebilmesi için örnekler XRD ile test edilmiştir.

S izotop analizlerinde cevher minerallerinden pirit ve seçilen tüm kayaç örnekleri kullanılmıştır. Saf pirit örneklerinin seçilmesinde binoküler mikroskop kullanılmıştır. Örneklerin içerdiği mineralleri serbestleştirmek için örnekler çeneli ve silindirik kırıcıda kırılmış ve ince tozlardan kurtulmak için elenmiştir. Mineral yüzeylerindeki toz ve kirlenmeyi ortadan kaldırmak için örnekler asetonla yıkanmış ve kurumaya bırakılmışlardır. Kuruyan örneklerden analiz için gerekli olan miktar binoküler mikroskopta seçilmiştir. Seçilen örnekler agat havanda toz haline getirilmiştir.

### 2.1.3. Analitik Yöntemler

#### 2.1.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri

Çalışma sahasından derlenen 56 volkanik kayaç örneğinde ana, iz ve nadir toprak element analizi ve 13 kil fraksiyonu örneğinde ana ve iz element analizi gerçekleştirilmiştir.

Analizler ve örnekleri analize hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) işlemleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) analitik kimya laboratuvarında yaptırılmıştır. Örneklerin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma)-Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 gr örnek 1.5 LiBO<sub>2</sub>'de eritilmiş ve %5'lik 100 ml HNO<sub>3</sub> içinde çözündürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir.

İz ve nadir toprak element (NTE) analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemiyle 0.25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin esasında analiz edilecek numuneler atomlaştırılır ve iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner vd., 1990). Örnekler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200°C'de 100 ml HClO<sub>4</sub>-HNO<sub>3</sub>-HCl-HF çözeltisinde gaz çıkışı sonlanıncaya kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml kral suyu (HNO<sub>3</sub>+HCl) ile sulandırılarak seyreltikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir. Ana oksitlere ait saptama limitleri; SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, MnO, Ti<sub>2</sub>O, C ve S için %0.01; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> için %0.04; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> için %0.001; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> için %0.002 ve ateşte kayıp için %0.1'dir. İz ve nadir toprak elementlerde saptama limiti, Ag, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Tl için 0.1 ppm; As ve Zn için 1 ppm; Au için 0.5 ppb; Se ve W için ise 0.5 ppm'dir. Ba için 1 ppm; Co için 0.2 ppm; Ga ve Sr için 0.5 ppm; Tb, Tm, Cs, Ta, U, Hf, Nb, Rb, Zr, La, Ce, Y ve Lu için 0.01 ppm; Th için 0.2 ppm; W için 0.5; Be, Sn ve Sc için 1 ppm; Pr, Eu ve Ho için 0.02 ppm; Sm, Gd, Dv ve Yb için 0.05 ppm; Er için 0.03 ppm; V için 8 ppm ve Nd için 0.3 ppm'dir.

### 2.1.3.2. XRD Analizleri

Tüm kayaç ve kil fraksiyonu XRD analizi toplam 100 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Toz halindeki (<170 mesh) kayaç ve kil örneklerinden yaklaşık 1gr kadar alınarak, XRD aletinin örnek kalıbına konulmuş ve örnek bastırılarak sabitlenmiştir. Bu şekilde hazırlanan örnekler 3-60°2θ aralığında ölçülmüştür. XRD analizleri Karadeniz Teknik Üniversitesi Fizik Bölümü ve Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Ankara), Mineraloji-Petrografi Koordinatörlüğü, X-Işınları Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. XRD incelemelerinde kullanılan aletsel koşullar Anot:Cu (CuK<sub>α</sub>=1.541871 Å), Filtre: Ni, Gerilim: 35 Kv, Akım: 15 mA, Ganyometre Hızı: 2°/dak., Kağıt Hızı 2 cm/dak., Duyarlılık: 4.10<sup>2</sup>, Zaman sabiti: 1 sn, Yarıklar: 1°-0.1-1°

XRD kil fraksiyonu (KF) çözümlenmeleri için 4 adet cam lam üzerine sıvama ile yönlendirilmiş örnekler hazırlanmış ve hazırlanan bu örneklerin normal (Nr), fırınlı (F) ve etilen glikollü (EG) difraktogram çekimleri yapılmıştır. Nr çekimler doğrudan lamla yapılan çekimlerdir. F çekimlerde, yönlenmiş örnekler 300 ve 550°C'de fırında 4 saat süre ile bırakılmış ve daha sonra XRD çekimine tabi tutulmuştur. EG çekiminde ise kil minerallerinin şişmesi sağlanmıştır. Bu amaçla lama sıvanmış örnek etilen glikol buharı bulunan desikatörde 12 saat süre ile bekletildikten sonra XRD çekimi yapılmıştır.

### 2.1.3.3. DTA-TG Analizleri

DTA ve TG analizleri Rigaku TAS 100 E model ve Netzch 404 aletleri kullanılarak Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Mineraloji-Petrografi Araştırma Koordinatörlüğü bünyesindeki laboratuvarlarda 5 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Platin hücreye konulan yaklaşık 100mg'lık saf kil örnekleri 20°C/dak ısıtma hızı ile 1100°C'ye kadar ısıtılmıştır. Referans maddesi olarak Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> kullanılmış olup, termo element PtRb-Pt'dir.

#### 2.1.3.4. SEM-EDX Analizleri

SEM incelemeleri ve EDX (energy dispersive X-ray ) analizleri Orta Doğu Teknik Üniversitesi (Ankara), Metalurji ve Malzeme Mühendisliği Bölümü, Taramalı Elektron Mikroskopisi Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

İncelemelerde JSM-6400 Elektron Mikroskobu (JEOL), NORAN X-ışınları Mikroanaliz Sistemi ve Semafore İşlemci kullanılmıştır. İncelemesi yapılacak örnekler HUMMLE VII Sputter marka kaplama ünitesinde Au ile kaplanmıştır. SEM'de incelenecek örnekler üzerinde mikro fotoğraf çekimleri yapılmış ve gerekli görüldüğü durumlarda EDX analizleri gerçekleştirilmiştir.

#### 2.2.3.5. Mikroprob Analizleri

Mikroprop analizleri Oregon Üniversitesi (ABD), Center for Advanced Materials Characterization in Oregon'da (Amerika Birleşik Devletleri) 5 örnek üzerinde Cameca SX100 marka elektron mikroprobu kullanılarak yapılmıştır.

Bileşimsel analizlerde 5 tünelli dalga boyu dağıtıcı spektrometreler ile donatılmış elektron mikroprob cihazı kullanılmıştır. Aletsel koşullar 40° bitirme açısı ve 15 keV bombalama enerjisidir. Bombalama akımı 10-30 nA ve ışın çapı 5-10 mikrondur. Kristallerde yapılan analizler sonucunda Ti, Mn, Cr, Fe, Si, K, Ca, Na, Sr, Ba, Al, P, Mg, Cl, F, S katyon değerleri saptanmıştır. Mg için standart sentetik MgO, Ti için sentetik TiO<sub>2</sub>, Mn için sentetik MnO, Sr için SrTiO<sub>3</sub>, P için Ca<sub>10</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>C<sub>12</sub> (halojen düzeltilmiş), Al ve Na için nefelin (kısmi analiz), Ca için diyopsit (Chesterman), K ve Si için ortoklas (MAD-10), Fe için magnetit (U.C. #3380 veya NBS K-411), Cr için kromit (UC # 523-9) ve Ba için BaF<sub>2</sub> referans olarak kullanılmıştır. Ti, Mn, Ba katyonları için sayım zamanı 20 saniye, Ca, Si için 30 saniye, Sr, Al, Fe için 40 saniye, Cr için 45 saniye, K için 60 saniye, P ve Na için 80 saniye, Mg için ise 90 saniyedir.

Kp3-2 nolu örnekte kullanılan standartlar yukarıda tanımlanan diğer örneklerde kullanılan standartlardan farklıdır. Standartlar Ti için sentetik TiO<sub>2</sub>, Mn için sentetik MnO, Fe, Si, Mg için NBS K-411 mineral camı, Al için BIR-16 camı, F için Flor-flogopit (halojen düzeltilmiş), Ca, Cl, P için Ca<sub>10</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>Cl<sub>2</sub> (halojen düzeltilmiş), Na için nefelin (kısmi analiz), K için ortoklas MAD-10, S için pirit UC # 21334 standartı kullanılmıştır. Mn için sayım zamanı 20 saniye, K, Ca, F, Si için 40 saniye, Mg, Al, P için 60 saniye, Ti

için 80 saniye, S için 96 saniye, Cl için 100 saniye, Fe için 120 saniye, Na için 160 saniyedir.

Elde edilen veriler uçucu kayıplarına bağlı olarak Na, Si, Al, Ca ve Fe için kalibre edilmiştir.

Pik dışı sayım zamanı Mn, Ba, Ti için 20 saniye, Ca, K, Cr için 30 saniye, P ve Sr için ise 40 saniyedir. Pik dışı düzeltme metodu Cr, Ca, Ba, K için lineer, Mn için yüksek kenar, Ti için düşük kenar, P için eksponansiyel, Sr için ise eğim yüksekliğidir. MAN eşik yoğunluk verisi kalibre edilmiş ve absorpsiyonlar Na, Si, Al, Mg ve Fe için düzeltilmiştir (Donovan ve Tingle, 1996).

Bilinmeyen ve standart yoğunluklar, girişim düzeltmeleri Donovan vd. (1993)'e göre yapılmıştır. Saptama limiti Mg için %0.004, Al için %0.006, P için %0.007, Ti için %0.025, Ba için ise %0.046'dır. Analizlerde %99 güvenilirlik seviyesindeki analitik hassasiyet Mg 'a kıyasla %0.188, Ca'a kıyasla %0.326, Cr'a kıyasla %3.446, P' kıyasla %11.155, K'a kıyasla %129.460'dır.

Oksijen katyon stokiometrisine göre hesaplanmıştır. Matriks düzeltmesinde oksijen değerleri halojenlerden (F, Cl, Cr, I) çıkarılmıştır.

### 2.1.3.6. Duraylı İzotop Analizleri

Duraylı izotop analizleri Actlabs (Kanada)'da yaptırılmıştır. 8 adet simektit, illit ve kaolenit örneği üzerinde  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$ , 4 adet pirit üzerinde  $\delta^{34}\text{S}$  ve 3 adet kayaç örneği üzerinde  $\delta^{34}\text{S}$  izotop analizleri yapılmıştır.

$\delta^{18}\text{O}$  izotop analizlerinde silikat örnekleri Clayton ve Mayeda (1963) tarafından önerilen metod kullanılarak nikel bomba içerisinde  $\sim 650^\circ\text{C}$ 'de  $\text{BrF}_5$  ile muamele edilmiştir. Florinasyon reaksiyonu minerallerde oksijenin  $\text{O}_2$ 'ye çevrilmesine neden olur. Daha sonra  $\text{O}_2$  sıcak karbon çubuğu kullanılarak  $\text{CO}_2$ 'ye çevrilmiştir. Tüm reaksiyon basamakları kalitatiftir. İzotopik analizler Finnigan MAT Delta, dual inlet izotop oran kütle spektrometresinde yapılmıştır. Elde edilen veri standart delta notasyonu ile V-SMOW'dan sapma olarak ifade edilmiştir. Laboratuvarın kullandığı beyaz kristal standartının (WCS) tekrar analizlerinde tekrar edilebilirlik  $\pm 0.19\%$  ( $1\sigma$ ) seviyesindedir. NBS 28 için laboratuvarın ölçümü  $9.61 \pm 0.10\%$  ( $1\sigma$ )'dir. İzotop analiz sonuçlarının ifadesinde notasyon 2.3 numaralı formül ile ifade edilmektedir:

$$\delta^{18}O = \left[ \frac{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{örnek}}}{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{V-SMOW}} - 1 \right] \times 1000 (\text{‰}) \quad 2.3$$

Döteryum izotop analizlerinde 0.02-1.0 gr örnek molibden folyo ile sarılmış ve platinyum krozeyle koyulmuş ve kuvars çıkarım kanalı içerisinde askıya alınmıştır. Kanal ve içindekiler adsorbe edilmiş yüzey suyunun atılması amacı ile 120°C'de 4 saat boyunca vakuma tabi tutulmuştur. Daha sonra örnek indükleyici olarak 1400°C'de 20 dakika boyunca ısıtılmış ve çıkan gazlar -196°C'de kapana toplanmıştır. Hemen hemen tüm hidrojen su şeklinde serbest bırakılır. Fakat bu işlem esnasında önemsiz miktarda serbest bırakılan hidrokarbonlar veya moleküler hidrojen H<sub>2</sub>O ve CO<sub>2</sub> oluşturmak için 550°C'de CuO üzerinde oksitlenir ve daha sonra kapanda toplanır. Örnekteki toplam hidrojene karşılık gelen toplanan su diferansiyel dondurma teknikleri kullanılarak diğer gazlardan ayrılır. Su H<sub>2</sub> üretmek için 900°C'de uranyumla reaksiyona sokulur ve -196°C'de kömür üzerinde toplanır. H<sub>2</sub>'nin hacmi manometrik olarak ölçülür. Su içeriğinin analizi ± 0.2 ağırlıkça yüzde mertebesinde tekrarlanabilir. Konvansiyonel izotop oran kütle spektrometresi ile yapılan izotopik analizler V-SMOW'a kıyasla 2.4 numaralı formüle göre ifade edilmiştir.

$$\delta D = \left[ \frac{\left( \frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{örnek}}}{\left( \frac{^2H}{^1H} \right)_{V-SMOW}} - 1 \right] \times 1000 (\text{‰}) \quad 2.4$$

Örneklerin bazılarında tekrar analizler yapılmıştır ve δD değerlerinde hassasiyet ± 3'den daha iyidir. Yukarıda anlatılan işlem uygulanarak NSB-30 biyotit standardında yapılan ölçümde δD değeri -65 bulunmuştur.

S izotop analizlerinde saf sülfite bileşimleri ~10<sup>-3</sup> tor vakum altında yakılarak SO<sub>2</sub>'ye dönüştürülmüştür. SO<sub>2</sub> vakum kanalı vasıtasıyla direk olarak VG 602 izotop oran kütle spektrometresinin iyon kaynağına ulaşmıştır (Ueda ve Krouse, 1986). SO<sub>2</sub>'nin nicel yakılması 5 mg örnek ile 100 mg V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ve SiO<sub>2</sub> (1:1) karışımı ile yapılmaktadır. Reaksiyon 950°C'de kuvars cam reaksiyon tüpü içerisinde 7 dakika süreyle gerçekleştirilmiştir. Saf bakır dönüşler SO<sub>3</sub>'ün SO<sub>2</sub>'ye dönüşümünü garantiye almak için katalizör olarak kullanılmıştır. Laboratuvar tarafından kullanılan standartlar (deniz suyu BaSO<sub>4</sub> ve balık BaSO<sub>4</sub>) her bir örnek takımından (genellikle 25 örnek) önce ve sonra analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçlar aletsel sapmaların giderilmesinde ve verilerin normalize

edilmesinde kullanılmıştır. Tüm sonuçlar CDT standardına kıyasla 2.5 numaralı formülle ifade edilmiştir. Analizlerde kesinlik ve tekrarlanabilirlik 0.2 ‰ (n = 10 içsel laboratuvar standardı).

$$\delta^{34}S = \left[ \frac{\left( \frac{^{34}S}{^{32}S} \right)_{\text{örnek}}}{\left( \frac{^{34}S}{^{32}S} \right)_{\text{standart}}} - 1 \right] \times 1000 \text{ ‰} \quad 2.5$$

### 2.1.3.7. K-Ar Yaşlandırma Analizleri

K-Ar yaşlandırmaları 4 adet illit/simektit örneği üzerinde Actlabs (Kanada)'da yaptırılmıştır.

Ar analizlerinde alüminyum kap içerisine konulan yüksek hassasiyetle tartılmış tam örnek ~100°C'de 2 gün süreyle yüzeydeki gazların atılabilmesi için vakumlu ortamda bekletilmiştir. Örnekten argon çıkartılması çift vakumlu fırında 1700°C'de sağlanmıştır. Argon konsantrasyonları her bir argon çıkartılmasından önce örnek sistemine tanıtılan <sup>38</sup>Ar çubuğu ile seyreltilerek saptanmıştır. Çıkan gaz iki basamaklı saflaştırma sistemi kullanılarak temizlenmiştir. Daha sonra saf Ar Varian CH5 mıknatıslı manyetik kütle spektrometresi (Reinolds tip) kullanılarak sisteme tanıtılmıştır. İyon kaynağı oldukça küçük izotopik kütle ayrımı ve %90'dan daha fazla geçirgenlik sağlayan aksel bir tasarıma (Baur-Signer kaynağı) sahiptir. Ölçülen Ar izotop oranları kütle-ayrımı için düzeltilmiş ve <sup>36</sup>Ar'nın atmosferik kökenli olacağı savından hareketle atılmıştır. Radyojenik <sup>40</sup>Ar\* konsantrasyonları <sup>38</sup>Ar çubuk konsantrasyonu kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir analizden sonra 1800°C'i geçen derecelerde fırın birkaç dakika çalıştırılmış ve fırın bir sonraki analiz için hazırlanmıştır.

K analizlerinde tam örnek lityum metaborat/tetraborat ergiyiği ile grafit pota içinde tartılmış LECO indüksiyon fırınında yakılmıştır. Füzyon ürünü asitle çözülmüştür. Standartlar, boş örnek ve ölçümü yapılan örneğe ait analizler Thermo Jarrell Ash Enviro II ICP spektrometresinde gerçekleştirilmiştir. Daha sonra örnekte toplam K'a kıyasla <sup>40</sup>K miktarları bulunmuştur.

Ölçümlerden elde edilen değerler kullanılarak yaş 2.6 numaralı eşitlikle hesaplanmıştır.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \left( \frac{\lambda}{\lambda_e} \right) + 1 \right] \quad 2.6$$

Burada t, yaş;  $\lambda$ , toplam  ${}^{40}\text{K}$  yarılanma sabiti;  $\lambda_e$ ,  ${}^{40}\text{Ar}$  için  ${}^{40}\text{K}$  yarılanma sabiti;  ${}^{40}\text{Ar}^*$ ,  ${}^{40}\text{K}$  (ürün)'in yerinde yarılanması ile oluşan  ${}^{40}\text{Ar}$ ;  ${}^{40}\text{K}$ ,  ${}^{40}\text{K}$  (ilksel) değeri.

#### 2.1.4. Büro Çalışması

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen veriler, büro çalışmalarıyla değerlendirilmiştir.

Arazide topoğrafik harita üzerine hazırlanan jeolojik haritalar düzenlenmiş ve stratigrafik kesitler hazırlanmıştır. Tüm harita ve kesitler bilgisayara aktararak çizim programları kullanılarak çizilmiştir.

Petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları da yine çeşitli paket programlar yardımı ile değerlendirilmiş, grafik ve tablolar hazırlanmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucu elde edilen veriler birleştirilerek yorumlanmış ve tez yazımında “KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları”na uyulmuştur.



### 3. BULGULAR VE TARTIŞMA

#### 3.1. İnceleme Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi

Anadolu jeotektonik birimlerinden biri olan Pontidler'in (Ketin, 1966) doğu kesimi Ardanoç-İspir-Kemaliye-Reşadiye hattı sınır olmak üzere Kuzey ve Güney Zon şeklinde tanımlanır (Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1984). İnceleme alanı, daha çok volkanik ve volkanoklastik kayaçların egemen olduğu Kuzey Zon'un doğusunda yer alır. Mesozoyik yaşlı kayaçların egemen olduğu inceleme alanında, farklı yaş, fasiyes ve litolojiye ait birimler litostratigrafi esasları göz önüne alınarak aşağıdaki şekilde ayırtlanmıştır.

9. Alüvyonlar	Kuvaterner
8. Riyolit, riyodasit ve piroklastitleri	Kampaniyen-Maastrichtiyen
7. Dasit daykısı	
6. Dolerit daykısı	
5. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri (Kırmızı pelajik kireçtaşı ve marn ara katkılı)	
4. Bazalt ve piroklastitleri (Kırmızı çamurtaşı ara katkılı)	Turoniyen-Koniasiyen-Santoniyen
3. Dasitik piroklastitler	
2. Dasit	
1. Bazalt ve piroklastitleri (Gri kireçtaşı blokları içeren)	Alt Kretase

Terkedilmiş Kutlular (Sürmene-Trabzon) masif sülfür yatağı ve çevresinde genellikle Kretase yaşlı mafik ve felsik subvolkanik ve volkanik kayaçlar bulunmaktadır. Çalışma alanının tabanını gri kireçtaşı blokları içeren bazalt ve piroklastitleri oluşturur. Birimin üzerine sırasıyla dasit ve masif sülfür yatağının ana kayacın oluşturan dasitik piroklastitler gelir. Dasitik piroklastitler kırmızı çamurtaşı ara katkılı bazalt ve piroklastitleri ile yanal geçişlidir. Masif sülfür yatağının örtü kayaçlarını kırmızı pelajik kireçtaşı ve marn ara katkılı bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri oluşturmaktadır. Tüm bu birimler yerleşimi oldukça düzensiz olan dolerit daykısı tarafından kesilmiştir. Dasit daykısı ise bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerini keserek yerleşmiştir. Riyolit, riyodasit ve piroklastitleri

bu birimleri üstler. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar çalışma alanındaki en genç birim olup tüm birimleri uyumsuz olarak örter (Şekil 3.1, Ek Şekil 1 ve Ek Şekil 2).

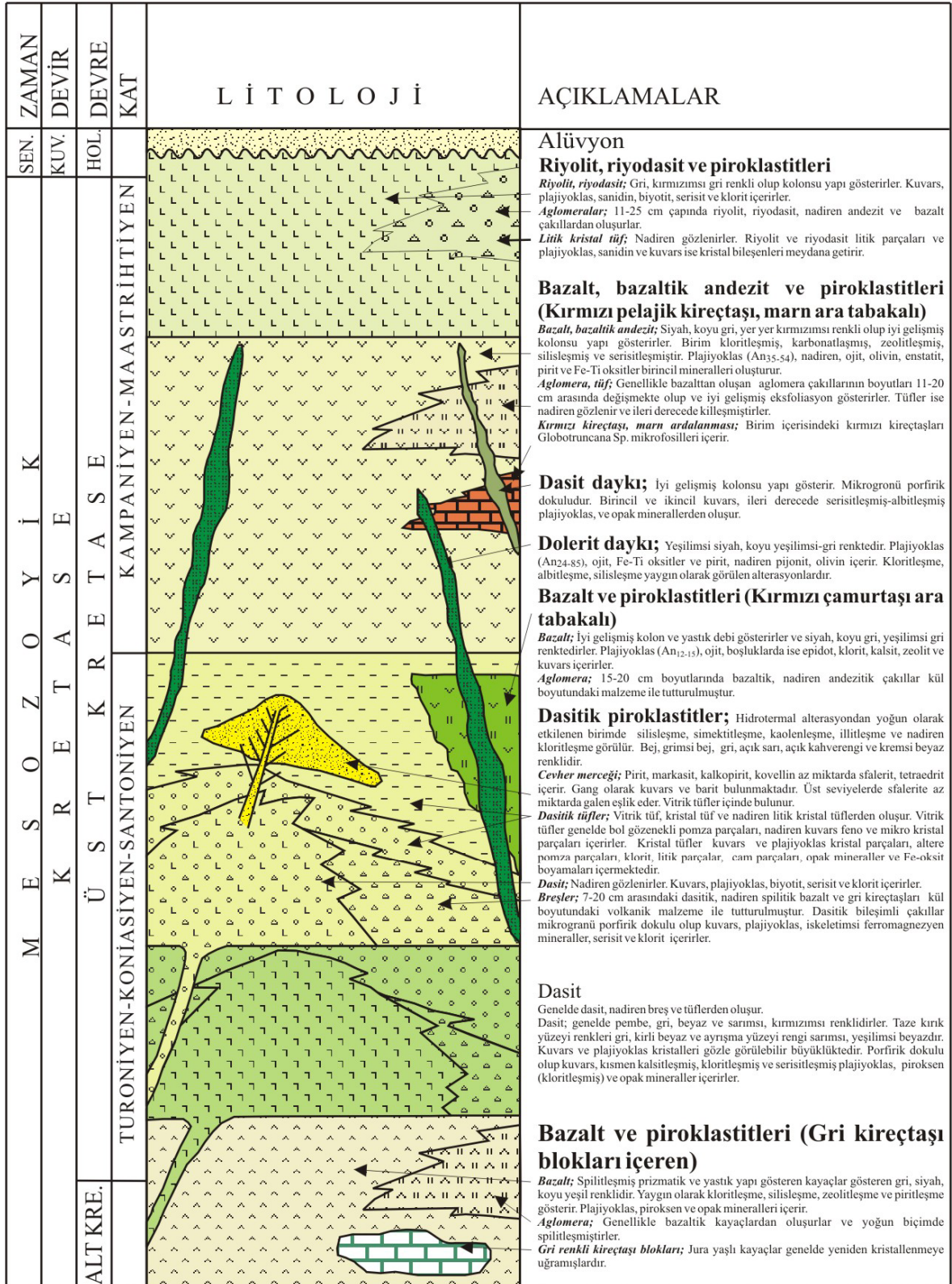
Geç Kretase dönemi boyunca Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda gelişen mafik ve felsik karakterli bimodal volkanizma düzenli bir ardalama oluşturarak kalın bir volkanik istif meydana getirmiştir (Güven, 1998). Trabzon yöresinde bu istifin ilk evresinde gelişen mafik ürünler, çalışma sahasının tabanını oluşturan bazalt ve piroklastitleri (gri kireçtaşı blokları içeren) ile denestirilebilecek Çatak Formasyonu (Güven, 1998) olarak adlandırılır. İnceleme alanında dasit ve dasitik piroklastitler ile temsil edilen felsik volkanitler ise yörede ilk evre felsik volkanizma ürünü olup Kızılkaya Formasyonu (Güven, 1998) ile denestirilebilir. İkinci evre mafik volkanitler olarak tanımlanan Çağlayan Formasyonu (Güven, 1998) çalışma sahasındaki bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerine (kırmızı pelajik kireçtaşı ve marn ara katkılı) karşılık gelir. İkinci evre felsik volkanizmayı temsil eden Çayırbağ Formasyonu (Güven, 1998) ise inceleme alanında riyolit, riyodasit ve piroklastitleri ile denestirilebilir.

### **3.1.1. Bazalt ve Piroklastitleri (Gri Kireçtaşı Blokları İçeren)**

Doğu Pontid Kuzey ve Güney Zonu'nda yer alan Alt Bazik Seri (Shultze-Westrum, 1961) çalışma sahasında yüzeylenen en yaşlı birim ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının tabanını oluşturan birim bazalt, bazaltik aglomera ve bunların içerisindeki küçük ölçekli gri kireçtaşı bloklarından oluşur. Çalışma sahasının daha çok GB kısmında ve Gökçesu dere vadisinde yüzeyleme veren bazaltik kayalar spilitleşmiş olup, kolon ve daha az oranda yastık yapı sunarlar.

Yer yer küçük ölçekli faylarla kırıklı bir yapı arz eden spilitik bazaltların taze kırık yüzeyi koyu gri-yeşil renklidir. Kayacın çatlak ve gözenekleri genellikle kuvars, klorit, kalsit ve pirit ile doldurulmuştur. 0.5-5 cm genişliğinde, KD-GB doğrultulu kırık ve çatlaklarda yer yer pirit, galen, kalkopirit ve sfalerit gibi cevher mineralleri de tespit edilmiştir.

Spilitik bazaltlar mikrolitik, mikrolitik porfirik ve flüidal doku gösterirler (Şekil 3.2a ve b). Plajiyoklas kayacında açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Hem fenokristal ve hem de hamurda mikrolitler halinde bulunur (Şekil 3.2.). Albit ikizi gösteren fenokristallerin (010)'a dik kesitlerinde yapılan cins tayinlerine göre bileşimlerinin labrador-andezin



Şekil 3.1. Kutlular masif sülfid yatağı (Sürmene, Trabzon) ve yakın çevresine ait genelleştirilmiş dikme kesit

(An<sub>35-54</sub>) olduğu saptanmıştır. Plajiyoklas fenokristalleri yer yer zeolit, kalsit ve klorite dönüşmüşlerdir (Şekil 3.2b, c ve d). Plajiyoklas mikrolitleri ise genelde albitleşmişlerdir.

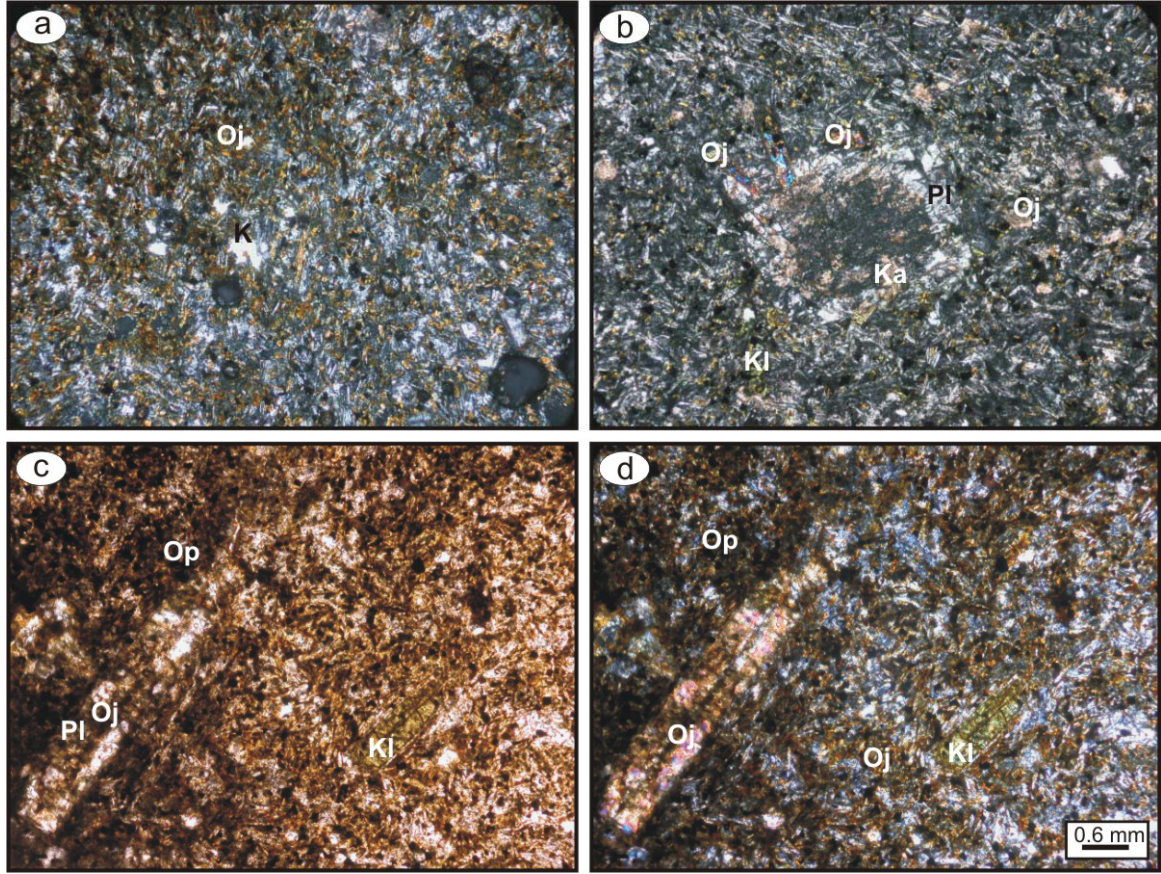
Ojit öz ve yarı öz şekilli, fenokristal ve hamurda küçük taneler halinde bulunur. Genellikle kloritleşmiş, kenar kısımları opak bir zarfla çevrenmiştir. Kayaç içerisinde yaklaşık %5 oranında bulunur (Şekil 3.2).

Kuvars, klorit, kalsit, tremolit ve prehnit kayaç içerisinde yaygın olarak gözlenen ikincil mineralleri oluşturmaktadır. Klorit ferromagnezyen minerallerin alterasyon ürünü olarak kayacın boşluklarında ve ferromagnezyen minerallerin üzerinde gelişmiştir. Bazı durumlarda plajiyoklas fenokristallerinden itibaren de kloritleşmelere rastlanılmıştır (Şekil 3.2b). Kuvars, kalsit ve prehnit ise kayaç içerisindeki, boşluklarda ve özellikle çatlaklarda küçük taneler ve lifi kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 3.2).

Gökçesu dere vadisinde izlenen gri renkli kireçtaşları birim içerisinde küçük ölçekli bloklar halinde bulunur. Taze kırık yüzeyi gri-koyu gri olup kısmen yeniden kristallenme izleri taşır. Tabaka doğrultu ve eğimler çok değişken olup ve tabaka kalınlıkları 20-30 cm arasındadır. Birimin mikroskopik incelemesine göre mikritik bir çimentoya sahip olduğu ve çatlaklar boyunca ikincil kalsit gelişmelerinin izlendiği belirlenmiştir. Kireçtaşı örneklerinde fosil gözlenememiş olmasına karşın Yalçınalp (1983) tarafından çalışma alanının dışında benzer özellikli kireçtaşlarında *Saccoma sp.*, *Incertaecedis*, *Cayenxia sp.* mikro fosilleri tespit edilmiş ve kireçtaşlarının yaşı Jura olarak verilmiştir. Güven (1993) tarafından Alt Bazik seri olarak tanımlanan bazaltik kayaçların oluşumu esnasında tabandaki Alt-Kretase Jura yaşlı karbonat platformunun parçalandığı ve yeniden aktivite kazandığı ifade edilmiştir. Dolayısı ile çalışma alanında görülen bu kireçtaşlarının alttaki karbonat platformundan koparılmış bloklar olduğunu söylemek mümkündür. Buna göre, Güven (1993)'e göre Turoniyen-Koniasiyen-Santoniyen yaşlı verilen bazalt ve piroklastitleri Erken-Geç Kretase yaşlı olarak kabul edilmiştir.

### 3.1.2. Dasit

Çalışma alanında Kambo Mahallesi, İdrom Tepe, ve Sambaka doğusunda yüzeyleme verirler. Birim genelde dasitlerden, daha az oranda ise dasitik tüf ve breşlerden meydana gelir. Dasitler genelde pembe, gri, beyaz ve sarımsı, kırmızımsı renklidirler. Taze

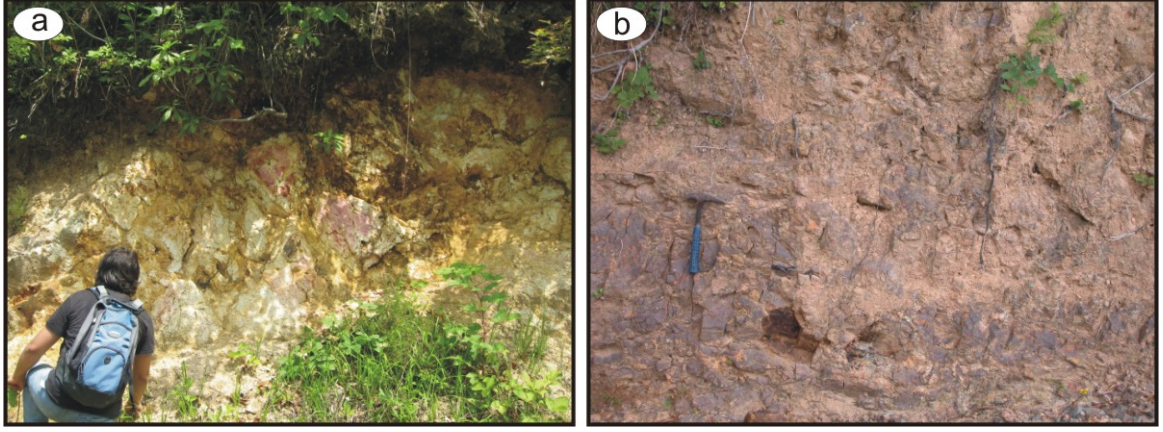


Şekil 3.2. Gökçesu dere vadisinde yüzeleme veren bazaltların mikfotoğrafları. a) Mikrolitik doku içerisinde gözlenen ojit mikrokristalleri ve ikincil kuvars gelişimi (Ç.N.; Örn. Nu., B1), b) mikrolitik porfirik doku. Plajiyoklas fenokristali kısmen kalsitleşmiştir ve ojitler kenarları boyunca opaklaşmıştır (Ç.N.; Örn. Nu., B2), c) ve d) ojit fenokristalleri ve plajiyoklaslardan itibaren gelişen kloritleşme (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., B1). Örn. Nu., Örnek Numarası; T.N., Tek nikel; Ç.N., Çapraz nikel; Oj, ojit; K, kuvars; Pl, plajiyoklas; Ka, kalsit; Op, opak mineral; Kl, klorit

kırık yüzeyi renkleri gri, kirli beyaz ve alterasyon yüzeyi rengi sarımsı, yeşilimsi beyazdır (Şekil 3.3). Dasitler içindeki kuvars ve feldspat kristalleri gözle görülebilir büyüklükte olup, kuvars kristallerinin boyutu 3mm'ye kadar çıkmaktadır.

Kambo Mahallesi'nde yüzeleme verenlerde yoğun silisleşme ve saçınımlı pirit gözlenmiştir. Birim yörede yaygın olan diğer dasitik birimlere kıyasla cevherleşme içermez. Genellikle hematitleşmiştir ve bunun neticesinde pembemsi bir görünüm kazanmıştır.

Dasitlerin mikroskopik incelemeleri sonucunda porfirik dokulu oldukları belirlenmiştir. Kuvars fenokristalleri, kısmen kalsitleşmiş ve kloritleşmiş plajiyoklas fenokristalleri,



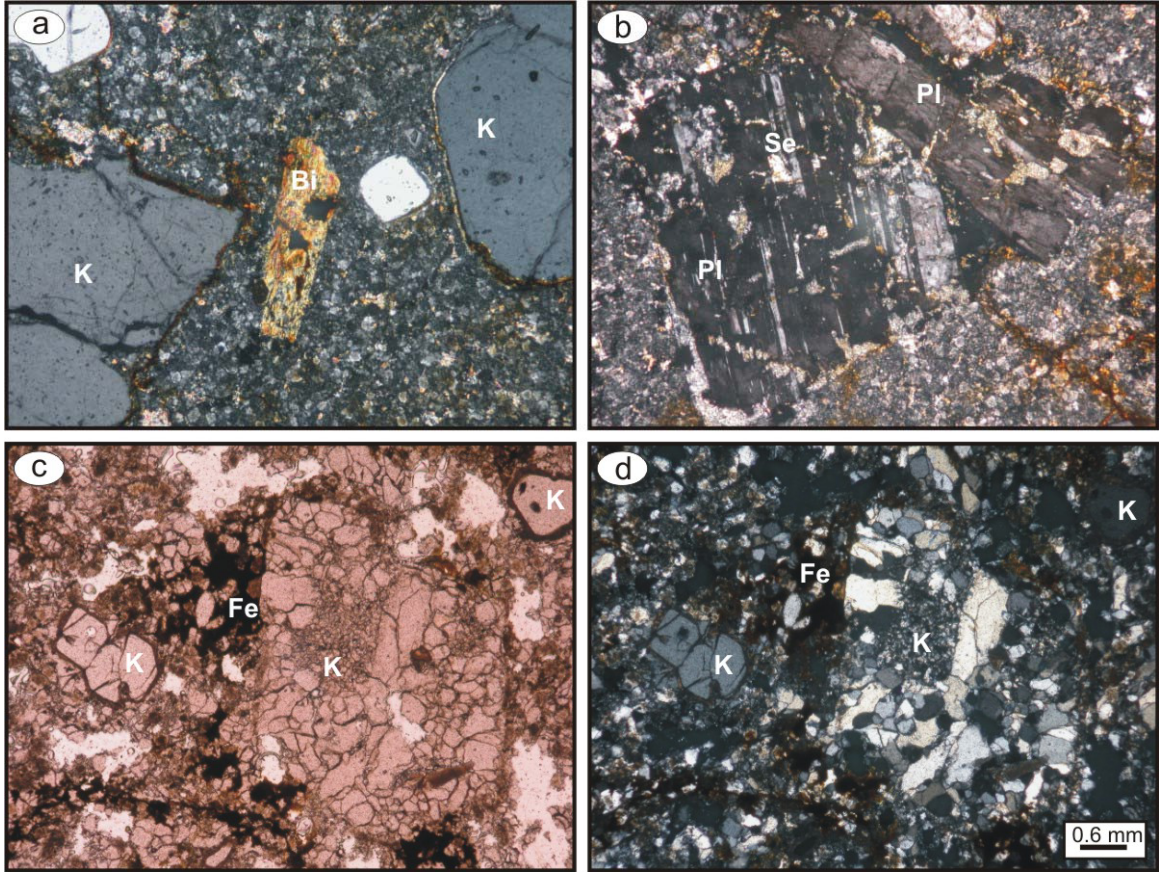
Şekil 3.3. a) İdrom Tepe civarında gözlenen pembe, sarımsı beyaz renkli silisleşmiş, b) Sambaka doğusunda gözlenen gri, pembe renkli dasitlerin görünümü

biyotit feno ve mikrokristalleri ile opak mineraller kayacın genelini oluşturmaktadır. Hamur kuvars, albit, serisit ve kloritten ibarettir.

Kayaç içerisinde hâkim mineral olarak bulunan kuvars birincil ve ikincil oluşumlar halinde gözlenir. Kayacın yaklaşık %50'sini oluşturmaktadır. Kuvars kristalleri yarı öz ve öz şekilsiz fenokristal ve mikrotaneler halindedir. Hamur tarafından kemirilmiş kuvars kristallerinin etrafı genellikle bir reaksiyon zarfı ile çevrenmiştir. İkincil kuvars kayacın kırık ve çatlaklarında bulunduğu gibi hamurda da yaygın olarak gözlenir. Ayrıca bazı kesitlerde plajiyoklas fenokristalleri silisleşmiş ve kısmen kuvarsa dönüşmüştür (Şekil 3.4a, c ve d).

Plajiyoklas fenokristal ve mikrolitleri kayaçta ikinci hâkim mineral olarak bulunur ve kayacın yaklaşık %40'ını oluşturur. Öz ve yarı özşekilli fenokristaller yaygın olarak serisitleşmişlerdir (Şekil 3.4b). Bunun dışında kalsitleşme ve zeolitleşme de yaygın olarak gözlenmektedir. Kayaçtaki silisleşmenin şiddetine bağlı olarak bazı plajiyoklaslar tamamen silisleşmiştir (Şekil 3.4c ve d). Albit ikizi gösteren  $010^\circ$  a dik kesitlerde yapılan cins tayinlerinde fenokristallerin oligoklas-andezin ( $An_{26-32}$ ) bileşimli oldukları tespit edilmiştir.

Ferromagnezyen mineral olarak nadiren biyotit fenokristallerine rastlanılmıştır. Genellikle oldukça kloritleşmiş olan biyotitler, dilinimleri boyunca opaklaşmıştır (Şekil 3.4a).



Şekil 3.4. İdrom Tepe ve Kambo Mahallesi civarında yüzeyleme veren dasitlerin mikrofotografaları. a) Mikrogranü porfirik doku ve biyotitlerde gelişen kloritleşme (Ç.N.; Örn. Nu., M9), b) plajiyoklas fenokristallerinde serisitleşme (Ç.N.; Örn. Nu., M9), c) ve d) hamurda demir oksit boyamaları, plajiyoklaslar üzerinde ve hamurda ikincil kuvars (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., M8). K, kuvars; Bi, biyotit; Pl, plajiyoklas; Se, serisitleşme; Fe, FeO boyamaları

Opak mineraller genelde öz şekilsiz, saçınım halinde bulunmaktadır. Opak minerallerin alterasyonu sonucunda demir oksit boyamaları gelişmiştir.

### 3.1.3. Dasitik Piroklastitler

Dasitik piroklastitler inceleme alanında oldukça yaygın olarak bulunur ve yöredeki masif sülfür yataklarının ana kayacını oluşturur. Çeşitli araştırmacılar tarafından cevherli dasit (Aslaner, 1977) olarak adlandırılan birim Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası ve Sambaka civarında yüzeyleme verir. Birimin yerleşimi üzerine farklı görüşler ortaya konulmasına karşın yaygın olarak dom şeklinde yerleştiği ve Kutlular masif sülfür yatağının Gelincik domu olarak adlandırılan yaklaşık 5 km'lik çapı olan dasitik domun

kuzey kenarında yerleştiği düşünülmektedir. Dom, yerleşim esnasında Alt Bazik Seri olarak adlandırılan bazalt ve piroklastitlerini kesmiştir. (Aslaner, 1977; Pejatoviç, 1979).

Birime ait dasitik tüflere yaygın olarak rastlanılmasına karşın, breşlere daha az oranda, dasitlere ise nadiren rastlanılır.

### 3.1.3.1. Dasitik Tüf

Tüfler özellikle Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında yaygın olarak gözlenir. Tabakalı olup tabaka kalınlıkları 3-10 cm arasında değişir. Doğrultu ve eğimleri faylanmaya bağlı olarak değişmekle birlikte Kutlular masif sülfür yatağı civarındaki tüflerin doğrultuları KB-GD olup eğim açıları 30-50°KD arasında değişmektedir. Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde dasitik tüfler dolerit daykı tarafından kesilmiş, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri tarafından üstlenmiştir (Şekil 3.5)

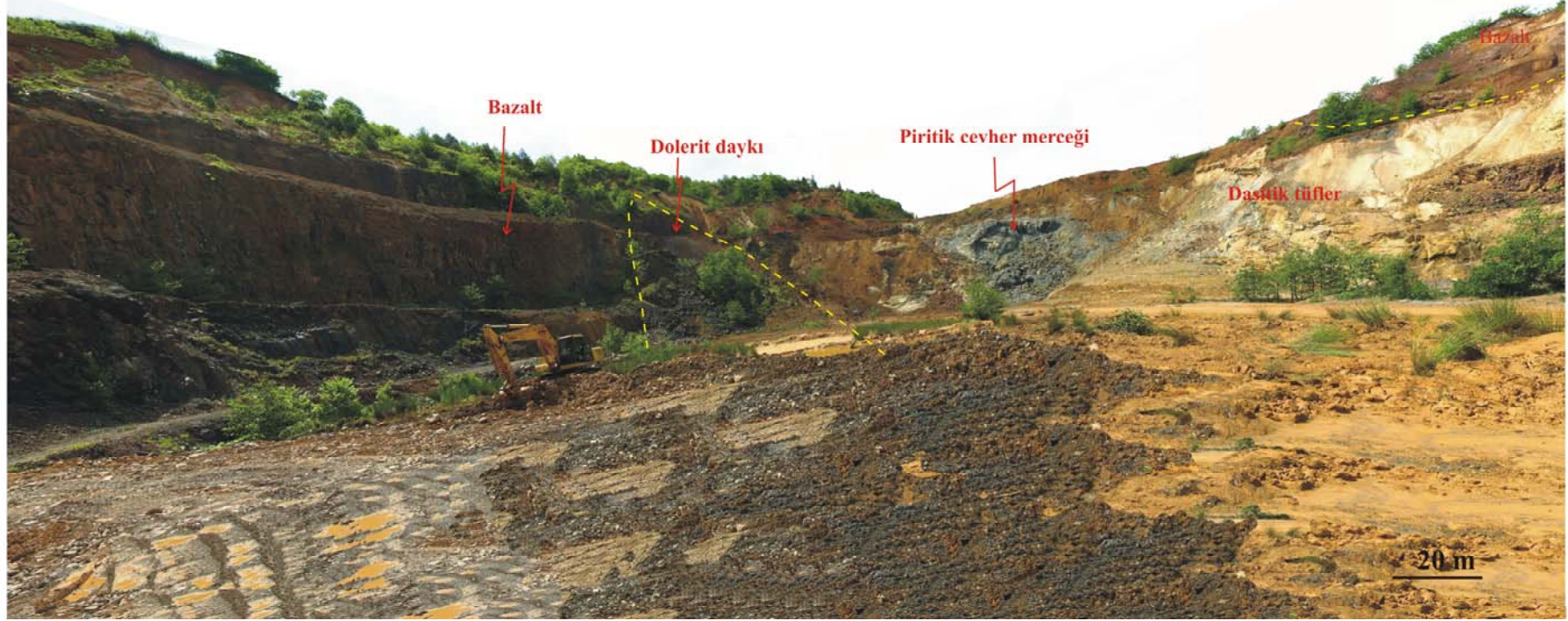
Genellikle hidrotermal alterasyondan oldukça etkilenmiş tüflerde alterasyon derecesi masif sülfür merceğine doğru artış gösterir. Birimin taze kırık yüzeyi bej, grimsi beyaz, alterasyon yüzeyi ise gri, açık yeşil, açık kahve ve kirli beyaz renklidir. Hidrotermal alterasyonun şiddeti ve özelliklerine göre görünüşleri ve fiziksel özellikleri değişmektedir. Kayaç içerisindeki piritin varlığı kayaca grimsi bir renk verir. Silisleşmiş kesimlerde kayacın rengi beyazımsı olup sertliği yüksektir. Gri, kirli gri renkli silisleşmiş dasitik tüfler Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasının doğu ve güneyinde masif cevher kütesinin üzerinde 30-50 cm kalınlıkta bulunurlar.

Cevher kütesi içinde ve yakın çevresinde görülen dasitik tüfler yoğun olarak killeşmiş, silisleşmiş, daha az oranda limonitleşmiştir ve saçınımlı pirit, az oranda kalkopirit içermektedirler. Cevherin güney ve güneydoğu kısmında ince kuvars damarları ve saçınımlı pirit yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 3.6a, b, c, d). Cevherden uzaklaştıkça silisleşme yerini killeşmeye bırakır. Bu tüfler yeşilimsi, beyaz bej renkli olup kırmızı renkli hematit damarları ve limonitleşmeler içerir (Şekil 3.6e). Özellikle cevher merceğinin üst zonlarında tüflerde gelişmiş malakit, kalkantit ve limonit birlikteliğinden oluşan ikincil oksidasyon mineralleri görülür (Şekil 3.6f).

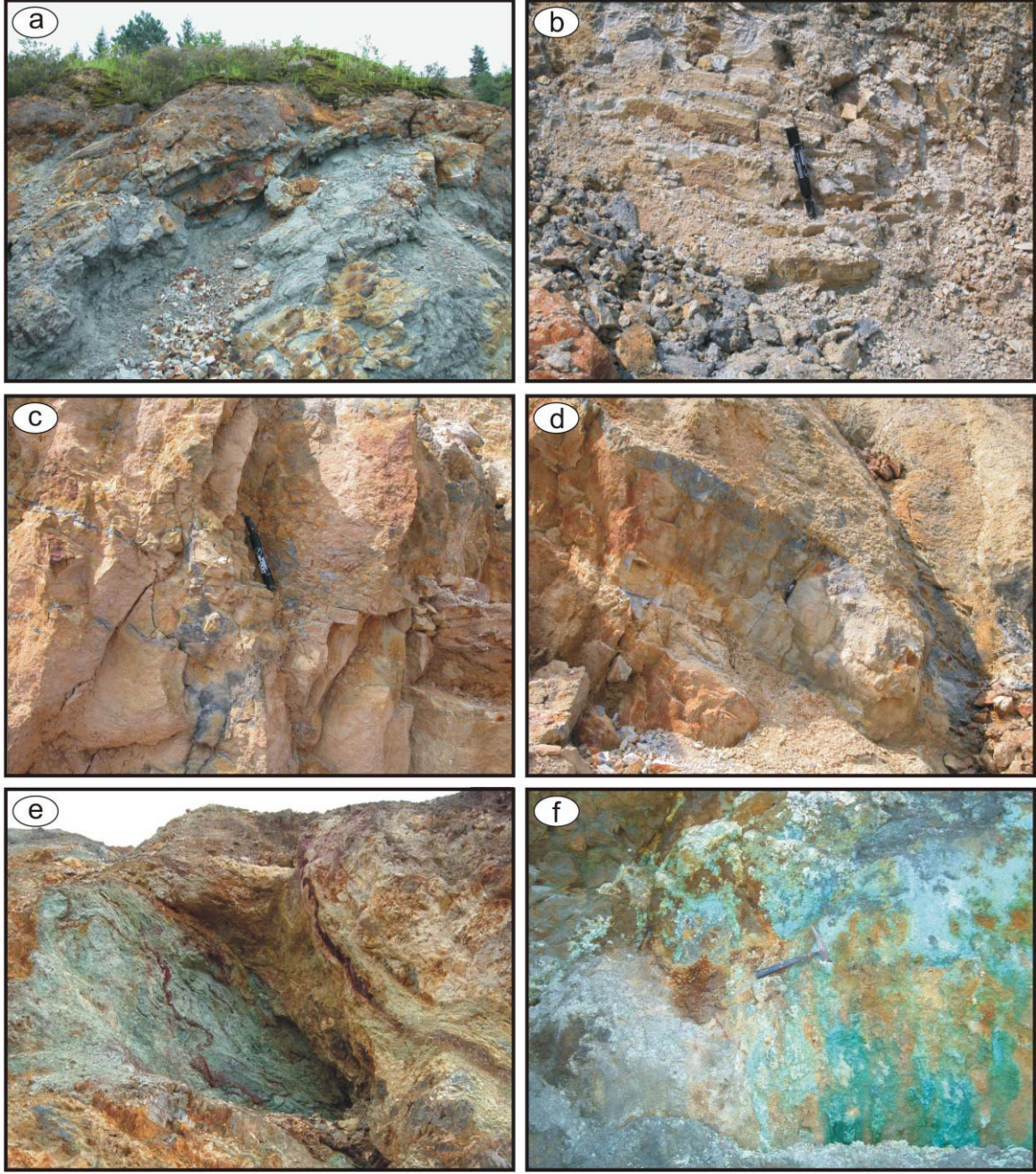


GD

KB



Şekil 3.5. Kutlular masif sülfür yatağı (Sürmene, Trabzon) açık işletme sahası. Piritik cevher, dasitik tñfler, dolerit daykı ve prizmatik yapılı bazaltın görünümü



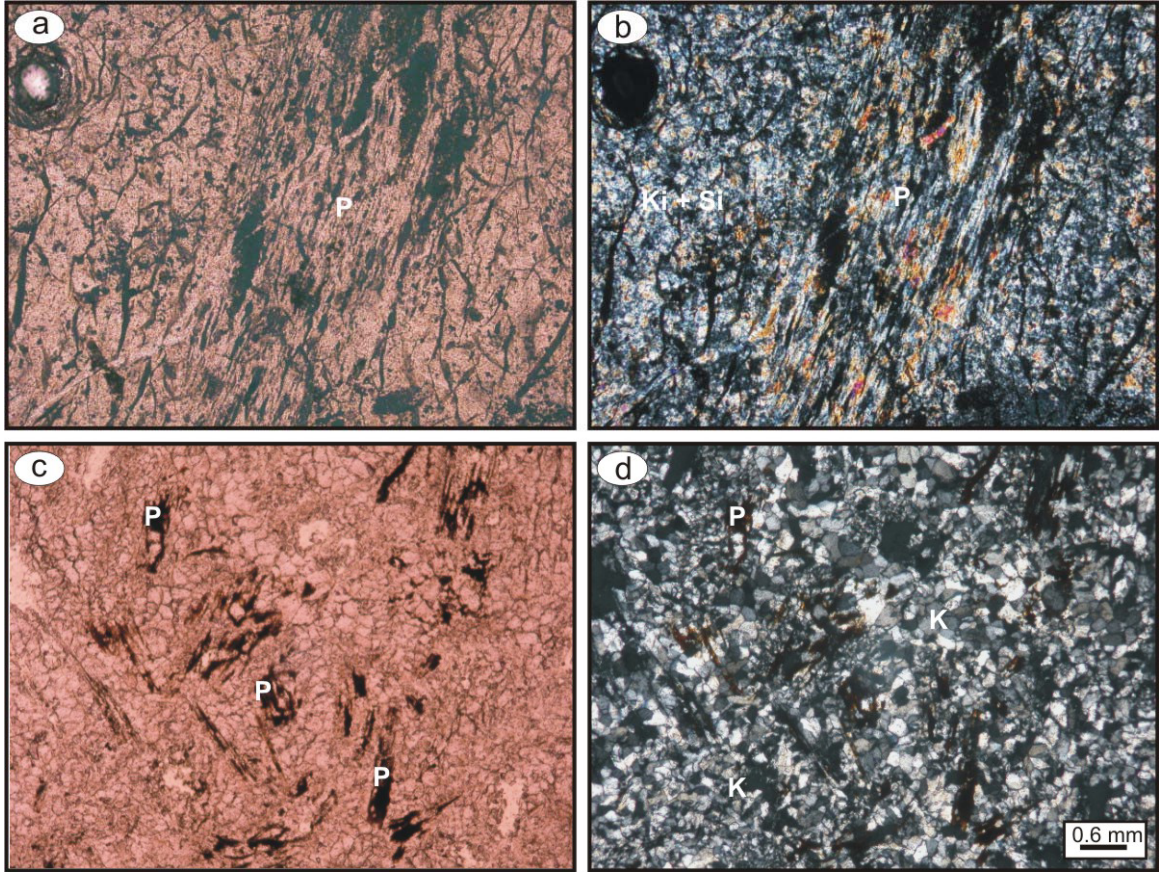
Şekil 3.6. Kutular masif sülfür yatağı ve yakın çevresinde görülen; a) 10-15 cm tabaka kalınlığında, K50B/50KD duruşlu silisleşmiş ve yoğun pirit içeren gri renkli, b) 2-5 cm tabaka kalınlığına sahip, silisleşmiş beyaz gri renkli dasitik tüfler. c) ve d) tüfleri kesen gri renkli ikincil kuvars-pirit damarları, e) yeşil beyaz renkli killeşmiş dasitik tüfler. Yer yer kırmızı renkli hematit ve sarı renkli limonit bakımından zengin zonlar içermektedirler. f) Dasitik tüflerde gelişen ikincil oksidasyon mineralleri malakit, kalkantit ve limonit birlikteliği

Dasitik tüflerin mikroskopik incelemeleri sonucunda tüflerin vitrik, kristal ve vitrik kristal tüf karakterli oldukları tespit edilmiştir. Litik kristal tüfler nadiren gözlemlenmiştir. Arazi çalışmaları esnasında tüfleri makroskopik olarak birbirinden ayırmak nerede ise imkânsızdır. Fakat el örneğinde dikkatle incelenecek olursa uzamış pomza parçalarının kalıntılarını görmek mümkündür. Bu tür tüflere genellikle cevhere yakın ve cevherin içerisinde bulunduğu zonda rastlanırken kristal tüfler cevherden daha uzak kesimlerde yerleşmiştir. Her üç tür tüf arasında geçişler keskin olmayıp birbirleri ile olan dokanakları geçişlidir.

Vitrik tüflerin mikroskopik incelemeleri sonucunda genelde bol gözenekli pomza parçaları, nadiren kuvars parçaları içerdikleri gözlenmiştir. İkincil mineral olarak kuvars, klorit, serisit saptanmıştır. Ayrıca cevher zonuna olan uzaklığa bağlı olarak karemsi kesitli opak mineraller içerirler. Bağlayıcı malzeme camdan ibarettir. Özellikle cevherleşmeyi içeren kayaç olması bakımından yoğun olarak silisleşmişlerdir. Bağlayıcı malzemenin birincil olarak cam olduğunu ifade eden perlitik doku kalıntıları yaygın olarak gözlenir. Pomza parçaları tek nikelde bal renginde, uzamış ve gözenekli dokusu ile karakteristiktir. Nadiren iyi korunmuş olarak bulunurlar. Çapraz nikelde izotrop bir karakter sergilerler veya devitrifikasyon neticesinde az miktarda çiftkırılcılık gösterirler. İkincil minerallere dönüşüm esnasında geride demirce zengin bir artık bırakırlar. Tamamen devitrifiye olduğu durumlarda kuvars, illit gibi ikincil mineraller genellikle pomzanın uzama yönüne doğru dizilirler ve birincil olarak pomza parçalarının varlığını işaret ederler (Şekil 3.7).

Kristal tüfler değişken boyutlarda kuvars parçaları, yer yer silisleşmiş ve killeşmiş plajiyoklas parçaları, altere pomza, klorit, silis, az oranda serisit içeren kayaç parçaları, kuvars-kil minerallerinden ibaret camsı kısımlar veya cam kıymıkları, farklı boyutlarda opak mineraller, demir oksit boyamaları içermektedir.

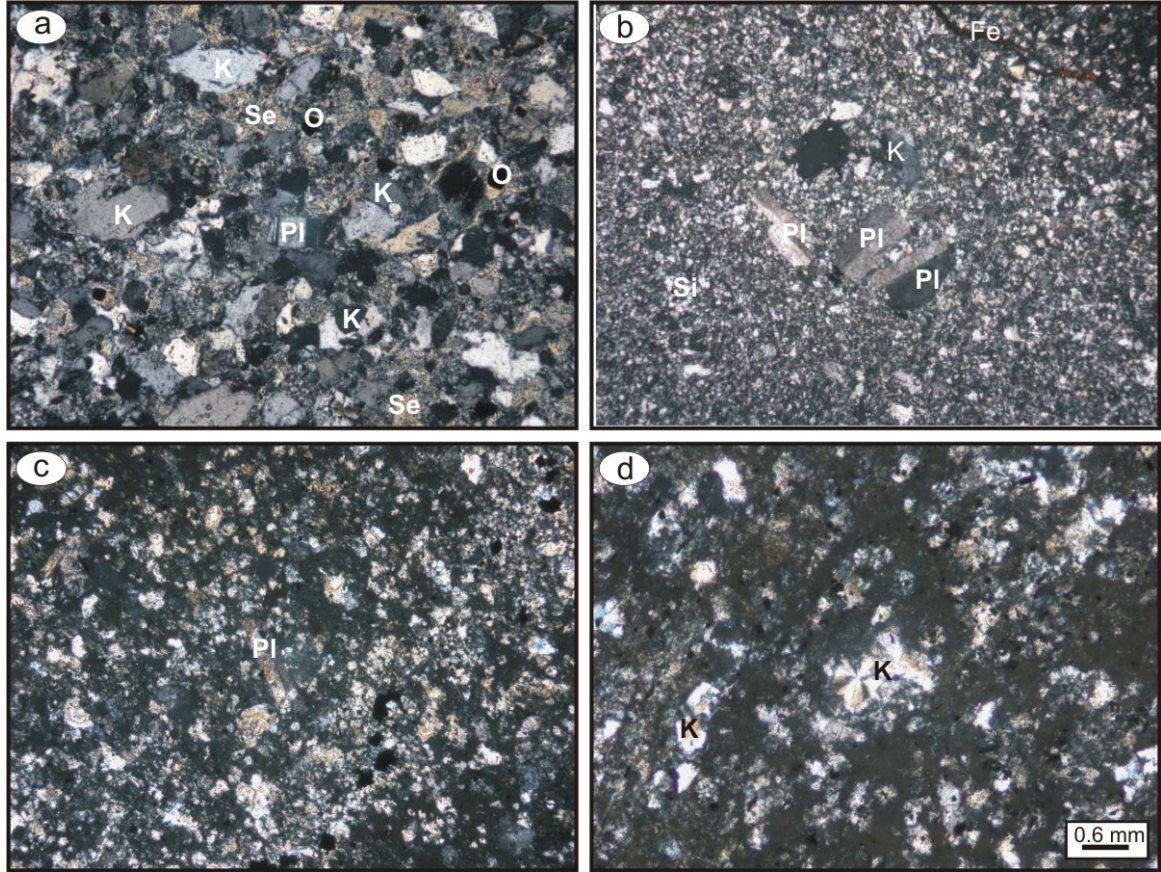
Kuvars kayaçlarda iki oluşum halindedir. İlki yer yer özşekilli, genelde özşekilsiz, kırılmış ve parçalanmış birincil kuvarsdır. İkincil kuvars ise mikrotaneler halinde bağlayıcı malzemede, cam ve diğer kristal bileşenlerinin silisleşmesinden itibaren gelişmiştir. Ayrıca kayacın kırık ve çatlaklarında da ikincil kuvars gelişimleri mevcuttur. Plajiyoklaslar genellikle albit ve karlsbad ikizi gösterirler ve yer yer serisitleşmiş ve kısmen silisleşmişlerdir. Albit ikizli (010)'a dik kesitlerinde yapılan cins tayinlerinde oligoklas ve andezin ( $An_{26-31}$ ) bileşimli oldukları tespit edilmiştir. Bazı plajiyoklas ve nadiren tespit edilebilen alkali feldispat parçaları, kuvars-kaolenite dönüşmüştür (Şekil 3.8).



Şekil 3.7. Dasitik vitrik tüflerin mikrofotografaları. a) ve b) Merkezde kısmen silisleşmiş ve killeşmiş oldukça gözenekli pomza parçası ve bağlayıcının birincil olarak cam olduğunu gösteren perlitik doku (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu, Kp1-8a), c) ve d) kahverengi kısmen opaklaşmış pomza kalıntıları silisleşmiş bağlayıcı içerisinde görülmektedir (T.N. ve Ç.N., Örn. Nu, Kt3). P, pomza parçası; Ki + Si, killeşme ve silisleşme; K, kuvars

Dasitik tüflerde gelişen kuvars-serisit-pirit alterasyonu cevher merceğinin ana kayacında meydana gelir ve cevherin içerisinde bulunduğu silisleşmiş pomza tüfleri çevreler. Klorit, kuvars, serisit ve camsı parçalar kayacın diğer bileşenleridir. Pirit genellikle mevcut olup kayacın içerisinde saçınımlar ve düzensiz damarlar halindedir.

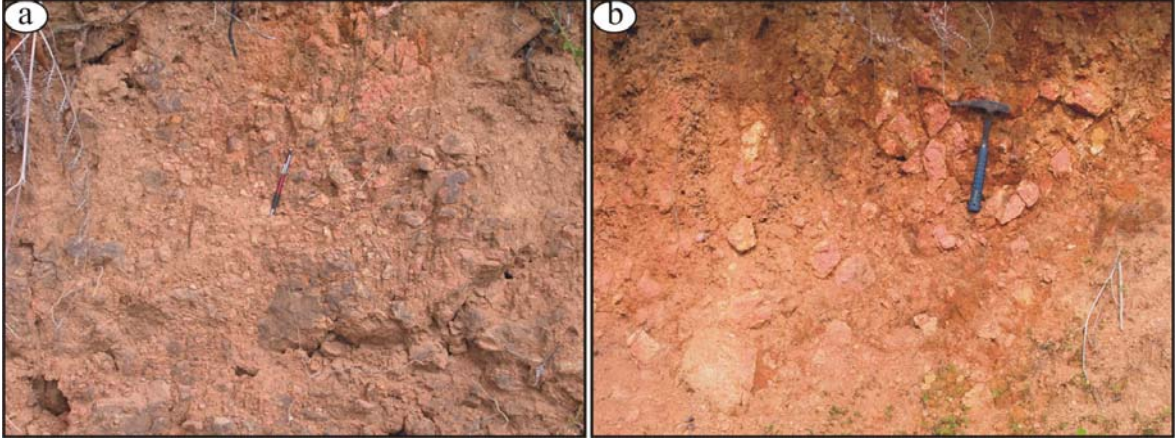
Boşluk dolgusu olarak görülen kuvars genelde kil, daha az oranda ise diğer ikincil mineraller tarafından doldurulmuş boşluklarda, oldukça ince taneli kuvars olarak tanımlanır. Boşluklar genellikle fenokristallerin ve camsı parçaların çözünmesi ile oluşmuştur. Kayaçlarda pek çok durumda sülfür mineralleri oksitlenmiştir ve boşlukların etrafında yaygın bir limonitleşmeye neden olmuşlardır.



Şekil 3.8. Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında yüzeyleyen dasitik kristal tüflerin çapraz nikol mikrofotografaları. a) Plajiyoklas ve kuvarstan oluşan kristal bileşenleri serisit ve kil minerallerinden oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., M6), b) karlsbad ikizi gösteren plajiyoklas kristalleri birincil ve ikincil kuvarstan oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., K9), c) karlsbad ikizli plajiyoklas kristali kil ve ikincil kuvarstan oluşan bağlayıcı içerisinde (Örn. Nu., Kp1-8a), d) bağlayıcıda görülen sferolitik ikincil kuvars oluşumları (Örn. Nu., K9). Pl, plajiyoklas; Se, serisitleşme; O, opak mineral; K, kuvars; Si, silisleşme

### 3.1.3.2. Dasitik Breş

Dasitik breşler daha çok İdrom Tepe'nin güneydoğusunda ve Sambaka'nın doğusunda yüzeyleyirler. Volkanik breşlerin taneleri, köşeli ve kısmen yuvarlağımsı şekilli olup 7-20 cm arasında tane boyutuna sahiptirler ve kül boyutundaki piroklastik malzeme ile tutturulmuşlardır. Taneler genellikle dasitlerden oluşmaktadır. Nadiren breşlerin oluşumu esnasında altlayan birimlerden koparılmış bazalt ve gri kireçtaşı tanelerine de rastlanılır. Dasitik nitelikli olanlarda kuvars rahatlıkla izlenir. Yer yer hematitleşmiş olup pembemsi,



Şekil 3.9. Sambaka doğusunda yüzeylenen pembemsi renkli, hematitleşmiş dasitik breşlerin arazi görünümleri. Tanelerin boyutları a) 1-3 cm ve b) 3-20 cm arasında değişmektedir.

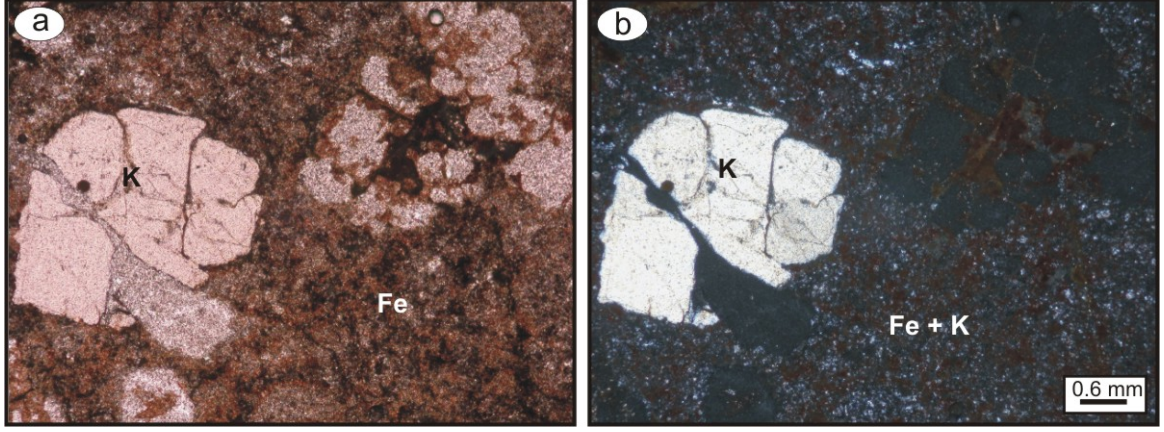
bej ve sarımsı beyaz renkler gösterirler. (Şekil 3.9). Genellikle killeşmiş ve silisleşmiş olup taze örneklerine rastlamak mümkün değildir.

Dasitik bileşimli olan tanelerin ince kesit incelemelerine göre genelde mikrogranü porfirik doku gösterdikleri belirlenmiştir. Hamur ikincil kuvars-albit, klorit ve kil minerallerinden oluşur. Mikrotaneler ve fenokristal olarak özşekilli ve yarı özşekilli kuvars, kısmen silisleşmiş, serisitleşmiş ve kloritleşmiş mikrolit ve daha az oranda fenokristal olarak plajiyoklas içerirler. İskeletimsi ferromagnezyen mineraller oldukça kırıklı, parçalanmış ve kısmen kloritleşmiş ve serisitleşmişlerdir. Kırık ve boşluklar klorit ve prehnit tarafından doldurulmuştur. Genellikle oldukça altere oldukları gözlenmiş olup, hamurun bazı durumlarda demir oksit tarafından boyandığı tespit edilmiştir.

İri boyutlu, öz ve yarı öz şekilli kuvars fenokristalleri en yaygın açık renkli mineraldir. Kuvars bol miktarda mikrotaneler ve fenokristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 3.10). Kayaç içerisinde açık renkli minerallerin yaklaşık %60'ını oluştururlar. Fenokristaller genelde yarı özşekilli ve kısmen de özşekillidir. Silisleşmenin yoğun olduğu kayaçlarda bol miktarda boşluk dolgusu olarak kuvars gelişmiştir.

#### **3.1.4. Bazalt ve Piroklastitleri (Kırmızı Çamurtaşı Ara Katkılı)**

Bazalt ve piroklastitleri inceleme alanında Sambaka kuzeyinde yüzeyleme verirler ve yer yer kırmızı çamurtaşı ara katkılıdır. Geç Kretase dönemindeki bimodal volkanizma



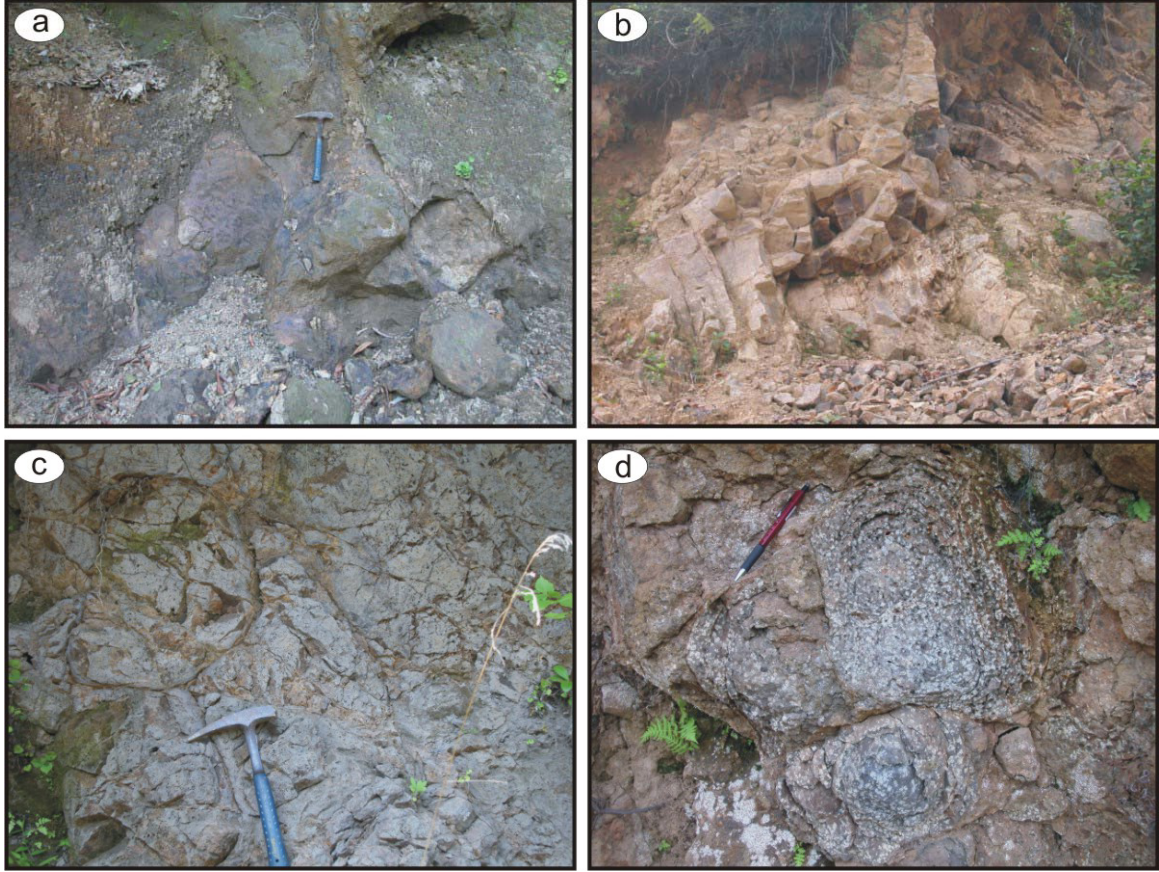
Şekil 3.10. Sambaka doğusunda yüzeylenen dasitik breş tanelerinin mikrofotografaları. Mikrogranü porfirik dokulu kayada parçalanmış özşekilli kuvars kristalleri demiroksit tarafından boyanmış ve kuvarstan oluşan hamur içerisinde görülmektedir. a) T.N. ve b) Ç.N. (Örn. Nu., İ3). K, kuvars; Fe, demir oksit boyamaları

ürünü olarak cevherleşme içeren dasitik piroklastitler ile yanal geçişli olarak bulunurlar. Genellikle iyi gelişmiş kolon ve yastık yapı gösterirler (Şekil 3.11 a ve b). Siyah, koyu gri, yeşilimsi gri renklerde gözüken birimin yastık yapı gösterenleri yoğun olarak alterasyona uğramıştır. Kolon yapı gösteren bazaltlar ise boşluklu olup boşluklar kuvars, kalsit ve epidot dolguludur. Yer yer eksfoliasyon gösteren (Şekil 3.11c) bazaltların piroklastitleri aglomeralar ile temsil edilir. Aglomera tanelerinin boyutları 15-20 cm arasında değişmekte olup taneler genellikle bazaltik nadiren andezitik bileşimlidir. Plajiyoklas ve piroksen gözle tanımlanabilecek boyutlardadır (Şekil 3.11d). Aglomeraların bağlayıcısı ise külden oluşmaktadır.

Bazaltların mikroskopik incelemeleri sonucunda genellikle amigdoloidal, mikrolitik porfirik, glomeroporfirik ve kümülofirik dokulu oldukları saptanmıştır (Şekil 12).

Açık renkli minerallerin tamamını plajiyoklas oluşturmaktadır. Özşekilli plajiyoklas kristalleri hem fenokristal hem de hamurda mikrolitler halinde bulunurlar. Nadiren serisitleşmiş ve kalsitleşmişlerdir. Albit ikizi gösterirler ve (010)'a dik kesitlerinde yapılan cins tayinlerinde bileşimlerinin oligoklas ( $An_{12-15}$ ) olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.12a).

Ojit öz ve yarı özşekilli kristaller halinde, genelde fenokristal daha az oranda ise hamurda mikrotaneler halinde bulunmaktadır. Genellikle kırıklı ve parçalanmış olup yer yer bir araya gelerek kümülofirik doku oluştururlar (Şekil 3.12b).

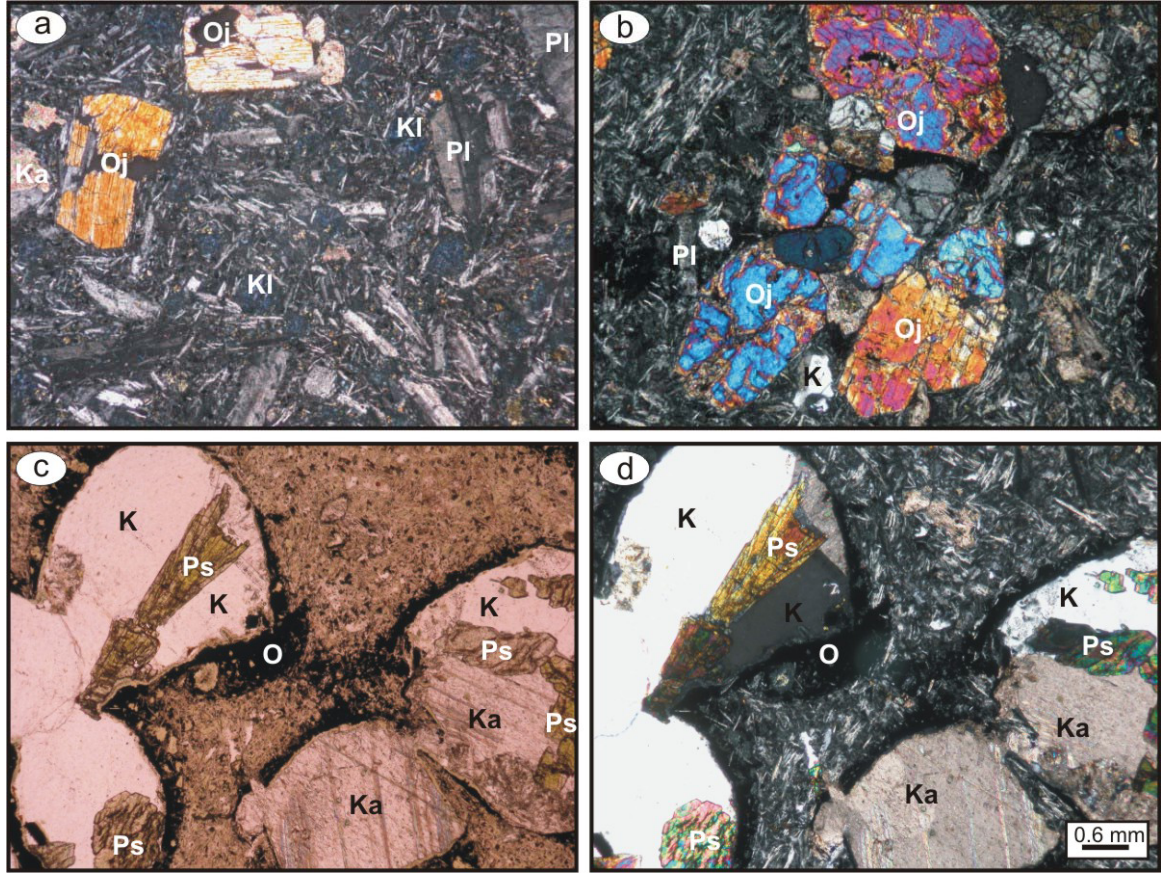


Şekil 3.11. Sambaka kuzeyinde bulunan; a) yastık yapı, b) prizmatik yapı ve c) eksfoliasyon yapısı gösteren bazaltlar, d) eksfoliasyon yapısı gösteren bazaltik aglomeralar

Kayacın gözenekleri epidot (pistaşit), klorit, kalsit, zeolit ve kuvars dolguludur ve gözeneklerin etrafı opak bir zarfla çevrenmiştir. Epidotlar genellikle demet şeklinde, iyi gelişmiş dilinimleri, yüksek röliyefleri, fıstık yeşili pleokroizmaları ve II. sıranın parlak renklerini veren yüksek çiftkırıncılıkları ile karakterize edilirler. Zeolitler ise genellikle ışınal görünümlüdürler (3.12a, c ve d).

Kırmızı renkli çamurtaşları, kristal bileşeni olarak bol miktarda ve küçük boyutta kuvars parçaları, daha az oranda plajiyoklas parçaları içerirler. %5'den az oranda izlenen kayaç parçaları aşırı derecede alterasyona uğramıştır. Çimento ikincil kuvars, opak mineraller ve kil boyutundaki malzemeden oluşmaktadır.





Şekil 3.12. Sambaka kuzeyinde yüzeyleme veren bazaltlarda gözlenen; a) amigdoloidal mikrolitik porfirik doku. Boşlukları klorit doldurmuştur (Ç.N.; Örn. Nu., İ4 ). b) Ojitlerin bir araya toplanması ile oluşan kümülofirik doku (Ç.N.; Örn. Nu., İ4). c) ve d) Boşluklarda gelişen pistaşit, kuvars ve kalsit birlikteliği. Boşluklar opak minerallerce zarflanmıştır (T.N. ve Ç.N.; Örn. Nu., İ5). Ka, kalsit; Kl, klorit; Pl, plajiyoklas; K, kuvars; Ps, pistaşit; O, opak mineral; Ka, kalsit

### 3.1.5. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastikleri (Kırmızı Kireçtaşı ve Marn Ara Katkılı)

Çalışma sahasının en yaygın birimi olup bazalt, bazaltik andezit ve bunların piroklastik eşleniklerinden oluşurlar. Bazalt ve bazaltik andezitler Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası civarında, Amar Tepe, Yazlık Köyü'nde yüzeyleme vermektedir.

Cevherleşmenin örtü birimi olarak bilinen bu volkanitler, Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında cevher zonunun doğu ve batısında görülür (Şekil 3.5). Siyah, koyu gri yer kırmızımsı, yeşilimsi siyah renklidirler. Birim açık işletme sahasında silisleşmiş dasitik tüf-breşlerin üzerine gelir ve düzgün kolonsu ve yer yer de eksfoliasyon yapıları gösterir.

Açık işletme sahasının doğu ve güney doğusunda silisleşmiş katmanlı dasitik tüflerin üzerine gelen bazaltların çatlakları yoğun olarak pirit ve daha az oranda ise kalkopirit ile dolguludur. Bu damarların kalınlıkları yer yer 1-2 cm arasında değişiklik göstermektedir. Birim yerel olarak silisleşmiş, kloritleşmiş, epidotlaşmıştır ve özellikle cevher merceğine yakın kısımları kuvars, zeolit, kalsit damarlarınca kesilmiştir. Kutlular açık işletme sahası içerisinde cevher kütesinin doğusunda, birimin özellikle tabanına yakın kesimlerinde 0.5-3 cm boyutlarında elips, dairesel şekilli gaz boşlukları kısmen kuvars (yer yer simetrik büyümeli ve tarak yapılı), kalsit ve zeolit tarafından doldurulmuştur.

Birime ait aglomeralar Amar Tepe doğusunda, Aysa Tepeleri doğusunda Kambo Mahallesi'nin kuzeyinde yüzeyleme verirler. Aglomera tanelerinin boyutları 11-20 cm arasında değişmekte olup yuvarlağımsı şekillidirler ve iyi gelişmiş eksfoliasyon gösterirler. Tanelerin genel bileşimi bazalttan oluşmaktadır. Nadiren tabandaki kayalardan koparılmış kireçtaşı tanelerine de rastlanılmıştır (Şekil 3.13).



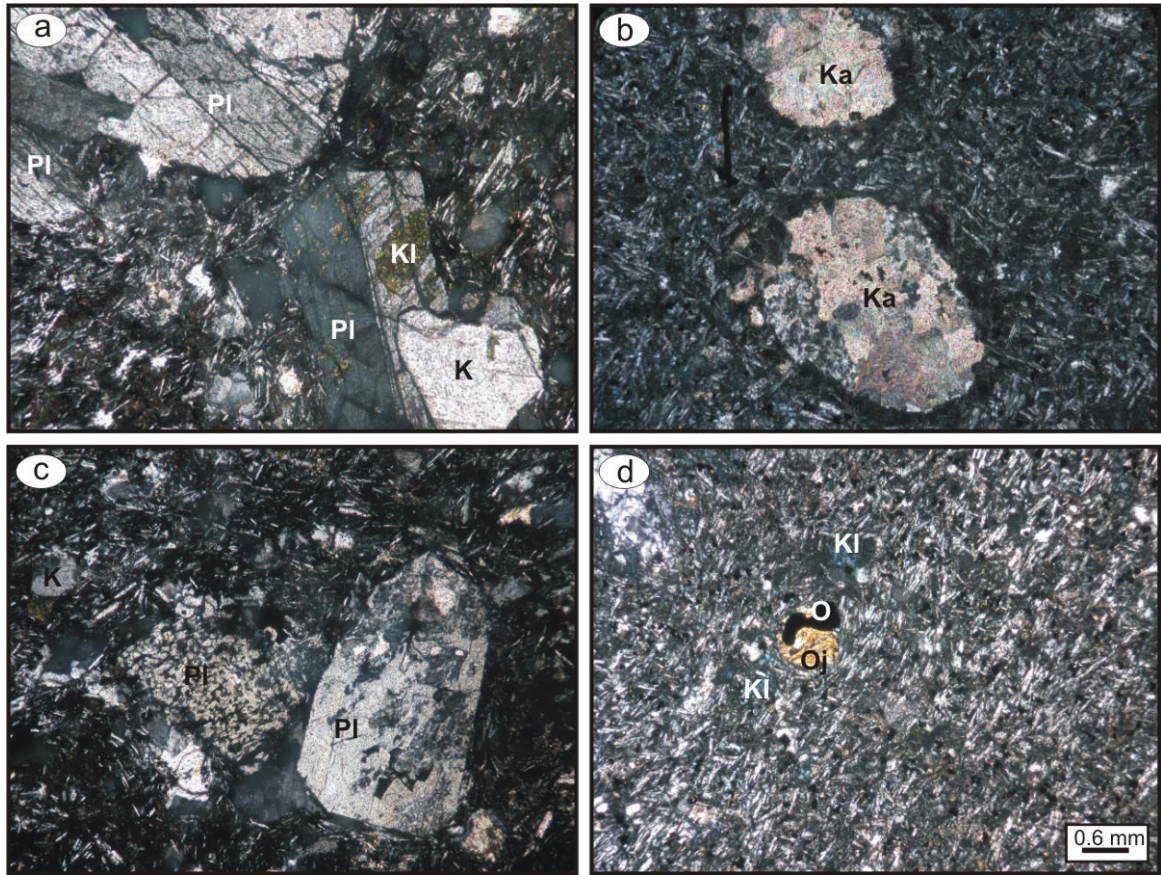
Şekil 3.13. Amar Tepe civarında yüzeyleme veren bazaltik aglomeralar

Bazaltlar ve bazaltik andezitler flüidal, intersertal, mikrolitik porfirik, amigdoloidal ve yer yer camsı dokular gösterirler (Şekil 3.14).

Plajiyoklas, öz ve yarı özşekilli fenokristaller ve mikrolitler halinde açık renkli minerallerinin tamamına yakını oluşturur. Fenokristaller genellikle özşekilli olup, labrador ve andezin bileşimlidirler ( $An_{35-54}$ , Tablo 3.1, Şekil 3.14 ve 3.15). Mikrolitler ise hamurun önemli bir kısmını oluştururlar ve bazı durumlarda akma yönüne paralel/yarı

paralel olarak dizilmişlerdir. Albit ikizi ve dengesiz kristallenmeyi ifade eden elek dokusu yaygın olarak gözlenir (Şekil 3.14a ve c). Örneklerin bazılarında plajiyoklasın yerini kısmen veya tamamen albit, kalsit ve zeolit (özellikle hölandit) almıştır. Birincil plajiyoklasın albitleşmesi reaksiyon haleleri veya kırıklar boyunca gerçekleşmiş, serbest kalan Ca iyonları boşluklarda kalsit gelişimlerinin oluşmasına olanak tanımıştır (Şekil 3.14b).

Ojit ve nadiren gözlenen olivin yoğun bir şekilde parçalanmış, kloritleşmiş ve opak bir zarfla çevrelenmişlerdir. Kayaç içerisinde %3-5 oranında bulunan ojit en çok gözlenen ferromagnezyen mineral olup küçük özşekilli taneler halinde bulunur (Şekil 3.14d).



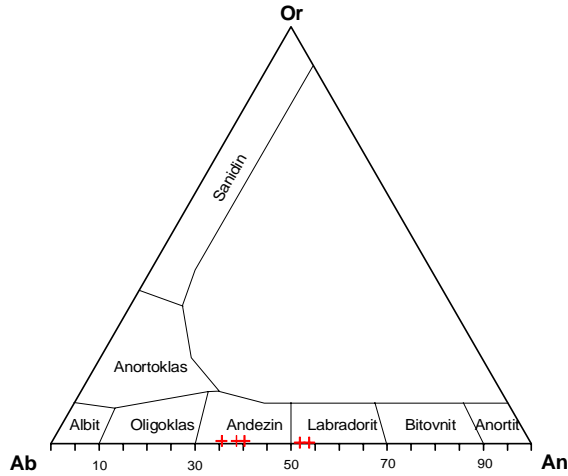
Şekil 3.14. Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında yüzeyleme veren bazalt ve bazaltik andezitlerin mikrofotografaları. a) Mikrolitik porfirik doku (Ç.N.; Örn. Nu., K21), b) amigdoloidal doku (Ç.N.; Örn. Nu., K1), c) plajiyoklaslarda gelişen elek dokusu (Ç.N.; Örn. Nu., K1), d) flüidal doku ve özşekilsiz ojit fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., K21). Pl, plajiyoklas; Kl, klorit; Ka, kalsit; O, opak mineral; Oj, ojit

Tablo 3.1. Bazalt ve bazaltik andezitlerdeki plajiyoklaslara ait mikroprob analizleri. mikro., mikrolit; feno., fenokristal; n, analiz edilen nokta sayısı; An, anortit; Ab, albit; Or, ortoklas

Örnek No	K17a mikro. merkez n=3	K17a mikro. merkez n=5	K6 feno. kenar n=15	K6 feno. kenar n=15	K6 feno. kenar n=4
%					
SiO <sub>2</sub>	55.39	54.79	56.87	59.95	59.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.16	29.58	24.91	26.90	25.26
FeO <sub>toplam</sub>	0.96	0.42	0.27	0.27	0.33
CaO	10.45	11.06	7.94	7.95	7.21
Na <sub>2</sub> O	5.37	5.26	6.52	7.00	7.27
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.12	0.13	0.13
BaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
SrO	0.11	0.10	0.10	0.12	0.10
MgO	0.17	0.04	0.01	0.02	0.02
Toplam	100.67	101.30	96.76	102.36	99.44
32 Oksijene göre katyon sayısı					
Si <sup>+4</sup>	9.95	9.78	10.52	10.47	10.62
Al <sup>+3</sup>	5.96	6.22	5.43	5.54	5.35
Fe <sup>+2</sup>	0.14	0.06	0.04	0.04	0.05
Ca <sup>+2</sup>	2.01	2.11	1.57	1.49	1.39
Na <sup>+</sup>	1.87	1.82	2.34	2.37	2.53
K <sup>+</sup>	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
Ba <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr <sup>+2</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg <sup>+2</sup>	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00
Toplam	20.00	20.02	19.95	19.96	19.99
Uç bileşenler (%)					
An	51.66	53.59	39.93	38.27	35.14
Al	48.03	46.09	59.33	61.01	64.10
Or	0.32	0.31	0.74	0.72	0.76

Öz ve yarı özşekilli opak mineraller daima mevcuttur. Mikro analiz sonuçlarına göre opak mineralleri (Tablo 3.2) pirit ve titanomagnetitden oluşmaktadır. Hamur kısmen veya tamamen klorit ve kil minerallerine (simektit ve illit) veya yaygın olarak kalsit ve zeolite dönüşmüştür. Bu minerallere prehnit ve serisit gibi diğer ikincil mineraller eşlik eder.

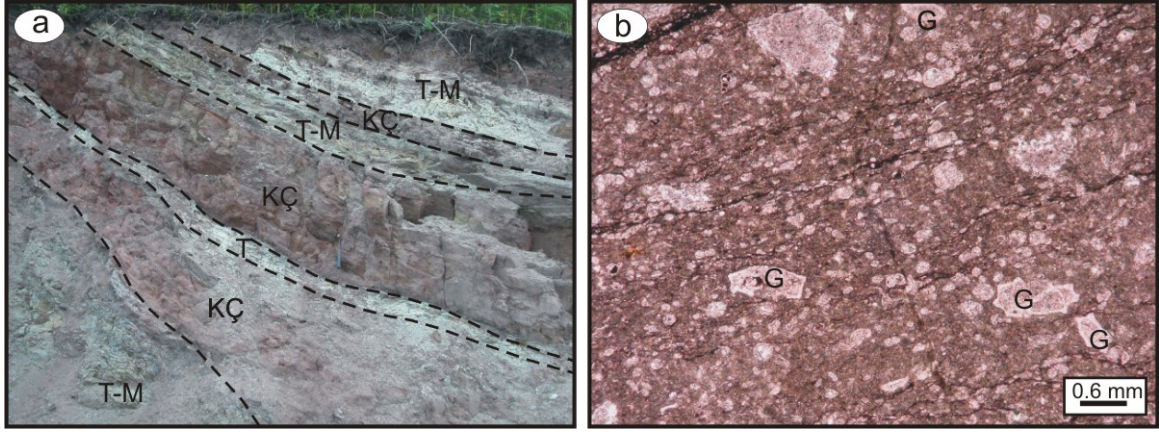
Kırmızı ve bordo renkli kireçtaşları bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde mercerler halinde bulunur. Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasının 500 m KD'sunda ve çalışma alanı dışında Başımar civarında yüzeyleme verirler. Birimin kalınlığı 25-30 m arasında, tabaka kalınlıkları ise 5-25 cm arasında değişiklik sunmaktadır. Birimin genel tabaka duruşları K20B 20-70KD'dur. Kireçtaşları, kalsit dolgulu ince çatlaklar içerirler. Genellikle tüf ve marnlarla ara katmanlı olarak bulunurlar (Şekil 3.16a). Her ne kadar kireçtaşlarının oluşum zamanında volkanizmanın durmuş olduğu kabul edilse



Şekil 3.15. Bazalt ve bazaltik andezitlerde bulunan plajiyoklasların Or-Ab-An (Ortoklas-Albit-Anortit) üçgenindeki bileşimleri

Tablo 3.2. Bazalt ve bazaltik andezitlerdeki pirit ve Fe-Ti oksitlere ait mikroprob analizleri

Örnek No	K17a	K6	K6
%	pirit	Fe-Ti oksit	
TiO <sub>2</sub>	0.01	10.75	3.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	1.50	0.24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.03	0.02
FeO <sub>toplam</sub>	58.63	72.71	80.14
MnO	0.01	2.16	1.46
MgO	0.05	0.07	0.09
Toplam	58.74	87.21	85.71
32 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayısı			
Ti <sup>+4</sup>		2.67	1.22
Al <sup>+3</sup>		0.58	0.12
Cr <sup>+3</sup>		0.01	0.01
Fe <sup>+3</sup>		10.06	14.00
Fe <sup>+2</sup>		10.04	8.49
Mn <sup>+2</sup>		0.60	0.53
Mg <sup>+2</sup>		0.03	0.06
Toplam		24.00	24.42
Fe <sup>+2</sup> /Fe <sup>+2</sup> +Mg <sup>+2</sup>		1.00	1.00
Cr <sup>+3</sup> /Cr <sup>+3</sup> +Al <sup>+3</sup>		0.01	0.04
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> )		0.50	0.38
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Fe <sup>+2</sup> )		0.50	0.62



Şekil 3.16. a) Kutlular masif sülfid yatağı açık işletme sahası kuzeydoğusunda bulunan kırmızı kireçtaşı, marn, tuf ardalması, b) kırmızı renkli pelajik kireçtaşlarında görülen *Globotruncana Sp.* mikrofosili (T.N.; Örn. Nu., Kct1) T, tuf; M, marn; KÇ, kırmızı kireçtaşı

de bu ardalanma küçük çaplı bir volkanik aktivitenin faaliyet gösterdiğine işaret etmektedir. Mikroskopta mikritik bir çimento içerisinde kalsitleşmiş, silisleşmiş *Globotruncana Sp.* (tayin, Çapkınoğlu, Ş., 2007) mikrofosilleri tespit edilmiş ve birime Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşı verilmiştir. Fosil içeriğine bakılarak birimin derin denizel bir ortamda çökeldiğini söylemek mümkündür (Şekil 3.16b).

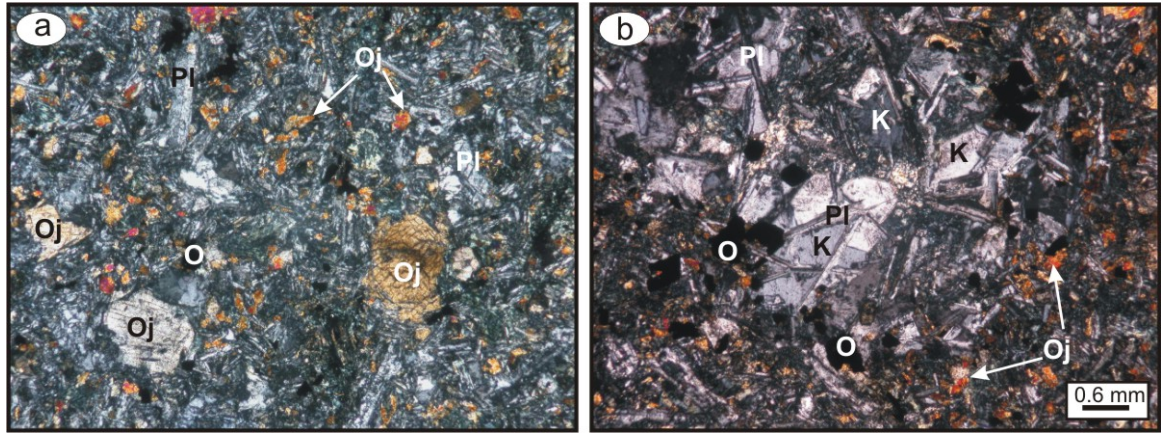
### 3.1.6. Dolerit Daykları

Dolerit daykları Kutlular açık işletme sahasının hemen güney ve güney doğusunda dasitik piroklastitler ile bazalt ve bazaltik andezitler arasında, Elvis Dere'nin kuzeyinde bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde, Orzar Tepe kuzeyinde bazalt ve piroklastitleri içerisinde görülür. Alterasyondan dolayı yeşilimsi siyah, koyu yeşilimsi-gri renkte olup içerdiği plajiyoklas fenokristalleri çıplak gözle ayırt edilebilir ve yer yer iyi gelişmiş bir kolon yapısına sahiptir. Doleritin cevhere yakın olan kesimlerinde kırık ve çatlaklarında pirit ve kalkopirit dolguları mevcuttur (Şekil 3.5).

Doleritler entersertal, poikilitik ve ofitik doku gösterir. Plajiyoklas kayaçta hâkim mineral olup açık renkli minerallerin %70'ini oluşturur. Kısmen albitleşmiş, kloritleşmiş, zeolitleşmiş ve serisitleşmiştir. Genelde mikrolitler halinde kısmende fenokristaller halinde bulunurlar (Şekil 3.17a ve b). Plajiyoklas mikrolitleri albit ( $An_{2-5}$ ) bileşimli iken, fenokristaller bitovnitte oligoklasa kadar ( $An_{24-85}$ ) değişen bileşimlerdedirler (Tablo 3.3

ve Şekil 3.18). Özellikle fenokristallerin bileşiminin bu kadar geniş bir aralıkta değişmesi albitleşme sürecinde plajiyoklaslardan Ca iyonlarının kısmen yıkanması ve böylece plajiyoklasların Na'ca zenginleşmeleri ile açıklanabilir.

Kayaçtaki mafik mineralleri piroksen ve nadiren özşekilsiz olivinler oluşturmaktadır. Piroksenler genelde ojit seyrek olarak da pijeonit ile temsil edilir. Ojitler öz ve yarı özşekilli fenokristaller halinde ve plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşlukları dolduran özşekilsiz taneler halinde bulunurlar (Şekil 3.17). Pijeonitler, ojitler gibi plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşluklarda ve plajiyoklas fenokristalleri içerisinde kapanım olarak tespit edilmiştir. Klinopiroksenlerden yapılan mikro analiz (Tablo 3.4) sonuçlarına göre piroksenler ojit ve klinoenstatit bileşimlidirler (Şekil 3.19).



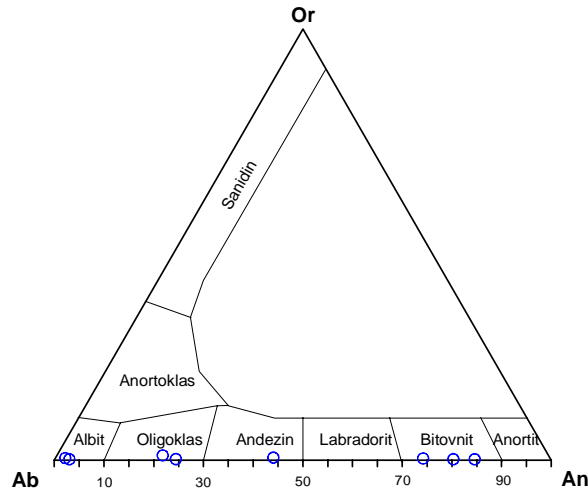
Şekil 3.17. Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisindeki dolerit daykında gözlenen; a) entersertal doku ve ojit fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., K32), b) mikrotonalit anklavı (Ç.N.; Örn. Nu., K24). Pl, plajiyoklas; O, opak mineral; Oj, ojit; K, kuvars

Opak mineral kayaç içerisinde ve kırıklarda %5 oranında bulunur. Kısmen karemsi, özşekilli ve kısmen de özşekilsiz taneler halindedirler (Şekil 3.17). Kayaçlardan yapılan parlatmaların incelemeleri sonucunda özellikle özşekilli olan ve kırıklarda gelişenlerin opak minerallerin pirit olduğu tespit edilmiştir. Özşekilsiz opak mineraller üzerinde yapılan mikro analiz sonuçlarında ise bu minerallerin magnetit ve titanomagnetit olduğu tespit edilmiştir (Tablo 3.5).

İkincil mineral olarak klorit, serisit, kuvars ve kalsit tespit edilmiştir.

Tablo 3.3. Dolerit dayklarındaki plajiyoklaslara ait mikroprob analizleri. mikro., mikrolit; feno., fenokristal; n, analiz edilen nokta sayısı; An, anortit; Al, albit; Or, ortoklas

%	K18a	K18a	K32		K32		K32-	
	mikro.	mikro.	feno.	feno.	feno.	feno.	feno.	feno.
	merkez	merkez	merkez	kenar	merkez	kenar	merkez	kenar
	n=8	n=3	n=6	n=3	n=2	n=4	n=2	n=2
SiO <sub>2</sub>	65.81	65.62	47.45	58.48	45.96	58.76	46.12	53.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.12	20.23	31.63	24.35	34.67	25.73	32.85	27.19
FeO	0.04	0.18	0.85	0.57	0.86	0.44	0.88	0.64
CaO	0.67	1.33	14.85	5.66	16.95	5.21	16.35	9.44
Na <sub>2</sub> O	12.28	12.52	2.84	9.70	1.70	10.53	2.21	6.63
K <sub>2</sub> O	0.04	0.10	0.06	0.05	0.03	0.23	0.03	0.11
BaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
SrO	0.12	0.14	0.10	0.13	0.13	0.14	0.10	0.12
MgO	0.00	0.05	0.39	0.37	0.29	0.16	0.27	0.15
Toplam	100.08	100.17	98.18	99.33	100.59	101.22	98.82	98.22
32 Oksijene göre kation sayısı								
Si <sup>+4</sup>	11.59	11.60	8.88	10.59	8.44	10.47	8.62	9.96
Al <sup>+3</sup>	4.38	4.21	6.98	5.20	7.50	5.40	7.24	5.91
Fe <sup>+2</sup>	0.01	0.03	0.13	0.09	0.13	0.07	0.14	0.10
Ca <sup>+2</sup>	0.13	0.25	2.98	1.10	3.33	0.99	3.27	1.87
Na <sup>+</sup>	4.19	4.29	1.03	3.41	0.61	3.64	0.80	2.37
K <sup>+</sup>	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.03
Ba <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr <sup>+2</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg <sup>+2</sup>	0.00	0.01	0.11	0.10	0.08	0.04	0.08	0.04
Toplam	20.32	20.44	20.14	20.51	20.11	20.67	20.16	20.29
Uç bileşenler (%)								
An	2.92	5.53	74.00	24.33	84.45	21.25	80.16	43.75
Al	96.88	94.00	25.62	75.44	15.35	77.65	19.64	55.65
Or	0.20	0.47	0.38	0.23	0.20	1.10	0.20	0.59



Şekil 3.18. Dolerit dayklarında bulunan plajiyoklasların Or-Ab-An (Ortoklas-Albit-Anortit) üçgenindeki bileşimleri



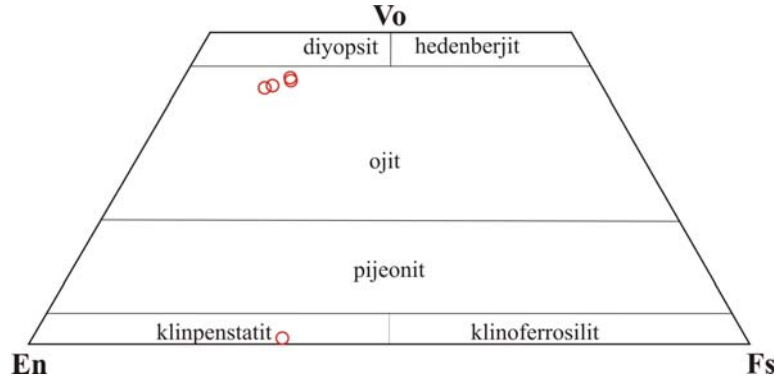
Tablo 3.4. Dolerit dayklarındaki piroksenlere ait mikroprob analizleri. n, mineral üzerinde analiz edilen nokta sayısı; Mg#= $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ ; Vo, vollastonit; En, enstatit; Fs, ferrosilit; Ak, akmit; Örn. Nu., K32

	K32	K32	K24	K24	K24
%	n=8	n=8	n=8	n=8	n=8
SiO <sub>2</sub>	48.72	30.36	49.92	49.84	48.67
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.01	0.33	0.44	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.65	15.24	3.53	4.57	5.25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.01	0.29	0.23	0.12
FeO	9.08	19.85	7.35	7.80	8.78
MnO	0.23	0.43	0.21	0.20	0.21
MgO	14.59	19.87	16.19	15.67	14.40
CaO	20.29	0.41	20.01	20.01	20.43
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.01	0.12	0.11	0.13
SrO	0.09	0.06	0.09	0.09	0.08
Toplam	98.38	86.24	98.05	98.95	98.66
6 Oksijene göre katyon sayısı					
Si <sup>+4</sup>	1.85	1.35	1.88	1.87	1.84
<sup>IV</sup> Al <sup>+3</sup>	0.15	0.65	0.12	0.13	0.16
<sup>VI</sup> Al <sup>+3</sup>	0.06	0.15	0.04	0.07	0.07
Fe <sup>+3</sup>	0.10	0.70	0.08	0.06	0.08
Cr <sup>+3</sup>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ti <sup>+4</sup>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Fe <sup>+2</sup>	0.19	0.00	0.15	0.18	0.19
Mn <sup>+2</sup>	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg <sup>+2</sup>	0.83	1.32	0.91	0.87	0.81
Ca <sup>+2</sup>	0.83	0.02	0.81	0.80	0.83
Na <sup>+</sup>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Sr <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.03	4.21	4.03	4.02	4.03
Mg#	0.81	1.00	0.86	0.83	0.81
Uç bileşenler (%)					
Vo	42.22	0.94	41.16	41.49	42.85
En	42.26	64.27	46.34	45.21	42.03
Fs	15.01	34.73	12.05	12.88	14.63
Ak	0.51	0.06	0.45	0.43	0.49

Dolerit daykları içerisinde plajiyoklas ve kuvarstan oluşan mikrotonalit anklavlarına da rastlanılmıştır (Şekil 3.17b).

### 3.1.7. Dasit Daykısı

Dasit daykısı Kutlular masif sülfid yatağı açık işletme sahasının güneyinde KB-GD doğrultulu, 3-5 m genişliğinde, 40-50 m uzunluğunda bazalt, bazaltik andezit ve



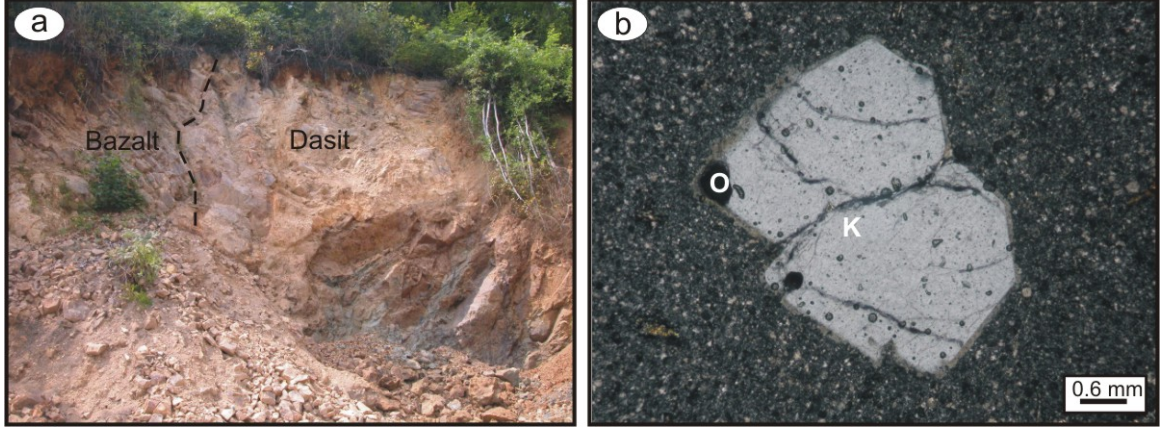
Şekil 3.19. Dolerit dayklarındaki piroksenlerin Vo-En-Fs (vollostanit-enstatit-ferrosilit) üçgenindeki bileşimleri

Tablo 3.5. Dolerit dayklarındaki Fe-Ti oksitlerin mikroprob analizleri

%	K18a	K18a	K32
TiO <sub>2</sub>	16.28	14.06	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.98	2.47	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.03	0.01
FeO <sub>toplam</sub>	69.75	70.12	87.25
MnO	1.86	1.92	0.18
MgO	0.46	0.06	0.05
Toplam	91.34	88.66	87.80
32 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları			
Ti <sup>+4</sup>	3.85	3.44	0.04
Al <sup>+3</sup>	1.10	0.95	0.06
Cr <sup>+3</sup>	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>+3</sup>	7.20	8.17	15.86
Fe <sup>+2</sup>	11.14	10.88	7.96
Mn <sup>+2</sup>	0.50	0.53	0.05
Mg <sup>+2</sup>	0.22	0.03	0.02
Toplam	24.00	24.00	24.00
Fe <sup>+2</sup> /Fe <sup>+2</sup> +Mg	0.99	1.00	1.00
Cr <sup>+3</sup> /Cr <sup>+3</sup> +Al <sup>+3</sup>	0.00	0.01	0.04
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> )	0.61	0.57	0.33
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Fe <sup>+2</sup> )	0.39	0.43	0.67

piroklastitlerini keserek yüzeyleme vermektedir. Genellikle iyi gelişmiş kolonsu yapı gösterirler. Dasit daykından alınan örneklerin mikroskopik incelemeleri sonucunda mikrogronü porfirik dokulu oldukları tespit edilmiştir (Şekil 3.20a).

Örnekler öz, yarı özşekilli kuvars kristalleri, ileri derecede serisitleşmiş-albitleşmiş plajiyoklas fenokristal ve mikrolitleri içermektedir. Hamur ince taneli, ikincil kuvars, albit, serisit ve opak minerallerden oluşmaktadır (Şekil 3.20b)



Şekil 3.20. a) Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasının güney doğusunda bulunan dasit daykılı bazaltları keserek yerleşmiştir. b) Dasit daykılı mikroskopik incelemesinde mikrogranü porfirik doku içerisinde özşekilli kuvars kristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., M12). O, opak mineral; K, kuvars

### 3.1.8. Riyolit, Riyodasit ve Piroklastitleri

Çalışma sahasında genellikle riyolit, riyodasitlerle temsil edilen birim çalışma alanının kuzeyinde sahile paralel olarak uzanır.

Yaygın olarak kolonsu yapı gösterirler. Gri, kırmızımsı gri renkli olup olan birimin taze kırık yüzeyi pembemsi beyazdır ve içerisinde makroskopik olarak kuvars kristallerini tanımlamak mümkün değildir (Şekil 3.21).

Arazide söz konusu birimin piroklastitlerine nadiren rastlanılmıştır. Piroklastitler genellikle aglomera ve tüflerden oluşmaktadır. Aglomeralar içerisinde 11-25 cm çapındaki taneler genelde riyolit ve riyodasitten oluşurlar.

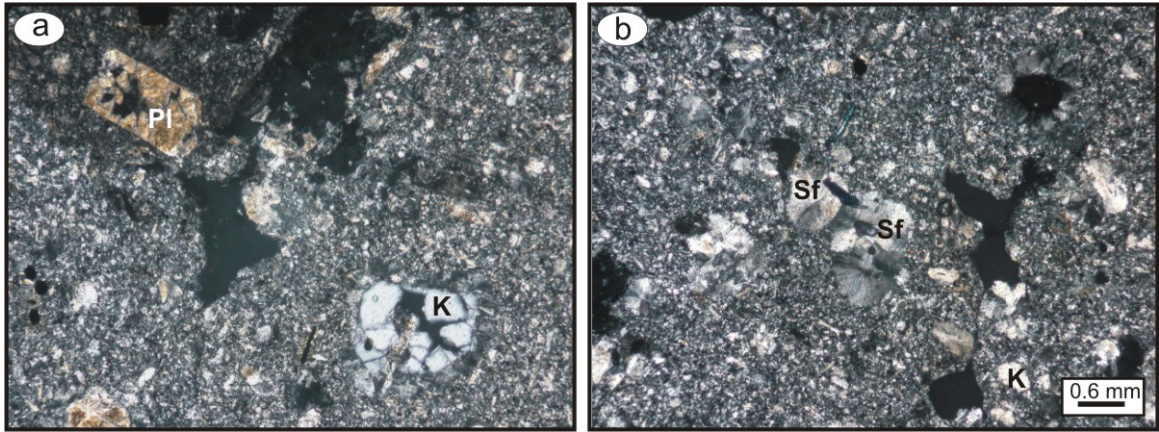
Mikroskopik incelemelere göre riyolit ve riyodasitler mikrogranü porfirik ve sferolitik doku gösterirler (Şekil 3.22).

Kuvars kayaç içerisinde açık renkli minerallerin %40-60'ını temsil eder (Şekil 3.22a). Mikrotaneler daha az oranda ise yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Mikrotaneler hamurun önemli bir kısmını oluşturmaktadır. Ayrıca, kuvars ve alkali feldispat, camdan itibaren hamurda devitrifikasyonu gösteren sferolitik doku içerisinde birlikte bulunurlar (Şekil 3.22b).

Plajiyoklas yarı özşekilli latalar halinde ve kısmen de özşekilsiz mikrokristallerden oluşmaktadır. Fenokristallerine nadiren rastlanılır. Kısmen serisitleşme ve kaolenleşme gösterirler (Şekil 3.22a). Oldukça altere olduklarından dolayı cins tayini yapmak olası değildir. Sanidin genellikle hamurda mikrolitler halinde bulunmaktadır.



Şekil 3.21. Kilise Tepe kuzeyinde bulunan prizmatik yapılı riyolit, riyodasitlerin görünümü



Şekil 3.22. Kilise Tepe kuzeyinde yüzeleyen riyolit ve riyodasitlerin mikrofotografaları. a) Mikrogranü porfirik doku içerisinde gözlenen kuvars ve plajiyoklas fenokristalleri (Ç.N.; Örn. Nu., İ-11). b) Sferolitik doku. Sferolitleri ışınsal kuvars ve alkali feldispat birlikteliği oluşturmaktadır (Ç.N.; Örn Nu., İ12). Pl, plajiyoklas; K, kuvars; Sf, sferolit

Ferromagnezyen mineral olarak biyotit, kayaç içerisinde küçük latalar halinde bulunmaktadır ve kısmen kloritleşme göstermektedir. Serisit plajiyoklasların üzerinde ikincil olarak tespit edilmiştir. Demir oksit boyamaları az miktarda özellikle çatlaklar boyunca sıvamalar şeklindedir.

### 3.1.9. Kutlular Masif Sülfid Yatağı

Kutlular masif sülfid yatağında cevher merceği dasitik piroklastitler içerisinde bulunmaktadır. Örtü kayaçlarını bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri oluşturmaktadır. Sahada cevher kütlesi KD'ya 20-25° dalımlı olup, cevherleşmenin K20D doğrultulu ve düşey atımlı bir faya bağlı olarak denizel bir ortamda oluştuğu ifade edilmektedir (Kolaylı, 1989). Cevher kütlesinin batı kıyısı düşey bir fayla sınırlı olmasına karşın kuzey ve doğu kıyısı kenarları gittikçe incelen bir merceği andırmaktadır. Ortalama kalınlığı 35 m olan bu birimi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri uyumlu olarak üstlemektedir. Son olarak cevher tüm birimleri kesen bir dolerit daykı ile oldukça parçalanmıştır. Stratigrafik olarak Geç Kretase yaşlı birimler içerisinde olan bu yatağın Geç Kretase yaşlı olduğu kabul edilmektedir (Kolaylı, 1989).

Kutlular masif sülfid yatağı küçük ölçekli bir maden yatağı olup 1.26 milyon ton rezerve sahipti ve bu rezervin 0.76 milyon tonu 1986–1992 yılları arasında işletildi (Çağatay ve Eastoe, 1995). Cevher masif ve ağsal olup yan kayaçlarda saçınımlı olarak bulunmaktadır. Cevherin tenörü %2.4 Cu, % 1.5 Zn ve %0.04 Pb'dur. (Çağatay ve Eastoe, 1995). Cevher kütlesinin boyutları doğu-batı yönünde 60-70 m, kuzey-güney yönünde ise 110 m'dir (Kolaylı, 1989).

Doğu Karadeniz Bölgesinde bulunan volkanojenik masif sülfid yataklarındaki cevher merceği genellikle 3 zon ile karakterize edilir; siyah cevher, sarı cevher ve piritik cevher. Kutlular masif sülfid yatağında ilk zon sfalerit, kalkopirit, pirit, galen ve barit ile karakterize edilen siyah cevherdir. Bu cevher zonu altına kalkopirit, pirit ve az oranda sfaleritten oluşan breşik sarı cevher gelir (şekil 3.23). Günümüz itibari ile her iki cevher zonu işletilmiş olup en altta bulunan piritik cevher kütlesini gözlemek mümkündür. Ayrıca, işletmeden önce masif cevheri üstleyen dasitik tüfler içerisinde birkaç santimetreden birkaç desimetreye kadar değişen boyutlarda küçük cepler halinde jips seviyeleri bulunmaktaydı (Çağatay ve Eastoe, 1995; Çağatay, 1993).

Kutlular masif sülfid yatağında madencilik faaliyetleri tamamlandığı için cevher kütlesinin tüm özelliklerini görmek mümkün değildir. Ancak, sahada daha önce yapılan çalışmalar ve çalışan araştırmacıların parlatılmış cevher kesitlerinin incelenmesi sureti ile cevherin özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. İncelenen örneklerde pirit, markasit, kalkopirit, kovellin az miktarda sfalerit, tetraedrit belirlenmiştir. Gang olarak kuvars ve barit bulunmaktadır. Üst seviyelerde sfalerite az miktarda galen eşlik eder. Aynı kökenli bu

Tablo 3.6. Kutlular masif sülfür yatağı mineral parajenezi

Mineral	Deniz Tabanı Mineral Birlikteliği			Süperjen birliktelik
	I (siyah cevher)	II (sarı cevher)	III (piritik cevher)	
Sfalerit				
Galen				
Pirit				
Kalkopirit				
Fahlerz				
Bornit				
Kovellin				
Kalkozin				
Malakit				
Azurit				

minerallerden pirit, markasit, kalkopirit en bol bulunanlarıdır (Tablo 3.6). Örneklerin incelemeleri sonucunda sahada üç faz tespit edilmiştir.

Kalkopiritçe zengin örnekler sarı cevher olarak da tanımlanabilir. Bu zonda birincil mineraller pirit ve kalkopirit olup kalkopirit en bol bulunan fazdır. Pirit genellikle kalkopirit içerisinde ornatım artığı olarak özşekilsiz ve yer yer yuvarlağımsı şekiller halindedir. Oksidasyon mineralleri olarak bu zonda kalkopiritin kenarları ve kırıkları boyunca kovellin ve kalkozin tespit edilmiştir (Şekil 3.23f) Piritlerde yer yer zayıf bir anizotropi görülmektedir. Ayrıca özellikle açık işletme sahasında cevherleşmeden geçen fay zonuna yakın örneklerde özellikle piritlerde kataklastik deformasyon belirlenmiştir (Şekil 23f ve g). Ornatım ve kataklastik deformasyondan hareketle pirit ve kalkopirit arasında bir faz farkının varlığını telaffuz etmek mümkündür.

Cevherin tabanını oluşturan ve hâlihazırda sahada gözlemlenebilen pirit bakımından zengin örneklerde hâkim mineral pirit ve markasittir. Piritlerin boyutları genellikle 20–200µ arasında değişmekte olup öz ve yarıözşekilli kristaller halinde bulunurlar. Örneklerde kalkopirit iki oluşum halinde izlenmektedir. İlki piritlerin içerisinde kapanım olarak, diğeri ise pirit ve markasitlerin arasında ornatım şeklindedir. Bu zonda kovelline nadiren rastlanılmış olup genellikle kalkopiriti kesen damarlar şeklindedir.

Piritik cevherin cevherleşmeyle ilişkili fay zonuna yakın kısımlardan alınan breşik cevher örnekleri bol miktarda pirit ve markasit daha az oranda ise kalkopirit içerirler. Örneklerde kalkopirit piritler içerisinde kapanım halinde bulunurken, sfalerit ve tetradrit kalkopirit içerisinde kapanım halinde bulunmaktadır (Şekil 3.23e). Ancak ince kılcal damarlar boyunca kalkopirit piriti ornatmıştır. Özşekilli kuvars, gang minerali olarak çok miktarda ve değişik boyutlarda görülmektedir.

Cevherleşmenin en üst zonunu temsil eden siyah cevher içerisinde en bol bulunan mineral sfalerittir. Sfalerite çok az miktarda galen eşlik eder. Sfalerit iki farklı bileşime sahiptir. Fe'ce zengin olanlar, Zn-Cu'ca zengin olanlara kıyasla daha koyu gri renkte görülür. Yer yer Fe'ce zengin sfaleritler, Cu-Zn'ca zengin sfaleritlerin içerisinde kapanımlar halinde bulunmaktadır. Kalkopirit iki oluşum halindedir. İlki piriti ornatmış ve daha sonra sfalerit tarafından ornatılmıştır (Şekil 3.23a). Diğer sfaleritin kristalografik hatları boyunca ayrılımlar şeklinde olup sfalerit ile eş oluşumludur (Şekil 3.23c). Faylanmaya yakın olan kısımlarda ilk oluşan piritler kataklastik deformasyona uğramışlardır ve yer yer ışınal bir görünüm arz ederler (Şekil 3.23f ve g). Siyah cevher içerisindeki pirit içerisinde yer yer fahlerz kapanımları tespit edilmiştir (Şekil 23g).

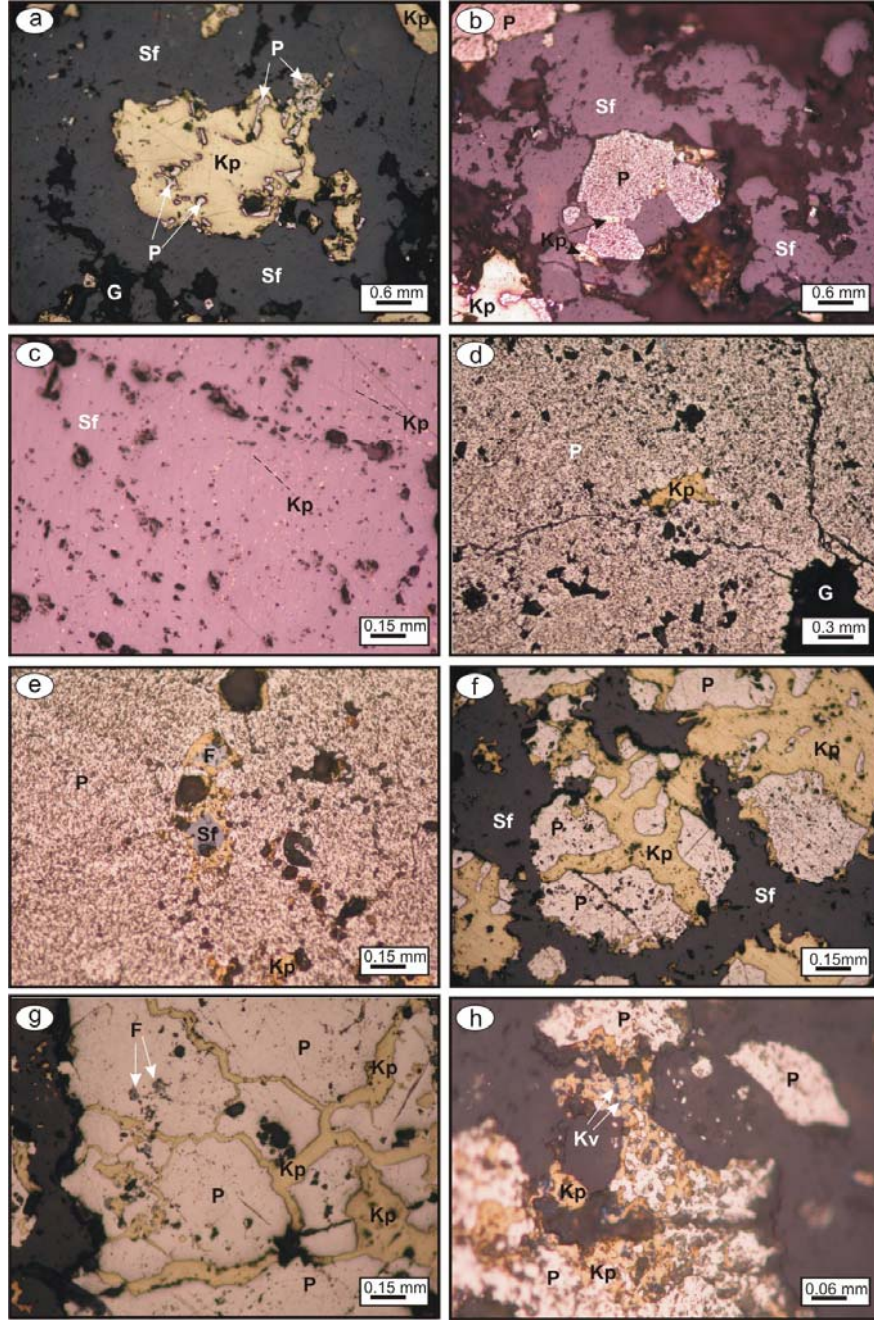
Yıldız (1988)'e göre cevherleşmenin süksesyonu Tablo 3.7'de verilmektedir.

### **3.1.10. Yan Kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonun Petrografisi**

İnceleme alanında bulunan kayaçların petrografik özellikleri incelendiğinde kayaçların değişken oranlarda hidrotermal alterasyondan etkilendikleri görülmektedir. Gerek mafik gerekse felsik kayaçlarda alterasyon belirlenmiş olup bu kayaçların taze eşleniklerini bulmak oldukça güçtür. Yaygın olarak plajiyoklaslarda serisitleşme ve karbonatlaşma, ferromagnezyen minerallerde ve hamurda kloritleşme, kırık, çatlaklarda ve boşluklarda silisleşme en yaygın görülen alterasyonlardır. Bu çalışma özellikle Kutlular masif sülfür yatağının oluşumuna bağlı olarak gelişen hidrotermal alterasyonu tanımlamaya yönelik olduğu için bu bölümde cevher merceğinin içerisinde bulunduğu dasitik piroklastitler ve örtü kayacı olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde ile dolerit dayklarında görülen alterasyonların petrografik özellikleri tanımlanacaktır.

#### **3.1.10.1. Silisleşme**

Dasitik tüflerde silisleşme genel olarak ince, özşekilsiz taneler halinde cevherle birlikte ve cevherin yan kayacında bulunmaktadır. Kristal, vitrik ve vitrik kristal tüflerde yaygın olarak bağlayıcı malzeme silisleşmiştir (Şekil 3.24a). Silisleşme, özellikle cevherin yan



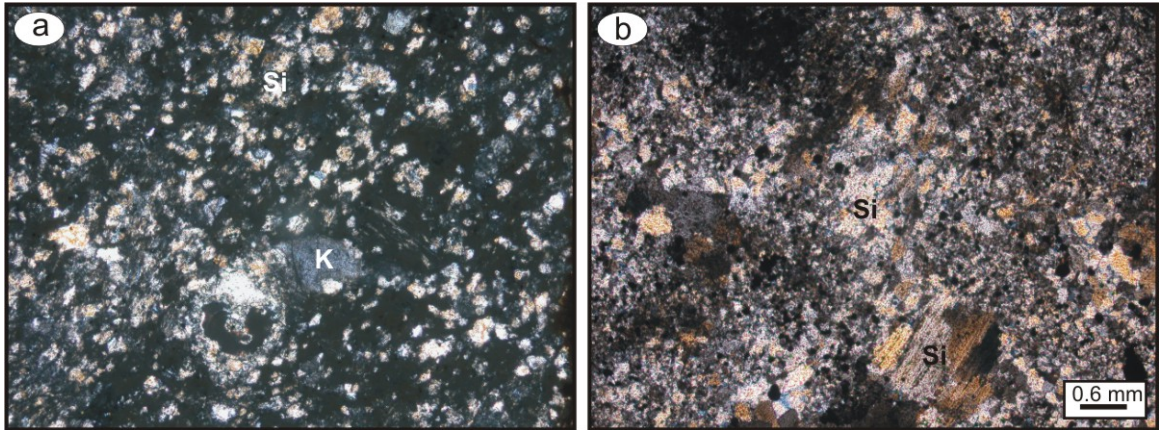
Şekil 3.23. Kutlular masif sülfür yatağının mineralojik ve dokusal özelliklerini gösteren cevher mikroskopisi fotoğrafları. Siyah cevher içerisinde a) kalkopiritin piriti ornatması ve sfalerit tarafından ornatılması, b) ilk oluşan özşekli piritin kalkopirit ve sfalerit tarafından sarılması. c) Sfalerit ile kalkopirit arasında gelişen ayrılım dokusu. d) Piritik cevher içerisinde kalkopirit kapanımları. e) Pirit içerisinde kalkopirit ve kalkopirit içerisinde sfalerit ve fahlerz kapanımları. f) Piritte gelişen kataklastik deformasyon ve kırıklara dolan kalkopirit, sfalerit tarafından sarılmıştır. g) Kataklastik deformasyon geçirmiş olan pirit içerisinde gözlenen fahlerz kapanımları (Örnekler A. Van ve M. Vıcıl'ın koleksiyonuna aittir; Sf, sfalerit; P, pirit; G, gang; Kp, kalkopirit; Kv, kovellin; F, fahlerz)



Tablo 3.7. Kutlular masif sülfür yatağı mineral süksesyonu (Yıldız, 1988).

Mineral	Faz
Sfalerit	
Kalkopirit-I	I
Kuvars-I	
-----	Kırılma (Zayıf olarak)
Pirit ve markasit	II
-----	Kırılma, Ornatım
Kakopirit-II	
Kuvars-II	
Kovellin ve Kalkozin	III
Malakit ve Azurit	
Bornit	

kayacı olan pomza içeren tüflerde yaygın olarak görülür. Bazı örneklerde silisleşmeye eşlik eden serisit varlığı da belirlenmiştir. Kayaçlarda farklı oluşum ve boyutlarda kuvars görmek mümkündür. Kayacın kırık ve çatlakları boyunca oluşabileceği gibi bağlayıcı malzemede de gelişmiştir. Her iki nesil kuvars oluşumları karşılaştırıldığında kırık ve çatlaklarda gelişenlerin tane boyutlarının daha büyük olduğu gözlenmektedir. Özellikle pomza içeren tüflerde, pomza parçasının uzanımına paralel olarak gelişen kuvars kristallerine rastlanılmıştır (Şekil 3.24b). Bunun dışında ikincil kuvars mineralleri birincil mineraller üzerinde (özellikle plajiyoklas) de gelişmiştir.



Şekil 3.24. Dasitik tüflerde gelişen silisleşmenin mikrofotografı. a) Vitrik tüflerde bağlayıcı malzemenin silisleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu., Kp1-8), b) pomza içeren tüflerde pomzaların şekillerinin korunarak silisleşmesi ve bağlayıcıda silisleşme (Ç.N., Örn. Nu., Kp3-2). K, kuvars (birincil); Si, silisleşme

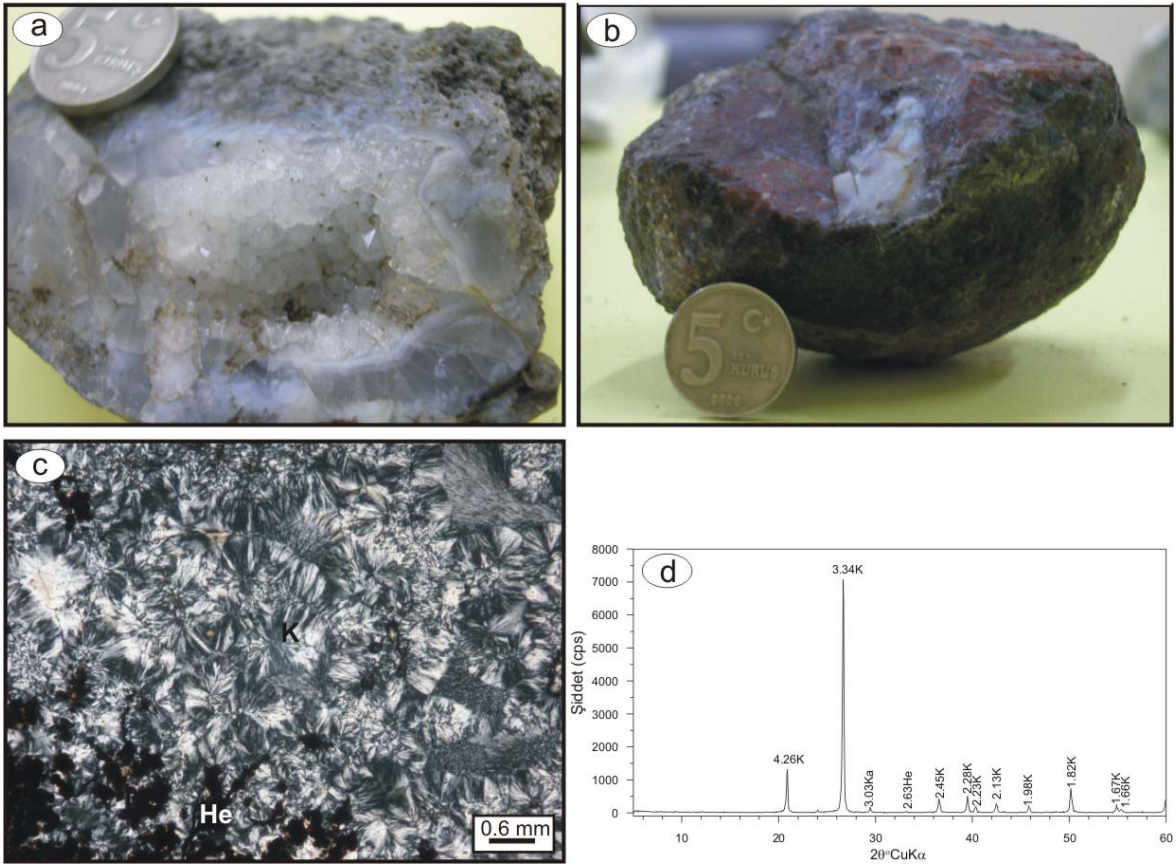
Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde silisleşme farklı oluşumlar halindedir. Özellikle birimin taban seviyelerinde boyutları 3 cm'ye kadar olan boşlukları doldurabildiği gibi kırıklarda ve hamur içerisinde de kuvars polimorflarına rastlanılmaktadır. Bu polimorflar genellikle kuvarsdan, özellikle boşluk ve kırık dolgularında ise kuvarsa eşlik eden kalsedon ve opal gibi amorf fazlardan meydana gelmektedir. Özellikle kalsedon ve opal, bazaltların içerisinde beyazımsı, kırmızı renkte ve boyutları 5 cm'yi bulan yumrular halinde bulunmaktadır. Boşluk dolgusu şeklinde gelişenlerde yer yer tarak yapılarına rastlanılır, bazı durumlarda zeolit ve karbonat mineralleri, kuvars polimorflarına bu boşluklarda eşlik eder (Şekil 3.25).

### 3.1.10.2. Kloritleşme

Dasitik tüflerde kloritleşmeye nadiren rastlanılır ve genellikle silisifiye zon içerisinde bazı pomza parçalarının klorite dönüştüğü gözlenir. Nadiren gözlenen biyotitler ise tamamen klorite dönüşmüştür. Açık işletme sahası dışında gözlenen vitrik tüflerde ferromagnezyen minerallerden itibaren ve kısmen albit ikizi korunmuş plajiyoklaslardan itibaren klorit oluşumları yaygındır (Şekil 3.26 a).

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında klorit oldukça yaygındır ve cevherleşme çevresinden alınan tüm örneklerde en yaygın ikincil mineral parajenezidir (özellikle cevherin KD'sunda bulunan bazalt seviyesi). Klorit boşluk dolgusu olarak gelişebildiği gibi, hamurda özellikle camdan itibaren ve elek dokulu plajiyoklaslardaki cam inklüzyonlarından itibaren gelişmiştir (Şekil 3.26 b ve c). Ayrıca piroksen gibi mafik minerallerin yerini almış ve cevhere yakın kısımlarda plajiyoklaslar da kloritleşmiştir (Şekil 3.26d). Yuvarlağımsı ve oval şekilli olan boşluk dolgusu kloritler, genellikle sferolitik doku gösterirler ve bazı klorit dolguları ikincil bir demir getirimi ile Fe'ce zenginleşmiştir. Bu boşluklarda klorite bazı durumlarda kuvars ve karbonat mineralleri eşlik eder.

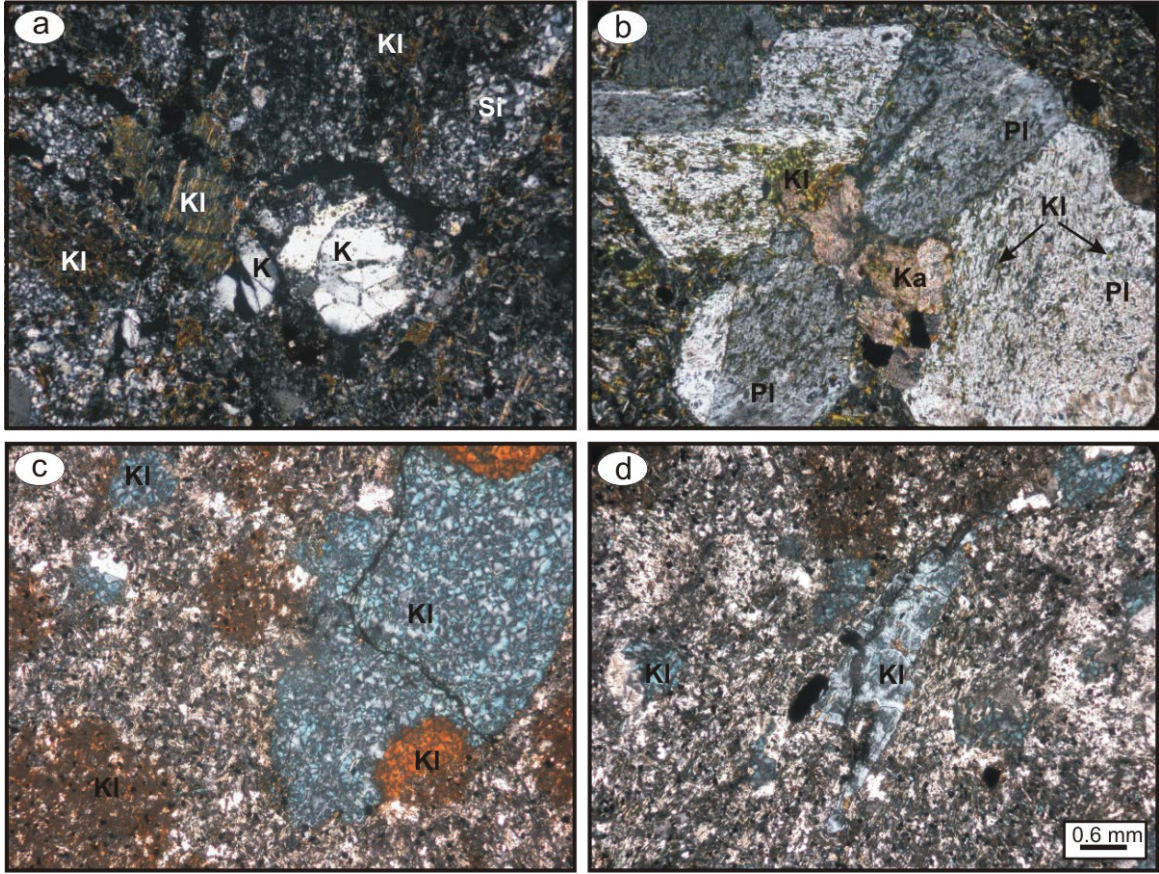
Kayaçlardaki kloritleşmenin şiddeti masif cevhere olan uzaklığa, kayaçlardaki kırık deformasyonuna ve camsı hamur miktarına bağlı olarak değişiklik sunar. Optik gözlemlere dayanılarak hidrotermal alterasyon sonucunda oluşan kloritin Fe ve Mg değerlerinin cevhere olan mesafeye göre değişiklik sunduğu gözlemlenmektedir. Cevhere yaklaştıkça kloritler Fe'ce zenginleşirken, cevherden uzaklaştıkça Mg'ce zenginleşir. Fe'ce zengin



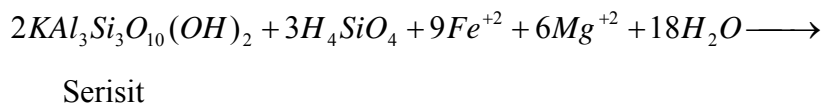
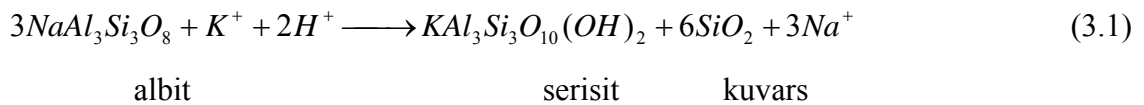
Şekil 3.25. Kutular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde bulunan bazalt, bazaltik andezitlerde boşlukları doldurmuş; a) merkez kısımları özşekilli ve kenar kısımlarda daha düşük kristalinite gösteren kuvars, b) kırmızı-beyaz renkli silis yumrusu, c) silis yumrusunun sferolitik dokulu kuvars ve hematitten oluştuğu gösterir mikrofotograf (Ç.N.) ve d) X-ışınları difraktogramı. K, kuvars, Ka, kalsit, He, hematit

kloritler tek nikolde kahverengi-kırmızımsı bir renk sunarken Mg'ca zengin kloritler yeşil renk gösterirler.

Genellikle yüksek Fe/Mg oranlarında, camın, plajiyoklasın ve serisitini yerini klorit alır (Barrett ve MacLean, 1994). Özellikle hamurda yaygın olarak görülen cam fazından ve plajiyoklasların üzerinde görülen kloritlerin oluşumu plajiyoklasın ve volkanik camın çözünmesi ve çözünen malzemenin yerini serisit ve klorit alması ile açıklanabilir. Reaksiyon Large vd. (2001) tarafından aşağıdaki (3.1 ve 3.2) numaralı formüller ile tanımlanmıştır:



Şekil 3.26. a) Dasitik tüflerde ferromagnezyen minerallerden itibaren kloritleşme (Ç.N.; Örn. Nu, M1). b) Bazalt ve bazaltik andezitlerde elek dokulu plajiyoklaslardaki cam inklüzyonlarının kloritleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu, K18b), c) boşluk dolgusu olarak gelişen klorit (Ç.N.; Örn. Nu, K6), d) plajiyoklasların kloritleşmesi (Ç.N.; Örn. Nu., K6). K, kuvars; Kl, klorit; Ka, kalsit; Pl, plajiyoklas



Masif sülfür merceğinin hemen yakınında bulunan mafik kayalarda serisit nadiren gözükmesi ve daha ziyade kloritin baskın olması bu reaksiyon yardımı ile açıklanabilir. Zira özellikle taban kayaçları baca zonunda (footwall pipe zone) kloritce zengin ikincil

mineral birlikteliklerinin serisitce zengin birlikteliklerden daha baskın olduğu bilinmektedir (Sangster, 1972; Lydon, 1988; Large, 1992; Lentz, 1999; Schardt vd., 2001).

### 3.1.10.3. Zeolitleşme

Zeolitler özellikle hidrotermal alterasyon gibi düşük dereceli metamorfizma geçirmiş mafik kayalarda ince kesitlerde tanımlanması en zor mineral grubudur. Zira, tüm zeolitlerin optik özellikleri birbirine oldukça benzer karakteristikler sergiler (Deer vd., 1996). Bu nedenle zeolitlerin varlığı optik mikroskopi çalışmaları ışığında belirlendikten sonra zeolit minerallerinin ayrımı, X-ışınları difraktogramları, elektron mikroskopisi ve mikroprop çalışmaları kullanılarak yapılmıştır.

Hidrotermal sistemlerde sıklıkla tanımlanan zeolit mineralleri Na-, Ca- ve Ca-Mg serisi alterasyonlara eşlik eden minerallerdir (Inoue, 1995). Azalan sıcaklığa bağlı olarak Ca-zeolitler (lömöntit, hölandit, stilbit) ve Na-zeolit (analsim) cevher zonunun dışında yaygın olarak tespit edilebilir.

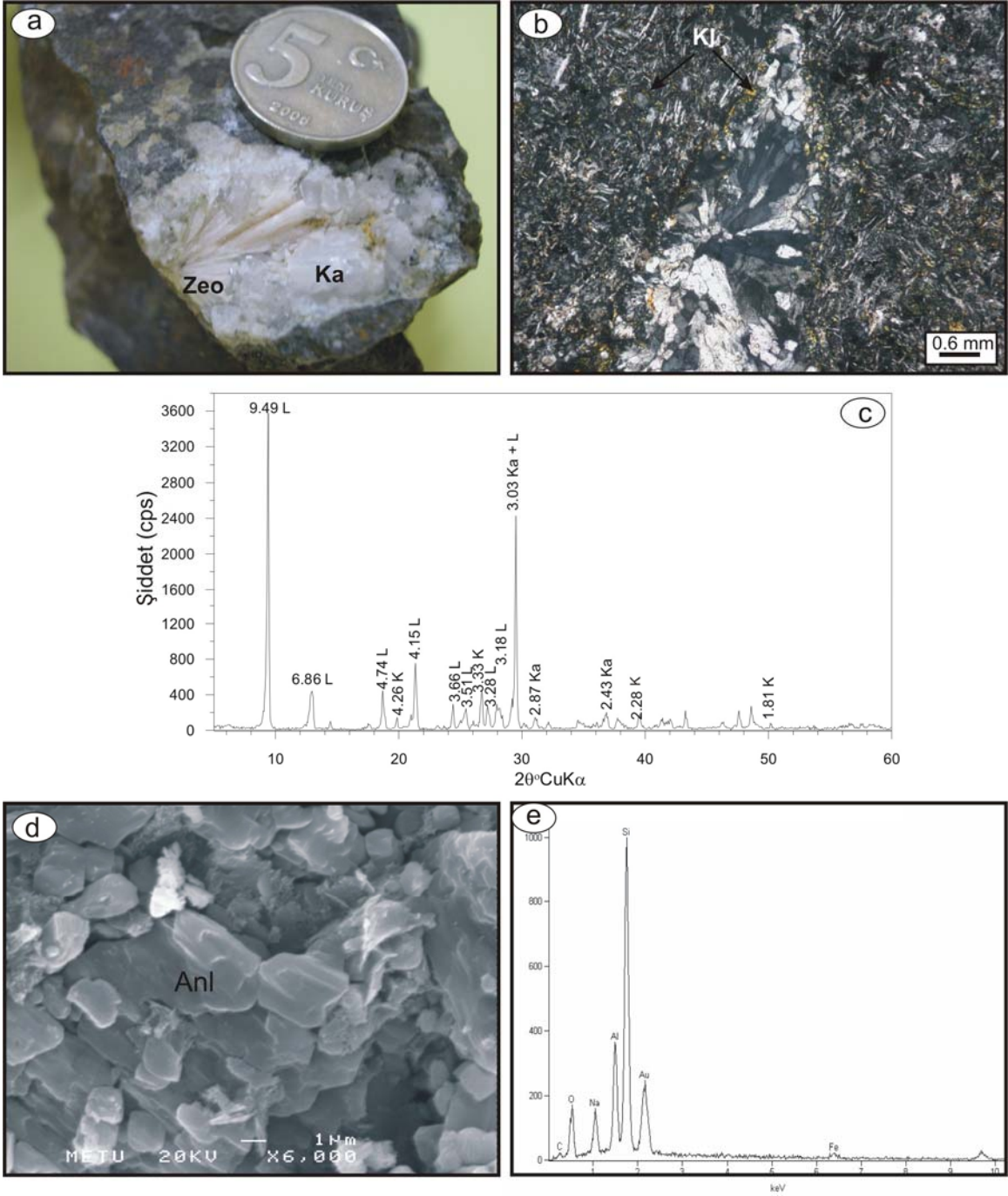
Cevherin ana kayacını oluşturan dasitik tüflerde içerisinde zeolit minerallerine optik gözlemlerde rastlanılmamış olmasına karşın cevherin örtü kayaçlarını oluşturan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde zeolit mineralleri tanımlanmıştır. Çalışma alanı içerisinde en çok tanımlanan zeolit mineralleri Ca- ve Na-tip alterasyonu karakterize eden, mordenit, hölandit, stilbit, lömöntit ve analsimdir. Genellikle boşluk dolgusu olarak karbonat ve silis minerallerine eşlik eden zeolitler, kayaçlardaki yaygın süreksizlik yüzeyleri boyunca ve plajiyoklasların alterasyon ürünü olarak gelişmişlerdir (Şekil 3.27a ve b). Lifi bir görünüm sergileyen boşluk dolgusu ve süreksizlik yüzeyi boyunca gelişen zeolitler, X-ışınları çalışmalarına göre lömöntit türüdür (Şekil 3.27c). Plajiyoklaslar üzerinde gelişen zeolitlerde yapılan mikro analiz sonuçlarına (Tablo 3.8) göre bu zeolitlerin, Ca-ca zengin zeolitler olduğu ve analiz sonuçları literatürde bulunan diğer zeolitlerle karşılaştırıldığında (Deer vd., 1996) hölandit türü zeolitlere benzerlik sundukları tespit edilmiştir. XRD, optik gözlemler ve mikro analiz sonuçlarına göre özellikle Ca-ca zengin lömöntit ve hölandit türü zeolitlerin oluşumunun birincil kalsik plajiyoklasların albitleşmesi sırasında açığa çıkan Ca ve hamurda bulunan camın devitrifikasyonu esnasında killeşmeden arta kalan elementlerden itibaren geliştiğini söylemek mümkündür (Şekil 3.27)

Na-tip alterasyonlar Kuroko tip yataklarının en dış alterasyon zonunda özellikle Na-simektitlere eşlik eder durumda tespit edilebilir (Utada ve Ishikawa; 1973). Na-ca zengin zeolitleri temsil eden analsim Kutlular masif sülfid yatağı açık işletme sahasının GB'sında bulunan bazaltik, bazaltik andezitlerin piroklastik eşlenikleri içerisinde bulunur. Hidrotermal alterasyonun en dış zonunda yer alan analsim, volkan camının devitrifikasyonu sonucunda otojenik olarak yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir (Şekil 3.27d). EDX grafikleri incelendiğinde Coombs vd. (1997)'ye göre analsim olarak tanımlanmaları uygun görülmektedir. Kayaç içerisinde analsime kaolen grubu kil mineralleri eşlik eder (Şekil 3.27e).

#### **3.1.10.4. Karbonatlaşma**

Karbonatlaşma cevherin örtü kayaçları olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde görülmektedir. Alterasyon sonucunda kayaçlardaki plajiyoklas ve yer yer ojit kristalleri karbonatlaşmış ve ayrıca kayacın kırık ve boşluklarında karbonatlaşmalara rastlanılmıştır (Şekil 3.28a). Bazalt ve bazaltik andezitler yer yer kalınlıkları 2-3 cm'yi bulan karbonat damarlarınca kesilmiştir. Bu damarların petrografik özellikleri incelendiğinde genellikle kalsitten oluştukları kenar kısımlarında yaygın kloritleşmelerin olduğu görülür. Boşluklarda gelişen kalsitler ise diğer ikincil boşluk dolgusu minerallerle veya tek başına boşluğu doldurur olarak bulunur.

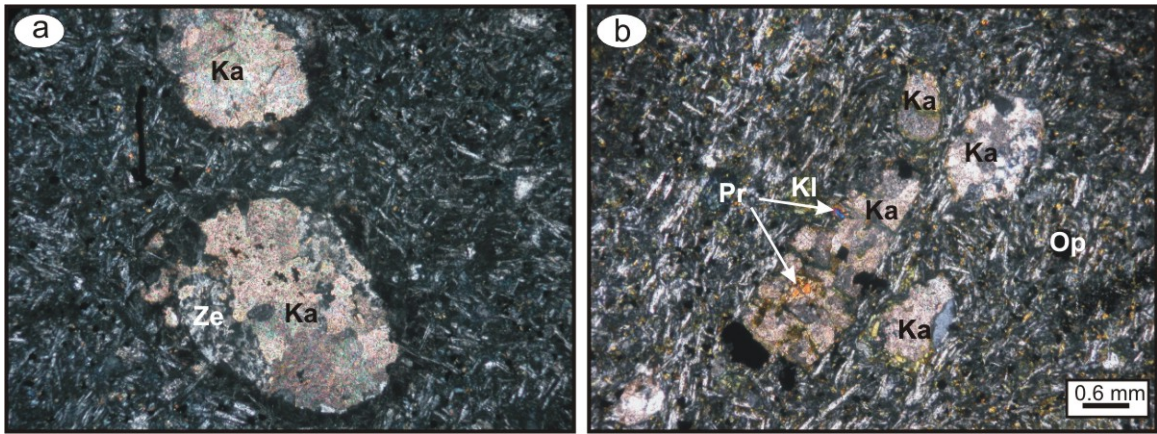
Kalsitlerin oluşumu bazalt ve bazalt andezitlerde yaygın olarak bulunan labrador gibi Ca-plajiyoklaslar ve Ca içerikleri yüksek olan ojit türü piroksenlerin alterasyonu esnasında açığa çıkan  $Ca^{+2}$  iyonlarından itibaren gelişmiş olmalıdır. VMS'lerde Ca genellikle yıkanır. Kayaçlarda karbonatın bulunması oluşum koşulları esnasında  $CO_2$ 'in varlığını ifade eder. Kayaçların kırıklarında oluşan karbonat mineralleri genellikle yeterli Ca sağlanması durumunda deniz tabanı alterasyonundan uzun süre sonra oluşabilir (Barrett ve MacLean, 1994). Kalsitin oluşum reaksiyonu ortamda yeterince Ca olması durumunda ojitten itibaren formül 3.3 ve 3.4 ile açıklanabilir:



Şekil 3.27. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki; a) boşluk dolgusu olarak gelişen lifi zeolit ve kalsitin makroskopik görünümü, b) boşluk dolgusu olarak gelişen lömontitin mikroskopik görünümü (Ç.N.), c) kırık ve boşlukları dolduran lömontit, kuvars ve kalsitin X-ışınları difraktogramı, d) volkan camlarının devitrifikasyonu ile otojenik olarak yarı özşekilli-özşekilsiz analsim kristalleri, e) analsimin kimyasal bileşimini gösteren EDX-analiz grafiği. Zeo, zeolit; L, lömontit; Ka, kalsit; K, kuvars; Anl, Analsim

Tablo 3.8. Bazaltlarda plajiyoklaslardan itibaren oluşan kalsiyumca zengin zeolitlerin mikroprob analizleri (Örn. Nu, K6) ve yapısal formülleri.  $R=Mg^{+2}+Na^{+}+Ca^{+2}+K^{+}+Ba^{+2}+Sr^{+2}$ ;  $Z=Si^{+4}+Al^{+3}$

%	K6			
SiO <sub>2</sub>	52.96	53.77	56.42	55.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.18	22.14	21.74	21.79
FeO	0.19	0.11	0.13	0.12
MgO	0.11	0.10	0.00	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.95	0.88	2.67	0.16
CaO	9.59	10.16	8.16	8.91
K <sub>2</sub> O	0.20	0.16	0.21	0.23
BaO	0.04	0.04	0.03	0.01
SrO	0.11	0.11	0.11	0.13
Toplam	85.32	87.46	89.46	86.95
72 Oksijene göre hesaplanan katyon sayısı				
Si <sup>+4</sup>	24.58	24.37	24.93	25.05
Al <sup>+3</sup>	11.59	11.83	11.32	11.57
Fe <sup>+2</sup>	0.07	0.04	0.05	0.05
Mg <sup>+2</sup>	0.07	0.06	0.00	0.01
Na <sup>+</sup>	0.86	0.77	2.29	0.14
Ca <sup>+2</sup>	4.77	4.93	3.86	4.30
K <sup>+</sup>	0.12	0.09	0.12	0.13
Ba <sup>+2</sup>	0.01	0.01	0.00	0.00
Sr <sup>+2</sup>	0.03	0.03	0.03	0.03
Z	36.17	36.20	36.25	36.62
R	5.85	5.90	6.30	4.62

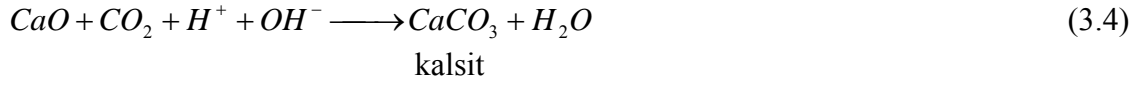


Şekil 3.28. Amigdoloidal mikrolitik porfirik dokulu bazaltlarda; a) boşluk dolgusu kalsit ve zeolit birlikteliği (Ç.N.; Örn. Nu., K1), b) ojitlerden itibaren gelişmiş kalsit (Ç.N.; Örn. Nu., K18b). Ka, kalsit; Ze, zeolit; Pr, piroksen; Op, opak mineral





ojit silisik asit

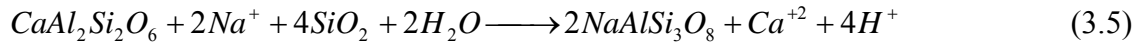


### 3.1.10.5. Serisitleşme/İllitleşme

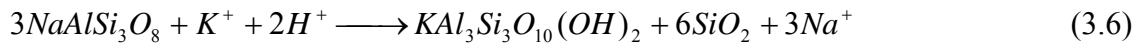
Dasitik tüflerde serisit/illit silisleşmeye eşlik eder ve cevherin çevresini saran silisik zarfın hemen dışındaki örneklerde tespit edilmiştir (Şekil 3.29). Özellikle pomza içeren tüflerde serisitleşme genellikle pomza parçalarından itibaren gelişirken kristal tüflerde cam parçalarına ilave olarak kristaller üzerinde de serisitleşme görülmektedir.

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde ise serisite nadiren rastlanılır ve genellikle plajiyoklasların üzerinde, nispeten kloritleşmenin daha az olduğu örneklerde tespit edilir. Kloritleşmenin yoğun olduğu ve bazı durumlarda plajiyoklasların da kloritleştiği örneklerde serisit tespit edilememiştir. Bu durumda plajiyoklas önce albitleşmiş daha sonra sırasıyla serisit ve son ürün olarak da klorite dönüşmüştür.

Kalsik plajiyoklastan itibaren önce albitleşme, sonra serisitleşmenin gerçekleştiği düşünüldüğünde reaksiyon (3.5 ve 3.6) şu şekilde olmalıdır (Large vd., 2001; Barrett ve MacLean, 1994):

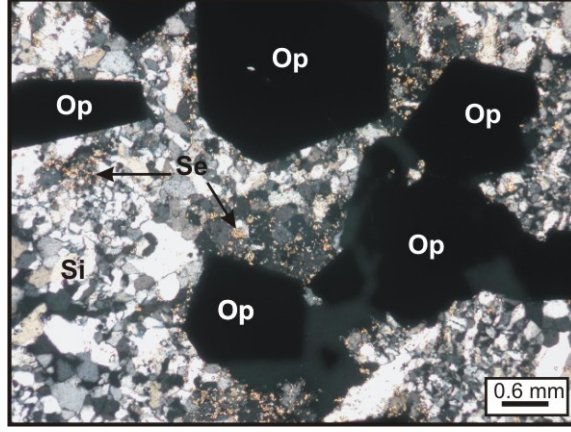


anortit deniz suyu albit



albit deniz suyu serisit kuvars

Bu tür reaksiyonlar genellikle hidrotermal alterasyonun dış zonlarında albitin yerini serisitin aldığı durumlarda tipik reaksiyon olarak kabul edilir (Date vd., 1983; Eastoe vd, 1987).



Şekil 3.29. Dasitik tüflerde cevherin hemen yanında silisleşmeye eşlik eden serisitlenme (Ç.N.; Örn. Nu., Kt4). Op, opak mineral; Se, serisit; Si, silisleşme

### 3.1.10.6. Epidotlaşma

Epidotlaşma sadece mafik kayalarda oldukça nadiren oluşmuştur. Bu da büyük ihtimalle Ca'un kayalarda epidot oluşturmaya fırsat bulamadan yıkanmasından (Barrett ve MacLean, 1994) veya karbonat minerallerini oluşturmasından kaynaklanmaktadır.

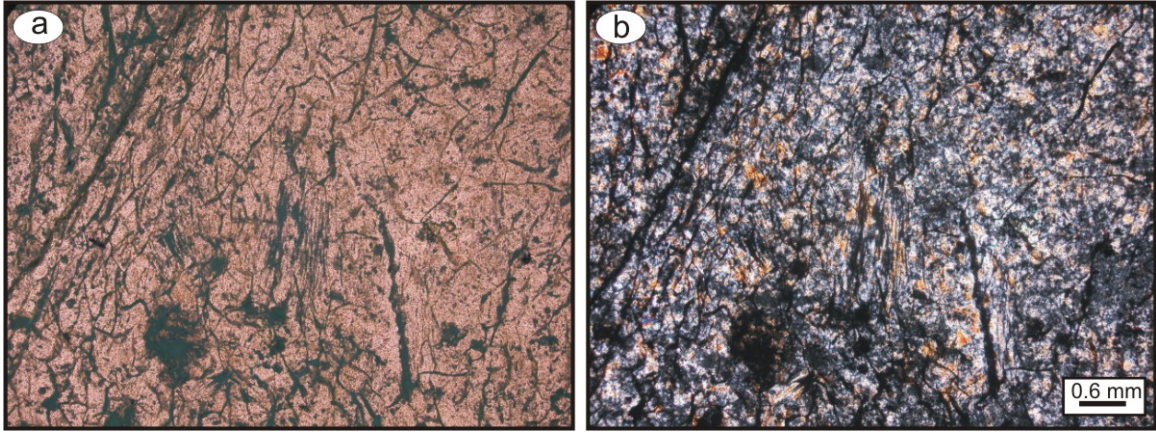
### 3.1.10.7. Killeşme

Cevherleşmenin içerisinde bulunduğu dasitik tüflerde, özellikle cevheri çevreleyen silisik zonun dış kısmında yoğun bir şekilde gözlenir. Silisleşmenin bulunduğu zonda pomza içeren tüfler egemenken killeşmenin yoğun olduğu kısımlarda vitrik tüflere, geçişli olarak da kristal tüflere rastlanılmıştır. Cevher zonundan uzaklaştıkça sıcaklığın azalması ve kayaç bileşiminin değişmesi alterasyon minerallerinin de değişmesine neden olmuştur.

Hidrotermal çözeltiler ve deniz suyu bağlayıcı ve perlitik çatlaklar boyunca sirkülasyona girerek camın hidratlaşmasını hızlandırır ve çeşitli safhaları geçerek cam alterasyona uğrar (Allen, 1988; McPhie vd., 1993). Bu durumda alterasyon duraklayabilir veya hiç cam bileşeni kalmayana kadar devam edebilir. Bazı durumlarda asidik kayalarda perlitik parçalar tamamen ince taneli kuvarsa dönüşürken, perlitik parçalar arasındaki boşluklar ise serisite dönüşebilir (Doyle, 2001).

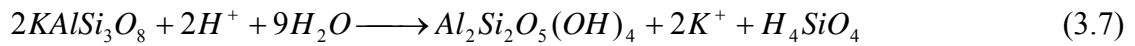
İncelenen dasitik tüfler genellikle ince kesitte tanımlanamayacak derecede alterasyona uğramışlardır. İnce kesit yapılabilen örneklerde tipik perlitik dokunun varlığı oldukça

dikkat çekicidir (Şekil 3.30). Örnekler bu açıdan irdelediğinde perlitik dokunun alterasyonun gelişim süresince etkin bir rol oynadığını söylemek mümkündür. Zira silisleşmiş kayaçlarda herhangi bir dokusal özellik tanımlamamasına karşın yoğun şekilde killeşmiş kayaçlarda silis ve kil minerali birlikteliği yaygın olarak görülür. Bu da kayaçlardaki çatlak sisteminin önemli olduğunu ortaya koyar.



Şekil 3.30. Dasitik vitrik tüflerdeki perlitik doku a) T.N. ve b) Ç.N. (Örn. Nu., Kp1-8)

Ayrıca petrografi çalışmaları esnasında dasitik tüflerin alterasyon halesinin en dış zonunda feldispatlardan itibaren kaolenitlere de rastlanılmıştır. Kaolenitlerin bu zonda oluşumu oldukça ilginçtir. Zira kaolenitler asit tip hidrotermal alterasyonu karakterize ederler (Inonue, 1995). Fakat genellikle alterasyon sıcaklığının düşük olduğu en dış zonda feldispatlar ve camdan itibaren oluşumları gerçekleşmiş olmalıdır. Kaolenitlerin feldispatlardan itibaren geliştiği durumlar (3.7) numaralı formül yardımıyla açıklanabilir:



K-feldispat      deniz suyu      kaolenit      silisik asit

Mafik birimlerde klorit ve serisit haricinde, simektit ve klorit/simektit gibi kil mineralleri, genellikle hamurda cam fazından itibaren gelişmiştir. Bu minerallerin ayrıntılı tanımlamaları ve dağılımları X-ışınları çalışmaları neticesinde saptanmıştır. İncelenen örneklerin bazılarında kayaçlardaki camın devitrifikasyonunu ifade eden kar tanesi dokusuna da rastlanılmıştır.

### 3.2. Volkanitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan Geç Kretase yaşlı kayaçların, denizaltı volkanizması ürünü olmaları, yüzeysel etkiler, volkanik aktiviteler, sokulum kütlelerinin yerleşimi gibi sebepler nedeniyle yoğun olarak alterasyona uğradıkları bilinmektedir. Bu nedenle yörede bulunan kayaçlarda meydana gelen alterasyonun nedeninin kesin olarak belirlenmesi oldukça güçtür.

Bu çalışma, özellikle Kutlular masif sülfid yatağının taban, tavan ve çevre kayaçlarında meydana gelen hidrotermal alterasyonu incelediği için cevherleşmenin içerisinde bulunduğu dasitik piroklastitler, örtü birimini oluşturan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında meydana gelmiş olan alterasyonun özellikleri ortaya konulmaya çalışılacaktır. Bu nedenle, Kutlular masif sülfid yatağı açık işletme sahasında belirlenen profiller boyunca işletme basamaklarından düşey yönde ve yanal yönde örnekler derlenmiştir (Ek Şekil 2). Kutlular masif sülfid yatağının taban, tavan ve yan kayaçlarını oluşturan dasit, dasitik piroklastitler, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit dayklarında gelişen hidrotermal alterasyon sonucu oluşan kil minerallerinin tüm kayaç içerisindeki miktarları belirlendikten sonra kil mineralleri bireysel olarak ele alınıp mineralojik ve kimyasal özellikleri incelenmiştir.

X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri tüm kayaç ve kil fraksiyonu (<2 µm) üzerinde gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaçtan yapılan XRD incelemeleri sonucu kayaçların tüm kayaç mineralojik bileşimleri saptanmıştır. Kil minerallerinin di- ve trioktahedral karakterinin belirlenmesi amacı ile kil fraksiyonundan hazırlanan yönsüz örneklerin XRD incelemeleri yapılmış ve  $b_0$  parametresi ( $d_{060}$ ) saptanmıştır.

Cam lamel üzerinde yönlendirilmiş kil fraksiyonunun normal, etilen glikolle doyurulmuş, 300 ve 550 °C'de fırınlanmış çekimleri kullanılarak kil minerallerinin türleri ve nicel bolluk yüzdeleri hesaplanmıştır.

Ayrıca kil minerallerine ait kristalinite derecelerini belirlemek amacı ile farklı araştırmacılar (Kübler, 1968; Biscaye, 1965; Holtzapffel, 1985; Brauckmann ve Führtbauer, 1983) tarafından önerilen yöntemler kullanılmıştır. Simektitlerin glikollü çekimlerinden itibaren kristalinitelerini belirlemek amacı ile (001) pikinden önceki düşük 2θ'daki yüksekliği (v) ile (001) pikinin yüksekliği (p) arasındaki oran (v/p) belirlenmiştir (Biscaye, 1965; Holtzapffel, 1985). İllitlerin kristalinite özellikleri Kübler kristalinite indeksine göre tanımlanmıştır. Etilen glikolle doyurulmuş yönlü X-ışınları

difraktogramlarında illitin (001) pikinin yarı yüksekliğinin genişliği  $\Delta^{\circ}2\theta$  cinsinden ölçülmüştür (Kübler, 1968). Benzer şekilde kloritlerin kristalinite özellikleri (001) ve (002) piklerinin yarı yüksekliğinin  $\Delta^{\circ}2\theta$  cinsinden genişliği olarak belirlenmiştir. Kaolenitlerin kristalinite özelliklerini belirlemek amacı ile yönelmiş örneklerde kaolenitin (001) yansımalarının yarı yüksekliğinin genişliği  $\Delta^{\circ}2\theta$  cinsinden ölçülmüştür (Brauckmann ve Füchtbauer, 1983).

X-ışınları difraktogramları kullanılarak kayaların yarı nicel bileşimlerinin hesaplanması pek çok araştırmacının ilgisini çekmiş ve farklı eşitlikler öne sürülmüştür (Müller, 1967; Smith vd., 1987; Moore ve Reynolds, 1997; Środoń vd., 2001). Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda nicel mineralojik bileşim yüzdelerinin hesaplanmasında kil minerallerinin (001) yansımalarının şiddeti kullanılmıştır. Örneklerin birden fazla kil minerali içermesi durumunda kil mineral içeriklerinin hesaplanmasında etilen glikollü çekimler kullanılmıştır. Hesaplamalarda kullanılan formül (3.8) aşağıdaki gibidir.

$$\%a = \frac{X_a \times \mu_a}{X_a \times \mu_a + X_b \times \mu_b + X_c \times \mu_c \dots} \quad (3.8)$$

Formülde a kayaçtaki “a” mineralinin yüzdesini; X, mineralin difraktogramdaki yansımalarının cm cinsinden yüksekliğini;  $\mu$ , mineralin adsorbsiyon katsayısını (J.C.P.D.S., 1990) ifade etmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken en önemli husus, elde edilecek sayısal değerlerin minerallerin kayaç veya kil fraksiyonu içerisindeki kesin % miktarlarını vermekten daha ziyade birbirlerine göreli oranını ifade edeceğidir. Zira kayaç içerisinde bulunan minerallerin hepsini X-ışınları difraktogramlarında saptamak oldukça güçtür. Bu nedenle hesaplanan sayısal değerlerde hata payı bazı durumlarda %10’a kadar ulaşabilir.

Kil minerallerinin ısıl davranışlarını saptamak amacı ile DTA-TG incelemeleri yapılmış, ayrıca kil minerallerinin kökensel ve morfolojik özelliklerinin tanımlanması amacı SEM incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

### 3.2.1. Dasitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri

Dasitlerin alterasyonu ile oluşan killerin türlerini saptamak amacı ile 4 adet örneğin kil fraksiyonunda yapılan XRD çalışmaları (normal, etilen glikolle doyurulmuş, 300 ve 550 °C’de fırınlanmış) sonucunda killerin cinsi ve nicel bileşimleri saptanmıştır. Buna göre

saptanabilen kil bileşenleri simektit, illit, kaolen, karışık tabakalı simektit/klorittir. Kil dışı bileşenleri ise kuvars, plajiyoklas ve pirit oluşturmaktadır. (Ek Şekil 3, Tablo 3.9). XRD’lerde saptanabilen plajiyoklaslar genellikle albitlemiştir.

Killerin X-ışınları difraktogramları kullanılarak simektit, illit ve kaolenit kristalinite dereceleri hesaplanmıştır (Hinckley, 1963; Biscaye, 1965; Kübler, 1968). Buna göre simektitler iyi bir kristalinite derecesine sahip olup, kristaliniteleri 0.73’dür. İllitler düşük kristaliniteye sahip olup kristalinite dereceleri  $0.58 \Delta^{\circ}2\theta$ ’dır. Kaolenitlerin kristalinitesi ise  $0.67 \Delta^{\circ}2\theta$ ’dır (Tablo 3.9).

Tablo 3.9. Dasitlerin  $<2\mu\text{m}$  altındaki tane boyutunda X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 3) kullanılarak hazırlanmış % mineralojik bileşimler. I, illit;  $I_K$ , illit kristalinite; K, kuvars; Kaol, kaolenit;  $Kaol_K$ , kaolen kristalinite; Kl/S, klorit/simektit; P, pirit; Pl, plajiyoklas; S, simektit;  $S_K$ , simektit kristalinite

Örn. Nu.	S	I	Kl/S	Kaol	K	Pl	P	$S_K$	$I_K$	$Kaol_K$
K26	0	0	87	0	13	0	0			
K28	33	0	0	0	14	51	2	0.73		
K29	0	6	0	10	84	0	0			0.67
K37	0	20	0	0	80	0	0		0.58	

### 3.2.2. Dasitik Piroklastitlerde Gelişen Killerin Mineralojileri

Dasitik piroklastitler Kutlular masif sülfid yatağını içermeleri sebebiyle hidrotermal alterasyondan yoğun olarak etkilenmişlerdir. Cevherin içerisinde bulunduğu kısım piroklastit olup genellikle vitrik (pomza) ve vitrik kristal tüflerden oluşmaktadır. Bu nedenle, yöredeki kayalara nazaran alterasyondan oldukça fazla etkilenmişlerdir. Bu etkilerin ortaya konulabilmesi amacı ile cevherden itibaren profiller boyunca örnekler derlenmiştir (Ek Şekil 2). Kutlular açık işletme sahasındaki profiller boyunca ve arazinin genelinden alınan birime ait örneklerin tüm kayaç mineralojik bileşimleri X-ışınları difraktogramları kullanılarak saptanmıştır (Ek Şekil 4, Tablo 3.10). Ayrıca kayaçlardan kil boyutundaki ( $<2\mu\text{m}$ ) mineral bileşenleri ayırtlanmış ve bu bileşenler normal, etilen glikolle doyurulmuş, 300 ve 550 °C’de fırınlanmış XRD çekimleri yapılarak kil minerallerindeki değişimler saptanmıştır (Ek Şekil 4, Tablo 3.11).

Birim içerisindeki yaygın kil dışı bileşenleri kuvars, albit, hematit, pirit ve analsim oluşturmaktadır (Tablo 3.10). Kil mineralleri, simektit, illit, illit/simektit, kaolenit, halloysit ve klorit/simektittir (Tablo 3.11).

Tablo 3.10. Dasitik piroklastitlerde tüm kayaç X-ışınları difraktogramlarına (Ek Şekil 4) göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler. Anl, Analsim; Al, Albit; He, hematit; I, illit; I/S, illit/simektit; K, kuvars; Kaol, kaolen; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; P, pirit; S, simektit

Örn. Nu.	K	Al	He	P	Anl	S	I	I/S	Kl	Kl/S	Kaol
Kp1-1	33	23	0	0	16	28	0	0	0	0	0
Kp1-1a	90	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0
Kp1-1*	10	3	1	1	0	42	0	30	0	0	13
Kp1-2	19	12	0	2	6	49	0	0	0	0	12
Kp1-3	26	4	0	1	0	27	14	20	0	0	8
Kp1-4	94	0	0	0	0	0	0	3	0	3	0
Kp1-5	19	5	0	4	0	34	0	0	22	0	16
Kp1-6	19	5	0	4	0	34	0	0	22	0	16
Kp1-7	40	34	0	0	0	18	8	0	0	0	0
Kp1-8	88	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0
Kp1-9	20	6	0	5	0	41	0	0	0	28	0
Kp1-10	7	0	0	53	0	13	0	8	0	19	0
Kp1-11	26	10	0	0	0	22	14	17	0	0	11
Kp1-12	30	2	0	1	0	32	11	24	0	0	0
Kp2-1	63	0	0	22	0	0	0	15	0	0	0
Kp2-2b	89	0	0	6	0	0	0	5	0	0	0
Kp2-3	22	0	0	41	0	0	0	37	0	0	0
Kp2-4	73	0	0	4	0	0	0	23	0	0	0
Kp3-1	80	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0
Kp3-2	33	6	0	0	0	0	0	43	0	0	18
Kp3-3	58	0	0	0	0	0	0	42	0	0	0
Kp3-4	87	0	0	0	0	0	0	13	0	0	0
Kp3-5	70	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0
Kp4-1	76	0	0	5	0	0	0	19	0	0	0
Kp4-2	34	5	0	0	0	25	9	27	0	0	0
Kp4-3	48	9	0	0	0	0	0	43	0	0	0
Kp4-5	95	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0
K15	82	0	0	5	0	0	0	13	0	0	0
K40	42	0	0	0	0	0	0	0	0	0	58
K33	27	0	0	48	0	0	25	0	0	0	0
K34	87	0	0	0	0	0	13	0	0	0	0
K36	6	35	0	0	0	39	0	12	0	0	8
Ke12-a	95	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0
Ke12-b	80	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0
Ke15	79	10	0	0	0	0	0	11	0	0	0
Ke-11	90	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0
Kp6-5-1	68	0	0	30	0	0	2	0	0	0	0
Kp6-5	85	0	0	5	0	0	5	0	0	0	5
Kp6-4	75	0	0	20	0	0	5	0	0	0	0
Kp5-2	85	0	0	5	0	0	5	0	0	0	5

Tablo 3.11. Dasitik piroklastitlerde <math><2\mu\text{m}</math> kil fraksiyonuna ait X-ışınları difraktogramlarına (Ek Şekil 4) göre hazırlanmış % mineralojik bileşimler. S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kao, kaolenit, H, halloysit; K, kuvars; Al, Albit; Anl, analsim, P, pirit.

Örn. Nu.	S	I	I/S	Kl	Kl/S	Kao	H	K	Al	Anl	P
Kp1-1	75	0	0	0	0	0	0	11	14	0	0
Kp1-1a	25	0	44	0	0	0	4	10	15	0	2
Kp1-1*	60	0	15	0	0	0	14	11	0	0	0
Kp1-2	37	10	0	0	0	15	0	16	15	7	0
Kp1-3	30	0	25	0	0	0	6	33	5	0	1
Kp1-4	0	0	16	0	75	0	0	6	3	0	0
Kp1-5	47	25	0	0	0	14	0	6	8	0	0
Kp1-6	46	24	0	0	0	16	0	6	8	0	0
Kp1-7	24	12	0	16	0	0	0	22	26	0	0
Kp1-8	76	0	0	0	0	0	0	24	0	0	0
Kp1-9	39	0	17	0	31	0	0	10	3	0	0
Kp1-10	26	0	30	0	28	0	0	10	2	0	4
Kp1-11	24	20	18	0	0	0	12	19	7	0	0
Kp1-12	38	19	24	0	0	0	0	14	3	0	2
Kp2-1	0	0	24	0	0	0	0	74	0	0	2
Kp2-2a	0	0	81	0	0	0	0	16	0	0	3
Kp2-2b	12	12	14	0	0	0	0	59	0	0	3
Kp2-3	0	0	94	0	0	0	0	0	0	0	6
Kp2-4	0	0	25	0	0	0	0	75	0	0	0
Kp3-1	0	0	22	0	0	0	0	72	0	0	6
Kp3-2	0	0	71	0	0	0	0	29	0	0	0
Kp3-3	0	50	30	0	0	0	0	20	0	0	0
Kp3-4	0	14	0	0	0	0	0	86	0	0	0
Kp3-5	84	0	0	0	0	1	0	15	0	0	0
Kp4-2	18	18	18	0	0	0	0	46	0	0	0
Kp4-3	0	0	61	0	0	5	0	34	0	0	0
Kp4-5	0	13	25	0	0	0	0	62	0	0	0
K15	0	0	31	0	0	0	0	69	0	0	0
K33	0	72	0	0	0	0	0	19	0	0	9
K34	0	14	0	0	0	0	0	86	0	0	0
K36	61	0	14	0	0	0	0	0	25	0	0
K40	0	0	0	0	0	76	0	0	24	0	0
Ke-12a	16	34	0	19	0	0	0	16	15	0	0

### 3.2.2.1. Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Simektitler özellikle zayıf bir dolaşımın olduğu, denizel ortamlar gibi hafif alkalin ortamlarda oluşurlar ve genellikle yüksek Si ve Mg potansiyeline sahiptirler (Borchardt, 1977). Bu tür ortamlarda alterasyon reaksiyonları sonucunda açığa çıkan bazı elementler yıkanır (Grim, 1962) ve ortam Ca, Na ve K gibi elementler bakımından zenginleşir (Deer vd., 1996).



Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında, dasitik piroklastitler içerisindeki simektitler cevher zonundan uzakta bulunurlar ve hidrotermal alterasyonun en dış zonunu oluştururlar.

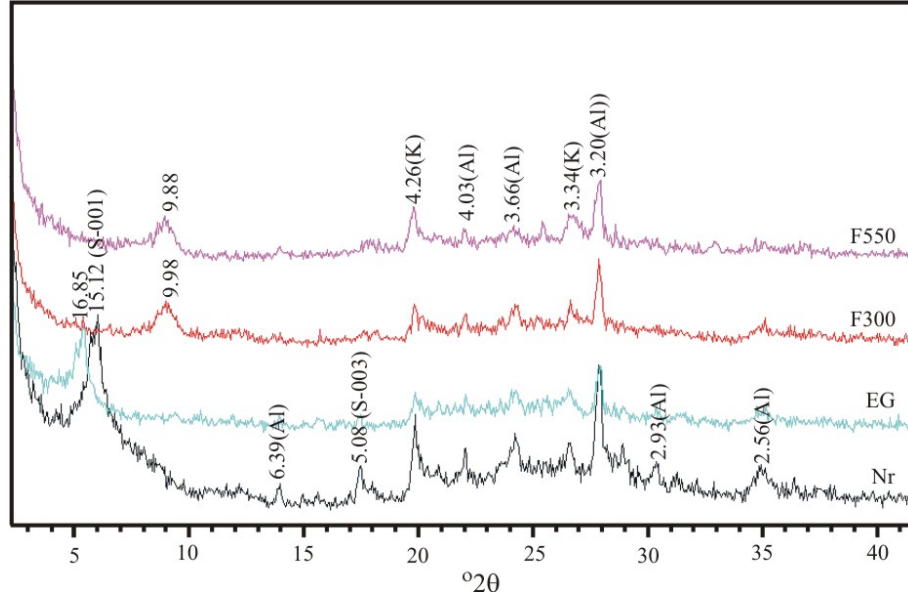
### 3.2.2.1.1. Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin XRD İncelemeleri

Simektitlerin X-ışınları incelemeleri yapılırken, ısıyla muamele ve organik moleküllerle değişebilen katyonlarla doyurma gibi işlemler yapılır ve bazal yansımalarındaki değişimler kullanılarak tanımlanırlar (Wilson, 1987).

Kutlular masif sülfür yatağında simektitler dasitik tüflerde cevherleşmeden itibaren en dış zonda bulunurlar. Simektit tanımlamaları yönlü hazırlanmış örneklerin normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F 300) ve 550°C'de (F 550) fırınlanmış durumlarında X-ışınları incelemelerine tabi tutularak yapılmıştır (Şekil 3.31). Simektitler genel olarak incelendiğinde normal XRD çekimlerinde Ca-simektitleri ifade eder şekilde 14-15.9Å arasında pik vermektedir. Bazal yansımalarından itibaren yapılan tanımlamalarda saf simektitlerdeki integral yansımalar saptanmıştır (Hoffmann ve Hower, 1979). Yapılan çekimlerde Ca-simektitlerin (001), (002), (003) ve (005) yansımaları belirlenmiştir. Etilen glikolle doyurulduklarında simektitlerin (001) yansımalarının 17Å'a kadar şiştikleri saptanmıştır. Sırasıyla 300°C ve 550°C'ye kadar ısıtıldıklarında (001) bazal yansımaları 9.92Å'a kadar yıkılır.

X-ışınları difraksiyon çalışmalarında yönlenmemiş toz örneklerden itibaren simektitlerin di- ve tri-oktahedral karakterini belirlemek amacı ile  $d_{(060)}$  ölçümleri yapılmıştır (Moore ve Reynolds, 1997). Montmorillonit ve baydellitlerde  $d(060)$  değerleri 1.50Å civarında iken saponitte bu değer 1.53-1.54Å, nontronitte ise yaklaşık 1.52Å'dur (Wilson, 1987). Çalışma sahasındaki simektitlerde ölçülen  $d_{(060)}$  değerleri 1.50-1.52Å arasında değişmekte olup dioktahedral simektitleri karakterize etmektedir. Yapılan araştırmalarda dioktahedral simektitlerin  $d_{(060)}$  yansımalarının 1.492-1.504Å arasında değiştiği ifade edilmektedir (Brown ve Brindley, 1980).

Simektitlerin glikollü çekimlerinden itibaren belirlenen kristalinite (Biscaye, 1965) değerleri 0.47 ile 0.99 arasında değişiklik göstermektedir (Tablo 3.12). Literatürde simektitlerin kristalinite değerlerinin anlamlılığı üzerinde çalışmalar bulunmasa da bu değerlerin incelenen örneklerin çoğunda 1'e yakın olması simektitlerin iyi kristaliniteye sahip olduğunun bir ifadesidir.



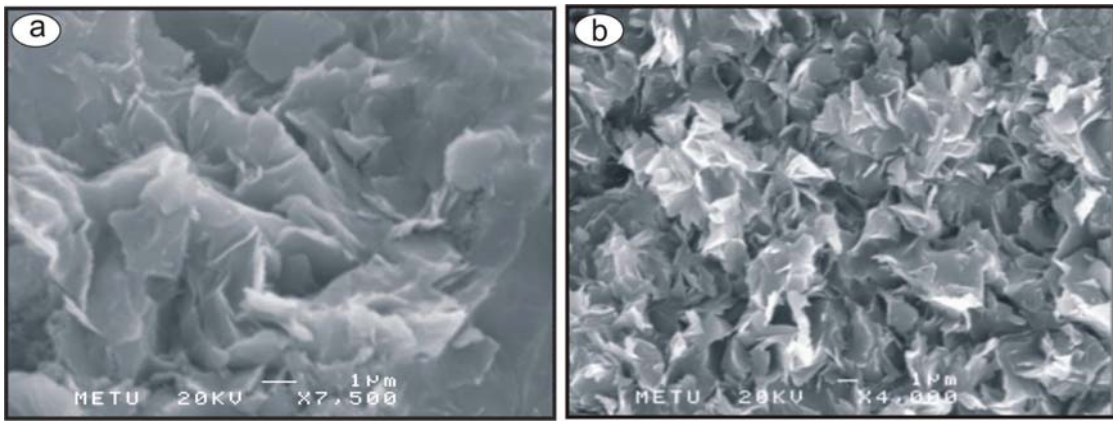
Şekil 3.31. Dasitik piroklastitlerdeki simektitce zengin  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonuna (Örn. Nu., Kp1-1) ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramı. Al, albit; K, kuvars; S, simektit

Tablo 3.12. Dasitik piroklastitlerde  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonunun yönlü ve etilen glikolle doyurulmuş X-ışınları difraktogramlarına göre hesaplanan simektit kristalinite değerleri ( $S_K$ )

Örn. Nu.	$S_K$
Kp1-1	0.74
Kp1-1a	0.79
Kp1-1*	0.86
Kp1-2	0.75
Kp1-3	0.78
Kp1-5	0.47
Kp1-8	0.99
Kp1-9	0.90
Kp1-10	0.94
Kp1-11	0.90
Kp1-12	0.81
Kp2-2b	0.93
Kp3-3	0.99
Kp3-5	0.98
Kp4-2	0.75
K36	0.83

### 3.2.2.1.2. Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin SEM İncelemeleri

Simektitce zengin örneklerin elektron mikroskopisi incelemesine (SEM) göre; simektitler karakteristik olarak hegzagonal paketlenme ve dalgalı şekilli yapraksı bir morfoloji sunarlar (Şekil 3.32). Simektitlerde belirlenen bu zayıf bağlanmış agregalar Keller (1978) tarafından mısır gevreği (corn-flake) dokusu olarak ifade edilmektedir. Bu durumda açık yapılar kenar kenara ve kenar yüzeye kontakları ile tutturulmuş olan yapraksı simektit parçacıklarından oluşmaktadır.



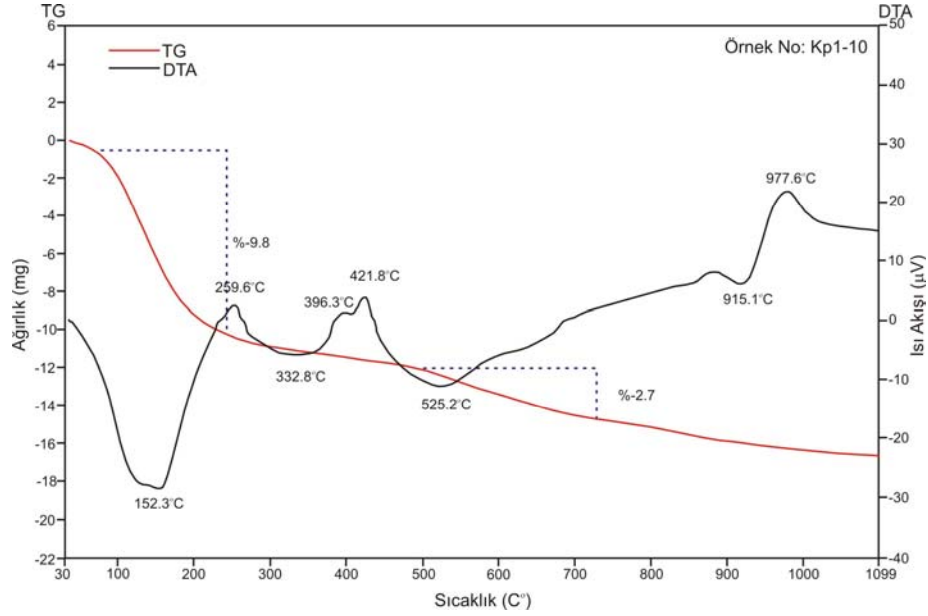
Şekil 3.32. Dasitik piroklastitlerdeki simektitce zengin örneklerin SEM görüntüleri. a) Kp1-1, b) Kp1-8 nolu örneklerde mısır gevreği (corn-flake) dokulu simektitlerin genel görünümü

### 3.2.2.1.2. Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin DTA-TG İncelemeleri

Simektitlerin ısı davranışlarını ve kütle değişimlerini belirlemek amacı ile simektitce zengin örneklerden ayrılmış olan 5 adet saf simektit örneği üzerinde DTA-TG analizleri yapılmıştır (Şekil 3.33). Simektitler temel olarak 3 adet endotermik pike sahiptir. Bu piklerden birincisi adsorbe suyun, ikincisi yapraklar arası suyun ve üçüncüsü ise oktaedrik hidroksil suyun atılması ile ilişkilidir.

Simektitlerin ısı davranışları incelendiğinde birbiriyle tamamen benzer desenlere sahip oldukları ve yapılarının 900°C'ye kadar bozulmadığı belirlenmiştir. 150 ve 332°C'deki düşük sıcaklık endotermik pikler yapraklar arasında adsorbe edilmiş suyun ve hidratlaşmış değişebilen katyonlardaki suyun kaybıyla ilişkilidir ve %9.8'lik bir kütle azalmasına neden olurlar. 525°C'deki küçük endotermik pik hidroksil suyun atılmasını ifade eder ve %2.7'lik

bir kütle kaybına neden olur. 915°C civarındaki son endotermik pik simektit yapısının bozulduğunu ifade eden piktir ve 977°C'deki keskin bir ekzotermik pik ile takip edilir. 977°C'deki ekzotermik pik silis fazlarından olan beta kuvars oluşumu ile ilişkilidir. İncelenen simektitlerin ısıl özellikleri literatürdeki Wyoming-tipi montmorillonitlerin ısıl davranışları ile oldukça benzer karakteristikler sergiler (Grim ve Kulbicki, 1961).



Şekil 3.33. Simektitin ısıl davranışını ve ısıya karşı gösterdiği kütle değişimini ifade eden temsili DTA-TG analizine ait grafik (Örn. Nu., Kp1-10)

### 3.2.2.1.3. Dasitik Piroklastitlerdeki Simektitlerin Mineral Kimyası

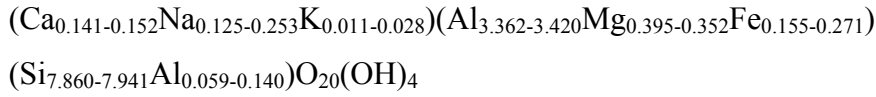
XRD analizleri ile dioktahedral karakterli oldukları belirlenen simektitler,  $Al_2O_3$  bakımından zengindirler ve  $Al_2O_3$  içerikleri %22.88-23.85 arasında değişmektedir. Tabaka arası katyonlar bakımından incelendiklerinde simektit örneklerinin Na ve Ca'ca doymun olduğu görülmektedir. Bu açıdan simektit örnekleri Ca- ve Na-simektit olarak tanımlanabilir (Tablo 3.13).

Simektitlere ait yapısal formül hesaplamalarına göre tetrahedral tabakada  $Si^{+4}$  ve  $[IV]Al^{+3}$  bulunurken, oktahedral tabakada  $[VI]Al^{+3}$ ,  $Ti^{+4}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $P^{+5}$  ve  $Ba^{+2}$  bulunmaktadır. Tabaka araları ise  $Ca^{+2}$ ,  $Na^{+}$  ve  $K^{+}$  tarafından dengelenmektedir. Çalışma alanındaki simektitlerin oktahedral yükleri 0.364 ile 0.447, tetrahedral yükleri ise 0.14 ile 0.059

arasındadır. Tetrahedral oktahedral yük (T.Y./O.Y.) oranlarına bakıldığında bu oranın 1'den küçük (0.16-0.31) olduğu görülmektedir.

Dioktahedral simektitlerde montmorillonitler için bu oranın 1'den küçük, baydellitler için ise 1'den büyük olduğu bilinmektedir (Güven, 1988). Bu yüzden Kutlular simektitleri montmorillonit olarak tanımlanabilir. Tabaka arası yük değerlerine bakıldığında bu değer 0.419-0.584 arasında değiştiği görülmektedir. Velde (1995) düşük yüklü olarak tanımlanan simektitler için bu değer 0.2-0.7 arasında değişebileceğini ifade etmektedir. Simektitlerin K<sub>2</sub>O içeriklerine bakıldığında %0.01-0.17'a kadar değişiklik gösterdikleri belirlenmiştir. Yapraklar arasındaki K miktarı ise 0.011-0.028 arasında değişmektedir.

Simektitlerin genel formülü şu şekilde verilebilir:



Tablo 3.13. Dasitik piroklastitlerdeki simektitlerin ana element içerikleri (%) ve yapısal formülleri (formül hesaplamaları 22 oksijene göredir.)

	KP3-3	KP3-5		KP3-3	KP3-5
SiO <sub>2</sub>		62.07	62.62	<b>Tetrahedral</b>	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.85	22.88	Si <sup>+4</sup>	7.860	7.941
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam	1.63	2.84	<sup>IV</sup> Al <sup>+3</sup>	0.140	0.059
MgO	2.09	1.86	T.Y.	-0.140	-0.059
CaO		1.12	1.04	<b>Oktahedral</b>	
Na <sub>2</sub> O	1.03	0.51	<sup>VI</sup> Al <sup>+3</sup>	3.420	3.362
K <sub>2</sub> O	0.17	0.07	Ti <sup>+4</sup>	0.006	0.006
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.06	Fe <sup>+3</sup>	0.155	0.271
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	Mg <sup>+2</sup>	0.395	0.352
MnO	0.01	0.01	Cr <sup>+3</sup>	0.000	0.000
BaO	0.08	0.00	P <sup>+5</sup>	0.002	0.002
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	Ba <sup>+2</sup>	0.004	0.000
A.K.	7.89	8.12	Toplam	3.981	3.993
Toplam	100.03	100.06	O.Y.	-0.447	-0.364
			<b>Tabaka arası</b>		
T.Y., tetrahedral yük			Ca	0.152	0.141
O.Y., oktahedral yük			Na	0.253	0.125
Y.A.Y., yapraklar arası yük			K	0.028	0.011
T.Y.Y., toplam yaprak yükü			Toplam	0.432	0.278
AK. Ateşte kayıp			Y.A.Y.	0.584	0.419
			T.Y.Y.	-0.587	-0.423
			Si/Al	2.208	2.322

### 3.2.2.2. Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

İllitler şişmeyen dioktahedral kil mineralleri olarak tanımlanırlar. Serisit ve illit birbirine oldukça benzer iki kavram olup; Środoń ve Eberl (1984) her iki terimin aynı kavramı işaret ettiğini ifade etmiştir. Bu çalışmada, petrografi tanımlamalarında serisit terimi benimsenmiş, XRD, SEM incelemeleri ve kimyasal incelemelerde ise illit terimi kullanılmıştır.

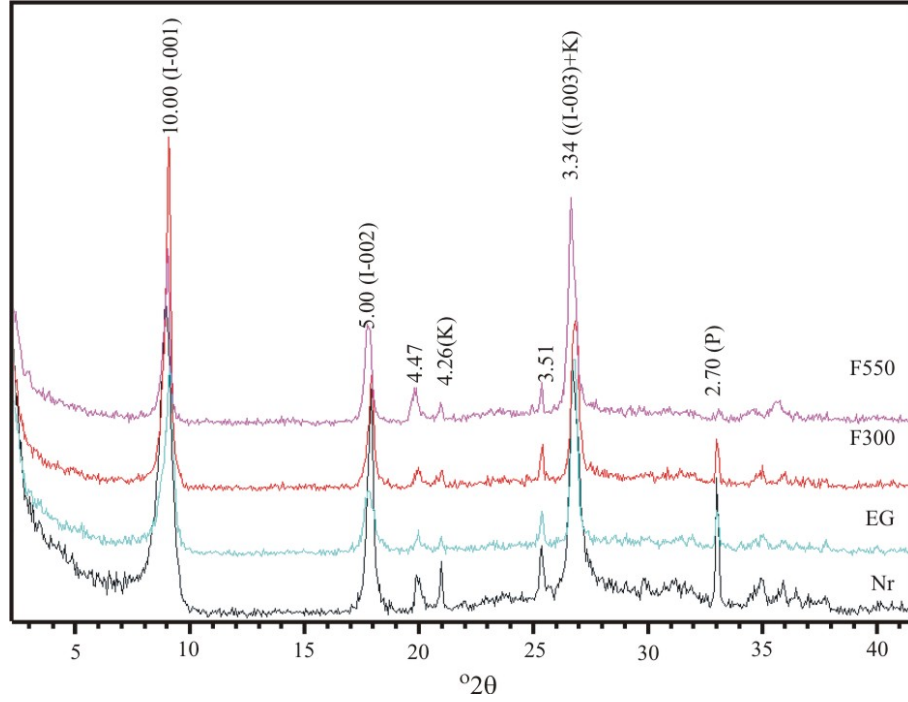
Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında, dasitik piroklastitler içerisindeki illitler cevher zonunda ve cevher zonunu çevreleyen dar bir alanda bulunurlar.

#### 3.2.2.2.1. Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin XRD İncelemeleri

XRD incelemelerinde illit tanımlamalarında  $10\text{\AA}$ 'da (001),  $5.00\text{\AA}$  (002) ve  $3.3\text{\AA}$ 'da ise (003) pikleri tanımlanmıştır (Şekil 3.34). Tanımlamalarda illitlerin (003) piki genellikle kuvarsın  $3.34\text{\AA}$ 'daki piki ile çakıştığı için çok kullanışlı değildir. İllitlerin tanımlanan bu piklerinde etilen glikolle doyurulma ve fırınlama neticesinde herhangi bir değişiklik olmaz. Bu veriler illitin tanımlanmasında karakteristik olarak kullanılmaktadır (Fanning vd., 1989).

İncelenen illitlerin kristalinite özellikleri Kübler (1968)'ye göre tanımlanmıştır. Buna göre, illitlerin kristalinite değerleri  $0.17-0.67 \Delta^{\circ}2\theta$  arasında değişiklik sunar (Tablo 3.14). Genellikle çok yüksek illit kristalinite değerleri diyajenetik kökeni ifade eder (Crouzet vd., 2007). Kristalinite değerlerinin düşük olduğu Kp1-2 ve Kp 1-5 numaralı ( $0.17$  ve  $0.25 \Delta^{\circ}2\theta$ ) örnekler cevher zonundan uzakta bulunurlar ve simektite eşlik ederler. Bu zonda oluşan örnekler kristalinite değerlerine göre epizon ve ankizonu karakteristiklerini sergilerler (Crouzet vd., 2007). Diğer örnekler ise cevherin hemen yakınından alınan örneklere tekabül ederler ve oldukça yüksek kristalinite değerlerine sahiptirler. Bu yüksek kristalinite değerleri, cevher zonuna yaklaştıkça sıcaklığın artması ile ilişkili olmalıdır ve oluşum koşulları bakımından geç diyajenetik metamorfik koşulları işaret ederler (Crouzet vd., 2007). İncelenen illitlerin  $I(002)/I(001)$  oranlarına ait tanımlamalar örneklerin kuvars içermesi nedeniyle sağlıklı olarak yapılamaz. Çünkü kuvarsın  $3.34\text{\AA}$  piki aynı zamanda illitin (002) pikine tekabül eder.

İllitin glokonitden ayrılmasında, illitin (002) pikinin iyi gelişmiş olması ve  $d_{(060)}$  değerinin  $1.50\text{\AA}$ 'da olması ayırt edicidir (Moore ve Reynolds, 1997). İllitlerin  $b_0$



Şekil 3.34. Dasitik piroklastitlerde illitçe zengin  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonuna (Örn. Nu., K33) ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları. I, illit; K, kuvars; P, pirit

Tablo 3.14. Dasitik piroklastitlerinde  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonunda illitçe zengin örneklerin etilen glikolle doyurulmuş yönlü X-ışınları difraktogramlarından ölçülen illit kristalinite ( $I_K$ ) değerleri

Örn. Nu.	$I_K$
Kp1-2	0.17
Kp1-5	0.25
Kp1-11	0.67
K33	0.58
K34	0.67
K36	0.50

parametreleri veya  $d_{(060)}$  değerlerinin ölçülmesinde  $49-65^\circ 2\theta$  arasındaki X-ışınları incelemeleri kullanılmıştır. Örneklerde kuvarsin  $1.81\text{Å}$ ’daki yansıması referans alınmıştır (Moore ve Reynolds, 1997). Buna göre illitlerin  $d_{(060)}$  değerleri  $1.4965-1.5042\text{Å}$  arasında değişmektedir.

Yönsüz toz haldeki örneklerde yapılan X-ışınları incelemelerinde illitlerin politip tanımlamaları Bailey (1980)’e göre yapılmıştır. Buna göre illitler  $1M$  ve  $2M_1$

politipindedirler. Yoder ve Eugster (1955) ve Velde (1965) deneysel olarak artan sıcaklığa bağlı olarak 1Md politipinden 1M ve 2M<sub>1</sub> politipine doğru bir geçişin olduğunu ifade etmektedirler.

### 3.2.2.2.2. Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin SEM İncelemeleri

İncelenen saf illit örnekleri genelde hegzagonal plakalar ve zayıf bağlanmış dalgalı latalar halindedir (Şekil 3.35a ve b). Hekzagonal plakalar genellikle 2M<sub>1</sub>, latalar ise 1M politipindedir (Inonue, 1995). İllitin genel morfolojik özelliklerine bakıldığında kenarları düzgüne yakın ve uzamış kristaller şeklinde oldukları belirlenmiştir.

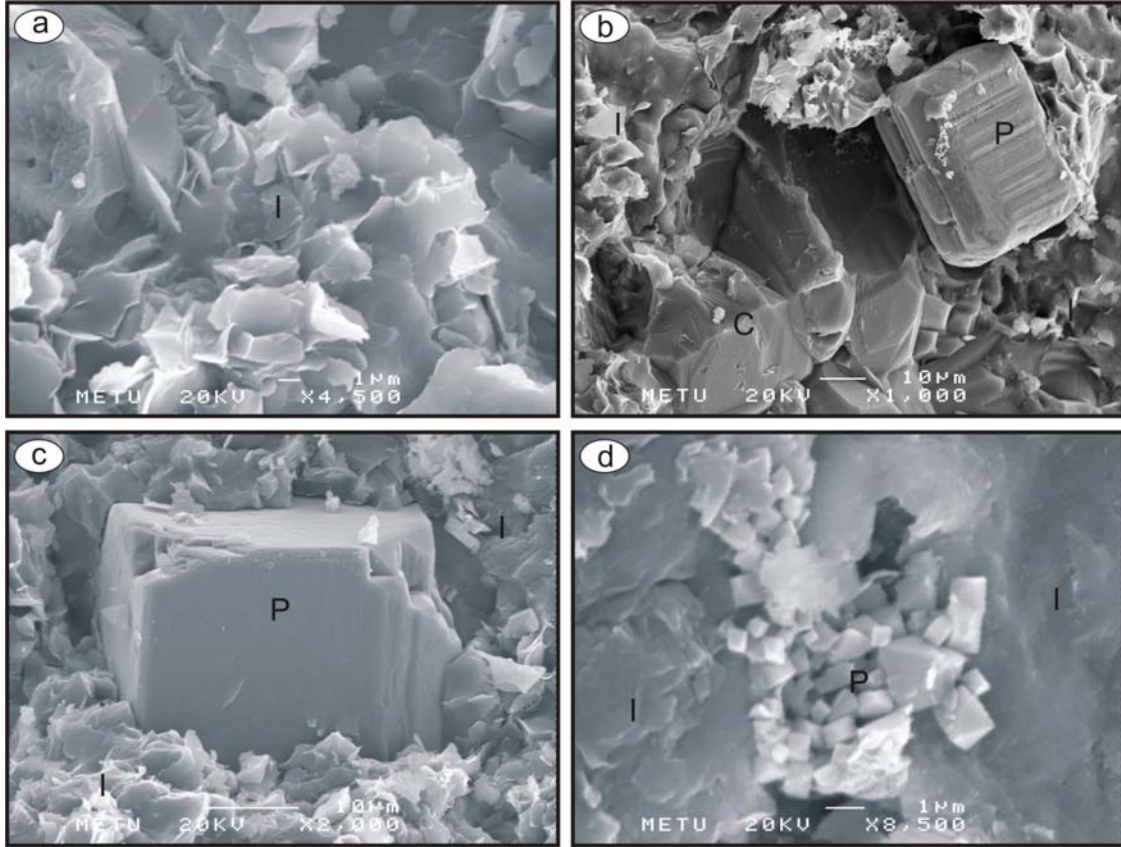
İllit oluşumları genelde cam bileşeninden itibaren gerçekleşmektedir (Şekil 3.35b). EDX analizleri ile camın bileşimi incelendiğinde illit oluşumu için uygun kimyasal element içeriğine sahip olduğu ve transformasyon mekanizması ile illitin oluşturulabileceği söylenebilir. Örnek içerisinde hâkim kil mineralinin illit olduğu örneklerde illite pirit eşlik eder (Şekil 3.35c). Pirit genellikle illitçe zarflanmıştır, bazı durumlarda ise kübik pirit kristalleri kırık sistemleri içerisinde gelişmiştir (Şekil 3.35c ve d).

### 3.2.2.2.3. Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin DTA-TG İncelemeleri

İllitlerin DTA eğrileri incelendiğinde genel olarak saptanan piklerin yapısal (OH)<sup>-</sup>'in bırakılması ve eşlik eden yeniden yapılanma, yeniden kristallenme, Fe<sup>+2</sup>'nin oksidasyonu ile ilişkili oldukları görülür.

Saf illit örneğine ait DTA-TG analizlerinde ilk düşük dereceli bir endotermik pik adsorbe suyun atılması ile ilişkili olup 78.4-81.4°C arasındaki sıcaklıklarda gelişmiştir ve %1.4'lük bir kütle azalmasına karşılık gelir (Şekil 3.36). 419.7-441.5°C arasındaki oldukça keskin ekzotermik pikler illitin yapısından kaynaklanmayıp pirit varlığından ve piritin yapısı içerisindeki demirin oksitlenmesinden kaynaklanmaktadır. 563.8-599.9°C civarındaki endotermik pik ise ikinci orta dereceli endotermik pik olup yapıdaki (OH)<sup>-</sup>'in atılmasını işaret eder. 1064°C'deki küçük endotermik pik bir ekzotermik pikle takip edilir. 900°C'nin üzerinde illit yapısı bozulmuş olup, spinel ve mullit gelişir (Van Ranst, 1998).





Şekil 3.35. Dasitik piroklastitlerde illitçe zengin örneklerin SEM incelemeleri. a) Zayıf bağlanmış dalgalı morfoloji sunan illit latalarının görünümü, b) cam kıymığı üzerinde illit gelişimi, c) özşekilli pirit kristali ve etrafını saran illit kristalleri, d) illitçe zengin örnekte kırık sistemi içerisinde gelişmiş kübik şekilli pirit kristalleri (Örn. Nu., K33; C, Cam kıymığı; I, illit; P, pirit)

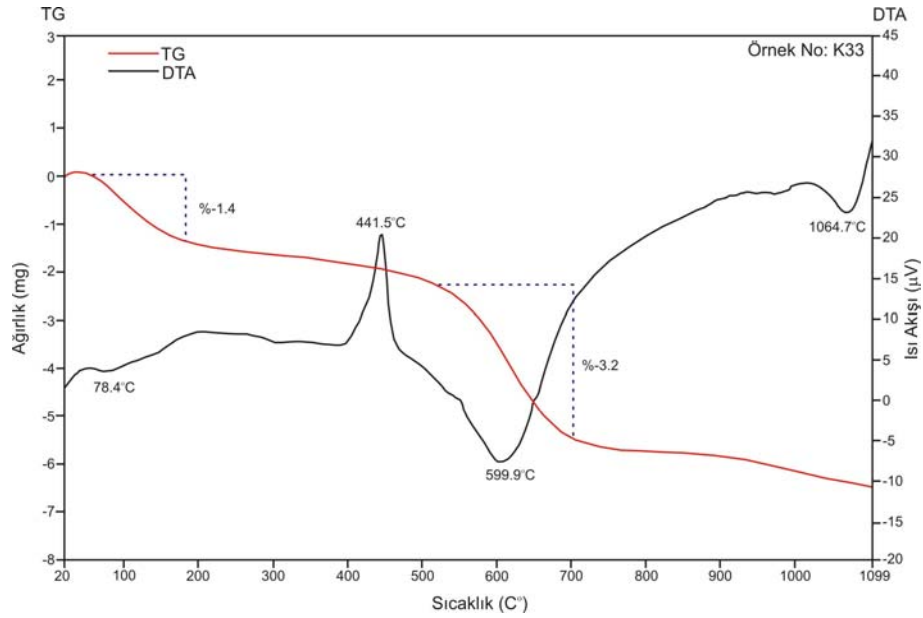
İllitin bileşimi EDX analizleri ile incelendiğinde  $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Al}^{+3}$  ve  $\text{K}^{+}$  bakımından zengin olduğu az oranda ise  $\text{Fe}^{+2}$  içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 3.15).

#### 3.2.2.2.4. Dasitik Piroklastitlerdeki İllitlerin Mineral Kimyası

Dasitik piroklastitler içerisinde bulunan illitlerin kimyasal analizleri ve 22 oksijene göre hesaplanmış (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri Tablo 3.16'da verilmiştir. İllitlerin  $\text{K}_2\text{O}$  içerikleri %3.89-7.56 arasında değişmektedir. %3.89  $\text{K}_2\text{O}$  içeriği illit bileşimi için düşük bir değerdir. Bu örnekte her ne kadar XRD incelemelerinde simektit ara tabakalmasına dair bir bulguya rastlanamasa bile bu düşük  $\text{K}_2\text{O}$  değerleri simektit ara tabakalanmasına dair bir delil olarak kabul edilebilir. Yapraklar arasındaki  $\text{K}^{+}$  değerleri ise 0.665-1.291 arasında değişiklik sunar. Tabaka arasında bulunan baskın katyon  $\text{K}^{+}$ 'a eser

Tablo 3.15. Dasitik piroklastitlerde illitçe zengin örnekler üzerinde yapılan EDX analiz sonuçları

Örn. Nu.: K34	Ağırlıkça %	Atom kons. %		%
O	49.02	63.50		
Si	31.46	23.22	SiO <sub>2</sub>	67.30
Al	13.03	10.01	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.63
K	5.38	2.85	K <sub>2</sub> O	6.48
Fe	1.11	0.41	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59
Toplam	100.00	99.99	Toplam	100.00
Örn. Nu.: K34				
O	48.01	62.72		
Si	27.38	20.38	SiO <sub>2</sub>	58.58
Al	16.69	12.93	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.53
K	6.36	3.40	K <sub>2</sub> O	7.66
Fe	1.56	0.58	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.23
Toplam	100.00	100.00	Toplam	100.00



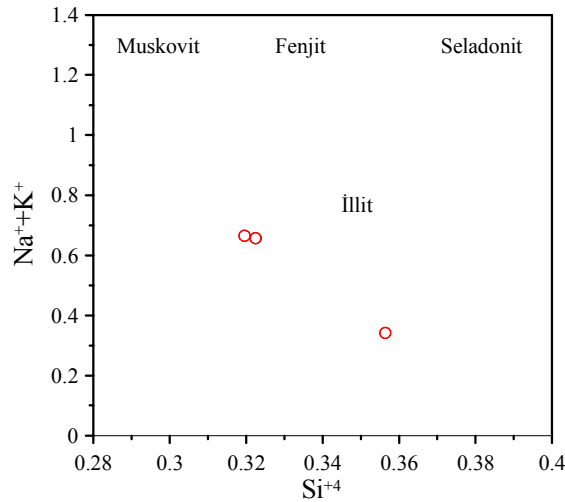
Şekil 3.36. Dasitik piroklastitlerdeki illitlerin diferansiyel termal analiz (DTA) ve termo gravimetrik (TG) analiz eğrileri (Örn. Nu., K33)

miktarda Na<sup>+</sup> ve Ca<sup>+2</sup> eşlik eder. Örneklerin SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri illitlerin bilinen değerlerine yakındır (Newman ve Brown, 1987).

Si<sup>+4</sup>'a karşı Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup> değişim diyagramında illitlerin davranışları irdelendiğinde Si<sup>+4</sup> artışına bağlı olarak Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup> değerleri azalmaktadır ve illitler tipik illit alanında yer alırlar (Şekil 3.37). İllitlerin oktahedral tabakadaki Mg<sup>+2</sup> içerikleri 0.114-0.268 arasında, Fe<sup>+3</sup> içerikleri ise 0.068-0.246 arasında değişiklik göstermektedir. İllitler yüksek Mg'lu olarak sınıflandırılabilir. Bu bulgu oldukça önemlidir zira illitlerin düşük Mg'lu olması onların

Tablo 3.16. Dasitik piroklastitler içerisinde bulunan illitlerin kimyasal bileşimi ve 22 oksijen üzerinden hesaplanan yapısal formülleri

%	K33	K34	KP3		K33	K34	KP3
SiO <sub>2</sub>	47.730	53.190	49.450	<b>Tetrahedral</b>			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.530	30.100	32.580	Si <sup>+4</sup>	6.391	7.128	6.449
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.670	0.900	2.510	<sup>IV</sup> Al <sup>+3</sup>	1.609	0.872	1.551
MgO	1.280	0.570	1.380	T.Y.,	-1.609	-0.872	-1.551
CaO	0.770	0.030	1.200	<b>Oktahedral</b>			
Na <sub>2</sub> O	0.150	0.070	1.150	<sup>VI</sup> Al <sup>+3</sup>	3.367	3.881	3.456
K <sub>2</sub> O	7.560	3.890	6.150	Ti <sup>+4</sup>	0.258	0.009	0.063
TiO <sub>2</sub>	2.560	0.090	0.640	Fe <sup>+3</sup>	0.068	0.091	0.246
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.690	0.000	0.000	Mg <sup>+2</sup>	0.256	0.114	0.268
MnO	0.010		0.030	Cr <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000
BaO	0.119	0.000	0.000	P <sup>+5</sup>	0.039	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.000		Ba <sup>+2</sup>	0.006	0.000	0.000
A.K.	6.500	5.700	5.300	Toplam	3.994	4.095	4.034
Toplam	99.571	94.540	100.390	O.Y.	0.055	0.181	-0.105
				<b>Tabaka arası</b>			
T.Y., tetrahedral yük				Ca <sup>+2</sup>	0.111	0.004	0.168
O.Y., oktahedral yük				Na <sup>+</sup>	0.039	0.018	0.291
Y.A.Y., yapraklar arası yük				K <sup>+</sup>	1.291	0.665	1.023
T.Y.Y., toplam yaprak yükü				Toplam	1.441	0.687	1.482
A.K., ateşte kayıp				Y.A.Y.	1.551	0.692	1.649
				T.Y.Y.	-1.553	-0.692	-1.656
				Si/Al	1.284	1.499	1.288

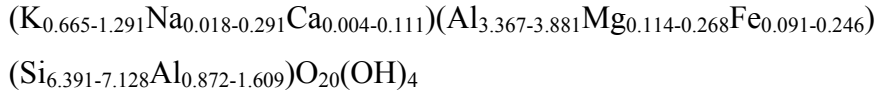


Şekil 3.37. Dasitik piroklastitlerdeki illitlerin Si<sup>+4</sup>'e karşı Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup> diyagramındaki konumları

feldispatlardan itibaren oluştuğunu ifade eder (Weaver ve Pollard, 1973). Hâlbuki yüksek Mg içerikleri SEM incelemelerinde de tanımlandığı gibi cam bileşeninden itibaren

muhtemel bir deniz suyuyla etkileşim sonucunda simektitten itibaren veya direkt olarak camdan itibaren illitleşme sürecini tetiklemiş olabilir.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre illitlerin genel formülü şu şekilde verilebilir:



### 3.2.2.3. Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Hidrotermal ortamlarda karışık tabakalı illit/simektitler (I/S) genellikle felsik kayalarda, nötr-alkalen şartlar altında, artan sıcaklığa bağlı olarak simektit-illit mineral transformasyonunun ara ürünü olarak bulunurlar (Inoue, 1995).

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde karışık tabakalı I/S'ler cevherin hemen yakınında bulunan illitlerle cevherleşmeden uzakta bulunan simektitler arasındaki zonda bulunurlar.

#### 3.2.2.3.1. Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri

İllit/simektit çalışma sahası içerisinde en yaygın olarak görülen karışık tabakalı kil mineralidir. İllit/simektitlerde etilen glikolle muameleden sonra  $5.2^{\circ}2\theta$  civarındaki pik düzenli ve düzensiz karışık tabakalı illit /simektitler için tanımlayıcı olarak kullanılmıştır (Moore ve Reynolds, 1997).

İllit/simektitlerde düzenlenme tipi, tabaka bileşenlerinin yüzdesine bağlıdır ve %60 illit içerenler düzensiz karışık tabakalı oluşturmaya meyilli iken, %60-85 illit tabakalıları R=1 düzenine, %85'den daha fazla içerenler ise R=3 düzenine eğilimlidir (Hower, 1981). Çalışılan örneklerdeki karışık tabakadaki illit yüzdesi difraktogramlardaki  $16-17.7^{\circ}2\theta$  arasındaki (002/003) pikine göre Moore ve Reynolds (1997) ve Środoń (1980) tarafından verilen değerlere göre belirlenmiştir (Tablo 3.17).

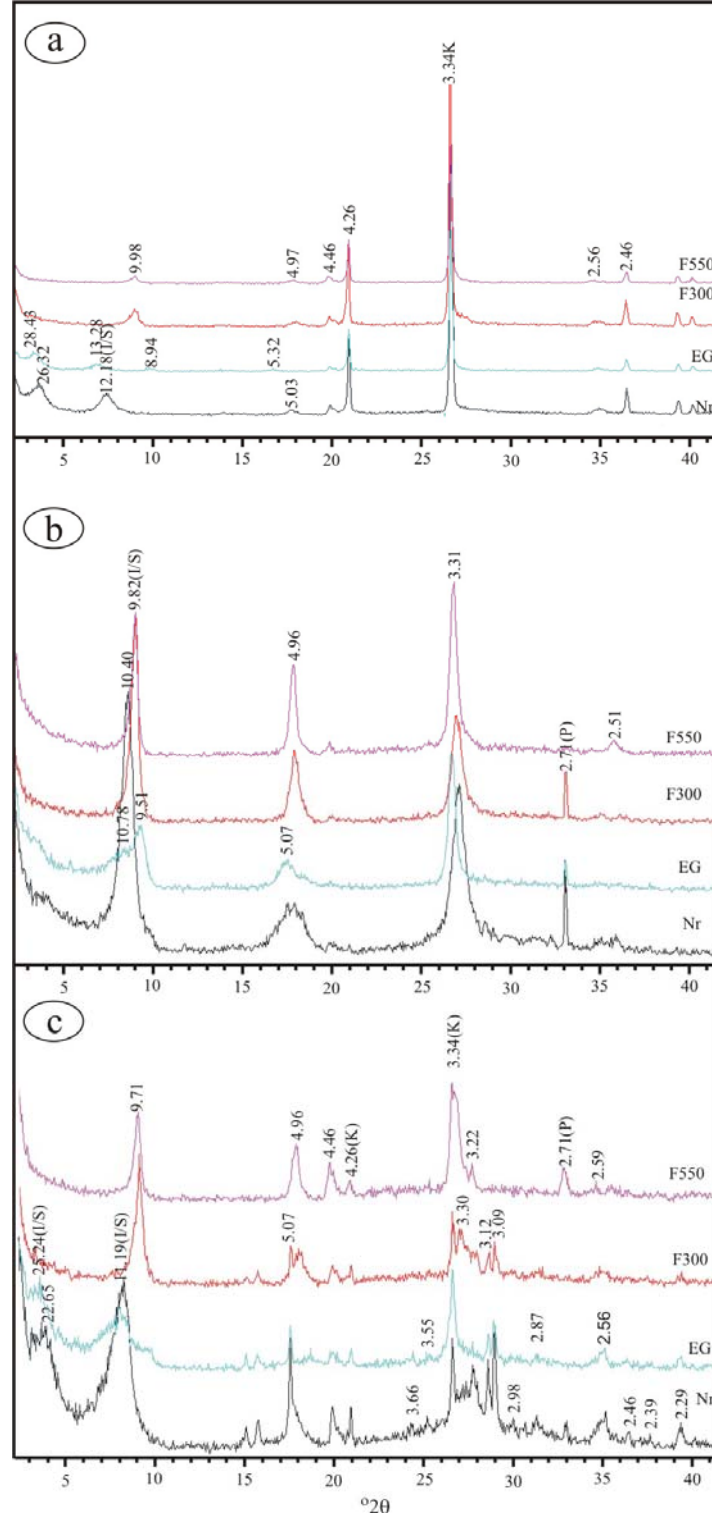
Buna göre illit/simektitlerin R (reikveit) değerleri 0 ile 3 arasında değişmektedir. İllit/simektitlerin düzenlenmesi içerisinde dağınık olarak bulunan illitlerin % değerleri ise, %10 ile %90 arasındadır. Simektitlerin, illit/simektit karışık tabakalı kil minerallerine

dönüşümü esnasında illit/simektit içerisindeki illit yüzde miktarında cevher zonuna doğru sistematik bir değişim tespit edilememiştir (Tablo 3.17).

Tablo 3.17. Dasitik piroklastitler içerisinde bulunan illit/simektitlerin X-ışınları difraktogramlarına göre içerdikleri illit yüzde miktarları, reikveit (R) değerleri.  $(001/002)_{EG}$  ve  $(002/003)_{EG}$   $d(\text{Å})$  etilen glikolle doyurulmuş örneklerde yüzeylerin yansıma ( $\text{Å}$ ) değerleri

Örn. Nu.	$(001/002)_{EG}$ $d(\text{Å})$	$(002/003)_{EG}$ $d(\text{Å})$	%I	R
Kp1-1a	9.82	5.11	90	3
Kp1-1*	9.81	5.08	90	3
Kp1-3	9.80	5.09	90	3
Kp1-9	9.80	5.09	90	3
Kp1-12	9.22	5.40	60	1
Kp2-1	9.56	5.16	75	1
Kp2-2a	9.82	5.08	90	3
Kp2-2b		5.24	65	1
Kp2-3	9.61	5.08	80	1
Kp2-4	9.12	5.30	55	1
Kp3-1	8.94	5.32	45	0
Kp3-2	9.21	5.28	60	1
Kp3-3	8.23	5.60	10	0
Kp3-4	9.29	5.39	65	1
Kp4-3	9.22	5.35	60	1
K15	9.82	5.10	90	3

İllit/simektitlerin X-ışınları difraktogramları incelendiğinde  $R=0$  düzenlenmesine sahip illit/simektitlerin normal çekimlerinde genellikle 26.32, 12.18,  $5.03\text{Å}$ 'da pik verdikleri görülmektedir. Örnekler EG ile doyurulmuş durumda 28.43, 13.28, 8.94,  $5.32\text{Å}$ 'da pik verir ve ısıtma işlem sonunda bazal yansıma  $9.98\text{Å}$ 'a yıkılarak saf illit bileşimi gibi davranır.  $R=1$  düzenlenmesine sahip illit simektitler genellikle normal çekimlerde 10.78, 5.07 ve  $3.29\text{Å}$ 'da, EG'li durumda ise 9.51, 5.07 ve  $3.30\text{Å}$  yansıma verirler. Isıtma işlem sonunda bazal pikleri  $9.82\text{Å}$ 'ye yıkılır.  $R=3$  düzenlenmesine sahip illit/simektitler normal çekimlerde 22.65, 11.19, 5.07,  $3.30\text{Å}$ 'da pik verirler. EG'li durumda ise 25.24, 11.42,  $5.07\text{Å}$ 'da pik verirler ve ısıtma işlem sonrası simektit tabakaları yıkılarak saf illit gibi davranırlar (Şekil 3.38).



Şekil 3.38. Dasitik piroklastitlerde illit/simektitce zengin  $\lt; 2\mu\text{m}$  kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve  $550^{\circ}\text{C}$ 'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları. a)  $R=0$  (Örn. Nu., Kp3-1), b)  $R=1$  (Örn. Nu., Kp2-3), c)  $R=3$  (Örn. Nu., Kp2-2a) düzenlenmesine sahip illit/simektitler. I/S, illit/simektit, K, kuvars; P, pirit

### 3.2.2.3.1. Dasitik Piroklastitlerdeki İllit/Simektitlerin SEM İncelemeleri

İllit/simektitlerin (I/S) elektron mikroskopisi yardımıyla morfolojik özellikleri belirlenmiştir. Düzensiz karışık tabakalı I/S'ler ( $R=0$ ) saf simektitlere benzer şekilde dalgalı yapraklı (corn-flake dokusu) bir morfoloji sunarlar (Şekil 3.39a ve b). Düzenli I/S'lerde ise latalar azalan simektit bileşeni ile orantılı olarak büyüme eğilimindedir (Şekil 3.39c). Saf illite ulaşıldığında ise latalar genellikle  $2M_1$  politipindeki hegzagonal plakalar ve düzlemsel latalar halinde bulunabilir. Bu durum simektitten itibaren değişen fiziko-kimyasal koşullara bağlı olarak I/S ve illitin oluşumu şeklinde açıklanabilir. Benzer durumlar hidrotermal ortamlarda I/S simektitten itibaren oluşumu için rapor edilmiştir (Inoue, 1995).

İllit/simektitlere sülfat mineralleri sıklıkla, nadir durumlarda ise XRD'lerde varlığı saptanamayan ancak SEM incelemelerinde gözlenen jips eşlik eder (Şekil 3.40). Jips birbirine paralel düzenli plakalar halinde bulunmakta olup, EDX analizleri (Tablo 3.18) kullanılarak bileşimleri belirlenmiştir.

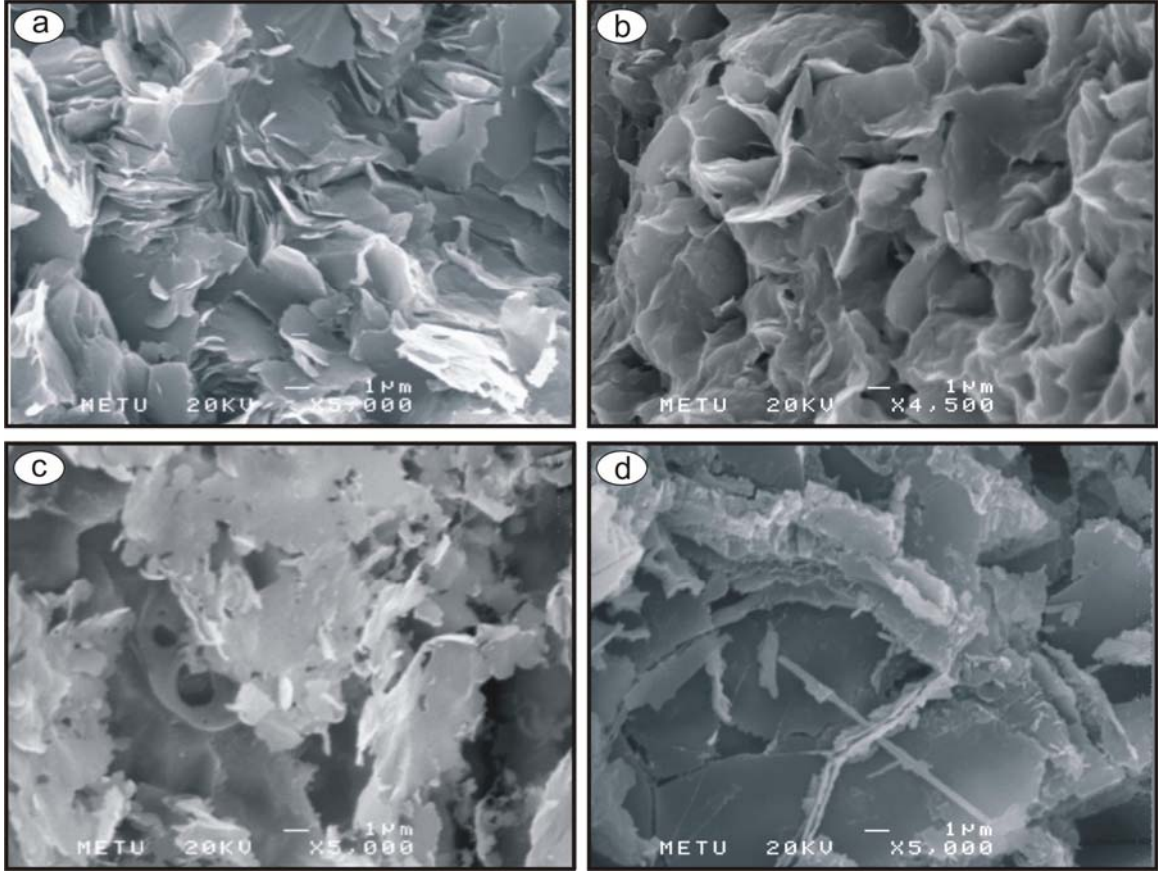
### 3.2.2.4. Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Kaolen grubu 1:1 tabaka katmanlı dioktahedral kil mineralleri olarak tanımlanmaktadır (Dixon, 1989; Moore ve Reynolds, 1997). Kaolen grubunun tüm üyeleri asit şartlar altında temel olarak feldispatların alterasyonu veya hidrotermal alterasyon sonucunda oluşurlar (Swindale, 1975; Deer vd., 1996).

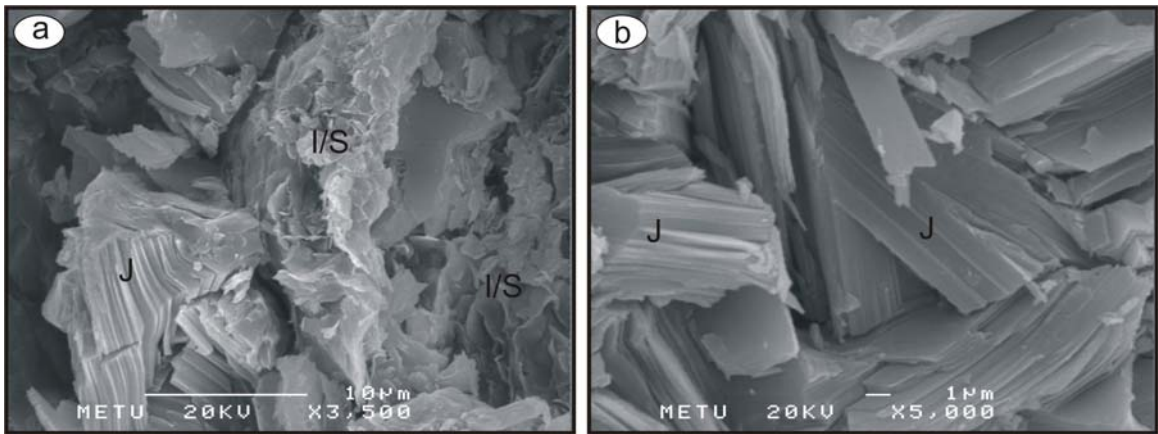
Kutular masif sülfat yatağı açık işletme sahasında, dasitik piroklastitlerdeki kaolen grubu minerallerden kaolenit ve halloysit genellikle simektitlere eşlik eder şekilde cevher zonundan uzakta, hidrotermal alterasyonun dış zonunda bulunurlar.

#### 3.2.2.4.1. Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin XRD İncelemeleri

Kaolenlerin XRD incelemeleri yapılırken  $550^{\circ}\text{C}$ 'deki ısı işlemlerden sonra minerale ait piklerin kaybolması tanımlamalarda kullanılmıştır. Kloritlerle kaolenlerin birbirinden ayrılmasında, kaolenlerin  $3.58\text{\AA}$ , kloritlerin  $3.54\text{\AA}$ 'deki pikleri kullanılmıştır (Biscaye, 1965).



Şekil 3.39. Dasitik piroklastitlerdeki simenit, illit/simenit ve illitçe zengin örneklerin SEM incelemeleri. a) %100 simenitten oluşan örnek (Örn. Nu., Kp3-5), b) %40 simenitten oluşan I/S (Örn. Nu., Kp4-3), c) %10 simenitten oluşan I/S (Örn. Nu., Kp2-2a), d) %0 simenit içeren saf illit bileşimi (Örn. Nu., K34)



Şekil 3.40. Dasitik piroklastitlerdeki jipsin SEM görünümü. a) I/S'lere eşlik eden levhamsı jips mineralleri, b) jips minerallerinin yakından görünümü (Örn. Nu., Kp4-3; I/S, illit/simenit; J, jips)

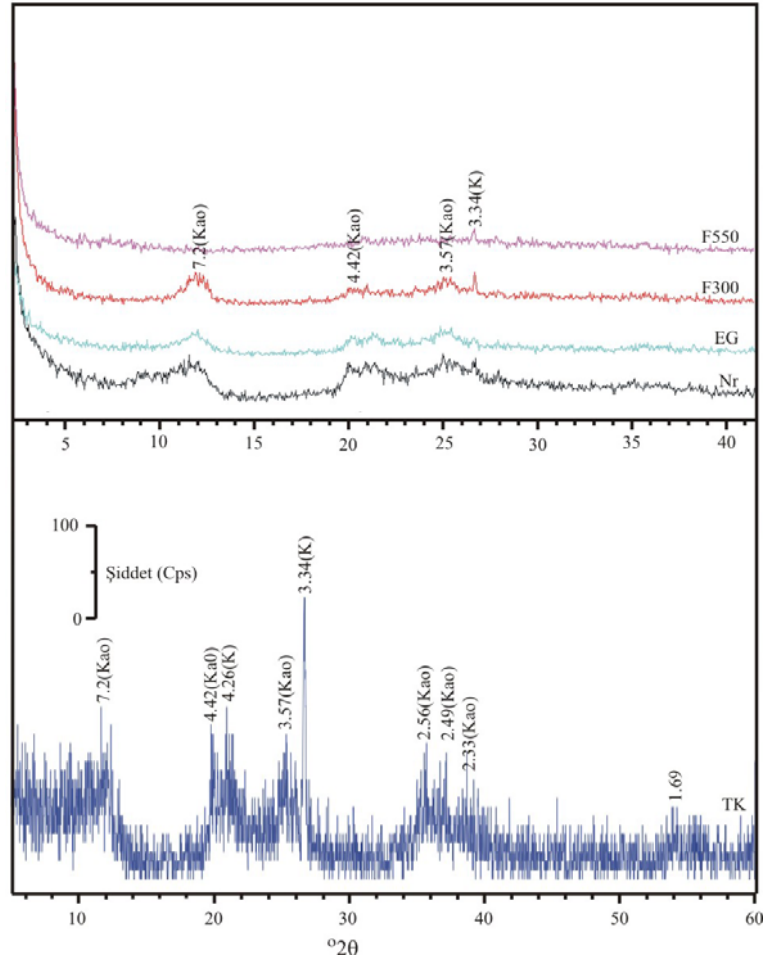


Tablo 3.18. I/S'lere eşlik eden levhamsı jips mineraline ait EDX analiz sonuçları

Örn. Nu.: Kp4-3	Ağırlıkça %	Atom kons. %		%
O	47.52	66.59	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.11
Al	1.65	1.37	SiO <sub>2</sub>	4.87
Si	2.27	1.82	SO <sub>3</sub>	54.77
S	21.93	15.34	CaO	37.26
Ca	26.63	14.89	Toplam	100.01
Toplam	100.00	100.01		

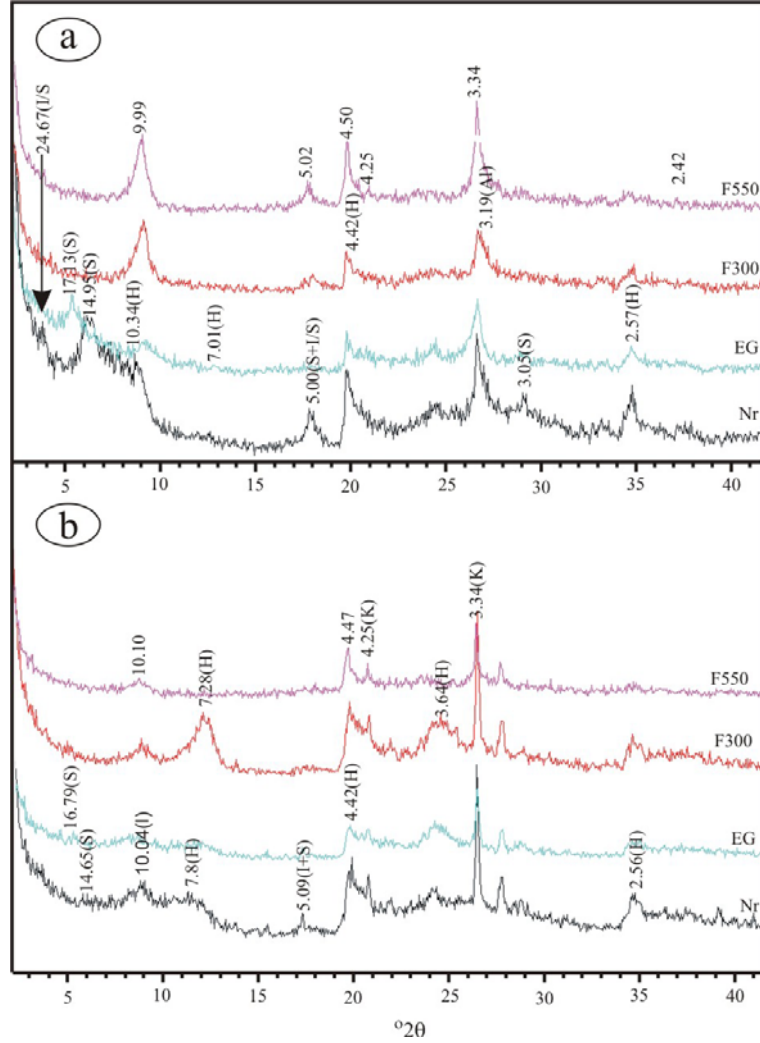
Kaolenit X-ışınları difraktogramlarında 7.2, 4.48, 3.58, 2.49 ve 2.33Å'daki pikler ile tanımlanmıştır. 7.2Å ve 3.57Å bazal yansımaların geniş ve 4.18 ve 3.84Å piklerin yokluğu oldukça düzensiz bir kaolenit veya halloysitin varlığını işaret eder (MacEwan ve Wilson, 1980; Wilson, 1987). 7.2Å piki etilen glikolle muameleden etkilenmez bu durumda hidratlaşmış halloysitin varlığı söz konusu değildir. 7.2Å piki 350°C'de değişikliğe uğramaz ve 550°C'de dehidratasyondan dolayı pik yıkılır. Örneklerde halloysitin varlığı normal ve etilen glikolle doyurulmuş durumlarda (002)/(001) pik şiddetlerinin oranlarındaki artışla doğrulanmıştır (Şekil 3.41). Benzer durumlar Wada (1961), Range vd. (1969), MacEwan ve Wilson (1980), Wilson (1987), Churchman ve Gilkes (1989) ve Churchman (1990) tarafından rapor edilmiştir. 1.49Å'daki keskin pik dioktahedral karakteri işaret eder.

Halloysitin 10.1Å piki muhtemelen halloysitin tabakalarının kısmen su ile doldurulmuş olmasından kaynaklanmaktadır. 7.2, 7.4. ile 10.1Å arasındaki geniş bant muhtemelen bazı halloysit kristallerinin ara tabakalarının tamamen su molekülleri ile doldurulması bazılarının ise ara tabakada çok az miktarda veya hiç su içermemesini ifade eder. Tabaka arasının su moleküllerince doldurulma miktarına 10.1-7.2 10.1Å arasındaki bandın genişliğine göre karar verilir. Örneğin nem oranının %90 olduğu durumlarda bant 10.1Å civarındadır ve bu da tabaka arasının neredeyse tamamen dolu olduğunu ifade eder. Hâlbuki nemin %20 olduğu durumlarda bant 7.2Å pikinin hemen yanından başlar (Harrison ve Greenberg, 1960). Tüm bunlar göz önünde bulundurulduğunda incelenen örneklerde halloysitlerin %20-30 arasında nem içerdikleri ve dehidratasyona uğramış halloysit olarak tanımlanmalarını daha uygun olduğu düşünülmektedir. Etilen glikolle doyurma işleminden oda sıcaklığında çekilen X-ışınları difraktogramında 10.1Å pikinde çok küçük bir sapmanın olması halloysitin sabit yüklü olmasından kaynaklanmaktadır. Zira ısıtılma işlemiyle 300 °C'de fırınlanma ile örnekteki halloysit suyunu kaybetmiş, 550 °C'de ise yıkılmıştır (Şekil 3.42).



Şekil 3.41. Dasitik piroklastitlerdeki kaolenitce zengin örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramları. a) Yönlenmemiş tüm kayaç (TK), b)  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., K40; K, kuvars; Kao, kolenit)

Kaolenitlerin kristalinite özelliklerini belirlemek amacı ile yönlenmiş örneklerde kaolenitin (001) yansımasının yarı yüksekliğinin genişliği ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ) cinsinden ölçülmüş (Brauckmann ve Füchtbauer, 1983) olup bu değerler 0.83-1.33 arasında değişiklik gösterirler. Kaolenit içeren örnekler aynı zamanda klorit içermediği için kaolenitlerin kristalinite indeksi oldukça güvenilirdir. Genel olarak, kristalinitesi iyi olan kaolenitlerin (001) yansıması simetrik ve keskindir. Kötü kristallenmiş olanlarda ise yansıma şiddeti düşük, şekilleri asimetrik ve geniştir (Weaver, 1989). Ayrıca kristalinite derecesi arttıkça (001) yansıma değeri  $7.10\text{\AA}$ 'a yaklaşır (Brindley, 1980; Weaver, 1989). Bu açılarından incelenen kaolenitlerin kötü-orta kristaliniteye sahip olduklarını söylemek mümkündür.



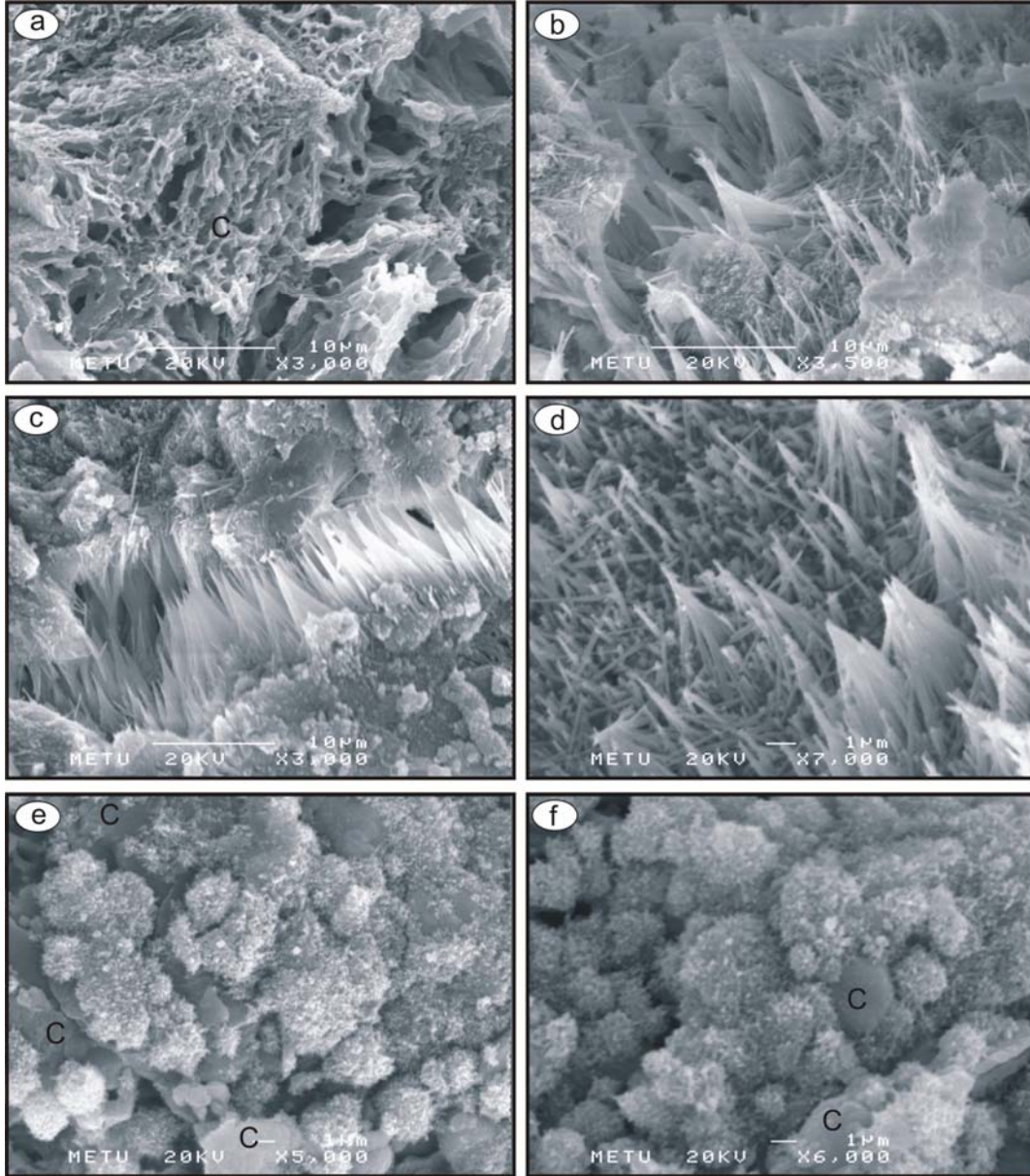
Şekil 3.42. Dasitik piroklastitlerdeki halloysitce zengin örneklerin  $<2\mu\text{m}$  kil fraksiyonuna ait yönlü normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., Kp1-1x ve Örn. Nu., Kp1-11). I/S, illit/simektit; H, halloysit; K, kuvars; S, simektit; I, illit

#### 3.2.2.4.2. Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin SEM İncelemeleri

Elektron mikroskopisi incelemelerine göre kaolen mineralleri genellikle lifi morfolojiye sahiptir. Liflerin boyutu 1-2 mm arasında değişiklik gösterir. Bu lifler kısmen çözünmüş volkan camının etrafında veya üzerinde yerleşmişlerdir ve volkan camının etrafını sarar durumdadırlar (Şekil 3.43a, b, c, d).

Kaolen, ergiyen volkan camından itibaren oluşmuştur ve bazı durumlarda kırık ve çatlaklarda da gelişmiştir. Lifi şekiller ve altere cam yüzeyini saran kaolen lifleri kaolenit

ve halloysitin volkan camının çözünmesinden itibaren direkt olarak kristallendiğine işaret etmektedir. Benzer lifli kaolen gelişimleri Santos vd. (1965) ve Brindley (1980) tarafından da rapor edilmiştir (Şekil 3.43).



Şekil 3.43. Dasitik piroklastitlerdeki kaolenit ve halloysitlerin SEM görüntüleri. a) Volkan camının çözünmesi, b) kısmen çözülmüş volkan camı üzerinde lifli dokulu halloysitlerin oluşumu, c) kırık ve çatlaklarda halloysit gelişimi, d) liflerin yakından görünümü (Örn. Nu., K40), e) ve f) camın üzerinde gelişen sünger dokulu kaolenit ve halloysit kristalleri (Örn. Nu., Kp1-7). C, cam kıymığı

### 3.2.2.4.3. Dasitik Piroklastitlerdeki Kaolenin Mineral Kimyası

Kaolenlerin kimyasal özellikleri EDX analizleri ve K40 nolu örnekten ayrılan saf kaolen fraksiyonunun kimyasal analizi ile belirlenmiştir (Tablo 3.19). Kaolenlerin  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  oranları EDX analizlerine göre 1.37-2.26, kimyasal analize göre ise 1.17'ye eşittir.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  içerikleri EDX analizlerine göre oldukça yüksek değerlerdedir ve %9.49-15.46 arasında değişmektedir. Bu kadar yüksek demir bileşiminin kaolenitin yapısına girmesinin olanak dâhilinde olmayacağı bilinmektedir. Analiz esnasında amorf demirce zengin fazlardan kaynaklanan bir yüksek demir söz konusu olabilir. Fakat kimyasal analizlerde  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplam}}$  %1.04'dür. Her iki durumda da incelenen kaolen minerallerinin Fe içeriğinin yüksek olduğu söylenebilir. Yapısal formül hesaplamalarına göre  $\text{Fe}^{+3}$  bir miktar  $\text{VI Al}^{+3}$  yerini alarak  $\text{Mg}^{+2}$  ile birlikte oktahedral tabakada önemli bir rol oynamaktadır. Kaolen minerallerinde benzer yüksek  $\text{Fe}^{+3}$  içerikleri Arslan vd. (2006) tarafından rapor edilmiştir.

Tablo 3.19. Dasitik piroklastitlerdeki kaolen minerallerinin EDX analizi, kimyasal analiz sonuçları ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri

EDX	Ağırlıkça %	Atom kons. %	%	Örnek No: K40 (kimyasal analiz)				
Örn. Nu.: K40				$\text{SiO}_2$	44.55	$\text{Si}^{+4}$	3.852	
O	48.05	63.56		$\text{Al}_2\text{O}_3$	37.94	$\text{IV Al}^{+3}$	0.148	
Al	19.48	15.28	$\text{Al}_2\text{O}_3$	36.80	$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplam}}$	1.04	T.Y.	-0.148
Si	23.63	17.81	$\text{SiO}_2$	50.56	MgO	1.90	Toplam	4.000
Fe	8.84	3.35	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	12.64	CaO	0.08	$\text{VI Al}^{+3}$	3.719
Si/Al	1.21	1.17	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	1.37	$\text{Na}_2\text{O}$	0.61	$\text{Ti}^{+4}$	0.035
Örn. Nu.: K40				$\text{K}_2\text{O}$	0.04	$\text{Fe}^{+3}$	0.068	
O	48.50	63.35		$\text{TiO}_2$	0.53	$\text{Mg}^{+2}$	0.245	
Al	17.78	13.77	$\text{Al}_2\text{O}_3$	33.59	$\text{P}_2\text{O}_5$	0.09	$\text{Cr}^{+3}$	0.000
Si	24.96	18.57	$\text{SiO}_2$	53.40	MnO	0.13	$\text{P}^{+5}$	0.003
Fe	6.64	2.48	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	9.49	BaO	0.05	$\text{Ba}^{+2}$	0.002
Mg	2.12	1.82	MgO	3.52	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.01	T.O.K.	4.071
Si/Al	1.40	1.35	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	1.59	A.K.	14.10	O.Y.	0.007
Örn. Nu.: Kp1-1a				Toplam	101.08	$\text{Ca}^{+2}$	0.007	
O	47.26	63.10		$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	1.17	$\text{Na}^{+}$	0.102	
Al	12.62	9.99	$\text{Al}_2\text{O}_3$	23.84		$\text{K}^{+}$	0.004	
Si	25.17	19.14	$\text{SiO}_2$	53.84		Toplam	0.114	
Fe	10.82	4.14	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	15.46		Y.A.Y.	0.122	
Mg	4.14	3.64	MgO	6.86		T.Y.Y.	-0.141	
Si/Al	1.99	1.92	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	2.26		Si/Al	0.996	

A.K., ateşte kayıp; T.O.K., toplam oktahedral katyon; T.Y., tetrahedral yük; T.Y.Y., toplam yaprak yükü; O.Y., oktahedral yük; Y.A.Y., yapraklar arası yük

### 3.2.3. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerinde Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri Kutlular masif sülfür yatağının örtü kayaçlarıdır ve hidrotermal alterasyondan yoğun bir biçimde etkilenmişlerdir. Kutlular açık işletme sahasında birim cevhere olan uzaklığa bağlı olarak sistematik olarak örneklenmiştir (Ek Şekil 2). Örneklerin tüm kayaç mineralojik bileşimleri X-ışınları difraktogramları kullanılarak belirlenmiştir (Ek Şekil 5, Tablo 3.20). Ayrıca kayaçlardan kil boyutundaki (<2µm) fraksiyonu ayırılmış ve normal, etilen glikolle doyurulmuş, 300 ve 550 °C'de fırınlanmış XRD incelemeleri yapılarak kil minerallerindeki değişimler saptanmıştır (Ek Şekil 5, Tablo 3.21). Ayrıca kil minerallerine ait kristalinite özellikleri de belirlenmiştir (Tablo 3.22).

Tablo 3.20. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerine ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 5) kullanılarak hazırlanmış tüm kayaç mineralojik bileşimleri (%). K, kuvars; Al, albit; Anl, analsim; Ş, Şabazit; Ka, kalsit; P, Pirit; Kl, klorit; I, illit; I/S, illit/simektit; S, simektit; H, halloysit; Kao, kaolenit

Örn. Nu.	K	Al	Anl	Ş	Ka	P	Kl	I	I/S	S	H	Kao
Kp4-6	47	14	0	0	4	0	0	0	35	0	0	0
Kp4-7	44	13	43	0	0	0	0	0		0	0	0
Kp3-6	39	37	0	0	0	0	0	0	0	24	0	0
Kp3-7	29	44	14	0	0	0	0	0	13	0	0	0
Kp3-8	24	23	0	0	0	0	0	17	0	36	0	0
Kupa3-6	56	24	0	0	0	0	11	0	9	0	0	0
Kupa4-3	85	0	0	0	0	1	0	0	11	0	0	3
K6	34	29	0	22	0	0	15	0	0	0	0	0
K8	14	54	0	0	0	0	32	0	0	0	0	0
K16	39	33	0	0	0	0	0	11	0	17	0	0
K20	13	43	0	0	0	0	39	0	5	0	0	0
K27	52	0	0	0	0	5	0	25	0	0	18	0
K38	7	48	0	9	0	0	36	0	0	0	0	0
Ke-2	13	43	0	0	0	0	5	24	5	0	0	0
Ke-3	4	62	0	0	0	0	0	25	0	9	0	0
Ke-4	22	12	0	0	0	0	15	51	0	0	0	0
Ke-5	22	48	0	0	0	0	27	3	0	0	0	0
Ke-7	79	0	0	0	0	0	21	0	0	0	0	0
Ke-8	10	56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	34
Ke-9	12	88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ke-10	60	10	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0
Ke-13	60	21	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0
Ke14	56	28	0	0	0	0	16	0	0	0	0	0

Tablo 3.21. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde <2 $\mu$ m kil fraksiyonunda bulunan minerallerin (%) dağılımları. Minerallere ait yüzdelere kayaçlara ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 5) kullanılarak hazırlanmıştır. S, simektit, I, illit, I/S, illit/simektit, Kl, Klorit, Kl/S, klorit/simektit, Kao, kaolenit, H, halloysit, Al, albit, K, kuvars; P, pirit, Ş; şabazit; Ka, kalsit

Örn. Nu.	S	I	I/S	Kl	Kl/S	Kao	H	Al	K	P	Ş	Kal
K6	0	0	0	55	0	0	0	12	13	0	20	0
K20	0	0	15	22	41	0	0	16	6	0	0	0
K32a	0	0	0	75	0	0	0	10	9	0	6	0
K38	0	0	0	71	0	0	0	18	1	0	10	0
K16	26	6	0	0	0	0	0	25	43	0	0	0
K16a	33	14	0	0	0	0	0	28	25	0	0	0
K8	0	0	0	30	0	0	0	57	13	0	0	0
Kp3-6	67	0	0	0	0	0	0	29	4	0	0	0
Kp3-7	0	0	52	0	0	22	0	17	9	0	0	0
Kp3-8	51	4	0	0	0	0	0	30	14	1	0	0
Kp4-7	39	0	33	0	0	0	0	8	19	1	0	0
Kupa3-6	0	0	18	0	19	0	0	47	16	0	0	0
K27	0	19	0	0	0	0	15	0	64	2	0	0
Ke-3	9	59	0	0	0	0	0	0	32	0	0	0
Ke-4	0	0	0	42	0	0	0	44	14	0	0	0
Ke-7	0	0	0	57	0	0	0	0	43	0	0	0
Ke-8	0	0	0	0	0	40	0	55	15	0	0	0
Ke-10	0	0	0	54	0	0	0	0	46	0	0	0
Ke-13	0	0	0	37	0	0	0	19	34	0	10	0

Birim içerisinde yaygın kil dışı bileşenler kuvars, albit, zeolit mineralleri olarak analsim, şabazit, kalsit ve pirit (Tablo 3.20). Kil minerallerini ise başlıca klorit simektit, illit, illit/simektit, kaolenit, halloysit ve klorit/simektit oluşturmaktadır (Tablo 3.21). Bu bölümde kil minerallerinin mineralojik ve kimyasal özellikleri XRD, SEM-EDX ve mikroprob verileri ışığında ayrıntılı olarak irdelenecektir.

### 3.2.3.1.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin XRD İncelemeleri

İncelenen kloritlerin tanımlamaları yönlü hazırlanmış örneklerin normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F 300) ve 550°C'de (F 550) fırınlanmış durumlarında X-ışınları incelemeleri ile yapılmıştır (Şekil 3.44a). Örneklerin kaolenit içerebileceği durumlarda kloritlerin (Nr) çekimindeki 3.54Å'daki (004) piki, simektit içerebileceği durumlarda ise (EG) durumundaki (001) pikinin şiddet ve pozisyonundaki değişimler referans alınmıştır.

Difraktogramlarda kloritlere ait (001), (002), (003) ve (004) pikleri tanımlanmış ve 14-14.3Å arasında değişen (001) piki referans kabul edilmiştir. Kloritlerin (Nr), (EG) ve (F 300) çekimlerinde (001), (002), (003) ve (004) piklerine ait pik şiddeti ve pik pozisyonunda herhangi bir değişim gözlenmemiştir (Şekil 3.44). Ancak, (F 550)'de çekilen difraktogramlarda kloritlerde tanımlanan (001) pik şiddetinde büyük bir artış, buna karşın yüksek sıra piklerinin (001, 002, 003) şiddetinde düşüşler görülmüştür (Barnhisel ve Bertsch, 1989; Moore ve Reynolds, 1997). (Nr), (EG) ve (F 300)'deki difraktogramlar incelendiğinde (001) ve (003) yansımalarının pik şiddetlerinin (002) ve (004) yansımalarına ait pik şiddetlerine kıyasla daha düşük şiddete sahip olduğu, (F 550)'deki difraktogramlarda ise (001) pikinin şiddeti çok fazla artarken yüksek sıra piklerinin neredeyse tanımlanamayacak kadar düştüğü belirlenmiştir. Bu artış ve azalmalar birlikte değerlendirildiğinde kloritlerin oktahedral tabakada Mg'a kıyasla Fe'i daha fazla içerdiği söylenebilir (Weaver, 1984; Eslinger ve Pevear, 1988). Ayrıca Nr çekimlerde (001) ve (003) pikinin yaklaşık olarak eşit şiddette olmaması Fe'in yer değiştirmesinin simetrik olmadığını ifade eder (Moore ve Reynolds, 1997).

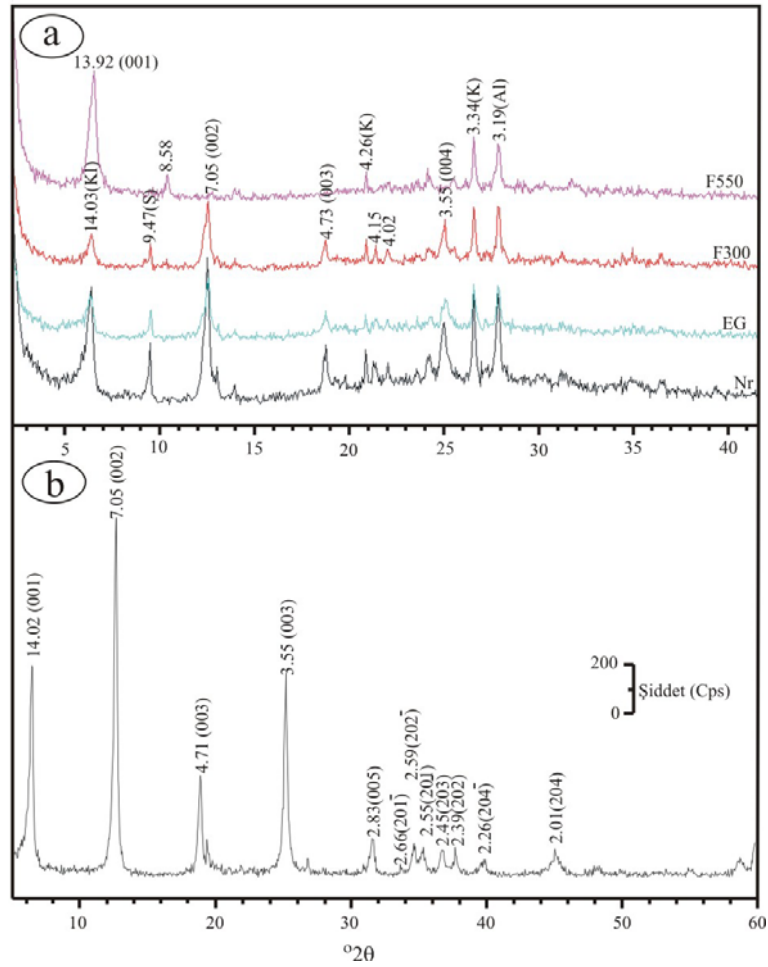
Kloritlerin pek çok tanımlanan politipi bulunmaktadır (Bailey ve Brown, 1962). Klorit politiplerinin saptanmasında  $<2\mu\text{m}$  fraksiyonunun yönsüz XRD çekimleri kullanılmıştır (Şekil 3.44b). Yönsüz X-ışınları difraktogramlarında kloritlerin sırasıyla 2.66, 2.59, 2.55, 2.45, 2.39, 2.26Å pikleri tanımlanmış ve kloritler tip II-b olarak sınıflandırılmıştır (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997). Politip genellikle bileşimle yakından ilişkili olup Fe-kloritler I-b politinde, Fe-Mg-kloritler ve Mg-kloritler genellikle II-b tipindedirler (Nagasawa vd., 1976).

Klorit kristalinitesini ( $Kl_K$ ) belirlemek amacı ile yönlü hazırlanmış örneklere ait difraktogramlarda kloritin (001) ve (002) yansımalarının yarı yüksekliğinin genişliğinin yarısı ölçülmüştür. Buna göre  $Kl_K$  değeri (001) yansımalarında 0.17-0.26  $\Delta^\circ 2\theta$ , (002) yansımalarında 0.17-0.21  $\Delta^\circ 2\theta$  arasında değişmekte olup her iki yüzeyden ölçülen kristalinite değerleri birbirlerine benzerlik sunmaktadır (Tablo 3.22).

### 3.2.3.1.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin SEM İncelemeleri

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde kloritlerin üç oluşum halinde olduğu petrografik çalışmalarda tespit edilmiştir. Bunlar boşluk dolgusu olarak gelişen kloritler,





Şekil 3.44. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde kloritçe zengin kil fraksiyonuna ( $< 2\mu\text{m}$ ) ait a) yönlendirilmiş örneğe ait normal (Nr), etilen glükolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C’de fırınlanmış (F550) durumdaki, b) yönsüz örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramları (Örn. Nu., K6)

ferromagnezyen mineraller ile plajiyoklaslardan itibaren gelişen kloritler ve hamurda cam fazından itibaren gelişen kloritlerdir. SEM incelemeleri sonucundan bu üç oluşuma ait kloritlerin farklı dokusal özelliklere sahip oldukları belirlenmiştir. Boşluk dolgusu olarak gelişen kloritler çok iyi bir kristaliniteye sahip olup düzgün gelişmiş düzlemsel yaprakları bal peteği dokusu gösterir (Şekil 3.45a ve b).

Plajiyoklaslardan itibaren gelişen kloritler ise genelde düzgün birbirine paralel yapraksal morfoloji sunarlar (Şekil 3.45c ve d). EDX analizlerine göre kısmen kloritleşmiş olan plajiyoklaslar Ca’ya nazaran Na’ca daha zengindirler ve albit ( $\text{An}_{6,9}\text{Ab}_{93,1}$ ) bileşimlidirler (Tablo 3.23).

Tablo 3.22. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde <2 $\mu$ m kil fraksiyonunun XRD paternlerine göre mineralojik özellikleri. S, simektit, I, illit, I/S, illit/simektit, Kl, Klorit, Kl/S, klorit/simektit, Kao, kaolenit, H, halloysit, Kl<sub>K(001)</sub> ve Kl<sub>K(002)</sub> ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ), sırasıyla (001) ve (002) yüzeylerinde ölçülen klorit kristalinite; S<sub>K</sub>, simektit kristalinite; I<sub>K</sub>, illit kristalinite ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ); I/S<sub>K</sub>, illit/simektit kristalinite ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ); Kao<sub>K</sub>, kaolen kristalinite ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )

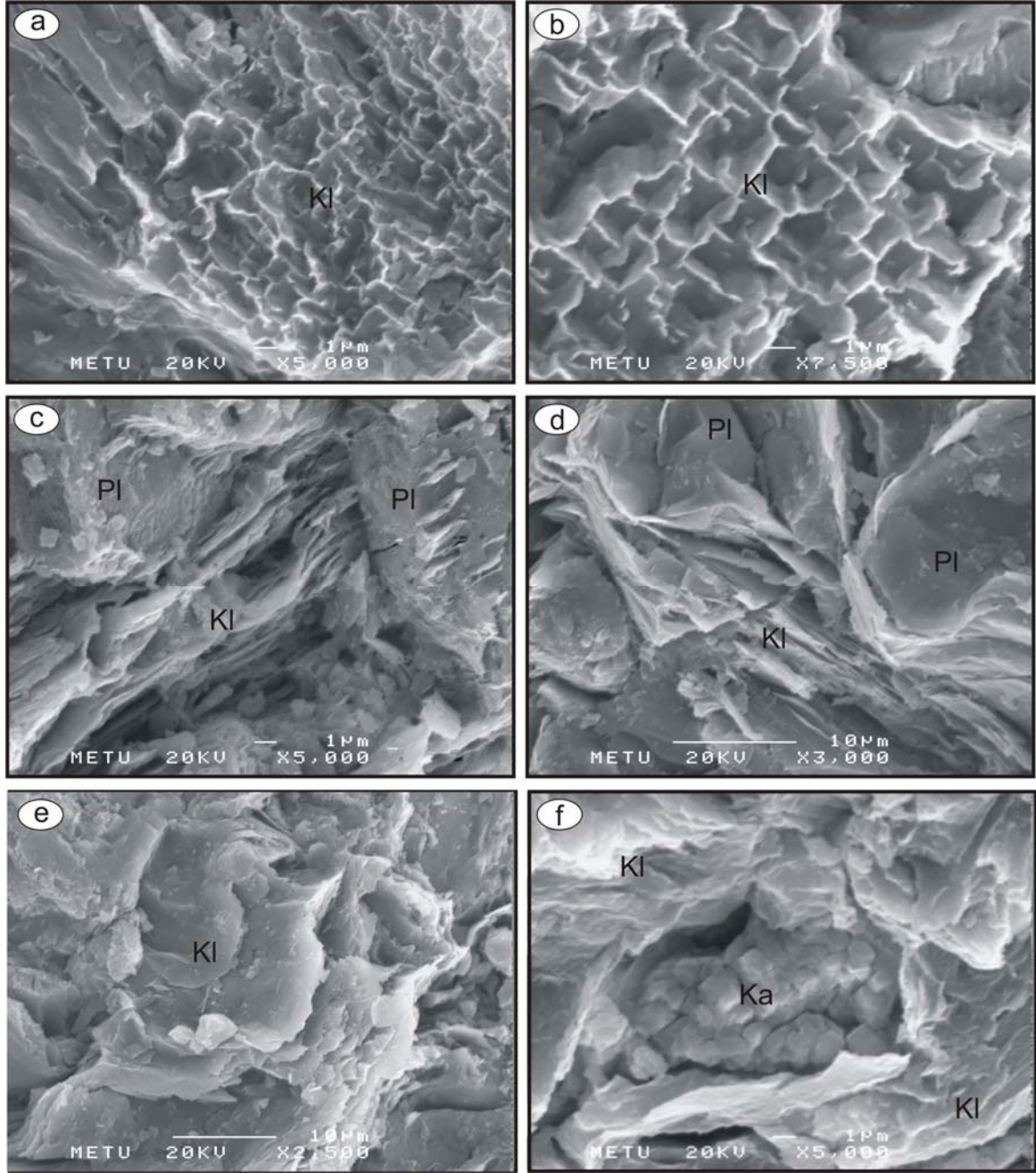
	Kil mineralleri	Kl <sub>K(001)</sub>	Kl <sub>K(002)</sub>	S <sub>K</sub>	I <sub>K</sub>	I/S <sub>K</sub>	Kao <sub>K</sub>
K6	Kl	0.25	0.17				
K8	Kl	0.29	0.21				
K16a	S, I			0.70			
K20	Kl/S, Kl, I/S	0.18	0.21			0.33	
K27	I, H						0.83
K31	Kl	0.17	0.18				
K38	Kl	0.25	0.21				
Kp3-6	S			0.89			
Kp3-7	I/S, Kao					0.58	0.83
Kp3-8	S, I			0.94			
Kp4-7	S, I/S			0.90		0.50	
Kupa3-6	I/S, Kl/S					0.50	
Ke-3	I, S			0.90	0.50		
Ke-4	Kl	0.25	0.17				
Ke-7	Kl	0.17	0.17				
Ke-8	Kao	0.17	0.17	1.00			0.70
Ke-10	Kl	0.21	0.17				
Ke-13	Kl	0.17	0.17				

Hamurda gelişen kloritler ise yine iyi gelişmiş dalgalı yapraksı morfoloji sunmakta olup genel görünümleri simektitlerle oldukça benzerlik sunar (Şekil 3.45e). Klorit yaprakları arasındaki boşluklar yer yer özşekilli kalsit kristalleri tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.45f).

### 3.2.3.1.3. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kloritlerin Mineral Kimyası

Bazaltlarda boşluk dolgusu halinde, hamur içerisinde ve plajiyoklaslar üzerinde gelişen kloritlerin kimyasal bileşimini saptamak amacı ile 7 klorit üzerinde mikroprob analizi yapılmıştır. Analiz sonuçları kullanılarak 14 oksijen üzerinden kloritlerin yapısal formülleri hesaplanmıştır (Tablo 3.24).

Kloritlerin kimyasal bileşimleri genellikle tüm kayaç bileşimi, sıcaklık ve altere edici çözeltilerin bileşimi gibi oluşum şartları ile yakından ilişkilidir (Shikazono ve Kawahata,



Şekil 3.45. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde gelişen kloritlerin SEM görünüşleri. a) ve b) bal peteği dokusu gösteren boşluk dolgusu kloritler (Örn. Nu., K6), c) ve d) plajiyoklaslardan üzerinde gelişen levhamsı, dalgalı morfoloji sunan kloritler (Örn. Nu., K31), e) hamurda gelişen levhamsı, dalgalı morfoloji sunan kloritler (Örn. Nu., K31), f) kloritler tarafından zarflanmış boşluk dolgusu kalsitler (Örn. Nu., K6)

1987). Çalışma sahasındaki bazaltlardaki kloritlerin  $FeO_{\text{toplam}}$  içerikleri, boşluk dolgusunda gelişenlerde %21.31-21.49, plajiyoklaslar üzerinde oluşana %22.46 ve hamur içerisindeki %27.90-28.14'dür. MgO içerikleri ise boşluk dolgusundakilerde %19.05-

Tablo 3.23. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin üzerinde geliştiği plajiyoklasların EDX analizleri ve yapısal formülleri. Analizi yapılan plajiyoklas Şekil 3.45 c ve d’de görülmektedir (Örn. Nu., K31).

%	Katyonlar		Bileşim		%
SiO <sub>2</sub>	68.40	Si	34.20	An	6.875
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.89	Al	13.26	Ab	93.125
CaO	1.38	Ca	1.38	Or	0.000
Na <sub>2</sub> O	10.33	Na	20.66		
Toplam	100.00				

19.37, plajiyoklaslar üzerinde gelişenlerde %17.69 ve hamurda oluşarlarda ise %13.07-13.26 arasında değişmektedir. FeO<sub>toplam</sub> içerikleri bakımından örnekler karşılaştırıldıklarında boşluk dolgusundakilerin sırasıyla hamur içerisinde ve plajiyoklaslar üzerinde gelişen kloritlere nazaran FeO<sub>toplam</sub>’ca daha fakir buna karşın MgO’ce daha zengin oldukları görülmektedir. Mottl (1983)’e göre, bazaltların derin deniz ortamında hidrotermal alterasyona uğraması esnasında boşluk dolgusu olarak gelişen kloritler masif kayalar içerisinde oluşan kloritlere nazaran daha yüksek Fe/Fe+Mg oranlarına sahiptirler. Diğer bir ifade ile yüksek su/kayaç oranları Fe-ce zengin kloritlerin oluşumuna olanak sağlar (Inoue, 1995). İncelenen kloritlerin Fe numaraları ( $Fe^{\#} = \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg^{+2}}$ ) 0.38-0.54 arasında değişmektedir.

Kloritlerin tetrahedral odadaki  $IVAl/Si + IVAl$  oranları ise her üç klorit oluşumunda birbirine oldukça benzer olup, 0.23-0.24 arasında değişiklik sunmaktadır (Tablo 3.24).

Kloritlerde tetrahedral tabaka  $Si^{+4}$  ve  $IVAl^{+3}$  ile doldurulurken, oktahedral tabaka  $VIAl^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Mg^{+2}$  ve  $Mn^{+2}$ , yapraklar arası ise  $Ca^{+2}$  ve  $Na^{+}$  tarafından doldurulmaktadır. Katyon boşluğu ( $X_O = 6 - \text{toplam oktahedral katyon}$ ), boşluk dolgusu kloritlerde 0.12-0.13, plajiyoklas üzerinde gelişen kloritlerde 0.17, hamurda oluşan kloritlerde ise 0.22-0.24 arasındadır.

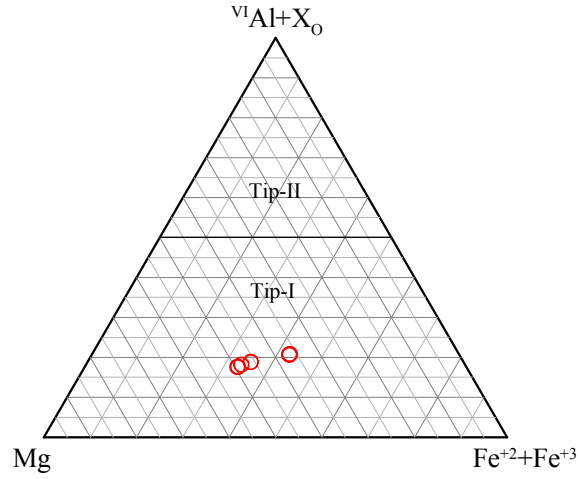
Kloritlerin kimyasal tipinin belirlenmesi amacı ile kullanılan  $Mg - (Fe^{+2} + Fe^{+3}) - VI(Al + X_O)$  diyagramında kloritlerin Tip-I alanında bulunduğu görülmektedir (Şekil 3.46). Tip-I kloritler genellikle Fe- ve Mg-ca zengin kloritler olarak tanımlanmaktadır. Kloritlerin di-, tri-oktaedral karakterini saptamak amacı ile kullanılan oktahedral  $Al^{VI}$ ’ya karşı tetrahedral  $Al^{IV}$  ikili diyagramında, kloritlerin XRD ile sonuçları uyumlu olarak trioktahedral karakterli oldukları tespit edilmiştir (Şekil 3.47). Deer vd. (1996) tarafından önerilen  $Si^{+4}$ ’e

Tablo 3.24. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde bulunan kloritlere ait mikroprob analizleri ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (m-k, merkez-kenar; bd, boşluk dolgusu; py, plajiyoklas üzerinde; hm, hamur içerisinde)

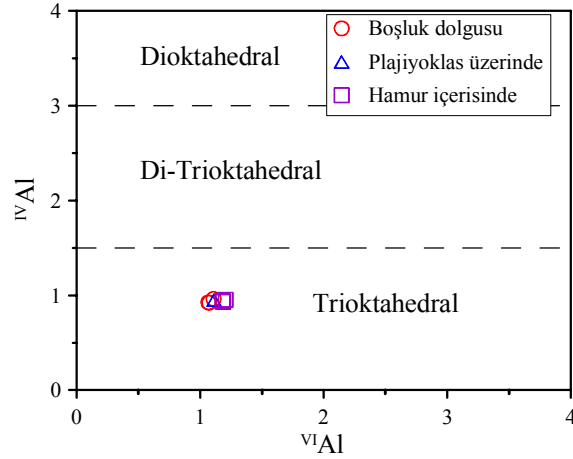
	K6(m-k) bd	K6(m-k) bd	K6(m-k) bd	K6 py	K17a hm	K17a hm	K17a hm
%	n=27	n=30	n=29	n=4	n=30	n=30	n=30
SiO <sub>2</sub>	30.19	29.81	29.70	29.31	29.02	29.15	28.78
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.56	16.35	17.14	16.78	16.90	17.45	16.90
FeO <sub>toplam</sub>	21.49	21.31	21.48	22.46	27.91	28.14	27.90
MnO	0.20	0.22	0.22	0.16	0.50	0.49	0.51
MgO	19.37	19.21	19.05	17.69	13.08	13.26	13.07
CaO	0.20	0.18	0.21	0.21	0.47	0.36	0.42
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.20	0.00	0.00	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Toplam	88.02	87.12	87.81	86.85	87.92	88.88	87.62
Tetrahedral							
Si <sup>+4</sup>	3.08	3.07	3.04	3.05	3.07	3.05	3.06
Al <sup>+3</sup>	0.92	0.93	0.96	0.95	0.93	0.95	0.94
T.Y.	-0.92	-0.93	-0.96	-0.95	-0.93	-0.95	-0.94
Oktahedral							
Al <sup>+3</sup>	1.07	1.07	1.11	1.11	1.19	1.21	1.18
Ti <sup>+4</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.08	0.08	0.08	0.08	0.14	0.14	0.13
Fe <sup>+2</sup>	1.75	1.76	1.76	1.88	2.33	2.32	2.34
Mn <sup>+2</sup>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.05
Mg <sup>+2</sup>	2.94	2.95	2.90	2.74	2.06	2.07	2.07
O.Y.	0.89	0.90	0.93	0.85	0.85	0.90	0.87
T.O.K.	6.76	5.88	5.87	5.83	5.76	5.78	5.78
Yapraklar Arası							
Ca <sup>+2</sup>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05
Na <sup>+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
K <sup>+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y.A.Y.	0.05	0.05	0.05	0.13	0.11	0.09	0.10
T.Y.Y.	-0.03	-0.03	-0.03	-0.10	-0.08	-0.05	-0.07
Fe <sup>#</sup>	0.38	0.38	0.39	0.41	0.54	0.54	0.54
Fe <sup>+2</sup> /Mg <sup>+2</sup>	0.59	0.60	0.60	0.68	1.13	1.12	1.13
<sup>IV</sup> Al/Si <sup>+IV</sup> Al	0.23	0.23	0.24	0.24	0.23	0.24	0.24
Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	4.78	4.79	4.74	4.70	4.53	4.53	4.55
X <sub>O</sub>	0.13	0.12	0.13	0.17	0.24	0.22	0.22
<sup>VI</sup> Al+X <sub>O</sub>	1.21	1.19	1.24	1.29	1.42	1.43	1.40
Tür	pinoklorit	pinoklorit	pinoklorit	pinoklorit	brunsvigit	brunsvigit	brunsvigit

T.Y., tetrahedral yük; O.Y., oktahedral yük; T.O.K., toplam oktahedral katyon; Y.A.Y., yapraklar arası yük; T.Y.Y., toplam yaprak yükü; n, mineralde analiz yapılan nokta sayısı; Fe<sup>#</sup>= Fe<sup>+2</sup>+Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+2</sup>+Fe<sup>+3</sup>+Mg<sup>+2</sup>); X<sub>O</sub>=6-T.O.K, oktahedral boşluk; <sup>VI</sup>Al, oktahedral Al

karşı Fe-numarasının (Fe<sup>#</sup>) kullanıldığı klorit sınıflama diyagramına göre hamurda gelişmiş kloritler brunsvigit olarak adlandırılırken diğer kloritler pinoklorit olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.48, Tablo 3.24). Foster (1962) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre propilitik

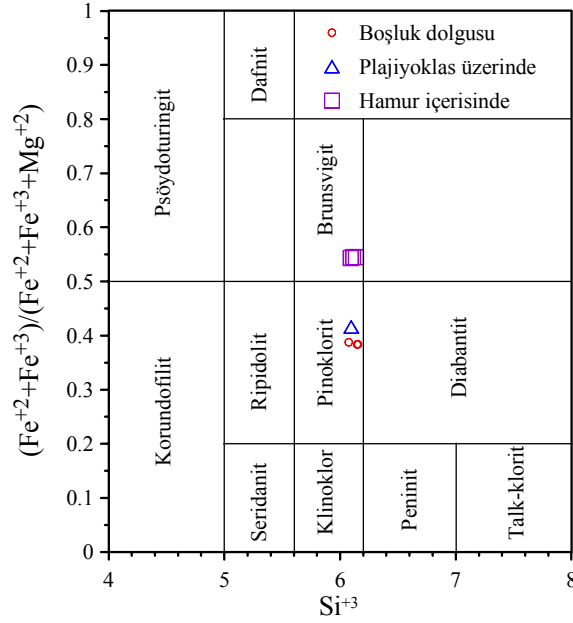


Şekil 3.46. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde bulunan kloritlerin ( $^{VI}Al+X_O$ )-Mg-( $Fe^{+2}+Fe^{+3}$ ) üçgen diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları. Tip-I kloritler baskın oktahedral katyona göre Mg veya Fe-kloritlerdir. Tip-II kloritler ise Al-kloritlerdir.  $^{VI}Al$ , oktahedral Al;  $X_O$ , oktahedral boşluk



Şekil 3.47. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kloritlerin mikro analiz sonuçları ile hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.24)  $^{VI}Al$ - $^{IV}Al$  diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları

alterasyon zonlarında genellikle ripidolit, diabantit ve brunsvigit türü kloritler tanımlanır. Ayrıca klorit türlerindeki değişimler kayaç kimyasındaki değişimler ve oluşum şartları ile ilişkilendirilir (Inoue, 1995).



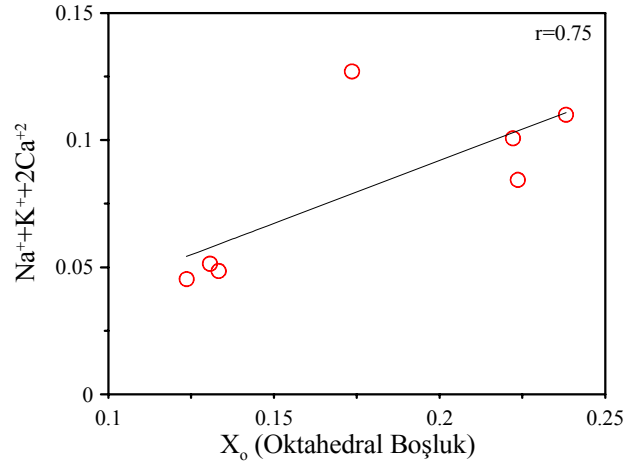
Şekil 3.48. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerdeki kloritlerin mikroprob analizleri kullanılarak hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.24) sınıflandırılması (Foster, 1962'den değiştirilerek Deer vd., 1996). Diyagramdaki Si<sup>+4</sup> değeri 28 oksijene göredir.

Şekil 3.49'de, X<sub>O</sub> ile yapraklar arası yük (Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>+2Ca<sup>+2</sup>) arasında safsızlıkların miktarı ve oktahedral boşluktan kaynaklanan oldukça yüksek pozitif bir korelasyon bulunmaktadır. Bu veri kloritlerin yaprak parametrelerinin klorit fazı ile birlikte oldukça az oranda bulunan karışık tabakalar veya kloritle birlikte büyüme gösteren farklı bileşenlerce kontrol edildiğini ifade etmektedir (örneğin; Arkai ve Ghabrial, 1997). Kloritlerdeki tetrahedral Al ile tabaka arası yük ve oktahedral boşluk arasında ise bir ilişki belirlenmemiştir (Şekil 3.50).

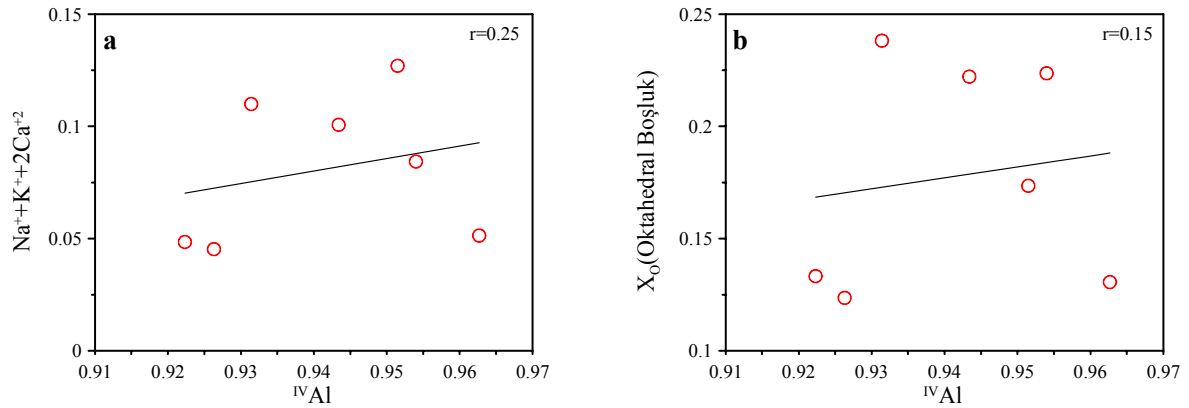
Kloritlerin oktahedral +2 değerlikli katyonlara karşı tetrahedral Si<sup>+4</sup> değişim diyagramında (Jiang vd., 1994'den değiştirilerek Arkai ve Ghabrial, 1997) birimdeki kloritlerin ankizon alanında yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 3.51).

### 3.2.3.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklasitlerdeki Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Birimdeki simektitler Kutlular açık işletme sahasının batı kesiminde bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitleri içerisinde ve cevherleşmeden uzak zonlarda bulunurlar.



Şekil 3.49. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerdeki kloritlerin toplam yapraklar arası yüke karşı oktahedral tabakada 6 katyon olduğu varsayılarak hesaplanmış  $X_o$  (oktahedral boşluk) diyagramı (doğrunun denklemi,  $y=0.495x-0.007$ ;  $r$ , korelasyon katsayısı)

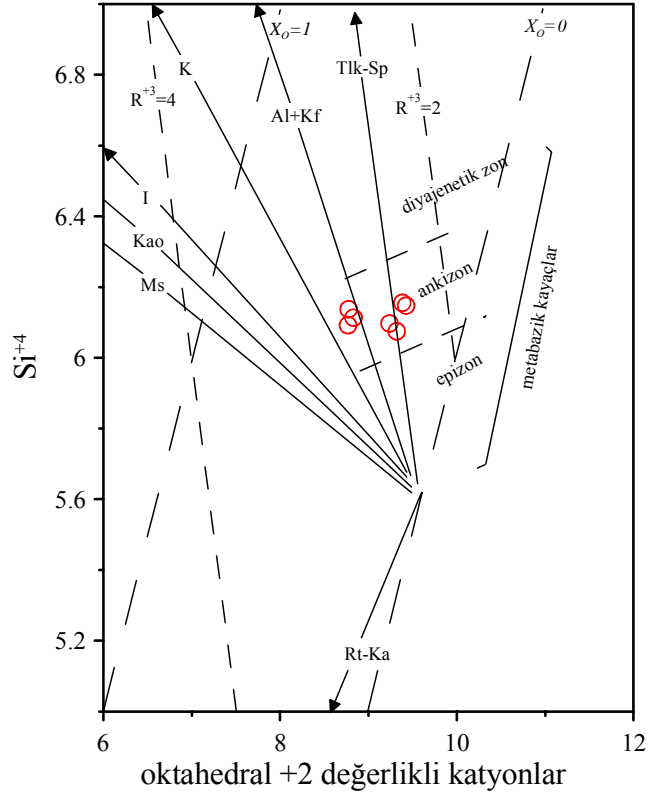


Şekil 3.50. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerdeki kloritlerde tetrahedral  $^{IV}Al$  ile a) toplam yapraklar arasındaki yük (doğrunun denklemi,  $y=0.557x-0.443$ ), b) oktahedral boşluk ( $X_o$ ) arasındaki ilişki (doğrunun denklemi,  $y=0.486x-0.280$ ;  $r$ , korelasyon katsayısı)

### 3.2.3.2.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerdeki Simektitlerin XRD İncelemeleri

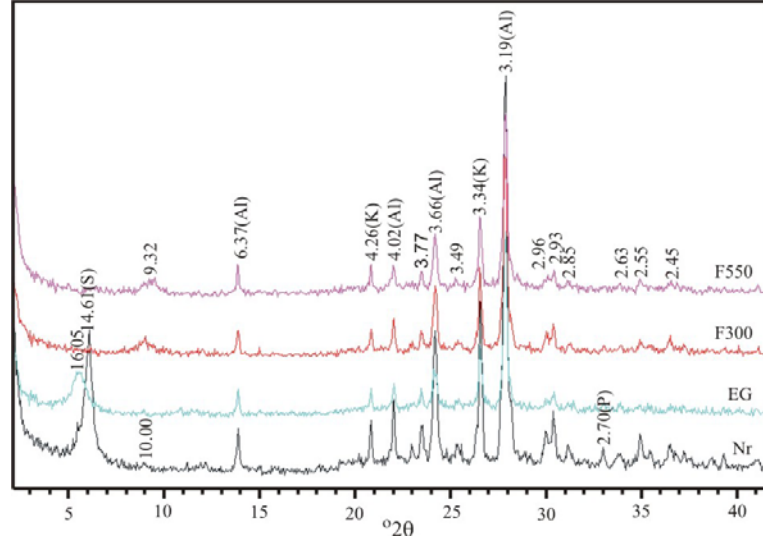
Simektitlerin XRD tanımlamalarında (001) pikindeki değişimler referans olarak kullanılmıştır. (001) piki normal çekimlerde 14.6-15.1Å arasında değişirken EG ile doyurulduktan sonra 16.05Å'a kadar şişme gösterirler. Isıl işlemlerden sonra ise yıkılarak saf illit bileşimindeki bir mineral gibi davranırlar (Şekil 3.52).





Şekil 3.51. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerdeki kloritlerin oktahedral +2 değerlikli kation toplamına karşı tetrahedral  $\text{Si}^{+4}$  diyagramı (Arkai ve Ghabrial, 1997; değerler 28 oksijene göredir). Oklar varsayılan klorit bileşimi  $(\text{Fe}_{5.5}\text{Mg}_4\text{Al}_{2.5}\text{Si}_{2.5}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16})$  ve diğer minerallerin karışımlarından oluşturulan bileşimsel sapmalara ait yönsemeleri göstermektedir.  $X_o$ , oktahedral boşluk;  $R^{+3}$ , oktahedral +3 değerlikli kationlar; Al, albit; Kf, K-feldispat; K, kuvars; Ka, kalsit; I, illit; Kao, kaolenit; Ms, muskovit; Rt, rutil; Sp, saponit; Tlk, talk

Simektitlerin di- ve tri-oktahedral karakterini belirlemek amacıyla yönsüz toz örneklerden itibaren yapılan XRD çekimlerinde  $d_{(060)}$  ölçümleri 1.49-1.50Å arasında değişmektedir. Bu değerler simektitlerin dioktahedral karakterli olduğunu ifade etmektedir. (Brown ve Brindley, 1980). Simektitlerin glikollü çekimlerinden itibaren kristalinite özelliklerini belirlenmiştir (Biscaye, 1965). Buna göre simektitlerin kristalinite değerleri 0.70 ile 1 arasında değişmekte olup iyi gelişmiş bir kristaliniteye sahiptirler (Tablo 3.22).



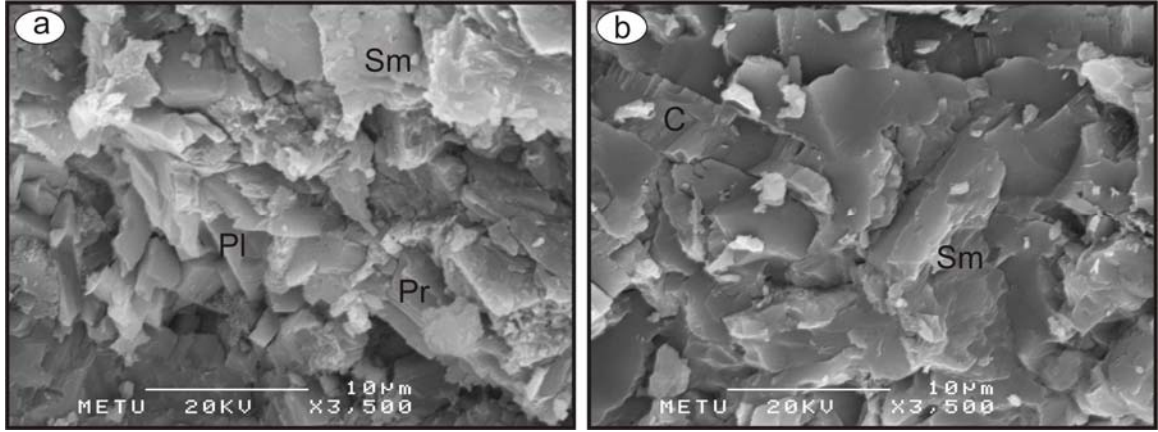
Şekil 3.52. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde simektitce zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C’de fırınlanmış (F550) durumdaki temsili X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., Kp3-8)

### 3.2.3.2.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Simektitlerin SEM İncelemeleri

Simektitce zengin örneklerin elektron mikroskopisi incelemesi (SEM) sonuçlarına göre simektitler genellikle düzlemsel morfoloji sunarlar. Plajiyoklas genellikle simektite eşlik eder ve albitleşmiştir (Şekil 3.53a). Yapraksı morfoloji sunan simektitler kalıntı cam kıymıkcıklarının üzerinde gelişmiştir ve bazı durumlarda ise cam fazının etrafını sararlar (Şekil 3.53b).

### 3.2.3.3. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitler içerisinde illitlere Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında cevherleşmeden uzak zonlarda ve açık işletme sahası dışında rastlanılır.



Şekil 3.53. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde simonitce zengin örneğe ait SEM görünümleri. a) Plajiyoklas ve simonit birlikteliği, b) cam kıymıkcıklarının üzerinde büyümüş levhamsı simonit kristalleri (Örn. Nu. Kp3-8; C, cam kıymığı; Pl, plajiyoklas; Sm, simonit)

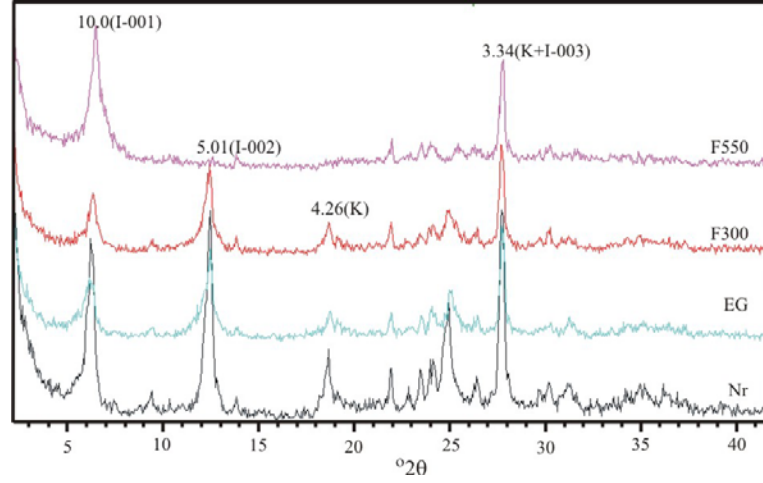
### 3.2.3.3.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin XRD İncelemeleri

XRD incelemelerinde illit minerali  $10\text{\AA}$ 'da (001),  $5.00\text{\AA}$  (002) ve  $3.3\text{\AA}$ 'da ise (003) pikleri ile tanımlanmaktadır (Şekil 3.54). Etilen glikolle doyurma ve ısıl işlemlerde illit piklerinde herhangi bir değişim saptanmamıştır. Bu, illit olarak tanımlanan örneklerin herhangi bir simonit ara tabakalanması içermediği yönünde bir işaret olarak kabul edilmiştir.

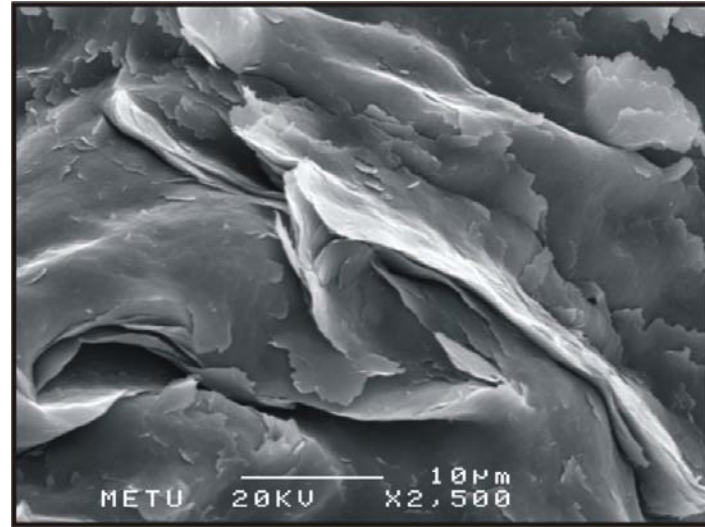
İllitin kristalinite değerlerini belirlemek amacı ile etilen glikolle doyurulmuş örneklerdeki yönlü X-ışınları difraktogramlarında (001) pikinin yarı yüksekliğinin genişliği ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ) ölçülmüştür (Kübler, 1968). İllitlerin kristalinite değerleri sadece bir örnek üzerinde tanımlanabilmiş olup bu değer  $0.50 \Delta^{\circ}2\theta$ 'dır (Tablo 3.22). Bu değer ankizon-geç diajenez metamorfizma sınırı arasındaki alterasyon koşullarını işaret eder.

### 3.2.3.3.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllitlerin SEM-EDX İncelemeleri

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde illitler oldukça iyi gelişmiş kristaliniteye sahiptirler ve oldukça düzgün, uzamış düzlemsel latalar halinde bulunurlar (Şekil 3.55). İllitler üzerinde yapılan EDX analizleri sonucuna göre illitler  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bakımından zengindirler ve %1.38  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  içerirler. Tabaka arası K'la dengelenmekte olup

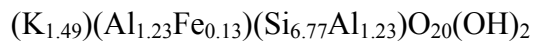


Şekil 3.54. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki illitçe zengin (Örn. Nu., Ke-3) örneğe ait temsili X-ışınları difraktogramı (I, illit; K, kuvars)



Şekil 3.55. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde zayıf bağlanmış dalgali morfoloji sunan illit latalarının SEM görünümü (Örn. Nu., Ke-3)

yük dengesizliği göstermezler (Tablo 3.25 ). Buna göre genel formülleri şu şekilde verilebilir:



Tablo 3.25. İllit kristallerinden yapılan EDX analizleri (%) ve 22 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (Örn. Nu., Ke-3)

%		Katyonlar	
SiO <sub>2</sub>	54.73	<sup>IV</sup> Si <sup>+4</sup>	6.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.45	<sup>IV</sup> Al <sup>+3</sup>	1.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	T.Y.	-1.23
K <sub>2</sub> O	9.45	<sup>VI</sup> Al <sup>+3</sup>	3.79
Toplam	100.01	Fe <sup>+3</sup>	0.13
		O.Y.	-0.26
		K <sup>+</sup>	1.49
		Y.A.Y.	1.49
		T.Y.Y.	-1.49

T.Y., tetrahedral yük; O.Y., oktahedral yük; Y.A.Y., yapraklar arası yük; T.Y.Y., toplam yaprak yükü

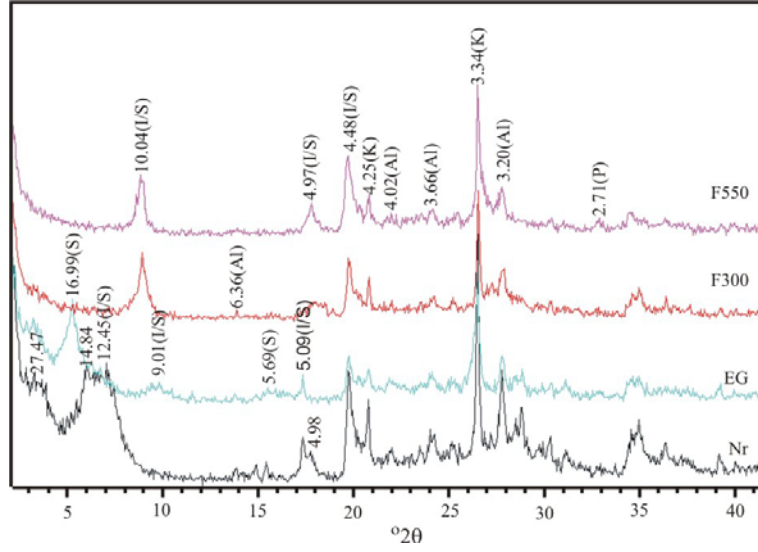
### 3.2.3.4. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

İnceleme alanındaki bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde illit/simektit, dört örnek üzerinde tanımlanmıştır. Kısmen kloritlere kısmen de simektitlere eşlik ederler. Her iki durumda da oluşumları simektitten itibaren transformasyon mekanizması ile açıklanmaktadır.

#### 3.2.3.4.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri

XRD incelemelerinde illit/simektit (I/S) tanımlamaları örneklerin normal ve etilen glikolle doyurulmuş durumlarındaki 5.2 °2θ civarında gelişen pikdeki değişimlere bakılarak yapılmıştır. R=1 düzenlemesine sahip illit simektitler genellikle normal çekimlerde 10.78, 5.07 ve 3.29Å'da, EG'li durumda ise 9.51, 5.07 ve 3.30Å yansıma verirler. Isıl işlem sonunda bazal pikleri (001) 9.82'ye yıkılır. R=3 düzenlenmesine sahip illit/simektitler normal çekimlerde 22.65, 11.19, 5.07, 3.30Å'da pik verirler. EG'li durumda ise 25.24, 11.42, 5.07Å'da pik verirler ve ısıl işlem sonrası simektit tabakaları yıkılarak saf simektit gibi davranırlar (Şekil 3.56).

X-ışınları difraktogramlarında I/S piklerinin "d" değerleri illit yüzde bileşeninin oranına bağlı olarak değişiklik sunar. Çalışılan örneklerdeki karışık tabakadaki illit yüzdesi

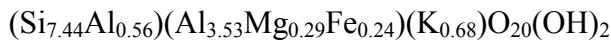


Şekil 3.56. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde görülen R=3 düzenlemesine sahip I/S'ce zengin kil fraksiyonunun (<2µm) normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., Kp4-7; S, simektit; I/S, illit/simektit; Al, albit; P, pirit)

difraktogramlardaki 16-17.7°2θ arasındaki (002/003) pikine göre Moore ve Reynolds (1997) ve Środoń (1980) tarafından önerilen değerlere göre belirlenmiştir (Tablo 3.26). Buna göre illitlerin R değerleri 1 ve 3 arasında değişmektedir. I/S içerisindeki illit yüzdesi ise %65-90'dır.

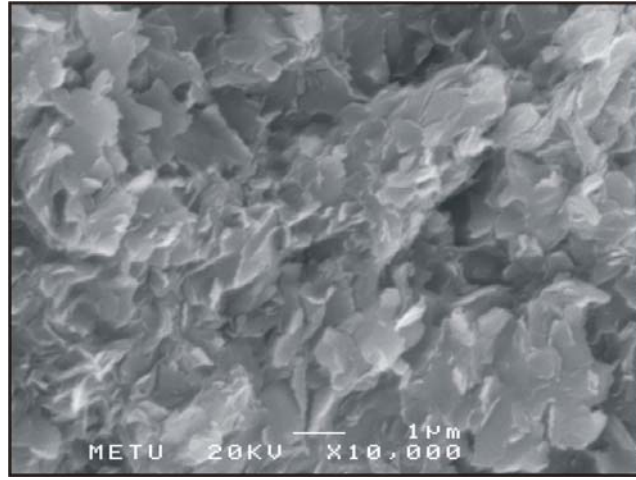
### 3.2.3.4.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki İllit/Simektitlerin SEM-EDX İncelemeleri

I/S'lerin morfolojik özellikleri, içerdikleri illit yüzdesine göre çok az değişim sunar. Genellikle düzlemsel, kıvrılmış ve uzamış kristaller halinde olup bazı durumlarda heksagonale yakın yapraksı şekil gösterirler (Şekil 3.57). EDX analizlerine göre oktahedral tabakada  $^{VI}Al^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Mg^{+2}$  yer alırken, tabaka arası  $K^{+}$  ile dengelenmektedir (Tablo 3.27).  $Ca^{+2}$  ve  $Na^{+}$  kationlarının tespit edilememesinin sebebi EDX analizlerinin yarı kantitatif analiz olmasının yanı sıra analizi yapılan örneğin illit yüzdesinin oldukça yüksek (%90) olmasıdır. Buna göre I/S'lerin genel yapısal formülü şu şekilde verilebilir:



Tablo 3.26. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitleri içerisinde bulunan illit/simektitlerin X-ışınları difraktogramlarına göre içerdikleri illit yüzde miktarları (%I), R değerleri.  $(001/002)_{EG}$  ve  $(002/003)_{EG}$   $d(\text{\AA})$  etilen glikolle doyurulmuş örneklerde yüzeylerin yansıma  $(\text{\AA})$  değerlerini ifade etmektedir.

Örn. Nu.	$(001/002)_{EG}$ $d(\text{\AA})$	$(002/003)_{EG}$ $d(\text{\AA})$	%I	R
Kupa3-6	9.34	5.30	65	1
Kp4-7	9.01	5.09	90	3
Kp3-7	9.44	5.20	75	1
K20	9.79	5.33	80	1



Şekil 3.57. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerinde düzlemsel dalgali morfoloji sunan I/S latalarının SEM görünümü (Örn. Nu., Kp4-7)

Tablo 3.27. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerinde illit/simektit kristallerinden yapılan EDX analizleri ve 22 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (Örn. Nu., Kp4-7)

%	Kasyonlar	
SiO <sub>2</sub>	62.23	Si <sup>+4</sup> 7.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.01	<sup>IV</sup> Al <sup>+3</sup> 0.56
MgO	1.62	T.Y. -0.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.7	<sup>VI</sup> Al <sup>+3</sup> 3.53
K <sub>2</sub> O	4.43	Fe <sup>+3</sup> 0.24
Toplam	99.99	Mg <sup>+2</sup> 0.29
		O.Y. -0.12
		K <sup>+</sup> 0.68
		Y.A.Y. 0.68
		T.Y.Y. -0.68

T.Y., tetrahedral yük; O.Y., oktahedral yük; Y.A.Y., yapraklar arası yük; T.Y.Y., toplam yaprak yükü

### 3.2.3.5. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde kaolenler belirli bir zon oluşturmayıp bireysel örneklerde tespit edilmiştir. İnceleme sahası içerisindeki genel dağılımlarına bakıldığında, Kutlular masif sülfür yatağında ve dışında cevherleşmeden uzak zonlarda bulunurlar.

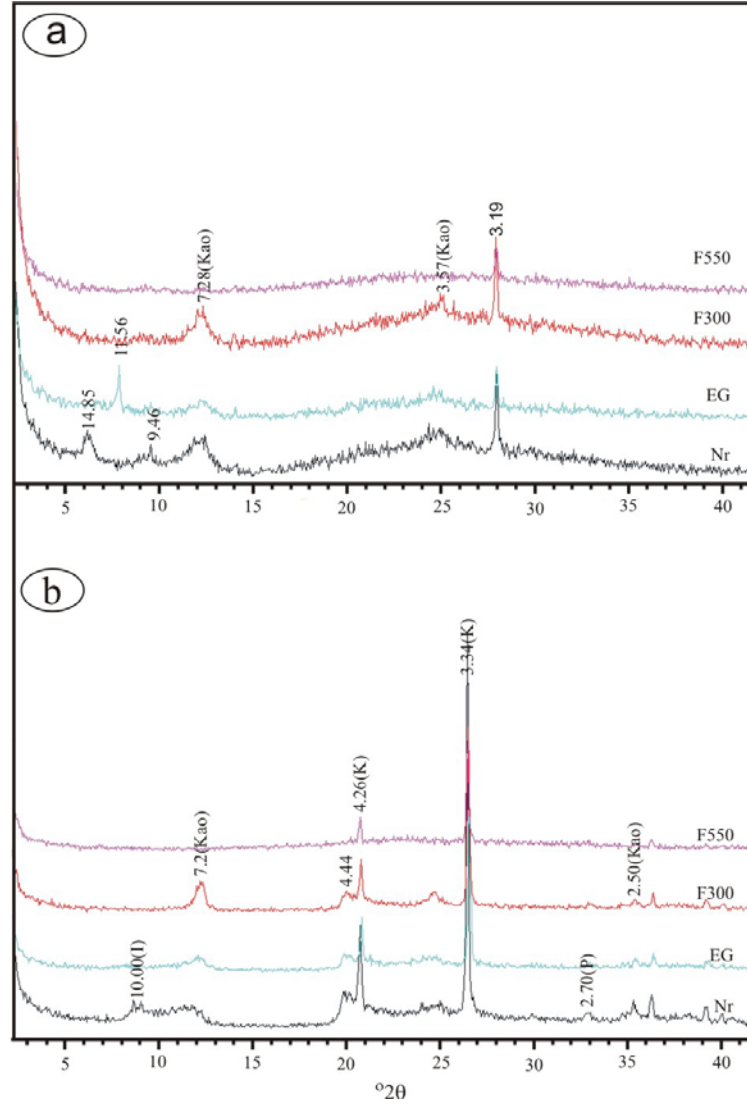
#### 3.2.3.5.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin XRD İncelemeleri

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinin kil fraksiyonu X-ışınları incelemelerinde (normal, etilen glikolle doyurulmuş ve fırınlanmış) kaolenitin varlığı belirlenmiştir. Kaolenitlerin X-ışınları tanımlamaları yapılırken 550°C'deki ısıtma işlemlerinden sonra minerale ait piklerin kaybolması tanımlamalarda kullanılmıştır.

Difraktogramlarda 7.2 (001) ve 3.57Å (002) piklerindeki yansımalar kaolenite ait temel yansımalar. 7.2Å piki etilen glikolle doyurma ve 350°C'de fırınlama işlemlerinde değişikliğe uğramaz iken 550°C'de fırınlamadan sonra yıkılır (Şekil 3.58)

Kaolenitlerin kristalinite özelliklerini belirlemek amacı ile yönelmiş örneklerde kaolenitin (001) yansımasının yarı yüksekliğinin genişliği ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ) cinsinden ölçülmüş (Brauckmann ve Führtbauer, 1983) olup değeri 0.83  $\Delta^{\circ}2\theta$ 'dır (Tablo 3.22). Kaolenit içeren örnekler aynı zamanda klorit içermediği için kaolenitlerin kristalinite indeksi oldukça güvenilir. Kristalinitesi iyi olan kaolenitlerin (001) yansıması simetrik ve keskindir. Kötü kristallenmiş olanlarda ise yansıma şiddeti düşük, şekilleri asimetrik ve geniştir (Weaver, 1989). Ayrıca kristalinite derecesi arttıkça (001) yansıma değeri 7.10Å'a yaklaşır (Weaver, 1989; Brindley, 1980). Bu açılarından incelenen kaolenitlerin orta-iyi kristaliniteye sahip olduklarını söylemek mümkündür.



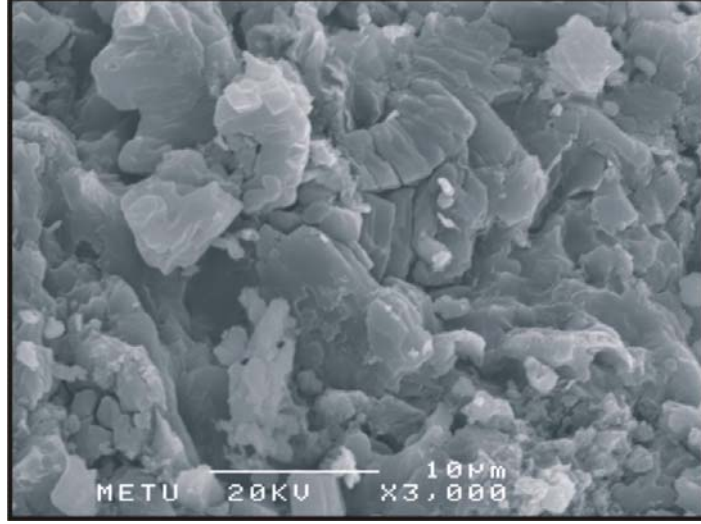


Şekil 3.58. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki kaolenitce zengin kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramları. a) Örn. Nu., Kp3-7, b) Örn. Nu., K27 (Kao, kaolenit; P, pirit; K, kuvars)

### 3.2.3.5.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Kaolenitlerin SEM İncelemeleri

Elektron mikroskopisi incelemelerine göre, kaolenitlerin oldukça iyi gelişmiş hegzagonal morfoloji sunduğu gözlenmiştir. Ayrıca yine kaolenit kristalleri için karakteristik olan kurtçuk şekilli kaolenit kitaplarına yaygın olarak rastlanılmıştır. XRD

incelemelerinde kaolenitler orta-iyi kristaliniteye sahip olarak tanımlansalar bile bu veri kristalinitelerinin oldukça yüksek olduğuna işaret eder (Şekil 3.59).



Şekil 3.59. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde tanımlanan hegzagonal paketlenmiş kaolenit kitaplarının SEM görünümleri (Örn. Nu., Kp3-7)

### 3.2.3.6. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Trioktahedral klorit/simektit (Kl/S) özellikle andezitik-bazaltik bileşimli kayaların nötr-alkalen sıvılarla altere edilmesi şartları altında hidrotermal alterasyon ortamında oldukça tanımlayıcıdır (Inoue, 1995).

Çalışma sahasında bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde 3 örnekte tespit edilmiş olan klorit/simektitler genelde illit/simektit bazı durumlarda ise simektitlere eşlik ederler.

#### 3.2.3.6.1. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin XRD İncelemeleri

Kl/S'nin yapısal özellikleri, XRD incelemeleri kullanılarak farklı jeolojik ortamlardaki propillitik alterasyon zonlarında (Reynolds, 1980), ısısal olarak altere kayalarda (Inoue ve Utada, 1991), kaldera ile ilişkili yataklara bağlı gelişen hidrotermal alterasyon zonlarında (Inoue vd., 1984), okyanus ortası sırtı bazaltlarının hidrotermal alterasyonunda (Tomasson

ve Kristmannsdottir, 1972; Schiffman ve Fridleifsson, 1991) ve ofiyolitlerde (Bettison ve Schiffman, 1989; Shau vd., 1990; Bettison-Varga vd., 1991) tanımlanmıştır.

İncelenen örneklerin X-ışınları difraktogramında düzenli karışık tabakalı Kl/S'ler (düşük yüklü korrensit) normal çekimlerde 29Å, 14.26Å, 7.11Å'da pik verirler. Etilen glikolle doyurulma işlemi sonucunda ise piklerde düşük 2θ'ya doğru bir kayma meydana gelir. 300 ve 550°C'deki ısıtma işlemlerinden sonra Kl/S yıkılarak 12.1Å'da pik vermiştir. Örneklerde saf klorit olması durumu ısıtma işlemlerinden sonra 14.14Å civarında görülen pik ile kontrol edilmiştir (Şekil 3.60)

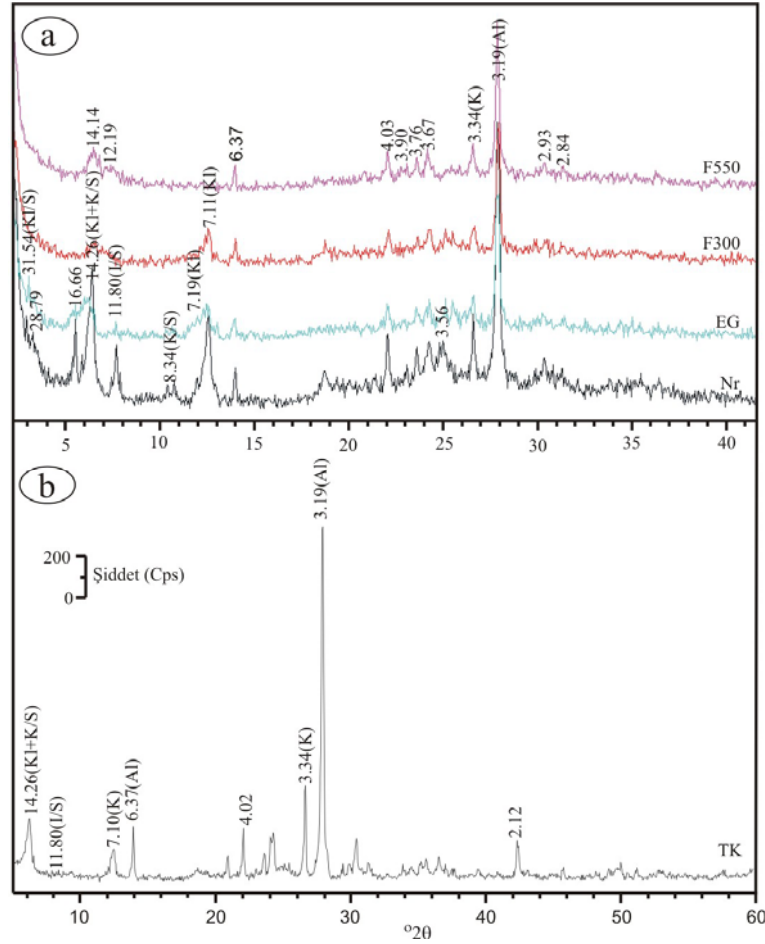
Kl/S'lerdeki klorit yüzdelerini belirlemede genellikle Moore ve Reynolds (1997) tarafından önerilen tablo kullanılır. Çalışılan örneklerin saf klorit içermelerinden dolayı yüzde tayini sağlıklı olarak yapılamaz. Fakat şişme özelliklerinin iyi gelişmiş olması örneklerin klorit yüzdelerinin %50'den fazla olmayacağına işaret edebilir. Zira %40-50 civarında simektit içeren Kl/S'ler EG'li durumunda 31Å'da pik verirler ve R değerleri 1'e eşittir ve mineral korrensit olarak tanımlanır. Yukarıda tanımlanan özelliklere sahip Kl/S'ler Bailey (1982) tarafından tanımlanmış ve Inoue vd. (1984) tarafından ise kaldera ile ilişkili yataklara bağlı olarak gelişen cevherleşmelerde rapor edilmiştir.

### **3.2.3.6.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitlerindeki Klorit/Simektitlerin SEM İncelemeleri**

Kl/S'ler cevherleşmeden uzakta, hidrotermal alterasyonun dış zonlarında bulunurlar. Genellikle kırık ve boşluk dolgusu olarak gelişmiş Kl/S'ler mafik minerallerin yerine ve volkan camından itibaren gelişmişlerdir. SEM incelemelerinde Kl/S'lerin morfolojik karakteristikleri simektitlere benzer şekilde dalgalı, düzgün yapraklar halindedir (Şekil 3.61)

### **3.2.4. Dolerit Dayklarında Gelişen Killerin Mineralojileri ve Kimyaları**

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası içerisinde yüzeyleme veren dolerit daykları hidrotermal alterasyondan yoğun bir biçimde etkilenmiştir. Birimden alınan örneklerden kil boyutundaki (<2µm) mineral bileşenleri ayırtlanmış ve bu bileşenleri normal, etilen glikolle doyurulmuş, 300 ve 550 °C'de fırınlanmış XRD çekimleri yapılarak kil minerallerindeki değişimler saptanmıştır (Ek Şekil 6, Tablo 3.28).

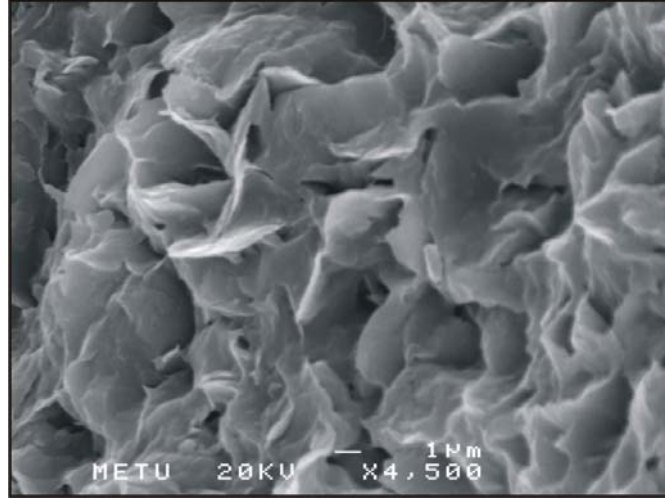


Şekil 3.60. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerindeki K1/S örneklerinin temsili X-ışınları difraktogramı. a) K1/S'ce zengin kil fraksiyonuna (<2 $\mu$ m) ait normal (Nr), etilen glykolle doyurulmuş (EG), 300°C (F300) ve 550°C'de fırınlanmış (F550) durumdaki, b) yönsüz durumdaki tüm kayaç örneği (Örn. Nu., K20). Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; K, kuvars; Al, albit; I/S, illit/simektit

Buna göre birim içerisinde en yaygın kil minerali klorit olup, bir örnekte illit/simektit tanımlanmıştır. (Tablo 3.28). Kil minerallerinin mineralojik ve kimyasal özellikleri XRD, SEM-EDX ve mikroprob verileri ışığında ayrıntılı olarak irdelenecektir.

### 3.2.4.1. Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin Mineralojik ve Kimyasal Özellikleri

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasında cevherle sınır yapan dolerit dayklarında en yaygın kil mineralini klorit grubu mineraller oluşturmaktadır.



Şekil 3.61. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde boşluk dolgusu olarak gelişen ve dalgalı morfoloji sunan K1/S'lerin SEM görüntüleri (Örn. Nu., K20)

Tablo 3.28. Dolerit dayklarında  $<2\mu\text{m}$  tane boyutuna ait X-ışınları difraktogramları (Ek Şekil 6) kullanılarak hazırlanan mineralojik bileşim (%) ve  $Kl_K$  ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ) değerleri. Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; I/S, illit/simektit; Al, albit, K, kuvars; P, pirit, Ş; şabazit,  $Kl_{K(001)}$  ve  $Kl_{K(002)}$ , sırasıyla (001) ve (002) yüzeylerinde ölçülen klorit kristalinite

Öm. Nu.	Kl	I/S	Al	K	P	Ş	$Kl_{K(001)}$	$Kl_{K(002)}$
K17	65	0	17	18	0	0	0.25	0.25
K18a	38	13	40	7	2	0	0.21	0.17
K24	84	0	8	8	0	0	0.21	0.17
K31	50	0	10	16	0	24	0.18	0.17

### 3.2.4.1.1. Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin XRD İncelemeleri

İnceleme alanında dolerit dayklarınca içerilen klorit grubu minerallerin tanımlanmasında yönlü hazırlanmış örneklerin normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG),  $300^{\circ}\text{C}$  (F 300) ve  $550^{\circ}\text{C}$ 'de (F 550) fırınlanmış XRD incelemeleri kullanılmıştır (Şekil 62a).

Difraktogramlarda  $14-14.3\text{\AA}$  arasında değişen (001) piki kloritler için referans kabul edilmiş ve kloritlere ait (001), (002), (003) ve (004) pikleri tanımlanmıştır. XRD incelemelerinde (Nr), (EG) ve (F 300) durumlarda (001), (002), (003) ve (004) yüzeylerine ait yansımaların şiddeti ve konumlarında mineralin karışık tabaka içermediğini ifade eder şekilde herhangi bir değişim gözlenmemiştir. (F 550)'de yapılan çekimlerde ise (001) pik

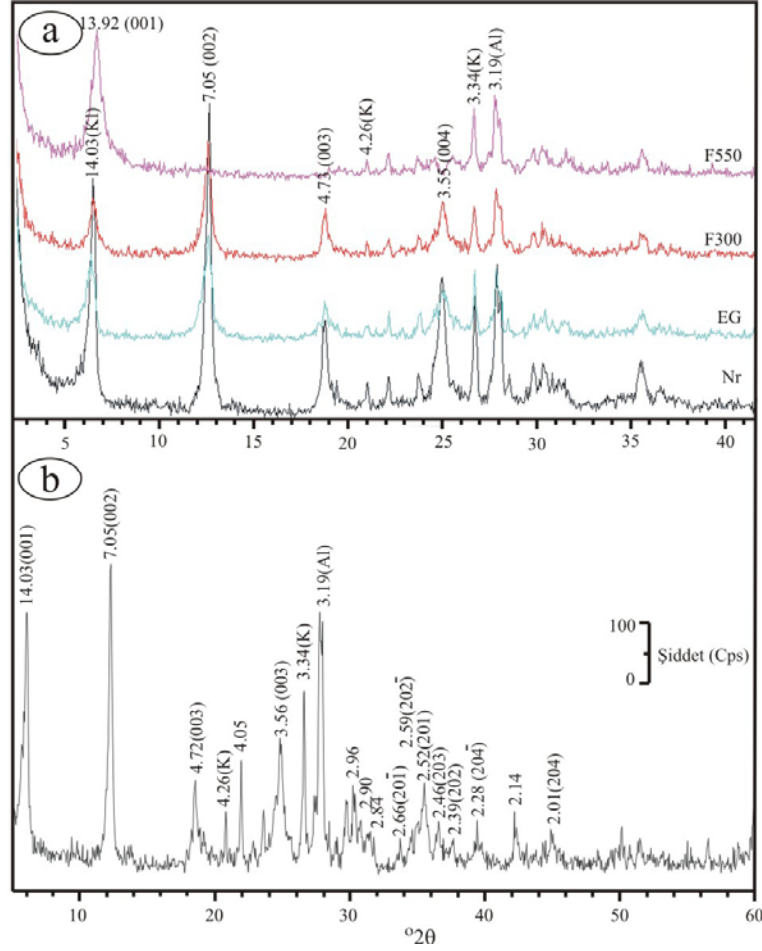
şiddetinde büyük bir artış ve buna karşın yüksek sıra piklerinin şiddetlerinde kloritin varlığını teyit eden düşüşler saptanmıştır (Barnhisel ve Bertsch, 1989; Moore ve Reynolds, 1997). (Nr), (EG) ve (F 300)'deki difraktogramlar incelendiğinde (001) ve (003) yansımalarının pik şiddetlerinin (002) ve (004) yansımalarına ait pik şiddetlerine kıyasla daha düşük şiddete sahip olduğu, (F 550)'deki difraktogramlarda ise (001) pikinin şiddeti çok fazla artarken yüksek sıra pikleri neredeyse tanımlanamayacak kadar düştüğü belirlenmiştir. Bu artış ve azalmalar birlikte değerlendirildiğinde kloritlerin oktahedral tabakada Mg'a kıyasla Fe'i daha fazla içerdiği söylenebilir (Weaver, 1984; Eslinger ve Pevear, 1988). Ayrıca Nr çekimlerde (001) ve (003) pikinin yaklaşık olarak eşit şiddette olmaması Fe'in yer değiştirmesinin simetrik olmadığını ifade eder (Moore ve Reynolds, 1997).

Klorit kristalinitesini belirlemek amacı ile difraktogramlarda kloritin (001) ve (002) yansımalarının yarı yüksekliğinin genişliği (Nr) ve (EG) durumlarında ölçülmüştür. Buna göre  $K_{1/2}$  değeri (001) yansımalarında  $0.18-0.25 \Delta^\circ 2\theta$ , (002) yansımalarında  $0.17-0.25 \Delta^\circ 2\theta$  arasında değişmekte olup her iki yüzeyden ölçülen kristalinite değerleri birbirlerine benzerlik sunmaktadır (Tablo 3.28).

Bailey ve Brown (1962) tarafından tanımlanan klorit politiplerinin saptanmasında  $<2\mu\text{m}$  fraksiyonunun yönsüz XRD çekimleri kullanılmıştır (Şekil 3.62b). Yönsüz X-ışınları difraktogramlarında kloritlerin sırasıyla 2.66, 2.59, 2.55, 2.45, 2.39, 2.26Å pikleri tanımlanmış ve kloritler tip II-b olarak sınıflandırılmıştır (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997). Kimyasal bileşimleri bakımından tip II-b kloritler, Fe-Mg-kloritler ve Mg-kloritler olarak tanımlanır (Nagasawa vd., 1976).

#### **3.2.4.1.2. Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin SEM İncelemeleri**

Dolerit dayklarında plajiyoklas ve ferromagnezyen minerallerden itibaren gelişen kloritlerin morfolojik özelliklerini belirlemek amacı ile elektron mikroskopisi incelemeleri yapılmıştır. Klorit ve eşlik eden mineral fazlarının belirlenmesinde EDX analizlerinden faydalanılmıştır. Böylelikle plajiyoklas ve piroksen olarak morfolojik özellikler sunan kristallerin kimyasal bileşimlerinin bu minerallere uygunluk gösterip göstermediği belirlenmiştir.

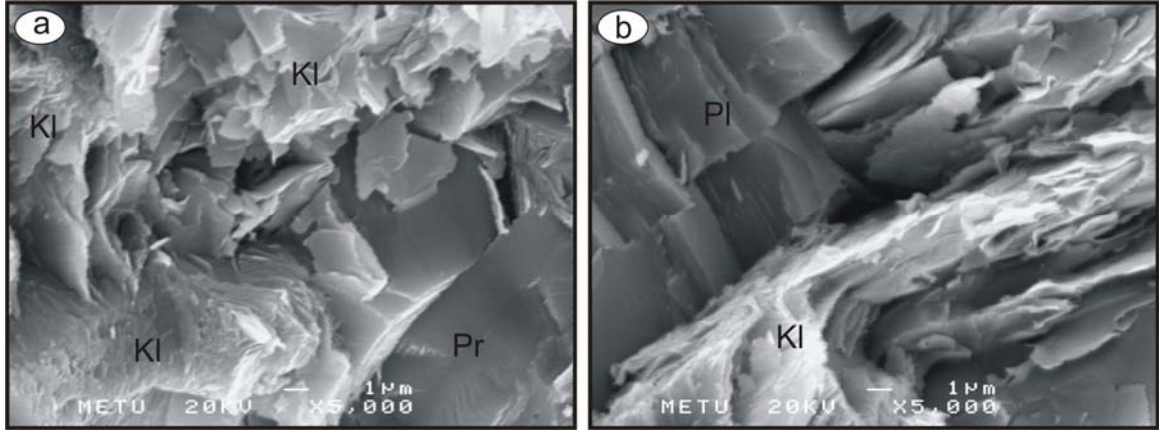


Şekil 3.62. Dolerit dayklarında kloritçe zengin kil fraksiyonuna ( $<2\mu\text{m}$ ) ait X-ışınları difraktogramları. a) yönlendirilmiş örneğe ait normal (Nr), etilen glükolle doyurulmuş (EG),  $300^\circ\text{C}$  (F300) ve  $550^\circ\text{C}$ 'de fırınlanmış (F550) durumda, b) yönsüz durumdaki örneğe ait (Örn. Nu., K6). K1, klorit; K, kuvars; Al, albit

Birim içerisinde her iki oluşum halinde gözlenen kloritler genellikle yapraksı ve düzlemsel şekle sahip olup oldukça uzun kristaller halindedirler. Yer yer hegzagonal şekilli kitap yığılımları gösterirler (Şekil 3.63).

### 3.2.4.1.3. Dolerit Dayklarındaki Kloritlerin Mineral Kimyası

Dolerit dayklarında ferromagnezyen mineraller üzerinde gelişen kloritlerin kimyasal bileşimini saptamak amacı ile 8 klorit üzerinde mikroprob analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları kullanılarak 14 oksijen üzerinden kloritlerin yapısal formülleri hesaplanmıştır (Tablo 3.29).



Şekil 3.63. Dolerit dayklarında; a) piroksenler üzerinde, b) plajiyoklaslar üzerinde gelişen kloritlerin SEM görünüşleri (Örn. Nu., K24). Kl, klorit; Pr, piroksen, Pl, plajiyoklas

Kloritlerin kimyasal bileşimleri genellikle tüm kayaç bileşimi, sıcaklık ve altere edici çözeltinin bileşimi gibi oluşum şartları ile yakından ilişkilidir (Shikazono ve Kawahata, 1987). Çalışma sahasındaki dolerit dayklarındaki kloritlerin  $FeO_{toplam}$  içerikleri %19.72-22.91,  $MgO$  içerikleri ise %16.31-20.06 arasında değişmektedir.  $FeO_{toplam}$  içerikleri bakımından örnekler karşılaştırıldıklarında genelde benzer değerlere sahip oldukları saptanmıştır. Örneklerin  $Fe$  numaraları ( $Fe^{\#} = \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg^{+2}}$ ) 0.36-0.44 arasında değişmektedir. Kloritlerin tetrahedral odadaki  $^{IV}Al/Si + ^{IV}Al$  oranları birbirine oldukça benzer olup 0.19-0.24 arasında değişiklik sunmaktadır (Tablo 3.29). Kloritlerde tetrahedral tabaka  $Si^{+4}$  ve  $^{IV}Al^{+3}$  ile doldurulurken, oktahedral tabaka  $^{VI}Al^{+3}$ ,  $Fe^{+2, +3}$ ,  $Mg^{+2}$  ve  $Mn^{+2}$ , yapraklar arası ise  $Ca^{+2}$ ,  $Na^{+}$ ,  $K^{+}$  ve  $Ba^{+2}$  tarafından doldurulmaktadır. Katyon boşluğu ( $X_O = 6 - \text{toplam oktahedral katyon}$ ) 0.11-0.33'dür.

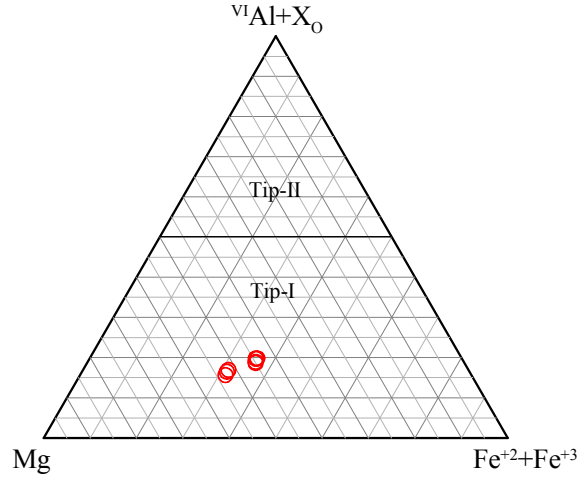
Kloritlerin kimyasal tipinin belirlenmesi amacı ile kullanılan  $Mg-(Fe^{+2} + Fe^{+3})-(^{VI}Al + X_O)$  diyagramında kloritler, Fe- ve Mg-ca zengin kloritler olarak tanımlanan tip-I alanında yer alırlar (Şekil 3.64) ve trioktahedral karakterlidirler (Şekil 3.65). Deer vd. (1996) tarafından önerilen  $Si^{+4}$ 'e karşı demir numarasını ( $Fe^{\#}$ ) kullanıldığı klorit sınıflama diyagramına göre kloritler genellikle diabantit olarak adlandırılmakta, örneklerden bir tanesi pinoklor olarak tanımlanmaktadır (Şekil 3.66, Tablo 3.29).



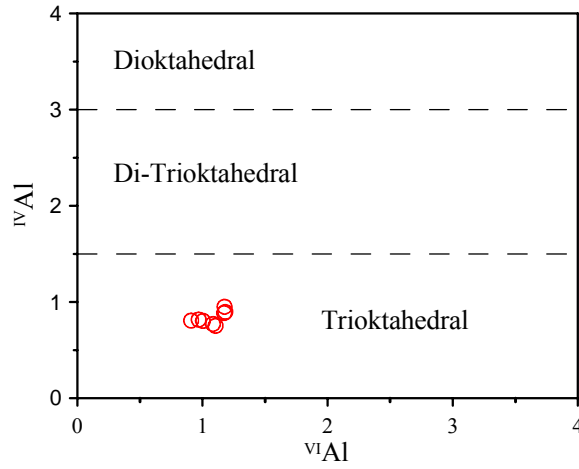
Tablo 3.29. Dolerit dayklarında bulunan kloritlere ait mikroprob analizleri ve 14 oksijene göre hesaplanan yapısal formülleri (fy, ferromagnezyen mineral üzerinde; n, mineralde analiz yapılan nokta sayısı)

	K18a	K18a	K18a	K18a	K32	K32	K32	K18a
	fy	fy	fy	fy	fy	fy	fy	fy
%	n=4	n=7	n=8	n=8	n=6	n=8	n=8	n=8
SiO <sub>2</sub>	28.74	29.58	30.77	29.78	30.91	30.76	30.74	30.60
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	16.70	14.80	16.60	14.76	14.59	13.98	14.82
FeO <sub>topl</sub>	21.90	21.61	22.37	21.72	19.72	20.13	21.12	22.91
MnO	0.30	0.38	0.26	0.29	0.46	0.44	0.43	0.23
MgO	16.58	16.73	16.31	16.80	19.80	20.04	20.06	16.37
CaO	0.49	0.51	0.59	0.54	0.42	0.40	0.29	0.55
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04
BaO	0.09	0.06	0.07	0.06	0.02	0.01	0.02	0.08
Toplam	85.089	85.627	85.228	85.879	86.112	86.389	86.658	85.622
Tetrahedral								
Si <sup>+4</sup>	3.05	3.10	3.25	3.11	3.20	3.18	3.19	3.23
Al <sup>+3</sup>	0.95	0.90	0.75	0.89	0.80	0.82	0.81	0.77
T.Y.	-0.95	-0.90	-0.75	-0.89	-0.80	-0.82	-0.81	-0.77
Oktahedral								
Al <sup>+3</sup>	1.18	1.18	1.10	1.17	1.00	0.97	0.91	1.08
Fe <sup>+3</sup>	0.12	0.16	0.20	0.16	0.11	0.08	0.06	0.17
Fe <sup>+2</sup>	1.82	1.74	1.78	1.74	1.59	1.66	1.78	1.85
Mn <sup>+2</sup>	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
Mg <sup>+2</sup>	2.62	2.62	2.57	2.62	3.05	3.09	3.11	2.58
O.Y.	0.84	0.80	0.64	0.78	0.73	0.74	0.74	0.66
Toplam	5.77	5.73	5.67	5.72	5.80	5.84	5.89	5.70
Yapraklar Arası								
Ca <sup>+2</sup>	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06
Na <sup>+</sup>	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sup>+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba <sup>+2</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Y.A.Y.	0.15	0.14	0.16	0.15	0.10	0.10	0.07	0.15
T.Y.Y.	-0.11	-0.10	-0.11	-0.11	-0.08	-0.08	-0.06	-0.11
Fe <sup>#</sup>	0.43	0.42	0.43	0.42	0.36	0.36	0.37	0.44
Fe <sup>+2</sup> /Mg <sup>+2</sup>	0.69	0.66	0.69	0.66	0.52	0.54	0.57	0.72
<sup>IV</sup> Al/Si+ <sup>IV</sup> Al	0.24	0.22	0.19	0.22	0.20	0.20	0.20	0.19
Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	4.57	4.51	4.54	4.52	4.76	4.83	4.94	4.60
X <sub>O</sub>	0.23	0.27	0.33	0.28	0.20	0.16	0.11	0.30
<sup>VI</sup> Al+X <sub>O</sub>	1.40	1.45	1.43	1.45	1.20	1.13	1.02	1.38
Tür	pinoklorit	diabantit	diabantit	diabantit	diabantit	diabantit	diabantit	diabantit

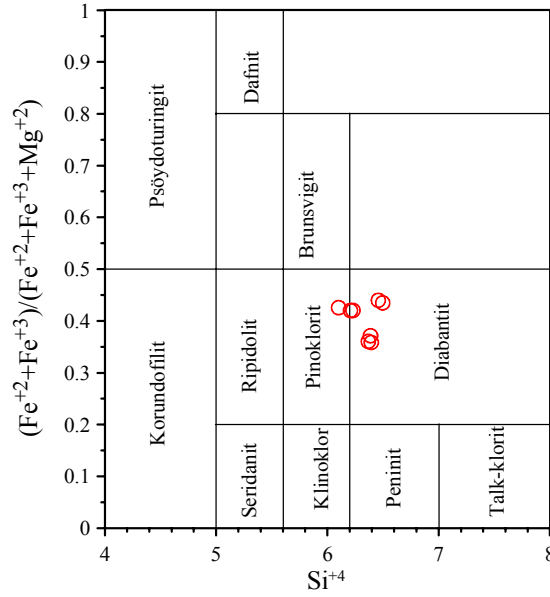
T.Y., tetrahedral yük; O.Y., oktahedral yük; T.O.K., toplam oktahedral katyon; Y.A.Y.,yapraklar arası yük; T.Y.Y., toplam yaprak yükü; Fe<sup>#</sup>= Fe<sup>+2</sup>+Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+2</sup>+Fe<sup>+3</sup>+Mg<sup>+2</sup>); X<sub>O</sub>=6-TOK, oktahedral boşluk; <sup>VI</sup>Al, oktahedral Al.



Şekil 3.64. Dolerit dayklarında bulunan kloritlerin ( $^{VI}Al+X_O$ )-Mg- $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$  üçgen diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları. Tip-I kloritler baskın oktahedral katyona göre Mg veya Fe-kloritlerdir. Tip-II kloritler ise Al-kloritlerdir.  $^{VI}Al$ , oktahedral Al;  $X_O$ , oktahedral boşluk



Şekil 3.65. Dolerit dayklarındaki kloritlerin mikroprob analizlerinden hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.29)  $^{VI}Al$ - $^{IV}Al$  diyagramındaki (Zane ve Weiss, 1998) konumları



Şekil 3.66. Dolerit dayklarındaki kloritlerin mikroprob analizlerinden hesaplanan yapısal formüllerine göre (Tablo 3.29) sınıflandırılması (Deer vd., 1996). Diyagramdaki  $Si^{+4}$  değeri 28 oksijene göre 6.5'tir.

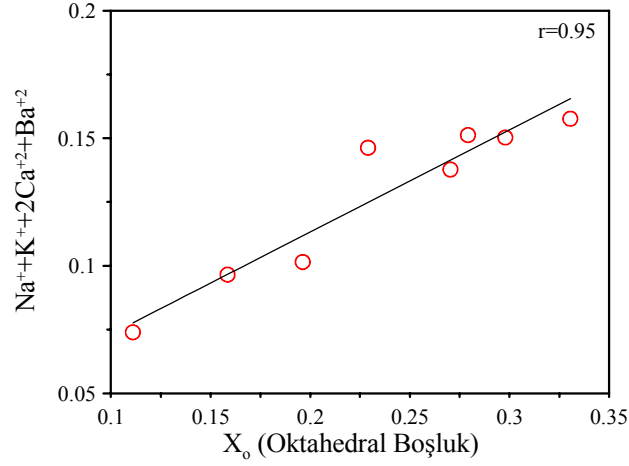
Şekil 3.67'de görüldüğü  $X_O$  ile yapraklar arası yük ( $Na^+ + K^+ + 2Ca^{+2} + Ba^{+2}$ ) arasında safsızlıkların miktarı ve oktahedral boşluktan kaynaklanan oldukça yüksek pozitif bir korelasyon ( $r=0.95$ ) bulunmaktadır. Bu yüksek pozitif korelasyon kloritlerin yaprak parametrelerinin klorit fazı ile birlikte oldukça az oranda bulunan karışık tabakalar veya kloritle birlikte büyüme gösteren farklı bileşenlerce kontrol edildiğine işaret etmektedir (örneğin; Arkai ve Ghabrial, 1997).

Fakat kloritlerdeki tetrahedral Al ile tabaka arası yük ( $r=0.20$ ) ve oktahedral boşluk arasında bir ilişki ( $r=-0.06$ ) belirlenememiştir (Şekil 3.68).

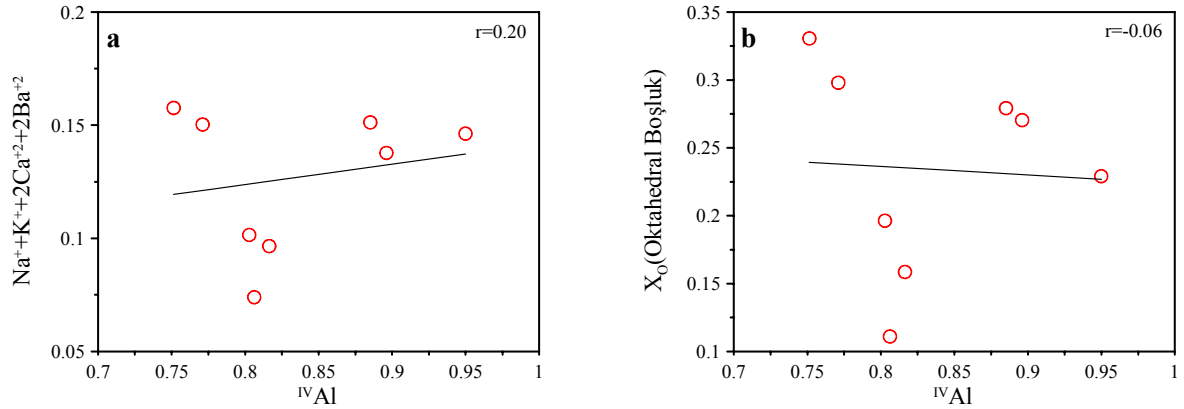
Kloritlerin oktahedral +2 değerlikli katyonlara karşı tetrahedral  $Si^{+4}$  değişim diyagramında (Jiang vd., 1994'den değiştirilerek Arkai ve Ghabrial, 1997) dolerit dayklarındaki kloritlerin ankizon alanında yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 3.69).

### 3.2.4.2. Dolerit Dayklarındaki İllit/Simektitlerin Mineralojik Özellikleri

Dolerit dayklarında illit/simektitler, K18a no.lu önekte belirlenmiş olup klorite eşlik eder.



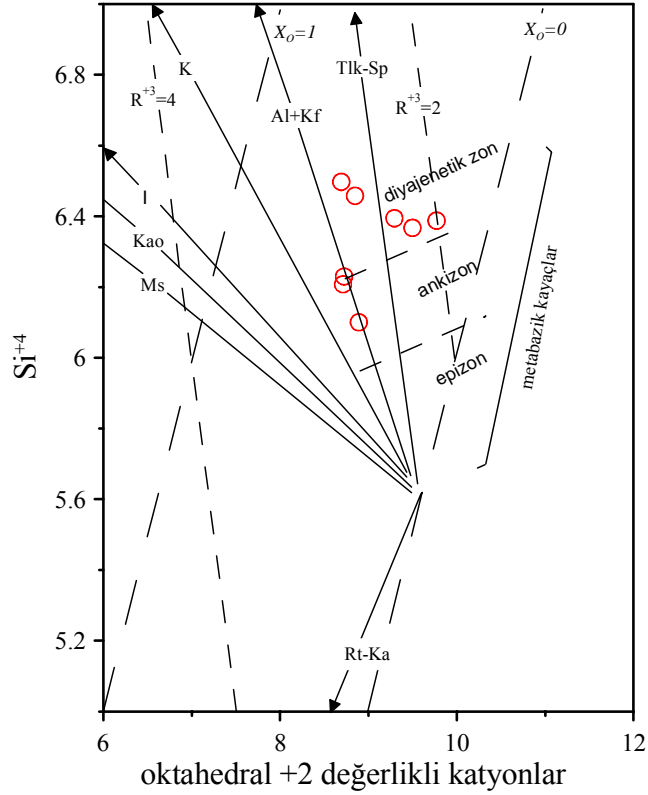
Şekil 3.67. Dolerit dayklarındaki kloritlerin toplam tabaka arası yükü karşı oktahedral tabakada 6 katyon olduğu varsayılarak hesaplanmış  $X_o$  (oktahedral boşluk) diyagramı (doğrunun denklemi,  $y=0.4x+0.033$ ;  $r$ , korelasyon katsayısı).



Şekil 3.68. Dolerit dayklarındaki kloritlerde tetrahedral  $^{IV}Al$  ile a) toplam yapraklar arasındaki yük (doğrunun denklemi,  $y=0.09x+0.052$ ) ve b) oktahedral boşluk arasındaki ilişki (doğrunun denklemi,  $y=-0.064x+0.287$ ;  $r$ , korelasyon katsayısı)

### 3.2.4.2.1. Dolerit Dayklarındaki İllit/Simektitlerin XRD İncelemeleri

XRD incelemelerinde illit/simektit tanımlaması örneklerin normal ve etilen glikolle doyurulmuş durumdaki incelemelere göre yapılmıştır. R=1 düzenlemesine sahip illit/simektitin normal çekimlerde (001) piki  $11.17\text{\AA}$ 'da, (002) piki  $5.97\text{\AA}$ 'da, gözlenirken EG'li durumda ise bu pikler  $9.05$  ve  $5.44\text{\AA}$ 'da yansıma vermiştir (Şekil 3.70).

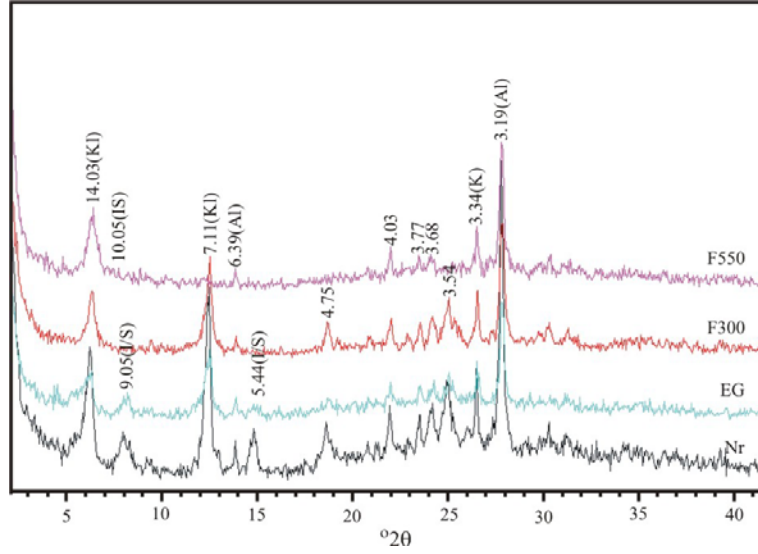


Şekil 3.69. Dolerit dayklarındaki kloritlerin oktahedral +2 değerlikli kation toplamına karşı tetrahedral  $\text{Si}^{+4}$  diyagramı (Arkai ve Ghabrial, 1997; değerler 28 oksijene göredir). Oklar varsayılan klorit bileşimi ( $\text{Fe}_{5.5}\text{Mg}_4\text{Al}_{2.5}\text{Si}_{2.5}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$ ) ve diğer minerallerin karışımlarından oluşturulan bileşimsel sapmalara ait yönsemeleri göstermektedir.  $X_0$ , belirlenen oktahedral boşluk;  $R^{+3}$ , oktahedral üç değerlikli kationlar. Al, albit; Kf, K-feldispat; K, kuvars; Ka, kalsit; I, illit; Kao, kaolenit; Ms, muskovit; Rt, rutil; Sp, saponit; Tlk, talk

Isıl işlem sonunda bazal pikleri  $10.05\text{\AA}$ 'a yıkılır. Örnekteki karışık tabakadaki illit yüzdesi EG'li durumda (001/002) ve (002/003) piklerinin konumlarına göre %50 olarak belirlenmiştir (Moore ve Reynolds; 1997).

### 3.2.5. Kil Mineralojisindeki Yatay ve Düşey Değişimlere Göre Zonlanma

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahasından Ek Şekil 3.2'de belirtilen profiller yönünde düşey yönde alınan örneklerin tüm kayaç (Tablo 3.10 ve 3.20) ve kil mineralojisi

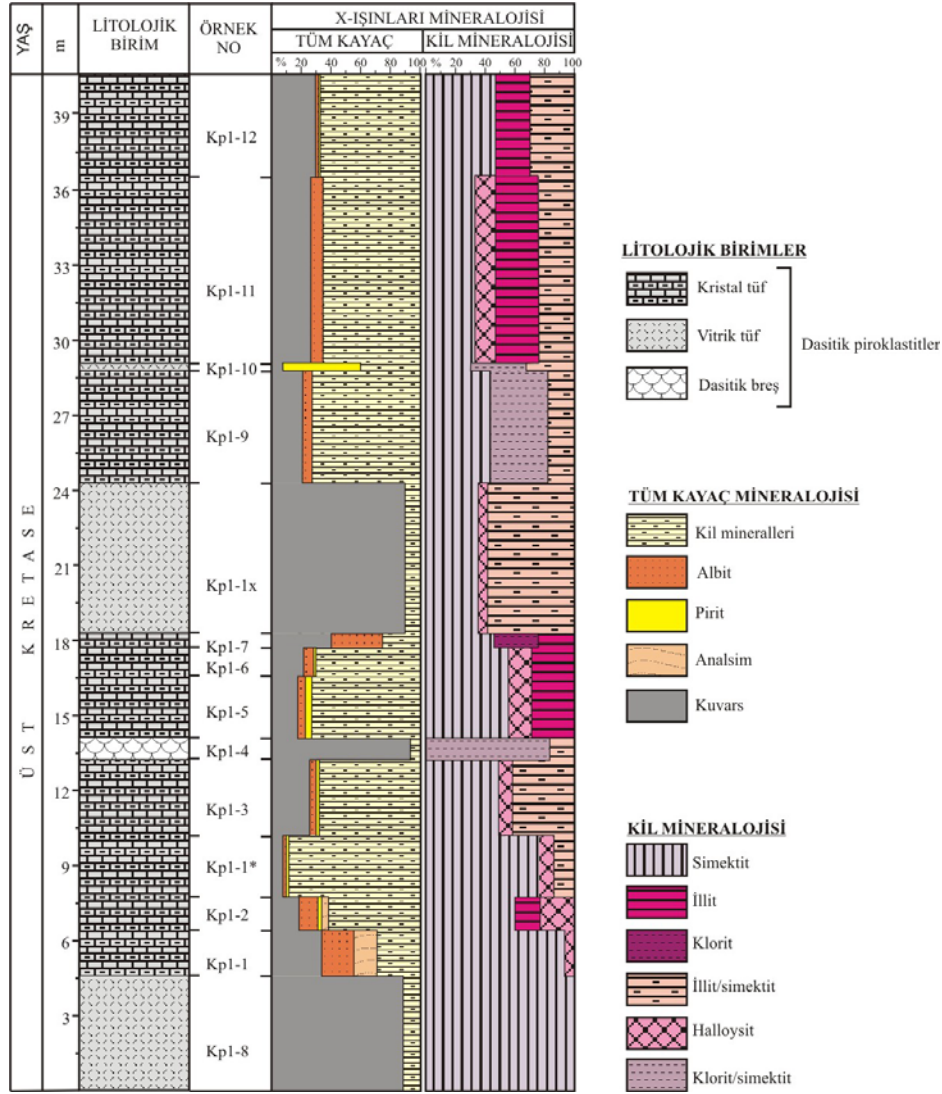


Şekil 3.70. Dolerit dayklarında R=1 düzenlemesine sahip I/S'in normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550 °C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki temsili X-ışınları difraktogramı (Örn. Nu., K18a; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Al, albit; K, kuvars)

(Tablo 3.11 ve 3.21) değişimlerine bağlı olarak ölçülü dikme kesitler hazırlanmıştır (Şekil 3.71, 3.72, 3.73, 3.74).

Ölçülü dikme kesitlerdeki kil mineralojisinin bolluk oranlarına göre değişimleri irdelendiğinde kil mineralojisine bağlı olarak dasitik piroklastitler ve bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit daykları için 4 ana alterasyon zonu tespit edilmiş olup, bunlar simektit zonu, illit/simektit karışık tabakalı kil zonu ve illit zonudur. Bu zonlara ilave olarak açık işletme sahasının doğusunda görülen bazalt ve bazaltik andezitler, dolerit dayklarını etkileyen klorit zonu saptanmıştır. Bu değişimler Ek Şekil 2'de verilen Kutlular açık işletme sahası detay jeoloji haritası üzerine işlenmiş ve killerin cevhere göre değişim konumları belirlenmiştir.

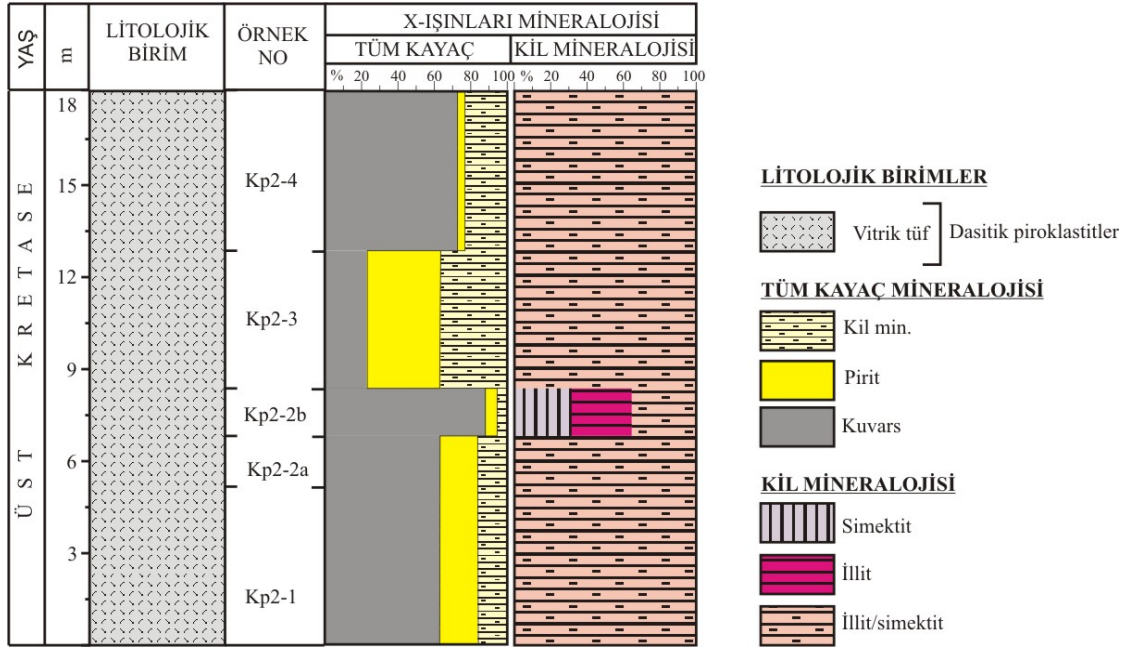
Cevher merceğinden en uzak mesafede bulunan Kp1 profilindeki kil mineralojisi değişimleri irdelendiğinde (Şekil 3.71) bu profildeki ana kil mineralinin simektit olduğu ve buna değişik oranlarda illit, klorit, illit/simektit, halloysit ve klorit/simektitin eşlik ettiği görülmektedir. Özellikle dasitik vitrik tüflerin yoğun olarak simektite dönüştüğü ayrıca vitrik tüflerde silisleşmenin de artış gösterdiği tespit edilmiştir. Bu verilere göre dasitik piroklastitler içerisinde bulunan Kp1 profili simektit zonu olarak sınıflandırılmıştır. Zon



Şekil 3.71. Kutular açık işletme sahası içerisinde Kp1 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimlerini gösterir dikme kesit

içerisinde simektit %40-100 arasında değişiklik göstererek baskın kil mineralini oluşturmaktadır.

Kp2 profilinden alınan örneklerin ana kayacını dasitik virik tüfler oluşturmakta olup birim yoğun olarak silisleşmiştir ve pirit oluşumları yaygın olarak gözlenmektedir. Kil mineralojisindeki değişimler irdelendiğinde birim içerisindeki yaygın kil minerallerinin illit/simektit ve illitten oluştuğu görülmektedir. Cevhere doğru artan sıcaklığa bağlı olarak simektitten itibaren illit/simektit karışık tabakalı kil minerallerinin etkin olduğu zona doğru bir geçiş söz konusudur (Şekil 3.72).



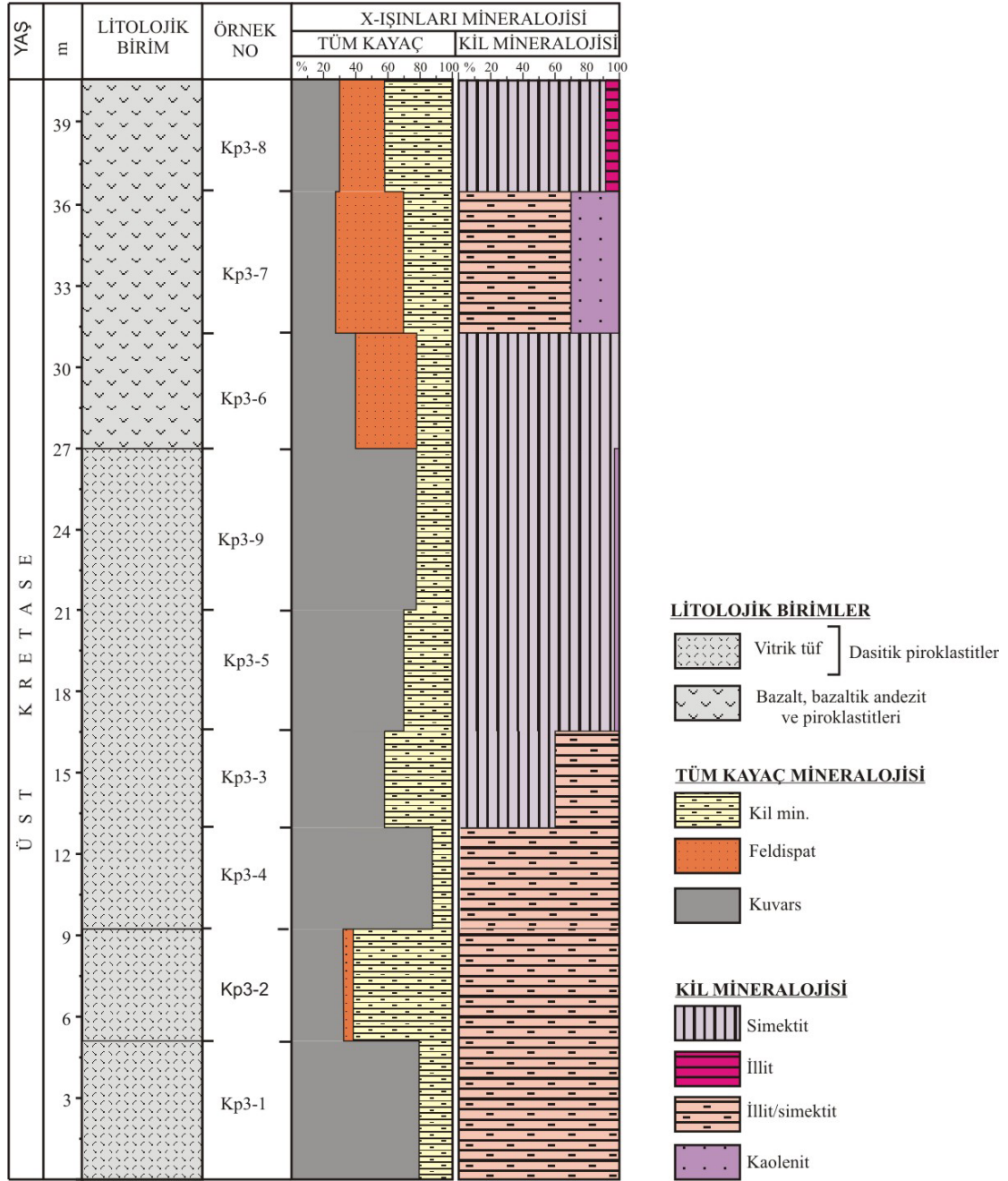
Şekil 3.72. Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp2 profili boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimlerini gösterir dikme kesit

Kp3 profili dasitik piroklastitler ve bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerini içermektedir. Kp3 profili içerisinde killeşmeye eşlik eden alterasyon silisleşme olup kesitin taban kısımları illit simektit zonunun devamı niteliğinde iken cevherin örtü kayaçlarına doğru yaklaştıkça azalan sıcaklığa bağlı olarak simektit zonuna geçiş söz konusudur (Şekil 3.73).

Kp4 profili yine tabanda simektit ve illit/simektit kil mineralleri ile başlar ve buna yer yer simektit, illit ve kaolenit eşlik eder. Bu profilde bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri içerisinde de illit/simektit zonuna geçilmiştir. Diğer zonlara kıyasla saf illit bileşimlerine daha sıklıkla rastlanılır. Ayrıca örtü kayaçlarında sadece bir örnekte silisleşmeye eşlik eden karbonatlaşma da belirlenmiştir.

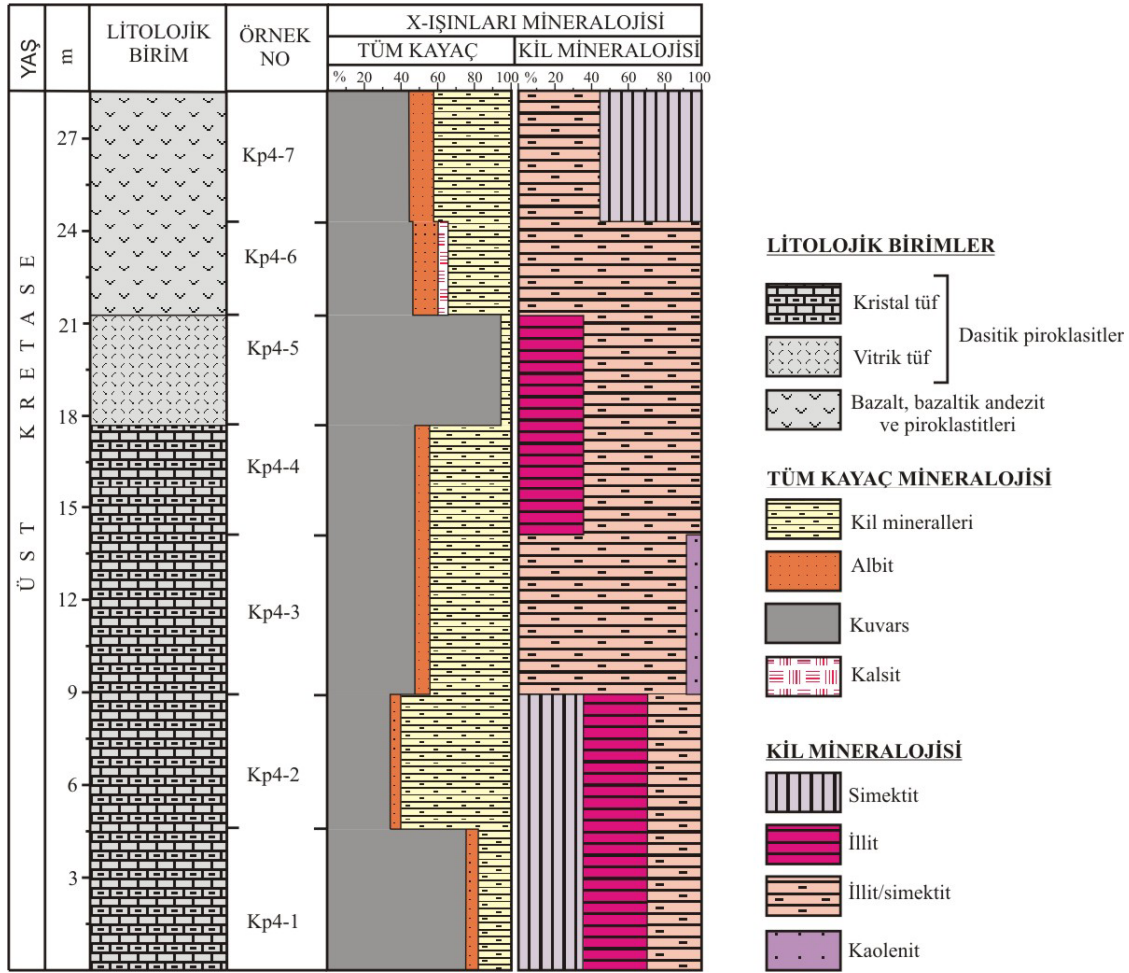
Bu dört profilden sonra cevherin hemen üzerindeki zonda dasitik piroklastitlerden alınan K33 ve K34 no.lu örneklerin (bkz. Ek Şekil 2 ve Tablo 3.10 ve 3.11) incelemelerinde silisleşmeye eşlik eden saf illit gelişimi tespit edilmiş ve dar bir alanda yayılan bu zon illit zonu olarak kabul tanımlanmıştır.





Şekil 3.73. Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp3 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimlerini gösterir dikme kesit

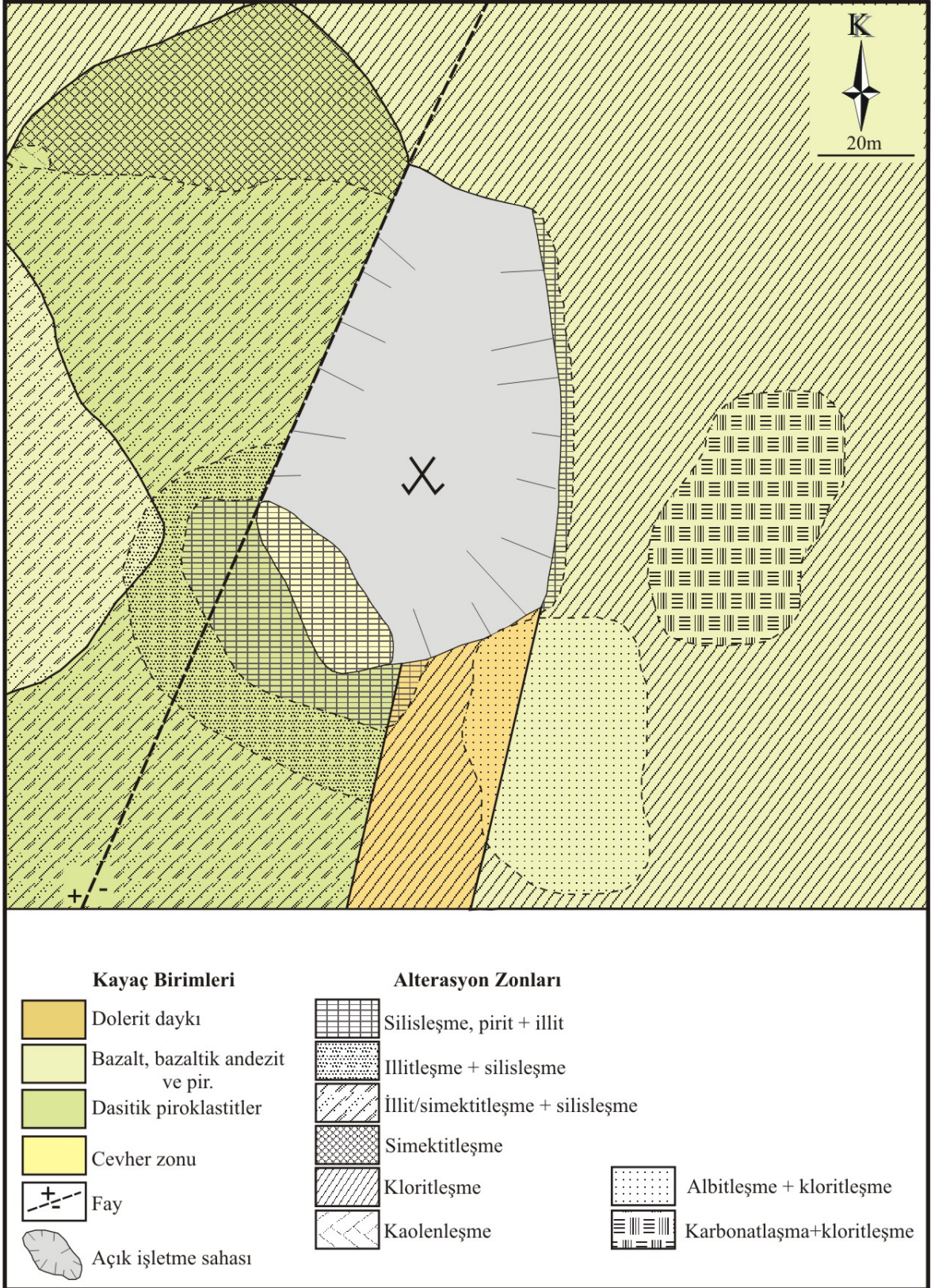
Açık işletme sahasının doğusunda bulunan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarından alınan örneklerin (Ek Şekil 2) kil mineralojisi bakımından incelendiğinde yaygın kil mineralojisini, kloritin (Tablo 3.20, 3.21, 3.28) oluşturduğu görülmektedir. Klorit zonu olarak tanımlanan bu zon içerisinde albitleşme yaygın olup yer yer silisleşme ve zeolitleşme tanımlanmıştır.



Şekil 3.74. Kutlular açık işletme sahası içerisinde Kp4 numaralı profil boyunca alınan örneklerin tüm kayaç mineralojisi ve kil minerallerindeki değişimlerini gösterir dikme kesit

Kaolen mineralleri açık işletme sahası içerisinde genelde düzgün bir değişim göstermezler. Fakat özellikle dasitik piroklastitlerde hidrotermal alterasyonun en dış zone olarak kabul edilebilecek simektit zone içerisinde dar alanda yayılım gösterirler ve bazı kayalarda ise (K40) kil minerallerinin tamamına yakını oluştururlar.

Kutlular açık işletme sahası içerisinde dasitik piroklastitler, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarını etkileyen hidrotermal alterasyonun mineralojik bulguları ve profiller boyunca alınan örneklerdeki mineralojik değişimler göz önünde tutularak ve Ek Şekil 2 kullanılarak alterasyon haritası hazırlanmıştır (Şekil 3.75).



şekil 3.75. Kutlular açđk işletme sahası (Sürmene, Trabzon) alterasyon haritası

### 3.3. Jeokimya

#### 3.3.1. Giriş

Volkanojenik masif sülfid (VMS) oluşumu, yoğun bir hidrotermal alterasyona ve cevher kütleleri etrafında alterasyon zonlarının oluşumuna neden olur. Bu tür alterasyona uğramış kayaların özellikle jeokimyasal özellikleri hidrotermal alterasyon zonlarının tanımlanmasında karakteristik olarak kullanılır. Bu amaçla dünya genelindeki VMS'lerin etrafında hidrotermal alterasyon zonlarının jeokimyasal özelliklerini inceleyen pek çok çalışma bulunmaktadır (Bryndzia vd., 1983; Urabe vd., 1983; MacLean ve Kranidiotis, 1987; Barriga ve Fyfe, 1988; Large, 1992; Barrett vd., 1993a ve b, 1996; Çağatay, 1993; Çağatay ve Eastoe, 1995; Lentz ve Goodfellow, 1996; Ohmoto, 1996; Peter ve Goodfellow, 1996; Almodóvar vd., 1998; Leistel vd., 1998; Gibson vd., 1999; Paulick ve McPhie, 1999; Sánchez-Espana vd., 2000; Paulick vd., 2001; Akçay, 2003 ve 2007).

Kutlular volkanojenik masif sülfid (VMS) yatağı volkanitlerinin jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak amacı ile dasitlerden 3, cevherleşmenin içerisinde bulunduğu dasitik piroklastitlerinden 34, cevherin örtü kayalarının oluşturan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde 16 ve dolerit dayklarından 3 örnek üzerinde ana, iz ve nadir toprak element analizi yapılmıştır (Tablo 3.30, 3.31, 3.33, 3.34). Örneklerin seçiminde XRD çalışmaları sonucunda belirlenen mineralojik değişimler göz önünde tutulmuştur.

#### 3.3. 2. Volkanik Kayaçların Jeokimyası

##### 3.3.2.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Adlandırılması

Kutlular yöresi volkanitlerinin yoğun olarak hidrotermal alterasyona maruz kalmış olması kimyasal adlandırma ve tanımlamalarda pek çok elementin, özellikle ana elementlerin kullanılmasını olanaksız kılmaktadır (Hart vd., 1974; Jeans vd., 2000). Denizel ortamlarda alterasyon esnasında K, Rb, Cs, Ba, Sr gibi iz elementlerde oldukça hareketlidir (Jenner, 1996). Buna karşın cevherleşmenin taban ve tavan kayaçlarında Ti, Al, Zr gibi elementler hareketsiz davranırlar (MacLean ve Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Barrett vd., 1993a, b; Shriver ve MacLean, 1993; Barrett ve MacLean, 1994).

Tüm bu alterasyon süreçleri içerisinde ana elementlerin hareketli davrandığı bilindiği için iz element bazlı Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen ve Pearce (1996) tarafından yeniden düzenlenen  $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ 'a karşı Nb/Y diyagramı volkanitlerin kimyasal adlandırmalarında kullanılmıştır (Şekil 3.76).

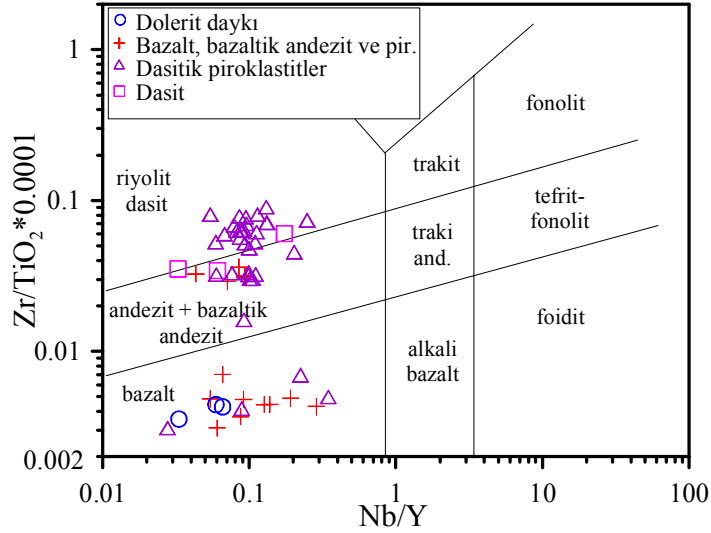
Diyagramda dasitler petrografik gözlemlerle uyumlu şekilde riyolit-dasit alanına düşmektedir. Cevherleşmenin içerisinde bulunduğu kayaçlar olan dasitik piroklastitler ise dasit ve muhtemel bir Y zenginleşmesinden dolayı andezit-bazaltik andezit alanında yer alırlar. Andezit-bazaltik andezit alanında yer alan bu örneklerin mineralojik özelliklerine bakılacak olursa oldukça yoğun bir biçimde killeşmiş oldukları ve illit, kaolenit ve simektit bakımından zengin oldukları görülür (Örn. Nu., K40, K33, Kp1-7, K13). Bu nedenle oldukça hareketsiz olduğu bilinen Y'un kısmen hareketli davranıp özellikle killeşmeye bağlı olarak kayaçlarda zenginleştiği söylenebilir (Şekil 3.76). Zira, kayaçlarda aşırı derecede killeşmenin etkin olduğu durumlarda Y hareketli olma eğilimindedir (MacLean ve Kranidoitis, 1987; MacLean, 1990; Barrett ve MacLean, 1991; Barrett vd., 1992; Shriver ve MacLean, 1993).

Altere bazaltlar üzerinde yapılan çalışmalarda Ti ve Nb'un diğer elementlere kıyasla oldukça hareketsiz davrandıkları, Y'nin ise özellikle killeşmenin başlangıcında büyük oranda hareketli olduğu bilinmektedir (Hill vd., 2000). Bu nedenle ayrılmış kayaçlarda Y ve Zr'un kullanılması durumunda dikkatli davranmak gerekir. Çalışma alanındaki bazalt, bazalt andezit ve piroklastitleri, genellikle andezit-bazaltik andezit ve bazalt alanında yer alırlar (Şekil 3.76). Dolerit daykları, kimyasal bileşimleri bakımından bazalt alanına düşerler.

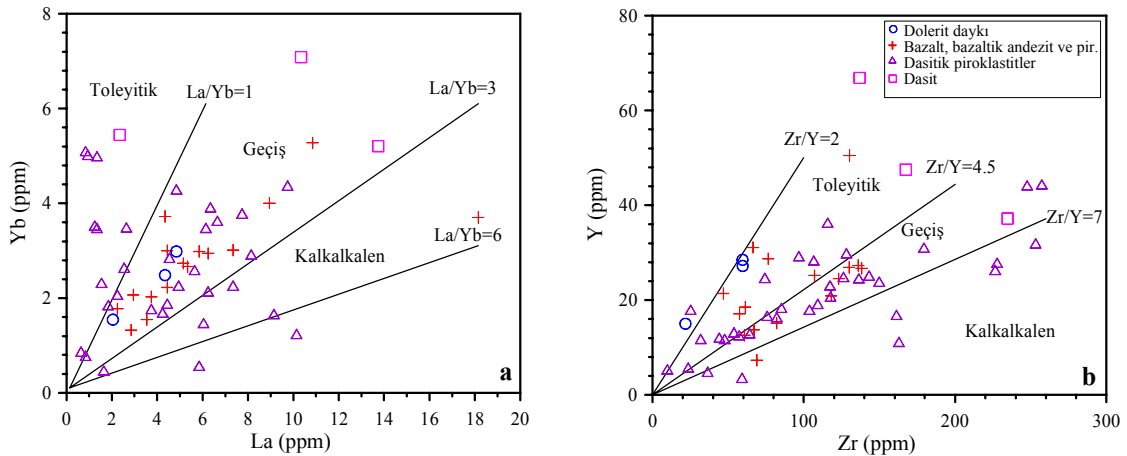
Kutlular yöresi volkanitlerinin jeokimyasal karakteristikleri, La-Yb ve Zr-Y diyagramları kullanılarak irdelenmiştir (Şekil 3.77). Volkanitler benzer jeokimyasal eğilime sahip olup, genelde toleyitik-geçiş karakterli, bazı örnekler kalkalkalen karakterlidir. Zr/Y değerleri dasitler için 3.52-6.31, dasitik piroklastitler için 1.39-14.54, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri için 2.13-9.44 ve dolerit daykları için 1.45-2.19 arasında değişmektedir.

### 3.3.2.2. Ana ve İz Element Değişimleri

VMS yataklarını oluşturan hidrotermal sistemlerde çok büyük hacimsel değişimler olur ve bu değişimler esnasında kayaçların ana element konsantrasyonları da büyük oranda



Şekil 3.76. Kutlular yöresi volkanitlerinin Nb/Y'a karşı Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 kimyasal adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996)



Şekil 3.77. Kutlular yöresi volkanitlerinin jeokimyasal eğilimleri (a) La'a karşı Yb, b) Zr'a karşı Y diyagramı. Toleyitik-geçiş-alkalen ayırım doğruları Barret ve MacLean (1994, 1999)'den alınmıştır.

değişir. Kutlular yöresi dasitlerinin SiO<sub>2</sub> içerikleri %64.72-70.93, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri %13.73-17.98, dasitik piroklastitlerinin SiO<sub>2</sub> içerikleri %43.75-91.35 ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri %3.52-25.46 arasında büyük bir aralıkta değişim gösterirler. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde SiO<sub>2</sub> %49.59-72.80 ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> %14.07-20.39, dolerit dayklarında ise SiO<sub>2</sub> %50.34-55.77 ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> %15.14-1.95 arasında değişim sunar (Tablo 3.30 ve 3.31). Bileşimsel değişimlerdeki bu geniş aralık kayaçların alterasyon mineralojisindeki değişimlerden kaynaklanmaktadır.

Tablo 3.30. Kutlular yöresi dasit ve dasitik piroklastitlerine ait örneklerin ana element (%) ve iz element (ppm) içerikleri

	<i>Dasit</i>			<i>Dasitik piroklastitler</i>						
	K26	K28	K29	K13	K37	K33	K34	Kp1-8 dasitik vitrik tüf	Kp1-10	Kp2-1
%				dasit	dasit					
SiO <sub>2</sub>	67.70	70.93	64.72	74.99	88.97	45.04	84.27	92.37	20.28	82.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.98	13.73	17.44	10.52	6.59	18.77	6.99	3.08	2.92	7.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	4.05	4.47	5.55	0.64	0.18	15.17	2.71	0.83	38.34	3.22
MgO	0.30	0.98	0.56	0.01	0.24	0.77	0.27	0.11	0.28	0.24
CaO	0.01	0.23	0.02	0.14	0.01	0.34	0.09	0.12	1.53	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.09	5.13	0.04	5.33	0.04	0.10	0.04	0.25	0.06	0.04
K <sub>2</sub> O	1.44	0.06	0.07	0.04	1.68	5.25	1.89	0.16	0.26	1.89
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.39	0.49	3.27	0.12	1.77	0.12	0.08	0.08	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.19	0.01	0.30	0.01	0.01	0.01	0.02
MnO	0.01	0.10	0.13	0.01	0.01	0.01	<0.1	0.01	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	<0.001
A.K.	8.00	3.90	10.90	4.70	2.20	11.20	3.30	3.00	36.10	4.20
∑C	0.08	0.02	0.03	0.08	0.01	<0.1	0.01	0.01	0.04	0.02
∑S	0.07	0.01	0.04	0.13	0.05	10.91	1.83	0.10	33.42	2.39
Toplam	99.99	99.94	99.96	99.81	100.03	98.72	99.70	100.03	99.87	99.88
FeO <sub>toplam</sub>	3.64	4.02	4.99	0.58	0.16	13.65	2.44	0.75	34.50	2.90
AI	94.57	16.25	91.30	0.91	97.46	93.19	94.32	42.19	25.35	95.95
KKPI	72.05	49.08	98.06	9.84	18.94	72.94	58.39	67.64	99.09	61.91
ppm										
Sc	10.00	15.00	25.00	37.00	6.00	42.00	5.00	4.00	2.00	5.00
Mo	0.1	0.1	0.1	54.4	0.9	1.3	6.2	1.4	8.8	1
Cu	5.1	87.9	334.9	29.6	3.6	516.5	1132.9	73.6	8.1	539.1
Pb	6	2.7	2.8	1316.8	8.1	128.9	72.8	17.5	10.7	12.8
Zn	8	361	164	3	2	663	167	10	37	68
Ni	4.4	1.5	4.6	0.3	0.5	2.6	3.1	3.6	2.1	0.9
As	1.9	3.1	3.6	108.1	145.6	130.9	66.9	14.3	260.2	18.3
ppm										
Ba	239.00	175.10	111.50	1438.10	144.60	774.90	213.00	154.30	1341.90	171.60
Co	2.00	6.20	10.20	<0.5	<0.5	26.90	2.40	1.60	1.00	1.50
Cs	0.20	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	0.60	0.10	0.20	0.10	0.20
Ga	17.20	11.50	13.70	19.90	6.80	32.70	15.80	2.10	2.60	11.30
Hf	7.20	5.00	5.70	5.20	3.60	2.60	2.80	1.20	2.40	1.80
Nb	6.50	2.20	2.90	3.90	1.60	2.20	1.30	1.00	0.90	1.50
Rb	19.20	2.30	2.90	0.70	22.40	79.40	24.50	4.30	4.70	20.10
Sr	8.60	54.90	4.50	73.70	3.30	5.10	3.00	33.50	20.20	4.40
Ta	0.50	0.20	0.20	0.30	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10
Th	5.80	2.30	2.60	1.30	1.00	0.70	1.30	0.90	0.90	0.80
U	1.70	0.40	0.60	7.30	0.40	1.00	2.10	0.50	3.10	0.30
V	26.00	66.00	95.00	60.00	<5	218.00	81.00	16.00	9.00	23.00
W	0.60	0.30	0.40	2.20	0.60	7.30	1.50	0.40	0.70	0.80
Zr	234.80	136.80	167.40	162.80	96.80	74.20	82.10	36.40	59.00	75.70
Y	37.20	66.90	47.50	11.20	29.30	24.70	16.40	4.90	3.60	16.70
Ti	0.23	0.23	0.29	1.96	0.07	1.06	0.07	0.05	0.05	0.07
Ti/Sc	233.73	155.82	117.47	529.66	119.86	252.57	143.83	119.86	239.72	143.83
Nb/Y	0.17	0.03	0.06	0.35	0.05	0.09	0.08	0.20	0.25	0.09
Zr/Y	6.31	2.04	3.52	14.54	3.30	3.00	5.01	7.43	16.39	4.53
Zr/Nb	36.12	62.18	57.72	41.74	60.50	33.73	63.15	36.40	65.56	50.47
Nb/Ta	13.00	11.00	14.50	13.00	16.00	11.00	13.00	10.00	9.00	15.00

A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam}=0.8998*Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989); AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI=100*(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI=100*(MgO+FeO_{toplam})/(MgO+FeO_{toplam}+Na_2O+K_2O)$  (Large vd., 2001)

Tablo 3.30'un devamı

	Kp2-2	Kp2-4	Kp3-1	Kp3-2	<i>Dasitik piroklastitler</i>					
					Kp3-3	Kp3-4	Kp3-5	Kp5-2	Kp6-4	Kp6-5
%	dasitik vitrik tuf									
SiO <sub>2</sub>	73.95	79.66	79.68	81.76	88.62	80.95	85.19	49.37	68.08	73.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.89	10.75	10.68	5.66	3.82	8.09	3.52	2.21	2.77	1.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	10.68	0.48	0.71	4.63	1.09	3.08	3.01	30.31	17.51	15.89
MgO	0.27	0.39	0.39	0.30	0.05	0.11	0.05	0.01	0.15	0.02
CaO	0.12	0.29	0.16	0.12	0.09	0.05	0.07	0.01	0.01	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
K <sub>2</sub> O	1.18	2.00	2.11	1.28	0.13	1.63	0.06	0.56	0.70	0.31
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.21	0.18	0.09	0.09	0.15	0.07	0.03	0.06	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
MnO	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	<0.001	<0.001	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
A.K.	8.70	6.10	5.90	6.00	4.90	5.80	5.50	17.00	10.60	9.00
ΣC	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	<0.01	0.02	0.07	0.03
ΣS	8.11	0.10	0.09	3.19	1.23	2.35	3.12	24.49	13.09	12.87
Toplam	99.92	99.93	99.87	99.88	98.86	99.90	97.52	99.55	99.92	100.02
FeO <sub>toplam</sub>	9.61	0.43	0.64	4.17	0.98	2.77	2.71	27.27	15.76	14.30
AI	91.19	87.87	92.94	91.86	58.06	96.13	55.00	93.44	96.59	80.49
KKPI	89.17	28.72	32.47	77.45	85.84	63.59	97.18	97.88	95.67	97.68
ppm										
Sc	4.00	7.00	8.00	4.00	4.00	6.00	3.00	2.00	3.00	2.00
Mo	0.8	0.4	0.5	2.1	1	1.4	1.8	46.6	21	9
Cu	114.5	5.5	6.6	435.7	112.4	20.4	297.6	1813.4	4.7	400.4
Pb	28.2	79.1	565.1	37.6	35.1	43.6	85.8	199.1	6.9	22
Zn	67	18	36	139	9177	310	>10000	287	11	20
Ni	0.8	<0.1	0.3	1	5.5	1	15.5	2.4	9.5	12.6
As	157.3	25.7	55.3	169.2	52.7	112.5	98.5	101.7	3.8	16.8
ppm										
Ba	88.40	160.10	183.50	141.90	302.40	74.80	29.60	1699.00	125.40	71.80
Co	1.40	<0.5	<0.5	1.30	1.20	1.80	3.90	50.10	9.40	11.70
Cs	0.20	0.10	0.20	<0.1	0.10	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	<0.1
Ga	7.60	10.00	10.20	8.30	4.50	10.20	5.60	2.80	3.20	1.50
Hf	1.80	3.20	4.50	1.80	1.50	2.70	1.20	<0.5	1.10	<0.5
Nb	0.90	1.80	2.40	1.10	1.30	1.60	1.00	0.50	0.70	0.50
Rb	18.40	20.30	22.70	18.60	1.30	12.50	0.60	6.30	7.70	3.40
Sr	6.20	10.10	14.10	6.80	9.00	2.90	6.30	17.30	1.60	2.70
Ta	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Th	0.70	1.20	1.80	0.80	0.90	1.60	0.70	0.50	0.90	0.10
U	0.30	0.60	0.60	0.40	0.40	0.50	0.20	0.40	0.30	0.30
V	19.00	22.00	18.00	15.00	21.00	14.00	19.00	21.00	24.00	20.00
W	0.90	1.10	1.00	0.50	1.90	3.10	2.20	0.20	0.20	0.60
Zr	53.80	109.20	126.20	57.10	47.70	85.20	44.10	23.50	31.80	9.70
Y	13.20	19.20	24.90	12.60	11.80	18.40	12.10	5.80	11.80	5.40
Ti	0.05	0.13	0.11	0.05	0.05	0.09	0.04	0.02	0.04	0.04
Ti/Sc	134.85	179.79	134.85	134.85	134.85	149.83	139.84	89.90	119.86	179.79
Nb/Y	0.07	0.09	0.10	0.09	0.11	0.09	0.08	0.09	0.06	0.09
Zr/Y	4.08	5.69	5.07	4.53	4.04	4.63	3.64	4.05	2.69	1.80
Zr/Nb	59.78	60.67	52.58	51.91	36.69	53.25	44.10	47.00	45.43	19.40
Nb/Ta	9.00	18.00	12.00	11.00	13.00	16.00	10.00	5.00	7.00	5.00

A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam}=0.8998*Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989); AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI=100*(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI=100*(MgO+FeO_{toplam})/(MgO+FeO_{toplam}+Na_2O+K_2O)$  (Large vd., 2001)



Tablo 3.30'un devamı

	Kp1-2	Kp1-3	Kp1-5	Kp1-7	<i>Dasitik piroklastitler</i>					
					Kp1-9	Kp1-11	Kp1-12	Kp1-1	Kp1-1*	Kp1-4
	dasitik kristal tuf									breş
SiO <sub>2</sub>	50.30	56.58	51.83	72.84	43.75	50.97	57.63	61.73	47.97	74.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.46	21.44	23.92	9.26	12.72	25.02	18.38	18.26	21.82	2.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	3.27	3.70	3.15	1.69	17.84	2.52	4.76	4.96	10.97	16.98
MgO	0.88	1.21	1.05	0.04	0.91	0.93	1.44	0.56	1.72	0.05
CaO	0.08	0.03	0.05	0.29	0.08	0.10	0.07	0.20	0.07	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.90	0.19	0.45	3.42	0.33	0.50	0.11	2.46	0.03	0.10
K <sub>2</sub> O	1.97	3.06	2.91	0.11	2.24	2.22	4.16	1.09	4.38	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.32	0.32	2.32	0.31	0.32	0.32	0.43	0.28	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.04	0.09	0.02	0.06	0.01	0.05	0.04	0.14
MnO	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
A.K.	16.40	13.20	16.10	9.60	21.60	17.10	12.00	10.20	12.50	5.00
∑C	0.02	0.06	0.03	0.07	0.06	0.03	0.03	0.02	0.01	0.06
∑S	0.57	0.45	0.38	0.97	15.90	0.29	0.86	0.17	0.02	0.13
Toplam	99.89	99.80	99.88	99.69	99.82	99.82	98.91	99.97	99.83	99.89
FeO <sub>toplam</sub>	2.94	3.33	2.83	1.52	16.05	2.27	4.28	4.46	9.87	15.28
AI	74.41	95.10	88.79	3.89	88.48	84.00	96.89	38.28	98.39	30.00
KKPI	57.12	58.28	53.62	30.66	86.84	54.03	57.27	58.59	72.44	99.09
ppm										
Sc	26.00	17.00	18.00	36.00	11.00	19.00	13.00	17.00	26.00	8.00
Mo	1.9	0.3	0.7	3.5	0.6	0.3	1.1	0.2	1.1	6
Cu	116	161.6	150.9	80.3	53	160.1	35.3	107.9	466.2	191.3
Pb	89.3	66.8	106.8	139.9	59.6	155.1	15.3	50.6	18	765.8
Zn	21	43	35	6	24	33	93	27	187	25
Ni	1.5	0.5	1.6	1.4	1.3	2.4	0.5	1.1	1.1	4.4
As	133.6	131.7	139.4	204.4	387.2	139.7	62.5	56.9	10.6	312.2
ppm										
Ba	861.00	1491.70	777.60	2254.40	538.00	1299.60	8050.50	333.50	629.20	352.60
Co	0.60	1.20	1.90	1.60	0.70	1.90	<.5	1.20	1.90	0.50
Cs	0.90	2.30	1.00	0.20	0.40	0.70	1.60	1.20	1.90	0.10
Ga	20.70	17.90	24.10	38.00	12.50	20.70	19.00	14.20	24.20	16.90
Hf	5.40	7.40	8.30	5.70	5.00	9.40	7.40	4.70	7.50	3.20
Nb	3.10	3.70	5.10	3.80	2.40	4.20	3.50	2.50	4.20	2.60
Rb	36.10	57.40	58.20	3.00	35.40	45.10	68.40	25.80	94.70	1.10
Sr	46.10	22.10	28.20	131.10	38.50	34.20	34.30	91.70	6.90	36.30
Ta	0.30	0.40	0.40	0.30	0.20	0.40	0.40	0.20	0.30	0.10
Th	1.90	3.00	3.70	2.10	2.00	4.50	2.50	1.60	3.80	1.60
U	3.10	1.20	1.50	5.50	4.50	1.90	2.50	2.10	1.00	0.90
V	155.00	105.00	151.00	65.00	130.00	169.00	25.00	173.00	31.00	169.00
W	1.30	0.50	0.40	3.10	0.70	0.40	1.00	1.50	2.10	2.90
Zr	179.40	227.70	257.30	161.20	149.80	247.60	226.50	143.10	253.20	117.30
Y	31.10	27.90	44.40	16.90	23.90	44.20	26.40	25.20	32.00	23.10
Ti	0.34	0.19	0.19	1.39	0.19	0.19	0.19	0.26	0.17	0.11
Ti/Sc	129.08	112.81	106.54	386.22	168.90	100.94	147.52	151.59	64.54	142.34
Nb/Y	0.10	0.13	0.11	0.22	0.10	0.10	0.13	0.10	0.13	0.11
Zr/Y	5.77	8.16	5.80	9.54	6.27	5.60	8.58	5.68	7.91	5.08
Zr/Nb	57.87	61.54	50.45	42.42	62.42	58.95	64.71	57.24	60.29	45.12
Nb/Ta	10.33	9.25	12.75	12.67	12.00	10.50	8.75	12.50	14.00	26.00

A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam} = 0.8998 * Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989); AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI = 100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI = 100 * (MgO + FeO_{toplam}) / (MgO + FeO_{toplam} + Na_2O + K_2O)$  (Large vd., 2001)

Tablo 3.30'un devamı

	<i>Dasitik piroklastitler</i>						
	Kp4-5	Ke-11	Ke-12a	K40 dasitik kristal tuf	Kp4-1	Kp4-2	Kp4-3
%							
SiO <sub>2</sub>	83.33	93.35	75.64	37.71	58.71	72.71	75.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.69	3.92	6.12	23.77	14.90	11.98	10.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	1.66	0.18	1.36	12.81	9.30	2.48	2.73
MgO	0.30	0.14	0.26	1.71	0.49	0.69	0.19
CaO	0.08	0.02	0.06	0.19	0.03	0.70	0.35
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.03	0.19	0.01	0.08	2.42	0.05
K <sub>2</sub> O	1.45	0.97	1.18	0.04	3.46	0.89	2.02
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.10	0.39	0.81	0.45	0.33	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.01	0.04	0.10	0.02	0.06	0.02
MnO	0.01	<0.01	0.01	0.26	0.01	0.01	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.001	<0.001	<0.001	0.01	<0.001	0.00	0.00
A.K.	6.60	1.30	14.70	21.70	12.50	7.60	7.70
∑C	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
∑S	1.11	0.01	0.46	0.01	6.73	1.58	1.82
Toplam	99.73	100.03	99.96	99.12	99.95	99.87	99.94
FeO <sub>toplam</sub>	1.49	0.16	1.22	11.53	8.37	2.23	2.46
AI	92.11	95.69	85.21	89.74	97.29	33.62	84.67
KKPI	54.13	23.19	51.99	99.62	71.45	46.88	56.11
ppm							
Sc	14.00	3.00	13.00	52.00	17.00	14.00	12.00
Mo	1.8	1.4	0.7	<0.1	1.1	0.7	0.7
Cu	201.4	9.2	160.3	4594.8	226.5	33.4	39.6
Pb	1543.1	3.4	427	25.6	12.2	28.9	38.5
Zn	81	2	104	1990	58	227	79
Ni	1.7	0.4	1.3	34	1.6	1.3	1.3
As	19	2.2	26.4	7.4	59.5	53.4	81.3
ppm							
Ba	279.70	198.90	91.80	787.50	251.10	119.00	173.10
Co	6.60	<0.5	4.40	23.20	8.70	6.50	6.50
Cs	0.30	0.10	0.20	<0.1	0.50	0.40	0.50
Ga	56.00	5.10	19.60	17.80	16.60	9.30	12.10
Hf	4.20	2.40	4.70	1.00	4.10	3.50	2.90
Nb	2.30	1.20	2.20	0.50	2.50	1.70	2.00
Rb	16.80	12.80	16.80	1.00	38.00	11.20	18.80
Sr	86.80	1.60	16.70	11.30	4.30	77.90	8.40
Ta	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10
Th	1.90	1.00	1.50	0.40	1.70	2.20	1.00
U	1.20	0.50	0.80	0.30	0.70	0.30	0.50
V	46.00	6.00	72.00	261.00	83.00	51.00	55.00
W	0.60	0.30	0.80	0.20	2.70	1.30	2.10
Zr	128.20	64.10	117.60	25.10	136.30	106.60	103.70
Y	29.90	13.00	20.80	18.00	24.60	28.40	18.00
Ti	0.23	0.06	0.23	0.49	0.27	0.20	0.19
Ti/Sc	166.95	199.77	179.79	93.35	158.64	141.27	159.82
Nb/Y	0.08	0.09	0.11	0.03	0.10	0.06	0.11
Zr/Y	4.29	4.93	5.65	1.39	5.54	3.75	5.76
Zr/Nb	55.74	53.42	53.45	50.20	54.52	62.71	51.85
Nb/Ta	23.00	12.00	11.00	5.00	25.00	17.00	20.00

A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam} = 0.8998 * Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989); AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI = 100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI = 100 * (MgO + FeO_{toplam}) / (MgO + FeO_{toplam} + Na_2O + K_2O)$  (Large vd., 2001)

Tablo 3.31. Kutlular yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit dayklarına ait örneklerin ana (%) ve iz element (ppm) içerikleri

	<i>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</i>									
	Kp3-6 aglomera çakılı bazaltik andezit	Kp3-7 çakılı bazaltik andezit	Kp3-8 çakılı bazaltik andezit	Kp4-6	K27 bazaltik andezit	Kupa3-6	Ke-13	K8	K20 bazalt	Kupa1-1
SiO <sub>2</sub>	71.88	65.90	70.79	71.40	61.20	72.80	65.94	56.17	54.00	58.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.11	16.83	13.31	12.91	20.39	13.50	14.61	18.46	16.05	14.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	2.76	4.52	4.09	2.52	5.02	2.72	4.90	7.61	9.74	8.52
MgO	0.72	0.19	1.05	0.03	0.07	0.69	0.82	3.14	3.33	3.93
CaO	0.64	0.76	0.45	3.57	0.03	0.64	0.17	0.21	4.56	3.48
Na <sub>2</sub> O	4.89	5.62	6.07	3.41	0.02	4.85	4.01	6.10	5.35	4.41
K <sub>2</sub> O	1.20	0.06	0.16	0.14	0.08	1.02	0.08	0.04	0.04	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.45	0.37	0.38	0.44	0.36	0.40	1.56	1.37	1.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04	0.03	0.06	0.06	0.06	0.03	0.23	0.27	0.26
MnO	0.09	0.08	0.08	0.05	0.05	0.09	0.10	0.19	0.14	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	<0.001	<0.001	0.00	0.00	<0.001	0.00	0.00	0.00	<0.001
A.K.	3.10	5.40	3.40	5.30	12.50	3.20	8.90	6.20	5.10	5.40
ΣC	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.07	0.04
ΣS	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02
Toplam	99.84	99.85	99.81	99.77	99.86	99.94	99.96	99.88	99.95	100.00
FeO <sub>toplam</sub>	2.48	4.07	3.68	2.27	4.52	2.45	4.41	6.85	8.76	7.67
AI	25.77	3.77	15.65	2.38	75.00	23.75	17.72	33.51	25.38	33.47
KKPI	34.47	42.84	43.16	39.29	97.87	34.83	56.11	61.93	69.17	72.27
ppm										
Sc	15.00	18.00	17.00	16.00	16.00	15.00	17.00	43.00	36.00	29.00
Mo	0.1	0.3	0.2	0.4	0.1	2.9	0.1	0.3	0.3	0.4
Cu	49.7	85.6	145	16.2	110.5	71.5	216.2	498	13.4	16.9
Pb	3.9	8.2	3	6.1	790.1	3.4	3.7	76.5	1.8	1.5
Zn	352	166	479	330	936	255	196	610	110	68
Ni	2.6	2	1.3	<0.1	1.6	2.4	2	2.9	2.1	1.1
As	5.3	7.1	5.9	10.6	5.3	4.3	5.9	36.5	10.4	1.5
ppm										
Ba	286.10	101.90	109.00	935.60	193.00	287.70	126.30	78.60	126.0	115.40
Co	1.80	6.00	6.20	<0.5	8.70	2.40	8.50	20.30	19.60	14.50
Cs	0.10	0.10	<0.1	0.10	<0.1	0.10	0.10	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	12.00	13.70	10.20	12.30	24.40	11.90	13.10	17.80	20.80	15.30
Hf	4.00	3.80	3.20	4.00	4.70	4.70	5.00	1.70	2.10	2.90
Nb	2.30	2.50	1.80	2.00	2.60	2.30	2.20	1.50	1.70	1.90
Rb	16.70	0.70	4.40	0.50	1.60	16.20	0.90	0.60	0.80	0.50
Sr	202.10	37.60	59.90	57.20	22.00	207.40	32.60	63.80	313.9	142.70
Ta	0.10	0.20	0.30	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10
Th	1.30	2.00	1.50	1.60	1.90	1.70	1.30	0.60	0.60	0.20
U	0.50	0.80	0.40	0.60	0.80	0.50	0.60	1.40	0.60	0.50
V	56.00	98.00	63.00	68.00	77.00	60.00	79.00	211.00	270.0	128.00
W	0.90	0.50	0.20	0.40	0.60	0.50	0.30	0.50	0.40	0.10
Zr	123.10	138.20	107.00	118.10	136.00	129.90	130.30	57.50	66.30	76.40
Y	24.50	26.70	25.20	20.90	27.30	26.90	50.50	17.10	31.10	28.70
Ti	0.23	0.27	0.22	0.23	0.26	0.22	0.24	0.93	0.82	0.65
Ti/Sc	155.82	149.83	130.44	142.34	164.81	143.83	141.01	217.42	228.0	225.26
Nb/Y	0.09	0.09	0.07	0.10	0.10	0.09	0.04	0.09	0.05	0.07
Zr/Y	5.02	5.18	4.25	5.65	4.98	4.83	2.58	3.36	2.13	2.66
Zr/Nb	53.52	55.28	59.44	59.05	52.31	56.48	59.23	38.33	39.00	40.21
Nb/Ta	23.00	12.50	6.00	20.00	13.00	11.50	11.00	15.00	17.00	19.00

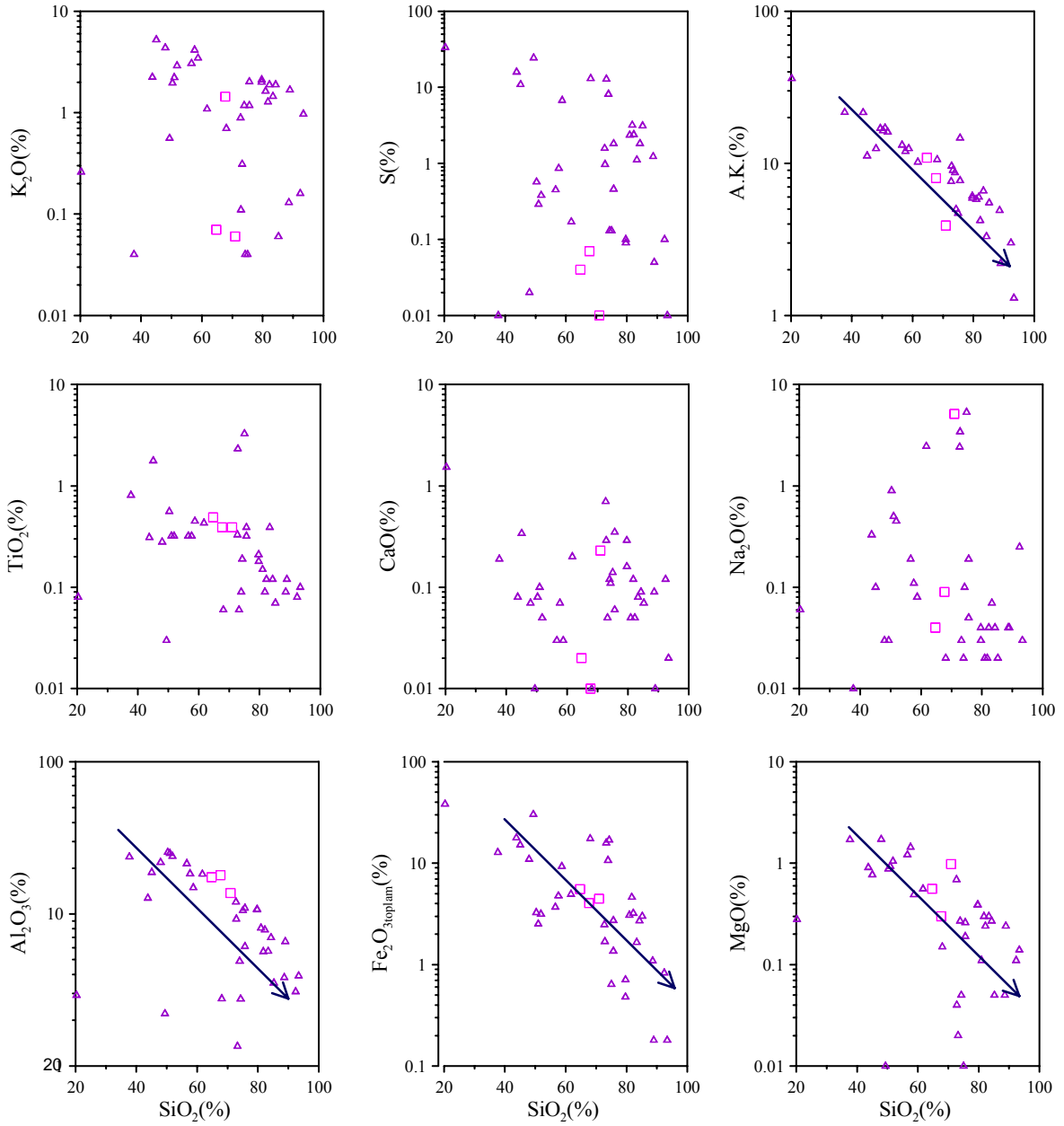
A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam} = 0.8998 * Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989), AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI = 100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI = 100 * (MgO + FeO_{toplam}) / (MgO + FeO_{toplam} + Na_2O + K_2O)$  (Large vd., 2001)

Tablo 3.31'in devamı

	<i>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</i>						<i>Dolerit daykları</i>		
	Kupa1-3	Ke-2	Ke-3	Ke-4	Ke-5	Ke-10	K17	K18a	K24
	bazalt								
SiO <sub>2</sub>	51.32	49.59	55.55	59.29	54.17	56.35	54.31	55.75	50.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	16.31	16.68	15.59	16.04	14.17	15.17	15.14	15.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	13.71	15.52	5.95	7.37	9.74	8.61	11.78	9.01	10.11
MgO	6.03	0.53	0.92	2.81	1.31	2.38	3.80	3.29	7.11
CaO	4.31	5.14	6.49	1.43	1.40	5.14	5.25	4.20	8.37
Na <sub>2</sub> O	2.71	4.64	2.19	6.05	5.57	1.83	3.37	5.49	2.41
K <sub>2</sub> O	0.11	0.10	0.31	0.10	0.07	0.31	0.14	0.26	0.09
TiO <sub>2</sub>	1.51	1.51	1.37	1.28	1.60	1.68	1.34	1.39	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.23	0.22	0.25	0.35	0.24	0.29	0.27	0.07
MnO	0.15	0.06	0.07	0.39	0.16	0.18	0.22	0.36	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.001	0.00	<0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
A.K.	5.50	6.20	10.00	5.20	9.40	9.00	4.30	4.80	3.50
∑C	0.02	0.03	0.02	0.06	0.04	0.02	0.26	0.37	0.03
∑S	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01
Toplam	100.01	99.84	99.75	99.77	99.81	99.90	99.97	99.97	98.77
FeO <sub>toplam</sub>	12.34	13.96	5.35	6.63	8.76	7.75	10.60	8.11	9.10
AI	46.66	6.05	12.41	28.01	16.53	27.85	31.37	26.81	40.04
KKPI	86.69	75.36	71.51	60.56	64.11	82.56	80.40	66.47	86.64
ppm									
Sc	35.00	46.00	37.00	35.00	42.00	58.00	36.00	36.00	39.00
Mo	0.2	1.5	0.6	0.9	11.2	0.5	0.4	0.2	0.4
Cu	24.3	176.8	427.3	353.5	421.1	747	17.3	26.6	88
Pb	3.4	39.2	16.4	48.4	180.1	37.6	1.6	1.2	2.8
Zn	121	1129	1451	1765	1187	217	89	100	59
Ni	2	2.5	2.3	1.9	1.2	3.8	1.6	2.2	27.6
As	6	59.8	24.3	55.5	280	63.4	4	4.9	6.9
ppm									
Ba	75.50	78.00	197.40	56.30	237.80	154.60	156.80	200.40	183.70
Co	26.20	11.40	18.10	19.80	9.20	17.30	19.70	21.50	37.80
Cs	<0.1	0.10	0.30	0.10	0.10	0.30	0.10	<0.1	0.10
Ga	18.20	10.60	16.90	14.40	32.60	16.90	18.10	16.00	13.20
Hf	1.60	2.50	2.40	2.00	2.30	2.50	2.20	1.60	1.00
Nb	1.30	1.90	1.60	1.70	2.10	2.90	1.70	1.80	0.50
Rb	0.60	1.80	6.70	2.00	1.50	7.00	2.00	4.30	0.80
Sr	137.90	25.60	63.30	83.00	31.90	46.50	268.70	296.30	274.90
Ta	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10
Th	0.40	0.70	0.60	0.60	1.10	0.50	0.50	0.60	0.40
U	0.30	1.30	1.00	1.00	2.00	1.30	0.20	0.30	0.10
V	253.00	223.00	187.00	170.00	235.00	206.00	180.00	174.00	268.00
W	0.30	0.60	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20	0.30	<.1
Zr	46.70	66.90	60.60	61.20	68.90	82.00	59.40	59.50	21.70
Y	21.40	13.70	12.60	18.50	7.30	15.10	28.50	27.20	15.00
Ti	0.90	0.90	0.82	0.77	0.96	1.01	0.80	0.83	0.37
Ti/Sc	258.56	196.73	221.91	219.18	228.31	173.59	223.08	231.40	93.74
Nb/Y	0.06	0.14	0.13	0.09	0.29	0.19	0.06	0.07	0.03
Zr/Y	2.18	4.88	4.81	3.31	9.44	5.43	2.08	2.19	1.45
Zr/Nb	35.92	35.21	37.88	36.00	32.81	28.28	34.94	33.06	43.40
Nb/Ta	13.00	19.00	16.00	17.00	21.00	14.50	17.00	18.00	5.00

A.K., ateşte kayıp;  $FeO_{toplam}=0.8998*Fe_2O_{3toplam}$  (Ragland, 1989); AI, Ishikawa alterasyon indeksi,  $AI=100*(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$  (Ishikawa vd., 1976); KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi,  $KKPI=100*(MgO+FeO_{toplam})/(MgO+FeO_{toplam}+Na_2O+K_2O)$  (Large vd., 2001)

Dasit ve dasitik piroklastitlerde geniş aralıkta değişen  $\text{SiO}_2$  içeriklerinin ikincil mineral oluşumları ile ilişkisini irdelemek amacı ile  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana oksit değişim diyagramları çizilmiştir (Şekil 3.78).



Şekil 3.78. Dasit ve dasitik piroklastitlerinde  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay eksen lineer, dikey eksen logaritmik olarak alınmıştır; A.K., ateşte kayıp; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.

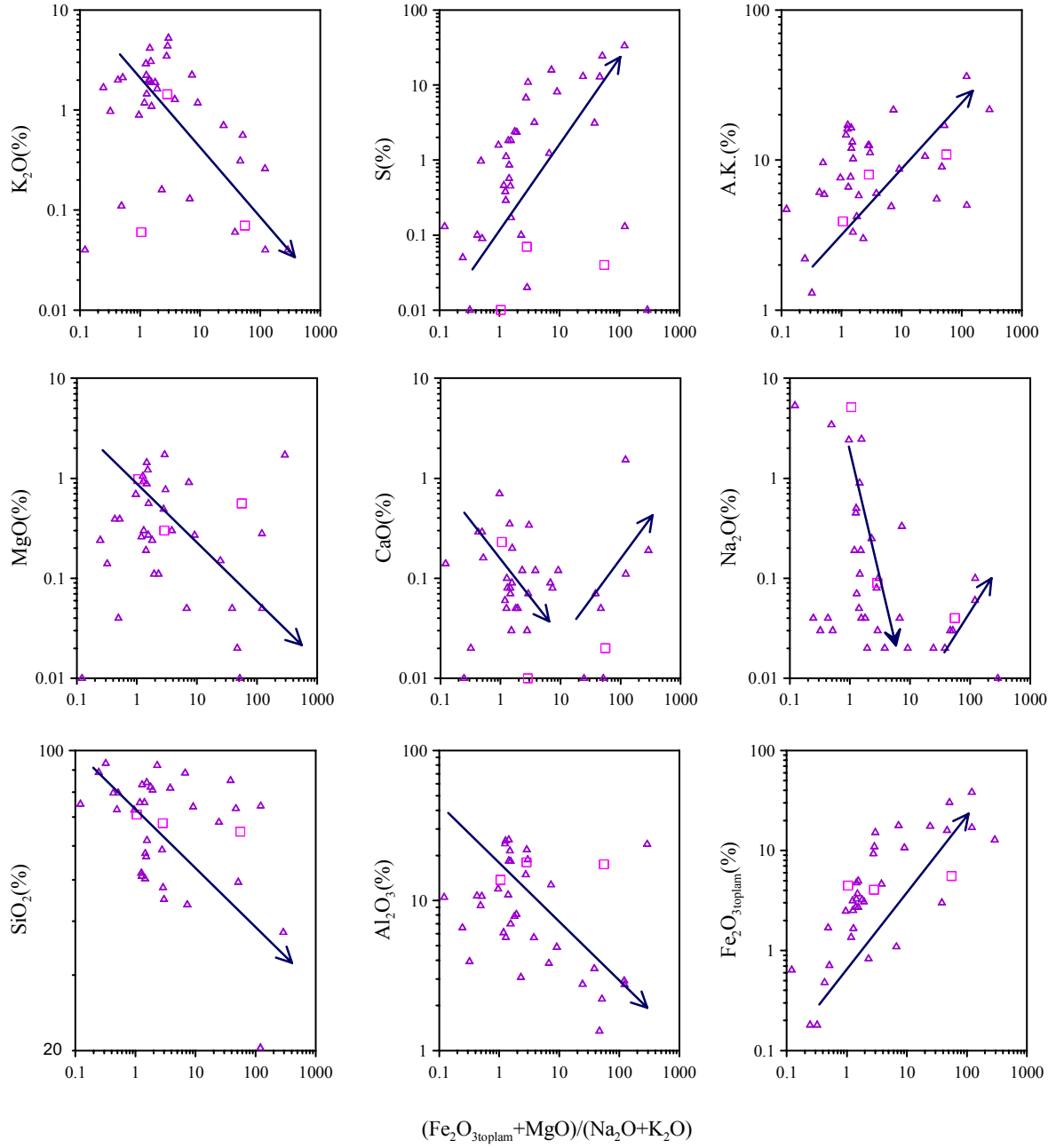
Değişim diyagramları incelendiğinde,  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplam}}$ ,  $\text{MgO}$  ve A.K. (ateşte kayıp) çok iyi negatif korelasyonlar,  $\text{TiO}_2$  ile ise zayıf bir korelasyon

göstermektedir.  $K_2O$ ,  $CaO$  ve  $Na_2O$ 'da ise kısmen dağınık bir ilişki görülmektedir.  $SiO_2$ 'un  $Al_2O_3$ 'e karşı kuvvetli negatif korelasyonu piroklastitler içerisindeki cam ve kristal bileşenlerinin yoğun olarak silisleşmesi ve buna karşı killeşmenin azalmasını işaret etmektedir. Cevher zonuna doğru yaklaştıkça tüm kayaç içerisinde silisleşme artmakta, A.K. değerleri azalmakta buna karşın dış zonlara doğru ise killeşmenin artmasına bağlı olarak  $Al_2O_3$  ve A.K. artmaktadır.  $Fe_2O_{3toplam}$  ve  $MgO$ 'daki azalmalar bu elementlerin silisleşme esnasında kayaçtan yıkanması ile açıklanabilir. Dasit ve dasitik piroklastitler içerisinde Fe ve Mg'ü büyük oranda yapısında tutabilecek klorit gibi bir ikincil minerale rastlanılmamıştır.  $K_2O$ ,  $CaO$  ve  $Na_2O$ 'deki dağınıklıklar silisleşmeye eşlik eden ikincil minerallerin değişimi ile açıklanabilir.  $SiO_2$ 'nin çok yüksek olduğu örneklerde  $K_2O$  miktarının yüksek olması silisleşmeye eşlik eden illitleşme,  $CaO$  ve  $Na_2O$  değerlerinin ise yüksek olduğu örneklerde  $SiO_2$ 'un düşük olması simektileşmeyi işaret edebilir (Şekil 3.78).

### 3.3.2.2.1. Alterasyon İndeksleri

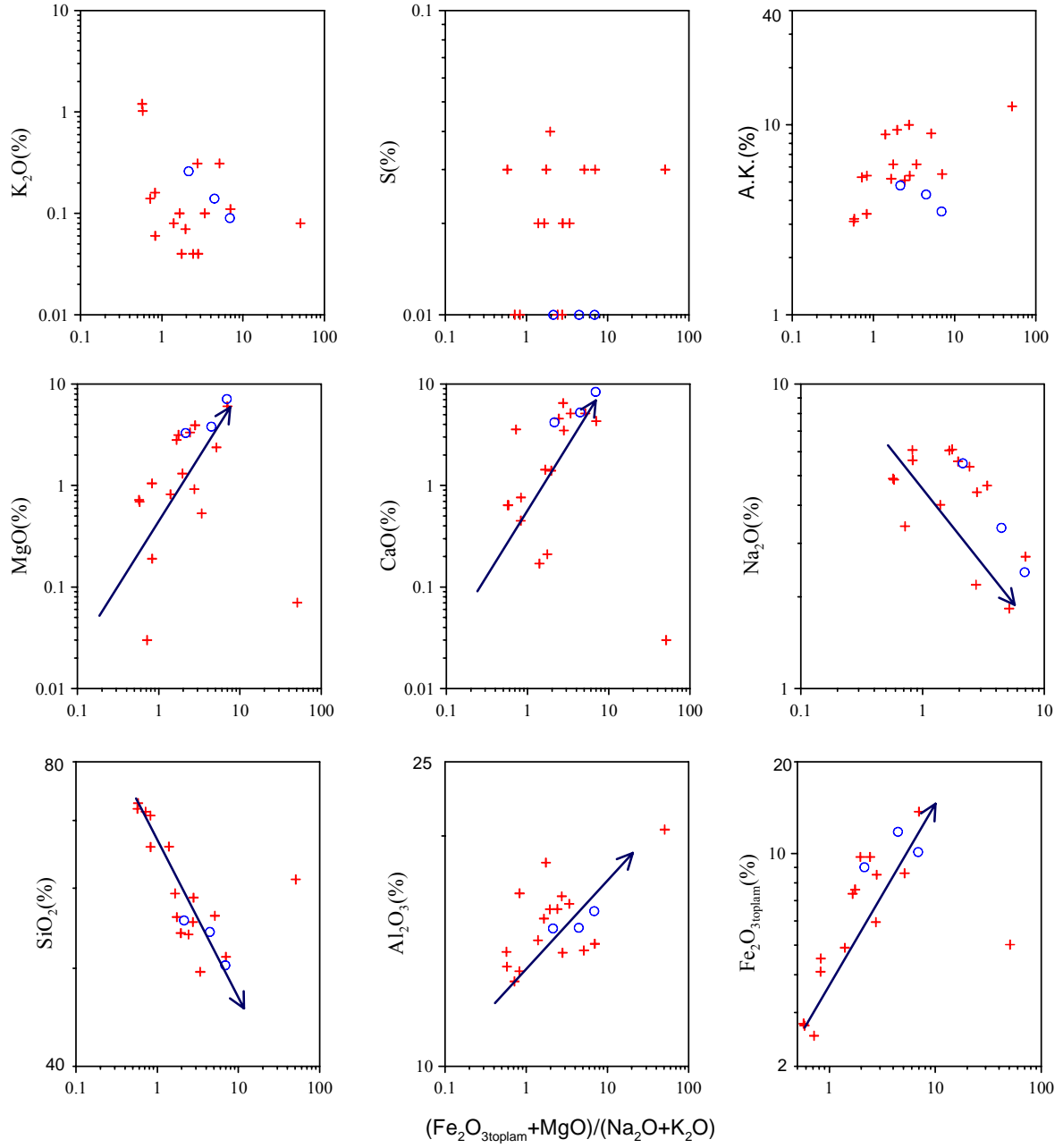
Kutlular masif sülfür yatağı çevresindeki volkanik kayaçlarda feldispatların ve camlı bileşenlerin bozulması ile karakterize edilen kloritleşme ve serisitleşmenin görülmesi, klorit ve saçınımlı pirit miktarının cevher zonuna doğru artış göstermesi, yatağın üzerinde ve çevresinde yanal yönde silisleşmenin olması, ana elementlerin değerlendirilmesinde Lentz alterasyon indeksini  $(Fe_2O_{3toplam}+MgO)/(Na_2O+K_2O)$  oldukça kullanışlı kılmaktadır (Lentz, 2001).

Dasit ve dasitik piroklastitlerinde, Lentz alterasyon indeksinin ana element içeriklerine karşı değişimi incelendiğinde S, A.K. ve  $Fe_2O_{3toplam}$ 'da pozitif,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  ve  $MgO$ 'da negatif bir ilişki,  $CaO$  ve  $Na_2O$ 'da ise önce bir azalma ve sonra ise bir artma söz konusudur (Şekil 3.79). S miktarındaki artışa paralel  $Fe_2O_{3toplam}$  miktarındaki artışlar piritleşme ile yorumlanırken, A.K.'daki artışlara paralel  $CaO$  ve  $Na_2O$  artışları killeşme, azalmalar ise piritleşme esnasında etkili olan silisleşme ile birlikte bu elementlerin yıkanmasını temsil edebilir. Lentz indeksinin azalmasına karşı  $K_2O$ 'da yüksek artışlar illit gibi K'lı minerallerin oluşumu ile açıklanabilir.



Şekil 3.79. Dasit ve dasitik piroklastitlerinde Lenz  $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplaml}} + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  indeksine karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay ve düşey eksenler logaritmiktir; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarının Lenz alterasyon indeksine karşı ana oksit değişimleri irdelendiğinde CaO, MgO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplaml}}$ 'ın pozitif,  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{Na}_2\text{O}$ 'un negatif ve  $\text{K}_2\text{O}$  ve S'ün ise dağınık bir yönseme gösterdiği tespit edilmiştir (Şekil 3.80). Lenz alterasyon indeksine karşı CaO'deki artışlar, MgO ve



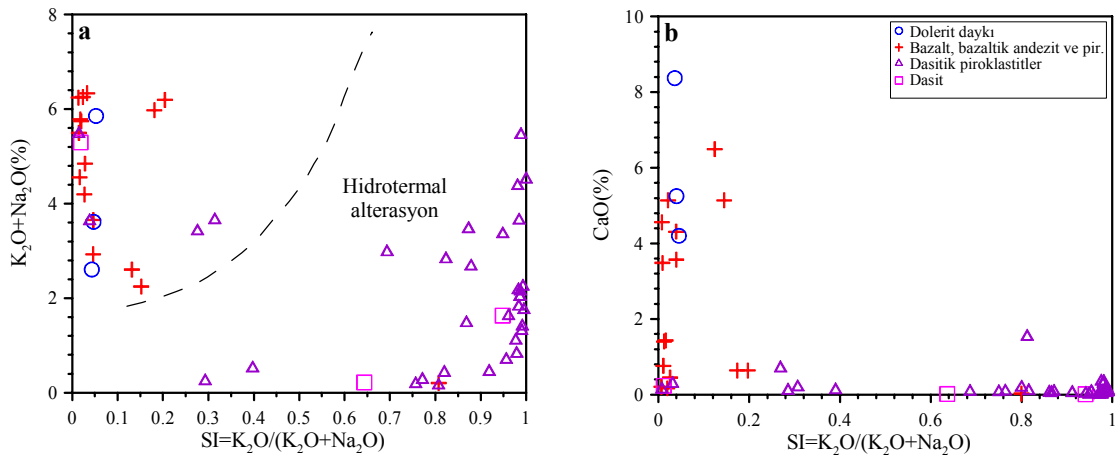
Şekil 3.80. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında Lentz indeksine  $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplam}} + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  karşı ana oksit değişimleri. Grafiklerde yatay yatay ve düşey eksenler logaritmiktir; simgeler Şekil 3.76 ile aynıdır.

$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{toplam}}$  'daki artışlar volkanitlerin gelişiminde ojit gibi fazların ayrımlaşması şeklinde yorumlanır. Fakat bazaltik kayalarda yoğun olarak albitleşmenin olması ve özellikle kloritlemiş örneklerde boşluk dolgusu olarak kalsitlerin ve zeolitlerin gelişimi bu artışlarının kloritleşmeye eşlik eden karbonatlaşma ve/veya zeolitleşme ile



yorumlanmasına neden olmaktadır. Ayrıca  $Al_2O_3$ 'deki artış,  $SiO_2$  ve  $Na_2O$ 'daki tüketimler kloritleşmenin etkin olduğunu ifade etmektedir (Şekil 3.80).

Kayaçlarda serisitleşmenin ve illitleşmenin etkinliğini ortaya koymak amacı ile Meyers ve MacLean (1983) tarafından tanımlanan serisitleşme indeksi ( $SI=K_2O/(K_2O+Na_2O)$ ) hesaplanmıştır. SI değerlerine karşı  $K_2O+Na_2O$  ve CaO grafiklere aktarılmış ve serisitleşme/illitleşme irdelenmiştir (Şekil 3.81). Şekil 3.81a'ya bakıldığında özellikle felsik birimlerin hidrotermal alterasyondan şiddetli bir biçimde etkilendiği ve oldukça yüksek SI değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Mafik ve felsik kayaçlardaki serisitleşmeye eşlik eden karbonatlaşmanın değişimi irdelendiğinde, mafik kayaçların serisitleşmeden ziyade karbonatlaştığı ve/veya zeolitleştiği görülmektedir. Serisitleşmenin daha etkin olduğu mafik kayaç örnekleri ise karbonatlaşmanın azlığını veya yokluğunu işaret eder şekilde düşük CaO değerleri sunarlar (Şekil 3.81b). Ayrıca, dasit ve dasitik piroklastitlerinde karbonatlaşma etkin değildir.



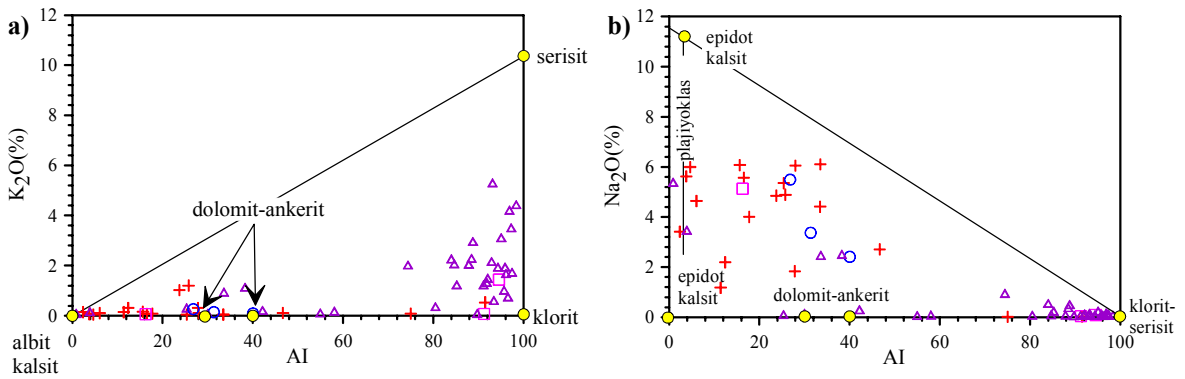
Şekil 3.81. Kutlular yöresi volkanitlerinde serisitleşme indeksine (SI) karşı, a)  $K_2O+Na_2O$  (%), b) CaO (%) değişim diyagramları (MacLean ve Hoy, 1991)

Ishikawa alterasyon indeksi ( $AI=100*(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$ ) ve klorit-karbonat pirit indeksi (KKPI) hidrotermal alterasyon zonlarında kimyasal ve mineralojik değişimlerin saptanmasında yaygın olarak kullanılır (Ishikawa vd., 1976; Large vd., 2001). Ishikawa indeksi Kuroko tipi VMS cevherleşmelerini içerisinde bulunduğu kayaçların serisit ve klorit alterasyon şiddetini tanımlamak için ortaya konulmuştur. Large vd. (2001), Kuroko tip VMS yataklarında indeks değerinin 20-60 olduğu kayaçları alterasyondan

etkilenmemiş 50-100 arasında olduğu kayaçları ise hidrotermal alterasyon yoğun bir biçimde etkilenmiş olarak kabul etmektedir. AI değerinin 100'e eşit olduğu durumlarda feldispat ve cam, serisit ve/veya klorite dönüşmüştür. Kutlular volkanitlerinde hesaplanan AI indeks değerleri (Tablo 3.30 ve Tablo 3.31) dasitlerde 16.25-94.57, dasitik piroklastitlerinde 0.91-98.99, bazalt, andezit ve piroklastitlerinde 2.38-75.0 ve dolerit daykında 26.81-40.04 arasında geniş bir aralıkta değişiklik sunar.

Çalışma alanındaki kayaçların tümünde cevher zonuna doğru kayaçların AI değerleri mineralojik gözlemlerle uyumlu olarak artış gösterir. Kayaçlardaki yüksek AI değerleri plajiyoklas ve camın bozuşması ve yerlerini illitin alması şeklinde yorumlanabilir. Mafik birimlerle felsik birimlerin AI değerleri karşılaştırıldığında, mafik birimlerin AI değerlerinin illitleşmenin felsik birimlere kıyasla daha az etkin olduğunu gösterir biçimde daha düşük olduğu görülür. Gerek mafik gerekse felsik kayaçlardaki AI<50 değerleri, Large vd. (2001) tarafından önerildiği gibi kayaçların her zaman altere olmamış olarak sınıflandırılmasını gerektirmez.

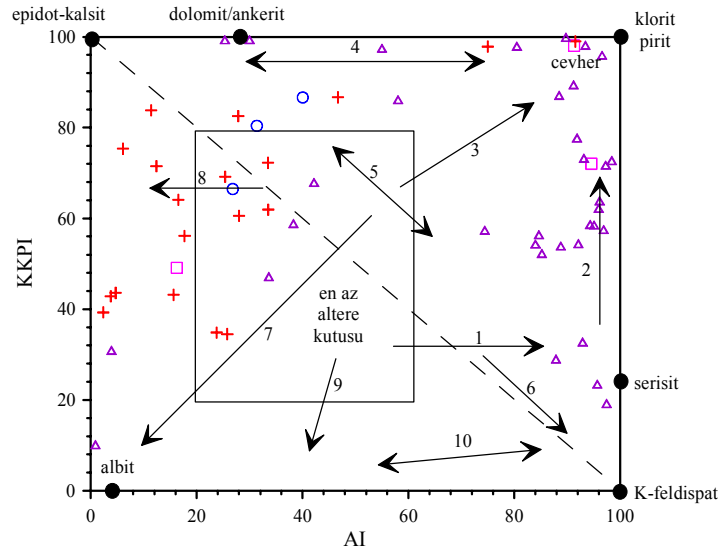
AI'ya karşı  $K_2O$  değişimi irdelendiğinde, klorit, serisit ve/veya illit miktarındaki artışlara bağlı olarak özellikle dasitik piroklastitlerinde artan  $K_2O$  değerine karşı AI değeri artmaktadır (Şekil 3.82a). AI ile  $Na_2O$  arasındaki ilişkiye bakıldığında ise büyük orandaki  $Na_2O$  tüketilmelerinin AI değerinde artışa neden olduğu görülmektedir (Şekil 3.82b). Örnekler plajiyoklas kenarından klorit- serisit kenarına doğru dağılım göstermekte olup, artan AI değerleri  $Na_2O$ 'nun azalmasına neden olur.



Şekil 3.82. Kutlular yöresi volkanitlerinde Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı, a)  $K_2O$  (%), b)  $Na_2O$  (%) değişimleri. Mineral yösemeleri Large vd. (2001); simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.

Ishikawa alterasyon indeksinin iki önemli zorluğu vardır. Bunlardan ilki, kloritleşme ile serisitleşmeyi birbirinden ayıramaz. İkincisi ise karbonatlaşmayı dikkate almaz. Bu bakımlardan Large vd. (2001) tarafından tanımlanan klorit-karbonat-pirit indeksi ( $KKPI=100*(MgO+FeO_{toplam})/(MgO+FeO_{toplam}+Na_2O+K_2O)$ ) daha kullanışlıdır. Mafik birimlerde kloritleşmenin ve yer yer karbonatlaşmanın etkin olması sebebiyle KKPI yüksek klorit içeriğine sahip kayaların kimyasal olarak ayırtlanabilmesi için hesaplanmıştır. KKPI değerleri (Tablo 3.30 ve Tablo 3.31) dasitlerde 49.08-98.06, dasit piroklastitlerinde 9.84-99.62, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde 34.47-97.87 ve dolerit daykında 66.47-86.64 arasındadır. Mafik volkanitler ile felsik volkanitler karşılaştırıldıklarında genellikle kloritleşmenin önemini ifade eder şekilde mafik örnekler daha yüksek KKPI değerlerine sahiptirler.

Kutlular volkanit örneklerinin KKPI ile AI değişimleri karşılaştırıldığında özellikle cevhere yaklaştıkça felsik kayaların hem KKPI indeks hem de AI değerlerinin arttığı görülmektedir (Şekil 3.83).



Şekil 3. 83. Kutlular yöresi volkanit örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI) diyagramı. Diyagram üzerinde en az altere bileşim kutusu ve VMS'lere eşlik eden ana hidrotermal ve diajenetik alterasyon yönsemeleri (Large vd., 2001) işaretlenmiştir. 1, serisit; 2, serisit-klorit-pirit; 3, klorit-pirit-(serisit); 4, klorit-karbonat; 5, karbonat-serisit; 6, K-feldispat; 7, albit-klorit; 8, albit-kalsit-epidot; 9, K-feldispat-albit; 10, paragonit-albit; simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.

Şekil 3.82 ve Şekil 3.83’de ifade edilen değişimlerin özellikle mineralojik bileşimle ilişkisinin irdelenmesi amacı ile Kutlular açık işletme sahası içerisinde cevherden itibaren örneklenmiş olan dasitik piroklastitler cevhere en yakın ve en uzak mesafe göz önüne alınarak sıralanmıştır (Tablo 3.32). AI, KKPI ve XRD ile elde edilen tüm kayaç mineralojik bileşimleri bu sıralanmaya karşı grafiklendirilmiştir (Şekil 3.84). Grafikselleştirme gösterimleri incelendiğinde, cevhere yaklaştıkça AI’nın KKPI’ya göre daha sistematik bir biçimde artış gösterdiği görülmektedir. Bir başka ifade ile cevhere olan mesafenin belirlenmesine AI değerleri daha kullanışlıdır. Cevhere uzak zonlarda AI değerlerindeki düşüşler simektit oluşumu ile ilişkilendirilebilir. Simektitleşme sürecinde K genelde fakirleşir, Na ve Ca ortamda zenginleşir. Bu durumda, AI indeks değerinin düşük çıkması doğaldır.

### 3.3.2.3. Uyumsuz Elementler

Kutlular volkanitlerinin bir ana magmadan itibaren farklılaşarak oluştukları düşünülerek uyumsuz element içerikleri tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltına (T-OOSB, N-MORB) normalize edilerek uyumsuz element içerikleri yorumlanmaya çalışılmıştır (Şekil 3.85)

İz element dağılımları irdelendiğinde T-OOSB’ye kıyasla kayaçların K, Rb, Ba ve Th’ca zenginleştiği Ti ve P bakımından ise fakirleştikleri görülmektedir. Fakat uyumsuz element değişim diyagramlarında özellikle K, Rb, Ba, Sr gibi elementlerin gösterdiği değişimleri bu kayaçların magmatik kökenleri ile tek başına ilişkilendirmek doğru değildir. Çünkü bu elementler hidrotermal alterasyon şartlarında hareketlidirler (Jenner, 1996).

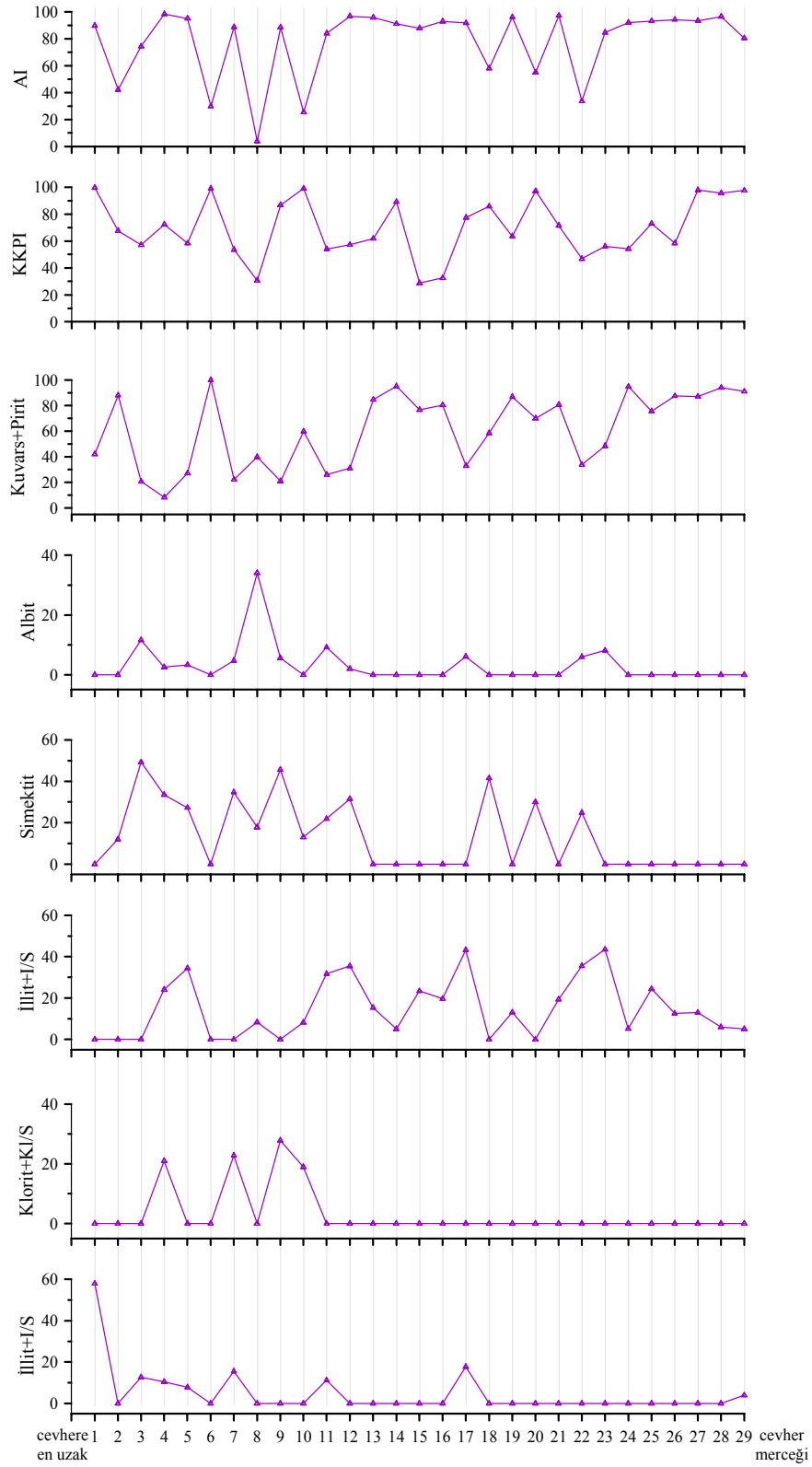
Kayaçlardaki negatif Sr anomalisi genellikle volkanitlerin gelişiminde plajiyoklas ayırılmasını işaret etmesine ilave olarak kayaçlardaki plajiyoklasların bozunması ile Sr bakımından fakirleşmelerine de işaret edebilir. K, Rb ve Th’daki zenginleşmeler birlikte düşünüldüğünde kayaçların gelişiminde kabuk etkisinin olabileceği düşünülmelidir (Şekil 3.85). Kutlular volkanitleri, uyumsuz element dağılımları bakımından adayayı volkanitlerine benzer karakteristikler sergilerler.

Tablo 3.32. Cevhere en uzak mesafeden başlayarak (1) cevher zonuna (29) kadar sıralanmış dasitik piroklastitlerinin AI ve KKPI değerine ve Tablo 3.10'a göre tüm kayaç mineralojik bileşimleri. AI, Ishikawa alterasyon indeksi, KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; K+P, kuvars+pirit; Al, Albit; S, simektit; I+I/S, illit+illit/simektit; Kl+Kl/S, klorit+klorit/simektit; Kao, kaolenit

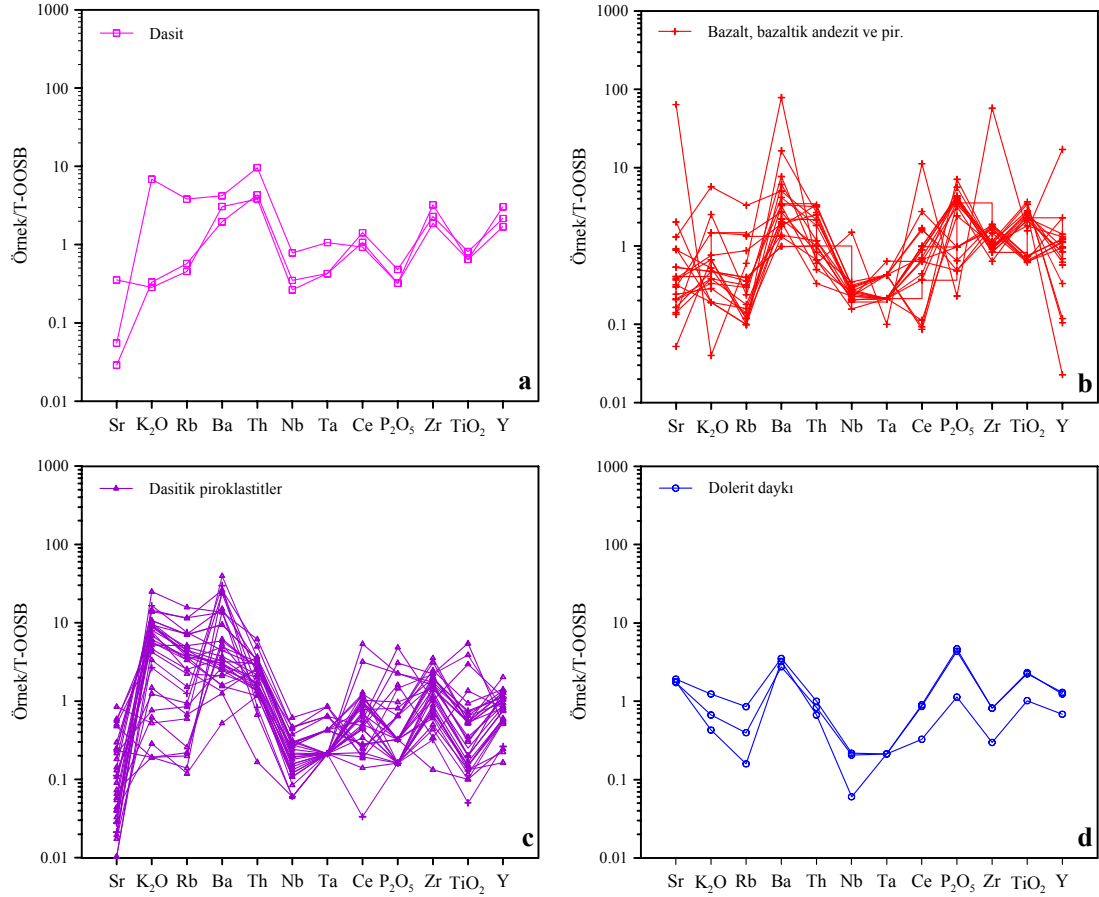
		AI	KKPI	K+P	Al	S	I+I/S	Kl+Kl/S	Kao
K40 <i>cevhere en uzak</i>	1	89.74	99.62	42	0	0	0	0	58
KP1-8	2	42.19	67.64	88	0	12	0	0	0
KP1-2	3	74.41	57.12	21	12	49	0	0	13
KP1-1*	4	98.39	72.44	8	3	34	24	21	10
KP1-3	5	95.10	58.28	27	3	27	34	0	8
KP1-4	6	30.00	99.09	100	0	0	0	0	0
KP1-5	7	88.79	53.62	22	5	35	0	23	16
KP1-7	8	3.89	30.66	40	34	18	8	0	0
KP1-9	9	88.48	86.84	21	6	46	0	28	0
KP1-10	10	25.35	99.09	60	0	13	8	19	0
KP1-11	11	84.00	54.03	26	9	22	32	0	11
KP1-12	12	96.89	57.27	31	2	32	35	0	0
KP2-1	13	95.95	61.91	85	0	0	15	0	0
KP2-2	14	91.19	89.17	95	0	0	5	0	0
KP2-4	15	87.87	28.72	77	0	0	23	0	0
KP3-1	16	92.94	32.47	80	0	0	20	0	0
KP3-2	17	91.86	77.45	33	6	0	43	0	18
KP3-3	18	58.06	85.84	58	0	42	0	0	0
KP3-4	19	96.13	63.59	87	0	0	13	0	0
KP3-5	20	55.00	97.18	70	0	30	0	0	0
KP4-1	21	97.29	71.45	81	0	0	19	0	0
KP4-2	22	33.62	46.88	34	6	25	36	0	0
KP4-3	23	84.67	56.11	48	8	0	43	0	0
KP4-5	24	92.11	54.13	95	0	0	5	0	0
K33	25	93.19	72.94	76	0	0	24	0	0
K34	26	94.32	58.39	87	0	0	13	0	0
KP5-2	27	93.44	97.88	87	0	0	13	0	0
KP6-4	28	96.59	95.67	94	0	0	6	0	0
KP6-5 <i>cevher merceği</i>	29	80.49	97.68	91	0	0	5	0	4

### 3.3.2.4. Nadir Toprak Elementleri

Nadir toprak element analiz sonuçları değerlendirilirken, bazı elementlerde seçici zenginleşme (La, Pr, Eu) ve tüketilme (Ce ve Sm), hafif nadir toprak elementlerinin ağır nadir toprak elementlerine kıyasla daha fazla hareketli olduğunun göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Özellikle denizaltı volkanik aktivitesi esnasında hidrotermal çözeltilerin kayacı etkilemesiyle kayacın ilksel nadir toprak element



Şekil 3.84. Cevhere en uzak mesafeden başlayarak (1) cevher zonuna kadar (29) sıralanmış dasitik piroklastitlerinin AI ve KKPI değerine karşı tüm kayaç mineralojik bileşimleri (bkz. Tablo 3.32). AI, Ishikawa alterasyon indeksi; KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; I/S, illit/simektit; Kl/S, klorit/simektit



Şekil 3.85. Kutular yöresi volkanitlerinin T-OOSB'ye normalize edilmiş iz element değişimleri. Normalize değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.

konsatrasyonu değiştirilebilir. Bu durumda, kayacın permeabilitesi ve mineralojisi gibi etmenler önemlidir (Valsami ve Cann, 1992).

İncelenen volkanitlerin nadir toprak element içerikleri (NTE) Tablo 3.33 ve 3.34'da görülmektedir. Volkanitlerin kondrite göre normalize nadir toprak element dağılımları incelendiğinde, ağır nadir toprak elementlerinde zenginleşme ile karakterize edilebilecek olan düze yakın bir yönseme görülür (Şekil 3.86). Bu tür yönsemeler özellikle olgunlaşmış ada yayları felsik volkanitlerde yaygın olarak (Almodovar vd., 1998) görülür. Örneklerin kondrite göre normalize değişimlerinde  $(La/Sm)_N$  ve  $(La/Lu)_N$  değerleri sırasıyla dasitlerde 1.05-1.36 ve 0.29-1.66, dasitik piroklastitlerde 0.36-3.21 ve 0.10-11.83, bazalt, andezit ve piroklastitlerinde 0.67-2.06 ve 0.81-3.46 ve dolerit daykında 0.95-0.78 ve 0.73-1.16 arasındadır.

Tablo 3.33. Kutlular yöresi dasit ve dasitik piroklastitleri örneklerine ait nadir toprak element (ppm) içerikleri

ppm	<i>Dasit</i>			<i>Dasitik piroklastitler</i>						
	K26	K28	K29	K13 dasit	K37 dasit	K33	K34	Kp1-8 dasitik vitrik tüf	Kp1-10 dasitik vitrik tüf	Kp2-1
La	2.20	10.20	13.60	4.30	2.50	2.40	4.80	0.70	1.50	6.10
Ce	14.00	16.00	21.30	7.20	6.60	8.50	10.80	2.10	5.10	13.20
Pr	0.70	4.41	5.17	0.71	0.93	1.50	1.73	0.24	0.73	1.77
Nd	3.10	19.80	23.40	2.30	4.10	7.50	6.70	1.10	3.30	6.50
Sm	1.30	6.10	6.30	0.80	1.80	2.60	1.70	0.40	1.10	2.50
Eu	0.26	1.55	1.63	0.14	0.40	0.43	0.31	0.13	0.41	0.27
Gd	2.54	9.03	7.08	0.89	3.09	4.22	1.87	0.57	1.34	2.04
Tb	0.74	1.49	1.23	0.20	0.65	0.64	0.31	0.11	0.13	0.36
Dy	5.29	10.10	7.93	1.48	4.39	4.31	2.70	0.61	0.65	3.03
Ho	1.32	2.13	1.75	0.40	0.95	0.93	0.61	0.16	0.13	0.59
Er	4.32	6.14	5.02	1.28	2.86	2.59	2.00	0.51	0.44	2.06
Tm	0.79	1.07	0.88	0.23	0.49	0.41	0.28	0.09	0.07	0.36
Yb	5.34	6.98	5.10	1.78	3.39	2.54	2.16	0.68	0.37	2.04
Lu	0.80	1.02	0.85	0.32	0.54	0.41	0.31	0.11	0.07	0.31
La/Yb	0.41	1.46	2.67	2.42	0.74	0.94	2.22	1.03	4.05	2.99
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.43	0.64	0.74	0.51	0.51	0.39	0.53	0.83	1.03	1.49
(Eu/Eu*) <sub>N2</sub>	0.18	0.29	0.37	0.25	0.22	0.17	0.26	0.38	0.50	0.59
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	2.63	0.56	0.60	0.89	1.01	1.02	0.88	1.20	1.13	0.93
(Ce/Ce*) <sub>N2</sub>	2.68	0.55	0.59	0.97	1.01	0.96	0.88	1.21	1.10	0.96
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.07	1.05	1.36	3.38	0.87	0.58	1.78	1.10	0.86	1.89
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.37	0.37	0.47	1.18	0.30	0.20	0.62	0.38	0.30	0.66
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.29	1.04	1.66	1.40	0.48	0.61	1.61	0.66	2.22	0.99
(La/Lu) <sub>N2</sub>	0.05	0.19	0.30	0.25	0.09	0.11	0.29	0.12	0.40	0.18
ppm	<i>Dasitik piroklastitler</i>									
	Kp2-2	Kp2-4	Kp3-1	Kp3-2	Kp3-3	Kp3-4	Kp3-5	Kp5-2	Kp6-4	Kp6-5
La	2.10	4.40	7.60	1.70	5.90	7.20	9.00	0.50	10.00	5.70
Ce	2.90	9.60	17.20	3.30	10.20	14.10	15.00	0.50	19.20	7.50
Pr	0.40	1.29	2.10	0.45	1.49	1.86	2.14	0.09	3.01	1.19
Nd	1.80	4.80	9.90	1.80	5.80	7.90	9.00	0.40	9.90	5.30
Sm	0.70	1.50	2.20	1.30	2.00	2.50	2.10	0.30	1.90	1.20
Eu	0.55	0.31	0.39	0.28	0.68	0.62	0.70	0.05	0.29	0.24
Gd	1.67	1.67	2.59	1.24	1.84	2.72	1.99	0.64	1.50	1.02
Tb	0.28	0.42	0.65	0.28	0.30	0.47	0.32	0.16	0.24	0.18
Dy	2.17	2.59	4.38	1.81	1.79	3.39	1.90	0.99	1.99	0.84
Ho	0.45	0.70	0.76	0.44	0.45	0.73	0.43	0.27	0.36	0.17
Er	1.61	2.34	3.14	1.44	1.27	2.19	1.35	0.71	1.11	0.45
Tm	0.22	0.44	0.45	0.27	0.23	0.32	0.24	0.09	0.23	0.08
Yb	1.97	2.75	3.68	1.75	1.37	2.16	1.56	0.77	1.14	0.47
Lu	0.22	0.40	0.51	0.22	0.21	0.30	0.24	0.09	0.19	0.05
La/Yb	1.07	1.60	2.07	0.97	4.31	3.33	5.77	0.65	8.77	12.13
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.60	0.50	0.66	1.07	0.72	0.35	1.03	0.34	0.51	0.65
(Eu/Eu*) <sub>N2</sub>	0.30	0.24	0.35	0.56	0.36	0.20	0.54	0.14	0.28	0.35
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.70	0.94	1.00	0.87	0.79	0.89	0.78	0.52	0.82	0.65
(Ce/Ce*) <sub>N2</sub>	0.75	0.96	1.03	0.90	0.82	0.92	0.82	0.56	0.83	0.69
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.85	2.17	0.82	1.86	1.81	1.54	2.70	1.05	3.31	2.99
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.64	0.76	0.29	0.65	0.63	0.53	0.94	0.36	1.15	1.04
(La/Lu) <sub>N1</sub>	1.14	1.55	0.80	2.92	2.49	2.04	3.89	0.58	5.46	11.83
(La/Lu) <sub>N2</sub>	0.21	0.28	0.14	0.53	0.45	0.37	0.70	0.10	0.99	2.14

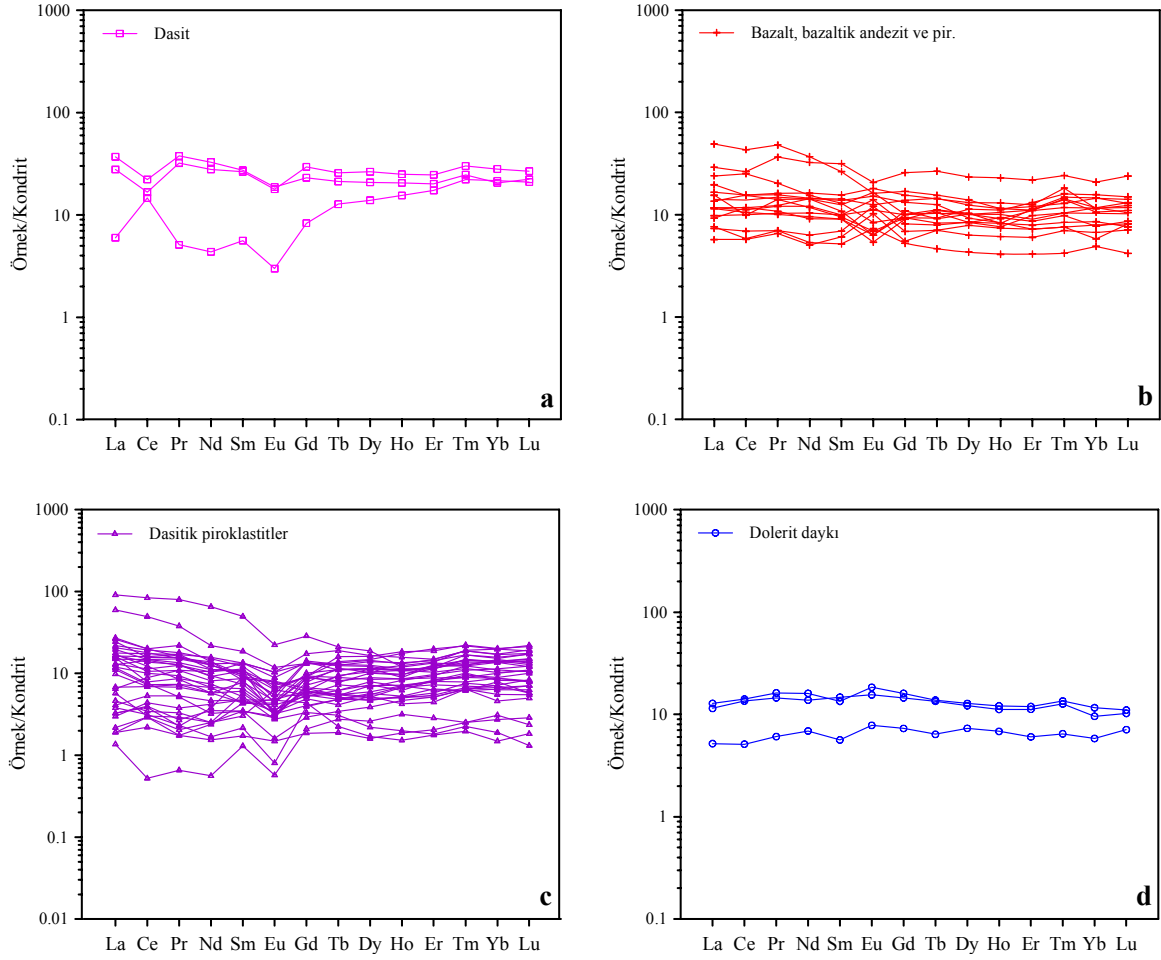
(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>=(Eu<sub>N</sub>/((Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2); (Ce/Ce\*)<sub>N</sub>=(Ce<sub>N</sub>/((La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2)); Normalize değerler, N1, kondrit bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985); N2, ortalama kıtasal kabuk bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985) göre dir.



Tablo 3.33'ün devamı

<i>Dasitik piroklastitler</i>										
	Kp1-2	Kp1-3	Kp1-5	Kp1-7	Kp1-9	Kp1-11	Kp1-12	Kp1-1	Kp1-1*	Kp1-4
	dasitik kristal tuf									breş
La	1.20	1.20	0.70	1.40	1.10	0.80	9.60	6.20	4.70	21.90
Ce	3.80	3.70	2.80	3.00	4.20	2.80	19.20	11.70	13.80	47.50
Pr	0.37	0.31	0.24	0.32	0.52	0.28	2.20	1.16	1.73	5.18
Nd	2.50	2.70	1.70	1.20	3.00	1.80	9.30	4.10	7.40	15.50
Sm	0.80	2.10	1.00	0.50	1.10	0.80	3.10	1.40	3.10	4.30
Eu	0.25	0.48	0.38	0.07	0.30	0.26	0.90	0.28	0.90	1.03
Gd	2.19	4.36	2.81	1.21	2.38	2.77	4.04	1.88	5.32	4.04
Tb	0.53	0.75	0.93	0.28	0.67	0.81	0.78	0.55	1.10	0.73
Dy	4.31	4.80	6.17	2.09	3.90	5.61	5.51	3.98	6.31	5.34
Ho	1.06	0.97	1.57	0.59	0.83	1.49	1.11	0.93	1.34	1.15
Er	3.44	2.83	4.71	1.95	2.82	4.96	3.69	2.95	3.73	3.57
Tm	0.68	0.52	0.79	0.34	0.53	0.77	0.67	0.60	0.67	0.60
Yb	4.89	3.38	5.00	2.22	3.43	4.92	4.27	3.81	4.19	3.92
Lu	0.72	0.54	0.81	0.38	0.57	0.84	0.74	0.66	0.67	0.66
La/Yb	0.25	0.36	0.14	0.63	0.32	0.16	2.25	1.63	1.12	5.59
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.54	0.47	0.65	0.26	0.55	0.48	0.35	0.53	0.67	0.74
(Eu/Eu*) <sub>N2</sub>	0.21	0.19	0.25	0.10	0.22	0.17	0.20	0.25	0.29	0.39
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	1.33	1.40	1.60	1.02	1.29	1.39	0.95	0.96	1.13	1.02
(Ce/Ce*) <sub>N2</sub>	1.36	1.45	1.61	1.07	1.26	1.39	1.00	1.04	1.13	1.07
(La/Sm) <sub>N1</sub>	0.94	0.36	0.44	1.76	0.63	0.63	1.54	2.79	0.95	3.21
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.33	0.13	0.15	0.61	0.22	0.22	0.53	0.97	0.33	1.11
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.17	0.23	0.09	0.38	0.20	0.10	2.04	0.98	0.73	3.44
(La/Lu) <sub>N2</sub>	0.03	0.04	0.02	0.07	0.04	0.02	0.37	0.18	0.13	0.62
<i>Dasitik piroklastitler</i>										
	Kp4-5	Ke-11	Ke-12a	K40	Kp4-1	Kp4-2	Kp4-3			
	dasitik kristal tuf									%
La	33.40	3.60	8.00	4.10	6.50	6.00	5.50			
Ce	80.40	6.60	18.50	7.00	16.70	15.40	14.20			
Pr	10.91	1.00	2.47	1.01	2.34	2.33	2.06			
Nd	46.40	4.10	10.80	4.80	8.00	11.20	9.00			
Sm	11.50	1.00	2.80	1.00	2.40	3.10	2.20			
Eu	1.94	0.36	0.57	0.42	0.55	0.77	0.48			
Gd	8.77	1.60	2.84	1.86	2.82	4.17	1.63			
Tb	1.22	0.33	0.52	0.32	0.45	0.72	0.36			
Dy	7.16	1.94	3.22	2.27	3.87	4.63	2.76			
Ho	1.02	0.58	0.73	0.60	0.81	0.90	0.53			
Er	3.33	1.80	2.42	1.56	3.16	3.05	2.05			
Tm	0.46	0.25	0.39	0.22	0.51	0.44	0.32			
Yb	3.49	1.67	2.82	1.59	3.53	3.38	2.49			
Lu	0.58	0.27	0.47	0.27	0.49	0.46	0.42			
La/Yb	9.57	2.16	2.84	2.58	1.84	1.78	2.21			
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.57	0.87	0.61	0.93	0.64	0.65	0.74			
(Eu/Eu*) <sub>N2</sub>	0.32	0.38	0.31	0.39	0.31	0.30	0.43			
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.98	0.81	0.97	0.79	1.00	0.96	0.99			
(Ce/Ce*) <sub>N2</sub>	1.00	0.83	0.99	0.82	1.01	0.96	0.99			
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.83	2.27	1.80	2.58	1.70	1.22	1.57			
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.64	0.79	0.63	0.90	0.59	0.42	0.55			
(La/Lu) <sub>N1</sub>	5.98	1.38	1.77	1.58	1.38	1.35	1.36			
(La/Lu) <sub>N2</sub>	1.08	0.25	0.32	0.28	0.25	0.24	0.25			

(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>=(Eu<sub>N</sub>/((Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2); (Ce/Ce\*)<sub>N</sub>=(Ce<sub>N</sub>/((La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2)); Normalize değerler, N1, kondrit bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985); N2, ortalama kıtasal kabuk bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985) göreler.



Şekil 3.86. Kutlular yöresi volkanitlerinin kondrite göre normalize nadir toprak element dağılımları. Kondrit bileşimi Taylor ve MacLennan (1985); simgeler Şekil 3.81 ile aynıdır.

Çalışılan volkanitlerin farklı derecelerde negatif ve pozitif Eu anomalisine ( $Eu/Eu^*$ ) sahip olduğu belirlenmiştir. Kondrite göre normalize dağılımlarda Eu anomali değerleri dasitlerde 0.43-0.74, dasitik piroklastitlerde 0.26-1.60, bazalt, andezit ve piroklastitlerinde 0.58-1.77 ve dolerit daykında 1.25-1.06 arasında değişikli sunar. Negatif Eu anomalileri genellikle kayaçların ilksel magmalarının gelişimi esnasında plajiyoklas ayrımlaşmasının, pozitif Eu anomalisi ise plajiyoklas birikimi olarak yorumlanır. Fakat Eu'nun plajiyoklasın yapısında bulunduğu göz önüne alındığında; plajiyoklasın alterasyona uğraması esnasında seçici olarak Eu'un diğer NTE'lere kıyasla fakirleşebileceği düşünülmektedir. Ayrıca, pozitif Eu anomali değerleri okyanuslardaki yüksek sıcaklık bacalarından kaynaklanan hidrotermal akışkanlarda da görülür (Elderfield, 1988). Bu nedenle pozitif Eu ( $Eu/Eu^*$ ) anomalisi gösteren örneklerin hidrotermal alterasyondan yoğun bir şekilde etkilendiği düşünülebilir. Kutlular volkanitlerinin hidrotermal alterasyondan yoğun olarak etkilenmiş

Tablo 3.34. Kutlular yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarına ait örneklerin nadir toprak element (ppm) içerikleri

	<i>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</i>									
	Kp3-6 aglomera tanesi bazaltik andezit	Kp3-7	Kp3-8	Kp4-6	K27 bazaltik andezit	Kupa3-6	Ke-13	K8	K20 bazalt	Kupa1-1
La	4.20	8.80	5.70	7.20	18.00	4.30	10.70	3.40	6.10	5.00
Ce	10.10	24.10	9.50	14.80	41.30	11.30	25.30	11.20	14.90	14.90
Pr	1.38	2.78	1.93	1.93	6.59	1.48	5.01	1.69	2.22	2.15
Nd	6.80	11.00	10.10	8.40	26.30	6.50	23.10	10.20	11.60	10.30
Sm	2.10	3.00	2.50	2.20	6.10	2.10	7.30	3.20	3.60	3.30
Eu	0.55	0.73	0.55	0.60	1.41	0.47	1.80	1.32	1.57	1.09
Gd	3.09	2.87	3.33	2.87	5.17	2.78	7.89	4.07	4.75	4.25
Tb	0.65	0.54	0.53	0.48	0.90	0.64	1.55	0.73	0.83	0.84
Dy	3.95	4.33	3.87	3.20	5.33	3.85	8.91	3.52	5.03	4.74
Ho	0.70	0.95	0.78	0.65	0.98	0.90	1.95	0.71	1.11	0.98
Er	2.84	3.28	2.73	2.45	2.99	2.78	5.45	1.80	3.12	2.78
Tm	0.53	0.57	0.42	0.37	0.46	0.51	0.86	0.27	0.65	0.50
Yb	3.62	3.90	2.88	2.91	3.60	2.90	5.17	1.44	2.84	2.63
Lu	0.49	0.57	0.45	0.40	0.54	0.50	0.91	0.31	0.47	0.42
La/Yb	1.16	2.26	1.98	2.47	5.00	1.48	2.07	2.36	2.15	1.90
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.66	0.75	0.58	0.73	0.75	0.59	0.72	1.12	1.16	0.89
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.30	0.39	0.27	0.34	0.41	0.28	0.36	0.53	0.54	0.42
(Ce/Ce*) <sub>N</sub>	0.98	1.14	0.67	0.92	0.89	1.05	0.80	1.08	0.95	1.06
(Ce/Ce*) <sub>N</sub>	0.99	1.16	0.68	0.95	0.89	1.06	0.78	1.05	0.95	1.05
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.26	1.85	1.44	2.06	1.86	1.29	0.92	0.67	1.07	0.95
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.44	0.64	0.50	0.72	0.65	0.45	0.32	0.23	0.37	0.33
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.89	1.60	1.31	1.87	3.46	0.89	1.22	1.14	1.35	1.24
(La/Lu) <sub>N2</sub>	0.16	0.29	0.24	0.34	0.63	0.16	0.22	0.21	0.24	0.22
	<i>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</i>						<i>Dolerit daykları</i>			
	Kupa1-3	Ke-2	Ke-3	Ke-4	Ke-5	Ke-10	K17	K18a	K24	
La	3.60	2.80	2.10	5.20	2.70	4.30	4.70	4.20	1.90	
Ce	9.60	5.60	5.50	13.40	6.60	10.70	13.50	12.90	4.90	
Pr	1.42	0.96	0.90	2.04	0.96	1.65	2.22	1.99	0.83	
Nd	7.40	4.50	3.60	10.10	3.80	8.60	11.40	9.80	4.90	
Sm	2.30	1.60	1.40	2.90	1.20	2.30	3.10	3.40	1.30	
Eu	0.97	1.05	0.89	1.44	0.64	1.22	1.60	1.35	0.68	
Gd	3.07	2.10	1.69	3.09	1.61	2.49	4.91	4.44	2.23	
Tb	0.61	0.41	0.41	0.60	0.27	0.46	0.80	0.78	0.37	
Dy	3.21	3.01	2.40	3.87	1.65	3.24	4.87	4.64	2.78	
Ho	0.80	0.63	0.52	0.86	0.35	0.70	1.03	0.95	0.58	
Er	2.16	1.80	1.50	2.25	1.03	1.97	2.97	2.79	1.50	
Tm	0.35	0.27	0.25	0.37	0.15	0.30	0.48	0.45	0.23	
Yb	1.92	1.96	1.67	2.56	1.22	2.12	2.88	2.38	1.44	
Lu	0.33	0.31	0.27	0.39	0.16	0.29	0.42	0.39	0.27	
La/Yb	1.88	1.43	1.26	2.03	2.21	2.03	1.63	1.76	1.32	
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	1.12	1.75	1.77	1.46	1.41	1.55	1.25	1.06	1.21	
(Eu/Eu*) <sub>N2</sub>	0.52	0.82	0.85	0.73	0.66	0.78	0.55	0.50	0.52	
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.99	0.80	0.94	0.96	0.96	0.94	0.97	1.04	0.91	
(Ce/Ce*) <sub>N2</sub>	0.99	0.81	0.92	0.96	0.96	0.94	0.95	1.01	0.90	
(La/Sm) <sub>N1</sub>	0.99	1.10	0.94	1.13	1.42	1.18	0.95	0.78	0.92	
(La/Sm) <sub>N2</sub>	0.34	0.38	0.33	0.39	0.49	0.41	0.33	0.27	0.32	
(La/Lu) <sub>N1</sub>	1.13	0.94	0.81	1.38	1.75	1.54	1.16	1.12	0.73	
(La/Lu) <sub>N2</sub>	0.20	0.17	0.15	0.25	0.32	0.28	0.21	0.20	0.13	

(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>=(Eu<sub>N</sub>/((Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2); (Ce/Ce\*)<sub>N</sub>=(Ce<sub>N</sub>/((La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2)); Normalize değerler, N1, kondrit bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985); N2, ortalama kıtasal kabuk bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985) göreler.

olmalarından dolayı NTE yönsemelerindeki Eu değişimlerini alterasyonla yorumlamak daha mantıklıdır. Özellikle dasitik piroklasitler ve bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerdeki yoğun alterasyon NTE'lerin azalmasına neden olmuştur.

Kutlular volkanitlerinin farklı derecelerde negatif ve pozitif Ce anomalisine sahip olduğu gözlenmiştir. Kondirite göre normalize dağılımlarda Ce anomali değerleri (Ce/Ce\*) dasitlerde 0.60-2.63, dasitik piroklasitlerde 0.65-1.33, bazalt, bazaltik andezit ve piroklasitlerinde 0.67-1.14 ve dolerit daykında 1.04-0.91 arasında değişikli sunar. Negatif Ce anomali değerleri bu kayalarda meydana gelen killeşmenin suboksit veya anoksitleyici şartlar altında geliştiğine işaret eder (Jeans vd., 2000).

### **3.3.3. Mineral, Kütle ve Element Değişimleri**

Kutlular masif sülfid yatağı çevre volkanitlerinin tüm kayaç kimyasal analizleri kullanılarak kayalarda meydana gelen mineralojik, elementsel ve kütle değişimleri belirlenmiş ve bu özellikleri bakımında kayaçlar irdelenmiştir.

#### **3.3.3.1. Mineral Değişimleri**

Cevherleşme esnasında yan kayaçlardaki mineralojik değişimlerin saptanmasında farklı yöntemler kullanılmaktadır (Böhlke, 1989; Mountain ve Anthony, 1996; Herrmann ve Berry, 2002). Bu yöntemlerden en iyi bilinenlerden biri Herrmann ve Berry (2002) tarafından önerilen MINSQ yöntemi olarak bilinen yöntemdir. MINSQ yöntemi için kullanılacak örneklerin tamamının mineralojik tanımlamaları XRD incelemeleri ve petrografik tanımlamalar kullanılarak yapılmıştır (Tablo 3.10, 3.11, 3.20 ve 3.21).

MINSQ yönteminin esası en küçük kareler yöntemidir. Microsoft Excel sayfasını kullanan program kayacın kimyasal analizlerini kullanarak mineralojik bileşimi sayısal olarak hesaplar. Hesaplamalar esnasında kayaçların mineralojik bileşimleri, kil içerik ve türleri göz önünde bulundurulmuştur.

Kayaçta bolluğu tespit edilmek istenen minerallerin kimyasal analiz sonuçları ve analizi yapılacak olan kayaca ait tüm kayaç kimyasal bileşimi programa aktarılır ve program çalıştırılır. Dikkat edilmesi gereken hususlardan biri programa aktarılan mineral sayısının daima tüm kayaç kimyasındaki oksit bileşenlerinin sayısından az olması gerekliliğidir.

$r^2$  (artık değer) değeri 1'den küçük bulunana kadar mineral türünde değişiklik yapmak sureti ile program birkaç kez çalıştırılır. İdeal şart artık değerinin 0.5'den küçük olması durumudur. Fakat her zaman bu sonuç mümkün olmayabilir, zira içerilen tüm minerallerin işlemde kullanılabilmesi mümkün değildir.

Hesaplamalar yapılırken minerallerin kimyasal bileşimleri için Herrmann ve Berry (2002) tarafından Excel sayfasında verilen bileşimlere ilave olarak çalışma sahasındaki illit ve simektit bileşimi kullanılmıştır. Tosudit bileşimi Newman ve Brown (1987)'dan, ojit ve ilmenit bileşimleri ise Deer vd. (1996)'dan alınmıştır. İncelenen volkanitler için elde edilen sonuçlar Tablo 3.35 ve Tablo 3.36'da sunulmuştur.

MINSQ yöntemi ile elde edilen sonuçlara göre yaygın olarak görülen alterasyon türleri; Dasitlerde silisleşme, illitleşme, kloritleşme, Dasitik piroklastitlerde silisleşme, simektileşme, illitleşme, piritleşme, kaolenleşme, Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde kloritleşme, albitleşme, silisleşme-simektileşme, karbonatlaşma, epidotlaşma, zeolitleşme, Dolerit dayklarında kloritleşme, albitleşme, silisleşme şeklindedir. Bu alterasyonların birbirlerine göreli değişimleri kayacın cevhere olan mesafesine kıyasla değişim gösterir.

### 3.3.3.2. Kütle Değişim Hesaplamaları

Alterasyon esnasında bazı elementler hareketli davranırken diğerleri hareketsiz davranırlar ve geride kalan kayacın zenginleşme eğilimi gösterirler. Cevherin taban ve örtü kayalarındaki elementlerin hareketliliğinin miktarı çeşitli eşitlikler kullanılarak ölçülebilir (MacLean ve Kranidiotis, 1987). Bu bağlamda, yapılan kütle değişim hesaplamaları alterasyonun doğasını, gelişimini ve yoğunluğunu belirlemek amacıyla gütmemektedir (Greisen, 1967; Pearce, 1968; Kranidiotis ve MacLean, 1987; Stanley ve Madeisky, 1994).

Tablo 3.35. Dasit ve dasitik piroklastitlerinde MINSQ yöntemi ile hesaplanan % mineralojik bileşimler (K, kuvars; S, simektit; Kao, kaolenit; I, illit; I/S, simektit; Fe-kl, Fe-klorit, Mg-kl, Mg-klorit; Tos, tosudit; Pal, paligorskit; Al, albit; An, anortit; K-feld, K-feldispat; Oj, ojit; O, opak mineral; Ka, kalsit; Heu, hölandit; Aks, aksesuar mineraller;  $r^2$ , artık değer

Örnek No	K	S	Kao	I	I/S	Fe-kl	Mg-kl	Tos	Pal	Al	An	K-feld	Oj	O	Ka	Heu	Aks	Toplam	$r^2$
<i>Dasitik piroklastitler</i>																			
K13	41.81	0.00	3.99	0.47		0.00	0.00	0.00	0.00	45.20	0.00	0.00	0.00	1.32	0.03	0.00	3.08	95.90	0.03
K33	11.81	0.00	0.00	50.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.95	0.00	20.44	0.00	0.00	1.58	97.34	0.40
K34	71.94	0.00	0.00	18.57	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.77	0.00	3.16	0.00	0.00	0.16	98.96	0.10
K37	76.94	0.00	10.09	2.17	0.00	0.00	0.88	0.00	0.00	0.15	0.00	9.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	99.39	0.01
K40	9.43	0.00	49.38	0.69	0.00	13.54	5.37	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00	0.22	1.57	0.00	0.00	0.00	85.56	0.27
Kp1-1	20.52	24.84	19.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.71	0.00	6.20	0.00	0.34	0.00	0.00	0.42	94.84	0.01
Kp1-1*	1.56	31.03	0.00	21.25	0.01	21.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.18	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	93.34	0.66
Kp1-2	0.10	45.25	31.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	11.25	0.00	1.08	0.00	0.00	0.43	92.88	0.40
Kp1-3	9.73	41.09	21.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	17.66	0.00	0.85	0.00	0.00	0.30	94.26	0.39
Kp1-4	70.83	0.00	2.88	0.00	2.71	2.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.10	0.00	0.00	95.36	0.10
Kp1-5	0.21	47.35	24.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	16.93	0.00	0.71	0.00	0.00	0.30	92.29	0.25
Kp1-7	48.57	0.00	0.00	0.00	9.93	0.01	0.00	0.00	0.00	27.40	0.03	0.00	0.00	1.85	0.00	0.00	2.32	92.44	0.07
Kp1-8	84.19	11.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.28	0.06	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.07	98.23	0.04
Kp1-9	20.74	0.00	23.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.80	0.00	13.24	0.00	27.87	0.00	0.00	3.55	119.88	1.76
Kp1-10	15.96	0.00	0.00	0.00	6.83	0.00	0.00	0.00	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	58.59	0.00	0.00	6.07	147.77	1.58
Kp1-11	13.48	0.00	52.32	0.00	0.00	0.00	4.33	0.00	0.00	3.91	0.00	13.12	0.00	0.51	0.00	1.35	0.53	91.57	0.00
Kp1-12	24.88	0.00	30.97	0.00	0.00	0.00	6.65	0.00	0.00	0.00	0.00	24.60	0.00	1.65	0.00	1.00	1.48	95.46	0.07
Kp2-1	68.78	0.00	0.00	16.70	3.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.84	0.00	4.38	0.00	0.00	0.01	98.50	0.13

Tablo 3.35'in devamı

Örnek No	K	S	Kao	I	I/S	Fe-kl	Mg-kl	Tos	Pal	Al	An	K-feld	Oj	O	Ka	Heu	Aks	Toplam	r <sup>2</sup>
<i>Dasitik piroklastitler</i>																			
Kp2-2	65.57	0.00	0.00	13.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	0.00	15.36	0.00	0.00	0.45	97.23	0.04
Kp2-4	62.69	0.00	0.00	22.80	7.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.90	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	95.41	0.18
Kp3-1	61.12	0.09	0.00	2.60	20.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.48	0.00	0.17	0.00	0.00	0.14	94.64	0.39
Kp3-2	72.31	0.00	0.00	16.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.72	0.00	6.13	0.00	0.00	0.43	103.11	0.06
Kp3-3	83.37	0.00	0.00	0.00	9.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.89	0.00	0.00	0.09	96.87	0.97
Kp3-4	68.29	0.00	0.00	24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.22	0.00	3.98	0.00	0.00	0.00	101.65	0.24
Kp3-5	76.70	12.40	0.00	1.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.49	0.00	0.00	0.05	101.38	0.17
Kp4-1	34.22	0.00	0.00	42.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.29	0.00	12.46	0.00	0.00	0.18	94.81	0.43
Kp4-2	48.42	0.00	0.00	10.49	11.15	0.00	1.96	0.00	0.00	17.63	0.83	0.00	0.00	3.06	0.06	0.00	0.16	93.77	0.04
Kp4-3	59.19	0.00	0.00	31.30	1.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.11	0.00	0.00	0.00	95.38	0.25
Kp4-5	74.61	0.00	0.00	17.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.08	0.00	0.00	0.00	94.33	0.28
Kp5-2	46.04	0.78	2.76	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40	0.00	45.58	0.02	0.00	1.65	99.29	0.00
Kp6-4	63.05	3.30	2.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.05	0.00	24.06	0.03	0.00	1.62	98.69	0.01
Kp6-5	71.17	1.22	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.18	0.00	23.86	0.05	0.00	1.05	99.77	0.00
Ke-11	87.36	0.00	0.00	12.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	99.49	0.10
Ke-12A	66.37	0.00	0.14	18.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.27	86.57	0.03
Örnek No	K	S	Kao	I	I/S	Fe-kl	Mg-kl	Tos	Pal	Al	An	K-feld	Oj	Cevher	Ka	Heu	aks	Toplam	r <sup>2</sup>
<i>Dasit</i>																			
K26	44.14	0.00	24.65	21.35	0.00	6.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	0.00	97.47	0.18
K28	33.61	0.00	10.59	1.53	0.00	0.00	2.81	0.00	0.00	43.28	0.00	0.00	2.24	0.03	0.00	0.00	0.00	97.52	0.14
K29	43.83	0.00	41.16	1.86	0.00	0.00	2.50	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.05	0.11	0.02	0.00	0.00	94.72	0.24

Tablo 3.36. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarına ait örneklerde MINSQ yöntemi ile hesaplanan % mineralojik bileşimler (K, kuvars; S, simektit; Kao, kaolenit; I, illit; I/S, simektit; Fe-kl, Fe-klorit, Mg-kl, Mg-klorit; Tos, tosudit; Al, albit; An, anortit; K-feld, K-feldispat; Oj, ojit; O, opak mineral; Ka, kalsit; Heu, hölandit; Ep, epidot; Aks, aksesuar mineraller; r<sup>2</sup>, artık değer

Örnek No	K	S	Kao	I	I/S	Fe-kl	Mg-kl	Tos	Al	An	K-feld	Oj	O	Ka	Heu	Ep	Aks	Toplam	r <sup>2</sup>
<b>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</b>																			
K8	5.53	16.67	1.43	0.01	0.00	8.28	11.49	0.00	50.32	0.00	0.00	0.00	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	96.84	0.07
K20	5.01	2.85	0.00	0.54	0.00	8.84	0.00	0.00	44.11	12.98	0.00	18.05	2.53	0.16	0.00	0.00	0.00	95.08	0.09
K27	37.13	0.00	44.84	0.00	0.00	9.50	0.00	2.16	0.14	0.00	0.00	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	94.79	0.12
Kupa1-1	8.36	22.26	0.00	0.00	0.00	3.65	0.00	0.00	34.35	0.00	0.00	20.50	1.95	0.00	0.00	5.03	0.01	96.10	0.08
Kupa1-3	11.49	3.93	0.00	0.00	8.62	9.82	9.15	0.68	20.06	0.00	0.00	22.00	2.74	0.00	0.00	7.79	0.00	96.27	0.11
Kupa3-6	35.01	0.00	0.00	0.00	9.41	4.66	1.29	0.00	39.54	0.00	4.92	1.22	0.05	0.07	0.00	0.00	0.84	97.01	0.01
Kp3-6	33.37	0.11	0.15	18.94	0.43	0.00	0.00	0.00	39.40	0.00	0.00	3.23	0.18	0.00	0.00	0.00	0.29	97.54	0.02
Kp3-7	23.33	0.00	15.19	0.00	2.97	0.00	0.00	0.00	47.15	1.32	0.00	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	1.09	96.41	0.01
Kp3-8	28.73	0.00	8.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	51.20	0.00	0.00	5.94	0.53	0.00	0.00	0.00	0.07	97.27	0.06
Kp4-6	40.37	3.76	0.00	0.00	8.23	0.00	0.00	0.00	27.33	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	0.00	14.28	0.00	95.06	0.04
Ke-2	0.00	0.00	0.01	0.00	7.40	0.00	1.27	0.00	23.73	0.00	0.00	1.19	0.02	0.00	47.36	0.00	4.01	100.00	0.27
Ke-3	7.42	0.00	0.00	0.93	11.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.32	0.04	0.00	65.52	0.00	3.28	99.07	0.07
Ke-4	12.30	0.00	0.00	1.45	0.00	0.00	12.65	0.00	46.51	0.00	0.00	0.46	2.55	0.00	18.56	0.00	0.00	98.35	0.14
Ke-5	4.60	15.94	0.00	0.67	0.00	0.00	4.46	0.00	41.68	0.00	0.00	0.00	3.24	0.00	16.52	0.00	0.00	94.19	0.14
Ke-8	4.93	9.62	13.06	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	49.96	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	2.38	85.09	0.03
Ke-10	25.77	0.00	0.17	0.00	15.97	0.00	0.00	0.00	12.10	14.57	0.00	14.28	0.01	0.00	0.00	0.00	2.33	90.44	0.02
Ke-13	23.03	33.63	1.29	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	31.09	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	93.88	0.07
Ke-7	15.88	0.00	0.00	1.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.55	0.00	0.00	0.00	1.97	82.75	0.43
Ke-9	50.00	0.12	0.13	1.13	3.62	0.00	0.00	0.00	9.25	0.00	0.00	0.79	2.07	0.00	0.00	0.00	3.36	76.52	0.00
Örnek No	K	S	Kao	I	I/S	Fe-kl	Mg-kl	Tos	Al	An	K-feld	Oj	Cevher	Ka	Heu	Ep	aks	Toplam	r <sup>2</sup>
<b>Dolerit daykı</b>																			
K17	12.18	6.51	0.00	2.07	0.00	12.36	0.00	0.00	26.75	14.16	0.00	19.54	2.41	0.59	0.00	0.00	0.00	96.58	0.09
K18A	7.99	0.00	0.00	4.02	0.10	7.20	0.28	0.00	45.18	9.29	0.00	17.89	2.52	0.85	0.00	0.00	0.00	95.33	0.09
K24	5.29	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00	16.91	0.00	20.32	21.25	0.00	0.00	0.95	0.06	0.00	0.00	31.07	97.39	0.00



Hareketsiz elementi esas alan jeokimyasal metodlar altere kayaçlardaki kütle değişimlerinin anlaşılması ve tanımlanmasına olanak sağlar. Kutlular VMS yatağında cevherin içerisinde bulunduğu dasitik piroklastitlerde MacLean (1990) tarafından önerilen yöntem kullanılarak kütle değişimleri hesaplanmıştır. Bu amaçla, birimlerin ana ve iz element içeriklerine ait korelasyon katsayısı hesaplanmış ve hareketsiz elementlerin birbirleri arasındaki korelasyon ilişkilerine bakılarak, Zr elementi en hareketsiz element olarak tanımlanmıştır (Tablo 3.37).

Tüm kayaç örnekleri 5 ana alterasyon grubu içerisinde tanımlanmıştır; piritik cevher zonu±silisleşme±illitleşme, illitleşme+silisleşme, illit/simektitleşme+silisleşme, simektitleşme, silisleşme±simektitleşme. Bu grupların ortalama kimyasal bileşimleri Tablo 3.38’de verilmiştir. Sınıflandırmalar yapılırken kayaçların tayin edilebiliyorsa petrografik tanımlamaları ve XRD ile saptanan mineral içerikleri, MINSQ (Hermann ve Berry, 2002) ile hesaplanan mineralojik bileşimler (Tablo 3.35) ve cevherleşmeye olan uzaklıkları gibi hususlar göz önünde tutulmuştur. Dasitik piroklastitleri için hesaplamalarda kullanılan kimyasal bileşimler birimden alınan tüm örnekleri kapsayan kimyasal bileşimler olmayıp birim içerisinde cevherden itibaren belirlenen hatlar boyunca alınan ve bu alterasyon gruplarını yansıtan örneklerdir.

Dasitik piroklastitler için en taze kayaç örnek bileşimi olarak, yöredeki dasitlerin hepsinin çeşitli oranlarda alterasyondan etkilendiği savından hareketle Akçay (2007) tarafından verilen 10 örneğin ortalaması olan en az altere dasit bileşimi kullanılmıştır. Bu en az altere dasit bileşimi (DB) Doğu Karadeniz Bölgesinde’ki masif sülfidlerin yataklarının bulunduğu kayaçtır ve Kutlular yöresi dasitik piroklastitlerinin stratigrafik olarak eşleniğidir.

Hesaplamalarda ilk olarak gruplandırılmış kayaç örneklerinin susuz bileşimleri hesaplanmıştır (100 gr/kayaç). Daha sonra (3.9) numaralı denklem  $SiO_2$  için örnek olmak üzere her bir bileşenin yeniden hesaplanmış miktarları (Y.B.) bulunmuştur (MacLean ve Kranidiotis, 1987):

$$SiO_2 = \frac{SiO_2 (\%ağ.)_{alterekayaç}}{Zr (ppm)_{alterekayaç}} \times Zr (ppm - tazekayaç) \quad (3.9)$$

Kütle kaybı ve kazançlarını hesaplamak için ( $\Delta K_D$ ), en az altere dasit bileşimi (DB) Y.B.'den çıkartılmış ve sonuçlar gr/100gr kayaç ve ppm/100gr kayaç olarak sunulmuştur (Tablo 3.38 ve Şekil 3.87)

Kutlular masif sülfür yatağındaki, piritik cevher zonu±silisleşme±illitleşme, illitleşme+silisleşme, illit/simektitleşme+silisleşme, silisleşme±simektitleşme kütle artışları ile karakterize edilirken simektitleşme kütle azalması ile tanımlanır.

Piritik cevher zonu±silisleşme±illitleşme'de toplam kütle artışı 631.55 gr/100gr kayaç'tır. Bu örneklerde  $SiO_2$  455gr,  $Al_2O_3$  5.15gr,  $Fe_2O_{3toplam}$  174.69gr ve özellikle Cu 5402.83ppm artış gösterir. Toplam NTE ise 661.75ppm azalma göstermiştir. Örneklerde tanımlanan artış ve azalmalar piritleşme ve buna eşlik eden kalkopirit gibi cevher minerallerinin oluşumu ve silisleşme ile açıklanabilir.  $K_2O$  ve  $Al_2O_3$ 'deki artışlar ise illitleşmenin bu zonda varlığını ifade eder.

İllit+silisleşme birlikteliği ile tanımlanan örneklerde toplam kütle artışı 57.60gr'dır. Kütle artışının büyük bir kısmı silisleşmenin önemini yansıtan 40.51gr'lık  $SiO_2$  artışları ile karşılanır. Diğer elementel değişimler, illitleşmeyi ve cevhere yakınlığın bir göstergesi olan cevher minerallerince içerilen elementler olan Cu, Pb, Zn'deki artışlardır. Bu örneklerde  $Al_2O_3$  9.50gr,  $Fe_2O_{3toplam}$  8.59gr,  $K_2O$  2.43gr ve özellikle Cu 607.34ppm artış gösterir. Sistemden CaO ve  $Na_2O$  yıkanmıştır. Diğer bir ifadeyle cevher zonunun doğru hiç bir mineral yapısına giremeyen bu elementlerde azalma görülür. NTE'lerde değişimler incelendiğinde bu elementlerin hareketli davranıp 793.77ppm değerinde azaldığı belirlenmiştir.

İllit/simektit+silisleşme, illit zonuna benzer karakteristikler sergiler. Toplam kütle artışı 87.51gr'dır ve bu artışın büyük bir kısmı silisleşmeyi ifade eden 83.59gr  $SiO_2$  artışı ile karşılanır. İllit miktarının daha az olması  $K_2O$ 'nun 1.12gr artışı ile yansıtılır.

Simektit zonunda toplam kütle azalması 22.71gr'dır. Kütle azalmasının büyük bir kısmı  $SiO_2$ 'nin 22.61gr yıkanması ile tanımlanır. Bu örneklerde  $Al_2O_3$  5.25gr,  $Fe_2O_{3toplam}$  2.70gr artış göstermiş, sistemden CaO ve  $Na_2O$  ve MgO kısmen yıkanmıştır. NTE'lerde değişimler incelendiğinde bu elementlerin hareketli davranıp 832.23ppm mertebesinde azaldığı belirlenmiştir.  $Al_2O_3$ 'deki artışlar simektitin yapısında bu elementin bulunmasından kaynaklanmaktadır.

Silisleşme±simektitleşme ile tanımlanan örneklerde simektitleşme az olup örnekler silisleşmiş olarak kabul edilmektedir. Tanımlanan örneklerde 270.91gr'lık kütle artışı olmuştur. Silisleşmenin çok yüksek olması nedeniyle bu artış 273.09gr ile  $SiO_2$  ve 3.85gr

ile  $Fe_2O_{3\text{toplam}}$  ve 1.19gr ile  $Al_2O_3$  ile karşılanmıştır. Diğer ana elementlerin tümü yıkanarak sistemde azalma göstermektedir. Bu zonda Cu 591ppm bir artış gösterir. NTE'ler ise sistemde hareketli davranarak yıkanmıştır. Silisleşmenin yoğun olduğu az oranda simektileşme içeren örnekler sahada belirli bir zonda yayılım göstermezler ve genel olarak illit/simektit zonunun içerisinde silisleşmenin daha etkin olduğu zonlar halinde bulunurlar. Bu kayaçlarda cevher yapısına giren Cu, Pb gibi elementlere kıyasla Zn'daki büyük zenginleşmeler sfaleritin bu kısımlarda yoğunlaşma gösterdiğine işaret etmektedir.

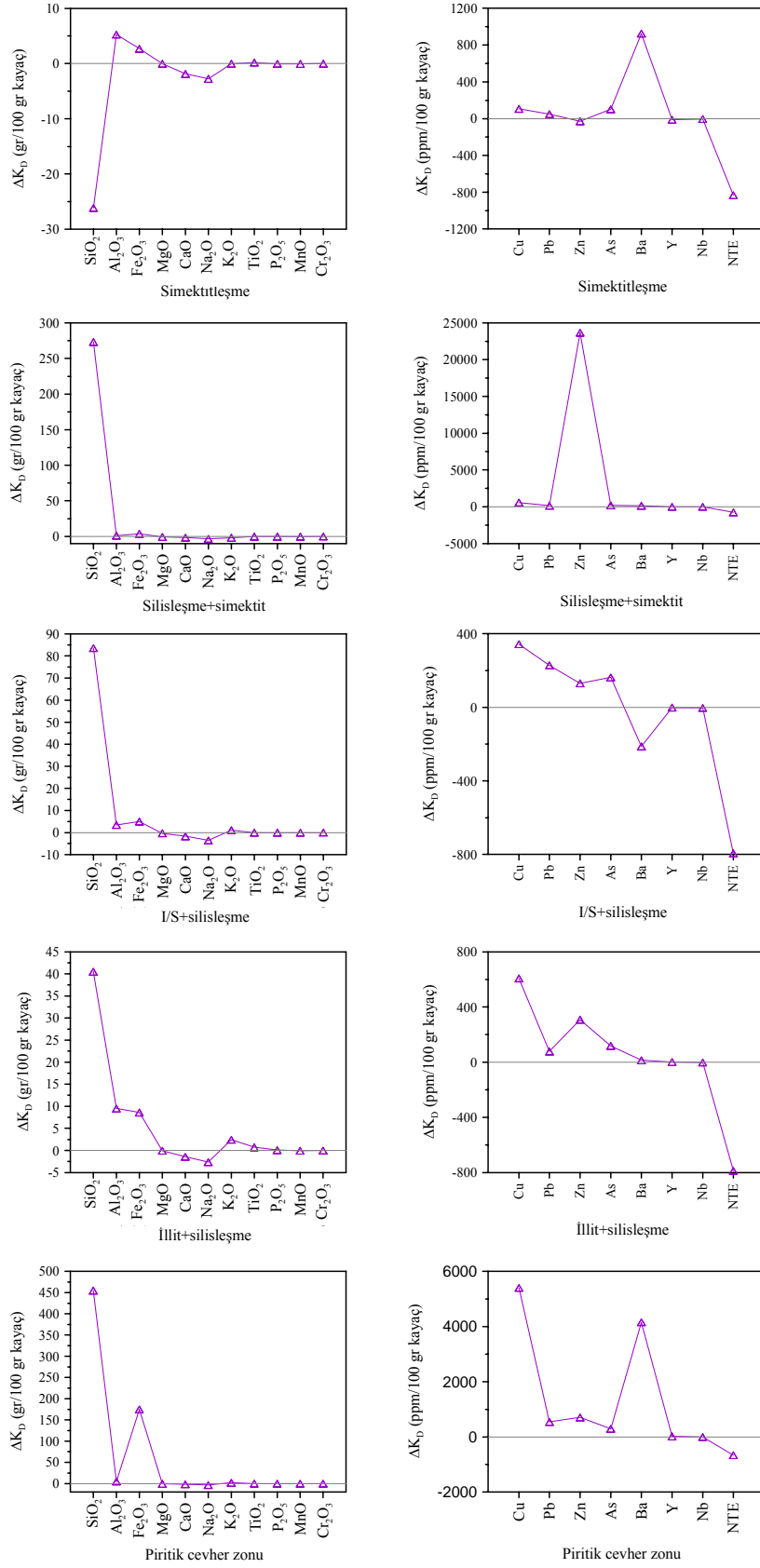
Hidrotermal alterasyon esnasında hareketsiz olarak bilinen Ti, Nb ve Y'un davranışı izlendiğinde Y ve Ti'un seçimli olarak hareketli davrandığı ve Nb'nin ise çok küçük artışlar ve azalmalar göstererek genellikle hareketsiz davrandığı söylenebilir.

### 3.3.3.3. Faktör Analizi

Kutlular yöresi dasitik piroklastitleri, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit daykının ana ve iz element içeriklerinin alterasyon sürecinde birbirlerine göreli davranışlarını tanımlayabilmek amacı ile faktör analizi yapılmıştır. Ayrıca, volkanitlerin ana ve iz element değişimlerinde ifade edilen göreli pozitif ve negatif yönsemelerin anlamlılığının istatistiksel olarak test edilmesi de hedeflenmiştir. Faktör analizleri SPSS 9.0 programı kullanılarak gerçekleştirilmiş olup, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit daykları aynı grup içerisinde tanımlanmıştır. Oluşan faktör yükleri ve varyans değerleri Tablo 3.39 ve Tablo 3.40'da verilmiştir. Tablolarda kırmızı ile gösterilen sayısal ifadeler  $p < 0.05$  düzeyinde anlamlıdır.

#### 3.3.3.3.2. Dasitik Piroklastitlerde Faktör Analizi

Dasitik piroklastitlerdeki elementsel değişimler 4 faktör yükü grubunda açıklanmıştır. 1 numaralı faktör yükleri grubunda yüksek pozitif değere sahip bileşenlerden  $Fe_2O_{3\text{toplam}}$ , CaO, toplam S ve KKPI bir grup oluştururken  $SiO_2$  yüksek derecede negatif değere sahiptir. Döndürme yapıldığında 1. faktörün açıkladığı varyans %22.343'dür. 1 numaralı faktördeki pozitif bileşenlerden özellikle  $Fe_2O_{3\text{toplam}}$  ve toplam S'ün birlikte davranması piritleşmeyi ifade etmektedir. Bu bileşenlerle ters ilişki içerisinde bulunan  $SiO_2$ , CaO'in



Şekil 3.87. Kutular dasitik piroklastitlerinde hesaplanan kütle değişimlerinin ( $\Delta K_p$ ) alterasyon türü ile ilişkisini gösteren diyagramlar

Tablo 3.37. Dasitik piroklastitlerde ana oksit ve iz elementler arasındaki korelasyon katsayıları (n=34, p<0.05). ΣNTE, toplam nadir toprak elementler; Fe<sub>2</sub>O<sub>3top</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cinsinden toplam Fe

SiO <sub>2</sub>	1.00	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>												Ta	1.00	Th																									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.56	1.00	Fe <sub>2</sub> O <sub>3top</sub>											Th	0.34	1.00	U																								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3top</sub>	-0.67	-0.19	1.00	MgO										U	0.30	0.79	1.00	V																							
MgO	-0.62	0.85	0.01	1.00	CaO									V	0.63	0.50	0.25	1.00	W																						
CaO	-0.43	-0.09	0.47	-0.03	1.00	Na <sub>2</sub> O								W	0.18	0.32	0.24	0.16	1.00	Zr																					
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.13	-0.23	-0.12	0.13	1.00	K <sub>2</sub> O							Zr	0.07	0.02	-0.06	0.14	0.27	1.00	Y																				
K <sub>2</sub> O	-0.32	0.61	-0.09	0.60	-0.16	-0.27	1.00	TiO <sub>2</sub>						Y	0.36	0.88	0.92	0.42	0.29	0.03	1.00	NTE																			
TiO <sub>2</sub>	-0.12	0.23	-0.14	-0.01	0.06	0.80	-0.01	1.00	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					ΣNTE	0.21	0.63	0.82	0.05	0.53	0.06	0.81	1.00																			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.19	0.24	0.03	0.10	0.07	0.39	0.17	0.71	1.00	Mn																															
Mn	0.37	-0.33	-0.12	-0.38	-0.10	-0.23	-0.17	-0.24	-0.29	1.00	Sc																														
Sc	-0.92	0.35	0.69	0.44	0.54	-0.09	0.09	-0.02	-0.02	-0.31	1.00	Mo																													
Mo	-0.45	0.68	-0.09	0.54	0.01	0.46	0.24	0.74	0.69	-0.37	0.25	1.00	Cu																												
Cu	-0.31	0.10	0.29	0.18	-0.01	0.21	-0.36	0.35	0.25	-0.02	0.27	0.49	1.00	Pb																											
Pb	-0.32	0.21	0.26	0.36	-0.07	-0.15	-0.16	0.04	0.13	0.05	0.27	0.44	0.83	1.00	Zn																										
Zn	0.18	-0.14	-0.14	-0.22	-0.09	0.37	-0.18	0.43	0.54	-0.18	-0.18	0.19	0.18	-0.09	1.00	As																									
As	0.12	-0.09	-0.08	-0.05	-0.04	-0.10	-0.19	-0.06	-0.01	0.30	-0.07	0.00	0.10	0.15	-0.10	1.00	As																								
Sb	-0.36	0.00	0.39	-0.03	0.27	0.10	-0.04	0.12	0.13	-0.20	0.38	0.00	-0.14	-0.20	0.03	-0.13	1.00	Ba																							
Ba	-0.21	0.41	-0.10	0.28	-0.10	0.01	0.16	0.01	-0.02	-0.13	0.16	0.16	-0.09	-0.07	-0.06	-0.06	0.12	1.00	Ga																						
Ga	-0.31	0.29	0.07	0.39	0.03	0.13	0.31	0.20	0.02	-0.16	0.23	0.19	0.07	0.00	-0.03	-0.05	0.08	0.08	1.00	Hf																					
Hf	-0.15	0.42	-0.24	0.31	-0.11	0.24	0.36	0.48	0.62	-0.32	0.04	0.60	-0.04	0.02	0.56	-0.13	0.04	0.10	0.19	1.00	Nb																				
Nb	-0.13	-0.24	0.43	-0.19	-0.14	-0.08	-0.17	-0.12	-0.13	0.12	0.12	-0.20	0.22	0.20	-0.04	-0.07	-0.10	-0.03	0.07	-0.24	1.00	Rb																			
Rb	-0.26	0.68	-0.33	0.47	-0.15	0.40	0.50	0.42	0.29	-0.35	0.11	0.46	-0.23	-0.32	0.25	-0.17	0.21	0.27	0.36	0.59	-0.25	1.00	Sr																		
Sr	-0.43	0.70	-0.06	0.73	-0.15	-0.19	0.94	0.01	0.18	-0.28	0.18	0.31	-0.32	-0.13	-0.19	-0.17	0.01	0.23	0.35	0.38	-0.14	0.62	1.00																		
Ta	-0.05	0.16	-0.18	-0.01	0.17	0.76	-0.23	0.54	0.34	-0.34	0.04	0.39	0.00	-0.17	0.43	-0.13	0.20	0.07	0.23	0.55	-0.10	0.44	-0.13																		
Th	-0.40	0.73	-0.21	0.58	-0.15	0.32	0.47	0.37	0.18	-0.38	0.27	0.45	-0.10	-0.18	0.06	-0.15	0.16	0.41	0.56	0.43	-0.09	0.88	0.64																		
U	-0.29	0.66	-0.25	0.58	-0.10	0.13	0.49	0.04	0.02	-0.29	0.20	0.24	-0.31	-0.27	0.07	-0.16	0.14	0.23	0.28	0.44	-0.23	0.86	0.63																		
V	-0.28	0.21	0.02	0.04	0.18	0.75	-0.06	0.74	0.32	-0.25	0.25	0.43	0.14	-0.18	0.35	-0.15	0.45	0.13	0.36	0.35	-0.12	0.52	0.02																		
W	-0.48	0.66	0.04	0.50	-0.08	0.11	0.22	0.28	0.54	-0.35	0.31	0.68	0.31	0.43	0.02	-0.02	0.27	0.22	-0.01	0.39	-0.17	0.33	0.29																		
Zr	-0.06	0.12	0.00	-0.06	0.09	0.17	0.36	0.49	0.68	0.07	-0.15	0.42	-0.16	-0.13	0.06	0.09	0.17	-0.08	-0.01	0.34	-0.19	0.18	0.27																		
Y	-0.31	0.73	-0.30	0.59	-0.13	0.26	0.57	0.23	0.11	-0.34	0.18	0.36	-0.28	-0.30	0.15	-0.22	0.18	0.33	0.41	0.52	-0.26	0.96	0.69																		
ΣNTE	-0.24	0.76	-0.36	0.61	-0.21	0.01	0.60	0.01	0.19	-0.33	0.09	0.35	-0.27	-0.13	0.09	-0.15	0.09	0.23	0.13	0.54	-0.30	0.75	0.66																		

Tablo 3.38. Dasitik piroklastit örneklerinde benzer hidrotermal alterasyona sahip kayaların ortalama bileşimleri ( $\bar{x}$ ), susuz bileşimleri (S.B.), MacLean ve Kranidiotis (1987)'ye göre yeniden hesaplanmış bileşimleri (Y.B.) ve net kütle değişimleri ( $\Delta K_D$ ). Oksitler için bileşimler (%), diğer elementler için ppm olarak alınmıştır. Kütle değişimleri gr/100gr kayaç ve ppm/100gr kayaçtır. En az altere dasit bileşimi (DB), Akçay (2007)'den alınmıştır. A.K., ateşte kayıp,  $\Sigma$ NTE, toplam nadir toprak elementler

	DB	Piritik Cevher Zonu±silisleşme±illitleşme							İllitleşme+silisleşme								
		Kp5-2	Kp6-4	Kp6-5	$\bar{x}$	S.B.	Y.B.	$\Delta K_D$	Kp4-1	Kp4-2	Kp4-3	K33	K34	$\bar{x}$	S.B.	Y.B.	$\Delta K_D$
SiO <sub>2</sub>	75.77	49.37	68.08	73.27	63.57	72.56	530.77	455.00	58.71	72.71	75.64	45.04	84.27	67.27	73.79	116.28	40.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.47	2.21	2.77	1.35	2.11	2.41	17.62	5.15	14.90	11.98	10.92	18.77	6.99	12.71	13.94	21.97	9.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam	2.61	30.31	17.51	15.89	21.24	24.24	177.30	174.69	9.30	2.48	2.73	15.17	2.71	6.48	7.11	11.20	8.59
MgO	0.89	0.01	0.15	0.02	0.06	0.07	0.50	-0.39	0.49	0.69	0.19	0.77	0.27	0.48	0.53	0.83	-0.06
CaO	1.95	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.19	-1.76	0.03	0.70	0.35	0.34	0.09	0.30	0.33	0.52	-1.43
Na <sub>2</sub> O	3.59	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.22	-3.37	0.08	2.42	0.05	0.10	0.04	0.54	0.59	0.93	-2.66
K <sub>2</sub> O	2.24	0.56	0.70	0.31	0.52	0.60	4.37	2.13	3.46	0.89	2.02	5.25	1.89	2.70	2.96	4.67	2.43
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.03	0.06	0.06	0.05	0.06	0.42	0.09	0.45	0.33	0.32	1.77	0.12	0.60	0.66	1.03	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.11	0.04	0.02	0.06	0.02	0.30	0.01	0.08	0.09	0.14	0.07
MnO	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	-0.07	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	-0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A.K.		17.00	10.60	9.00					12.50	7.60	7.70	11.20	3.30				
C		0.02	0.07	0.03					0.02	0.02	0.01	<.01	0.01				
S		24.49	13.09	12.87					6.73	1.58	1.82	10.91	1.83				
Toplam	99.99	99.55	99.92	100.02	87.62	100.00	731.54	631.55	99.95	99.87	99.94	98.72	99.70	91.18	100.00	157.59	57.60
Cu	6.90	1813.40	4.70	400.40	739.50	739.50	5409.73	5402.83	226.50	33.40	39.60	516.50	1132.90	389.78	389.78	614.24	607.34
Pb	10.70	199.10	6.90	22.00	76.00	76.00	555.97	545.27	12.20	28.90	38.50	128.90	72.80	56.26	56.26	88.66	77.96
Zn	68.90	287.00	11.00	20.00	106.00	106.00	775.43	706.53	58.00	227.00	79.00	663.00	167.00	238.80	238.80	376.32	307.42
As	5.40	101.70	3.80	16.80	40.77	40.77	298.22	292.82	59.50	53.40	81.30	130.90	66.90	78.40	78.40	123.55	118.15
Ba	468.70	1699.00	125.40	71.80	632.07	632.07	4623.81	4155.11	251.10	119.00	173.10	774.90	213.00	306.22	306.22	482.56	13.86
Y	34.40	5.80	11.80	5.40	7.67	7.67	56.08	21.68	24.60	28.40	18.00	24.70	16.40	22.42	22.42	35.33	0.93
Zr	158.50	23.50	31.80	9.70	21.67	21.67	158.50	0.00	136.30	106.60	103.70	74.20	82.10	100.58	100.58	158.50	0.00
Nb	5.80	0.50	0.70	0.50	0.57	0.57	4.15	-1.65	2.50	1.70	2.00	2.20	1.30	1.94	1.94	3.06	-2.74
$\Sigma$ NTE	859.29	5.56	51.06	24.39	27.00	27.00	197.54	-661.75	52.13	56.55	44.00	38.98	36.28	45.59	45.59	71.84	-787.45

Tablo 3.38'in devamı

	Kp2-1	Kp2-2	Kp2-4	Kp3-1	Kp3-2	Kp3-4	$\bar{x}$	S.B.	Y.B.	$\Delta K_D$	Kp1-1	Kp1-1*	Kp1-2	Kp1-3	Kp1-5	Kp1-7
	İllit/simektitleşme+silisleşme										Simektitleşme					
SiO <sub>2</sub>	82.24	73.95	79.66	79.68	81.76	80.95	79.71	84.99	159.36	83.59	61.73	47.97	50.30	56.58	51.83	72.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.85	4.89	10.75	10.68	5.66	8.09	7.99	8.52	15.97	3.50	18.26	21.82	25.46	21.44	23.92	9.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	3.22	10.68	0.48	0.71	4.63	3.08	3.80	4.05	7.60	4.99	4.96	10.97	3.27	3.70	3.15	1.69
MgO	0.24	0.27	0.39	0.39	0.30	0.11	0.28	0.30	0.57	-0.32	0.56	1.72	0.88	1.21	1.05	0.04
CaO	0.05	0.12	0.29	0.16	0.12	0.05	0.13	0.14	0.26	-1.69	0.20	0.07	0.08	0.03	0.05	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	-3.53	2.46	0.03	0.90	0.19	0.45	3.42
K <sub>2</sub> O	1.89	1.18	2.00	2.11	1.28	1.63	1.68	1.79	3.36	1.12	1.09	4.38	1.97	3.06	2.91	0.11
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.09	0.21	0.18	0.09	0.15	0.14	0.15	0.28	-0.05	0.43	0.28	0.56	0.32	0.32	2.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	-0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.09
MnO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	-0.06	0.02	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
A.K.	4.20	8.70	6.10	5.90	6.00	5.80					10.20	12.50	16.40	13.20	16.10	9.60
C	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02					0.02	0.01	0.02	0.06	0.03	0.07
S	2.39	8.11	0.10	0.09	3.19	2.35					0.17	0.02	0.57	0.45	0.38	0.97
Toplam	99.88	99.92	99.93	99.87	99.88	99.90	93.78	100.00	187.50	87.51	99.97	99.83	99.89	99.80	99.88	99.69
Cu	539.10	114.50	5.50	6.60	435.70	20.40	186.97	186.97	350.56	343.66	107.90	466.20	116.00	161.60	150.90	80.30
Pb	12.80	28.20	79.10	565.10	37.60	43.60	127.73	127.73	239.50	228.80	50.60	18.00	89.30	66.80	106.80	139.90
Zn	68.00	67.00	18.00	36.00	139.00	310.00	106.33	106.33	199.38	130.48	27.00	187.00	21.00	43.00	35.00	6.00
As	18.30	157.30	25.70	55.30	169.20	112.50	89.72	89.72	168.22	162.82	56.90	10.60	133.60	131.70	139.40	204.40
Ba	171.60	88.40	160.10	183.50	141.90	74.80	136.72	136.72	256.34	-212.36	333.50	629.20	861.00	1491.70	777.60	2254.40
Y	16.70	13.20	19.20	24.90	12.60	18.40	17.50	17.50	32.81	-1.59	25.20	32.00	31.10	27.90	44.40	16.90
Zr	75.70	53.80	109.20	126.20	57.10	85.20	84.53	84.53	158.50	0.00	143.10	253.20	179.40	227.70	257.30	161.20
Nb	1.50	0.90	1.80	2.40	1.10	1.60	1.55	1.55	2.91	-2.89	2.50	4.20	3.10	3.70	5.10	3.80
ΣNTE	41.13	17.04	33.21	55.55	16.28	46.46	34.95	34.95	65.52	-793.77	40.20	54.96	26.74	28.64	29.61	15.55

Tablo3.38'in devamı

	Kp1-9	Kp1-11	Kp1-12	$\bar{x}$	S.B.	Y.B.	$\Delta K_D$	Kp1-8	Kp3-3	Kp3-5	$\bar{x}$	S.B.	Y.B.	$\Delta K_D$
	Simektitleşme										Silisleşme+simektitleşme			
SiO <sub>2</sub>	43.75	50.97	57.63	54.84	64.20	49.61	-26.16	92.37	88.62	85.19	88.73	94.06	348.86	273.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.72	25.02	18.38	19.59	22.93	17.72	5.25	3.08	3.82	3.52	3.47	3.68	13.66	1.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>toplam</sub>	17.84	2.52	4.76	5.87	6.87	5.31	2.70	0.83	1.09	3.01	1.64	1.74	6.46	3.85
MgO	0.91	0.93	1.44	0.97	1.14	0.88	-0.01	0.11	0.05	0.05	0.07	0.07	0.28	-0.61
CaO	0.08	0.10	0.07	0.11	0.13	0.10	-1.85	0.12	0.09	0.07	0.09	0.10	0.37	-1.58
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.50	0.11	0.93	1.09	0.84	-2.75	0.25	0.04	0.02	0.10	0.11	0.41	-3.18
K <sub>2</sub> O	2.24	2.22	4.16	2.46	2.88	2.23	-0.01	0.16	0.13	0.06	0.12	0.12	0.46	-1.78
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.32	0.32	0.58	0.67	0.52	0.19	0.08	0.09	0.07	0.08	0.08	0.31	-0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.06	0.01	0.04	0.05	0.04	-0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.00
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	-0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	-0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
A.K.	21.60	17.10	12.00					3.00	4.90	5.50				
C	0.06	0.03	0.03					0.01	0.01	0.00				
S	15.90	0.29	0.86					0.10	1.23	3.12				
Toplam	99.82	99.82	98.91	85.43	100.00	77.28	-22.71	100.03	98.86	97.52	94.33	100.00	370.90	270.91
Cu	53.00	160.10	35.30	147.92	147.92	114.32	107.42	73.60	112.40	297.60	161.20	161.20	597.90	591.00
Pb	59.60	155.10	15.30	77.93	77.93	60.23	49.53	17.50	35.10	85.80	46.13	46.13	171.11	160.41
Zn	24.00	33.00	93.00	52.11	52.11	40.27	-28.63	10.00	9177.00	10000.00	6395.67	6395.67	23721.84	23652.94
As	387.20	139.70	62.50	140.67	140.67	108.71	103.31	14.30	52.70	98.50	55.17	55.17	204.62	199.22
Ba	538.00	1299.60	8050.50	1803.94	1803.94	1394.15	925.45	154.30	302.40	29.60	162.10	162.10	601.24	132.54
Y	23.90	44.20	26.40	30.22	30.22	23.36	-11.04	4.90	11.80	12.10	9.60	9.60	35.61	1.21
Zr	149.80	247.60	226.50	205.09	205.09	158.50	0.00	36.40	47.70	44.10	42.73	42.73	158.50	0.00
Nb	2.40	4.20	3.50	3.61	3.61	2.79	-3.01	1.00	1.30	1.00	1.10	1.10	4.08	-1.72
ΣNTE	25.35	28.91	65.11	35.01	35.01	27.06	-832.23	7.51	33.53	45.97	29.00	29.00	107.57	-751.72



Tablo 3.39. Dasitik piroklastitlerden alınan örneklerden seçilmiş, ana oksit (%) ve iz element (ppm) içeriklerine, Ishikawa alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI) değerlerine uygulanan faktör analizi sonuç tablosu

	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4
SiO <sub>2</sub>	<b>-0.728</b>	4.55.10 <sup>-2</sup>	-0.591	-0.268
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.115	5.17.10 <sup>-2</sup>	<b>0.888</b>	0.277
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam	<b>0.903</b>	-0.235	-0.148	0.13
MgO	2.58.10 <sup>-2</sup>	-0.217	<b>0.834</b>	0.411
CaO	<b>0.819</b>	0.259	-7.63.10 <sup>-2</sup>	-6.73.10 <sup>-2</sup>
Na <sub>2</sub> O	-9.80.10 <sup>-2</sup>	<b>0.931</b>	4.25.10 <sup>-3</sup>	-0.1
K <sub>2</sub> O	-0.129	-0.391	<b>0.765</b>	-0.248
TiO <sub>2</sub>	-7.83.10 <sup>-2</sup>	<b>0.801</b>	0.146	8.28.10 <sup>-2</sup>
MnO	2.61.10 <sup>-2</sup>	-2.53.10 <sup>-3</sup>	-4.38.10 <sup>-2</sup>	<b>0.887</b>
A.K.	0.82	-6.16.10 <sup>-2</sup>	0.366	0.191
Toplam S	<b>0.899</b>	-0.192	-0.179	-0.203
AI	-0.265	<b>-0.843</b>	0.312	3.91.10 <sup>-2</sup>
KKPI	<b>0.557</b>	-0.551	-0.214	0.368
Cu	2.89.10 <sup>-2</sup>	-8.07.10 <sup>-2</sup>	8.89.10 <sup>-2</sup>	<b>0.952</b>
Pb	-0.282	0.47	-0.271	2.80.10 <sup>-3</sup>
Zn	7.62.10 <sup>-2</sup>	-4.91.10 <sup>-2</sup>	0.175	<b>0.909</b>
Ba	5.97.10 <sup>-2</sup>	0.187	<b>0.569</b>	-0.103
Sr	-8.34.10 <sup>-2</sup>	<b>0.845</b>	1.87.10 <sup>-2</sup>	-0.101
% Değişim	22.343	21.476	17.861	17.625
% Kümülatif	22.343	43.819	61.68	79.306
Özgün Değer	5.164	3.571	3.162	2.378

ortamdan yıkanması ile artış göstermektedir. Bilindiği üzere CaO'nun artışı simektitleşme ile ilişkilidir ve simektileşme süreci SiO<sub>2</sub>'de azalmalara neden olur.

2 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> ve Sr bir grup oluşturmuştur. AI ise bunlarla yüksek negatif faktör yükü ile ters ilişkilidir. Döndürme yapıldığında 2. faktörün açıkladığı varyans %22.476'dır. 2 numaralı faktör grubunda özellikle Na<sub>2</sub>O ve Sr'un birlikte davranması kalsik plajiyoklasların albitleşmesi ile açıklanabilir. Doğal olarak sodyumdaki artış indeks değerini azaltacak, azalmalar ise artıracaktır.

3 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO ve K<sub>2</sub>O bir grup oluşturmuştur. Döndürme yapıldığında 3. faktörün açıkladığı varyans %17.861'dir. 3 numaralı faktör grubunu kil minerallerinde değişimleri tanımlamaktadır. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve K<sub>2</sub>O'daki artışlar illitleşmeyi, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve MgO'deki artışlar ise simektileşmeyi temsil eder.

Tablo 3.40. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarından alınan örneklerin seçilmiş, ana oksit (%) ve iz element (ppm) içerikleri, Ishikawa alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit indeks (KKPI) değerlerine uygulanan faktör analizi sonuçları

	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4	Faktör 5	Faktör 6
SiO <sub>2</sub>	-0.847	-0.057	-0.045	0.068	-0.125	-0.387
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.592	0.311	0.228	-0.399	-0.078	-0.365
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam	0.929	-0.043	-0.027	0.168	0.024	0.190
MgO	5.26E-03	0.770	-0.250	-0.320	0.331	0.057
CaO	-0.238	0.515	-0.095	0.064	0.737	0.172
Na <sub>2</sub> O	-0.491	0.403	0.018	-0.076	-0.718	0.180
K <sub>2</sub> O	0.255	0.089	0.074	0.795	-0.047	-0.170
TiO <sub>2</sub>	0.196	-0.031	0.199	-0.220	0.015	0.885
MnO	-6.26.10 <sup>-2</sup>	0.817	0.224	-0.147	-0.148	0.031
A.K.	0.33	-0.758	0.066	-0.093	0.048	0.415
Toplam S	0.88	-0.295	-0.055	0.256	-0.077	0.217
AI	0.869	0.089	-0.007	-0.144	0.186	-0.342
KKPI	0.624	0.028	0.062	-0.398	0.640	0.047
Cu	3.04.10 <sup>-2</sup>	-0.059	0.830	0.018	0.063	0.282
Pb	0.929	-0.281	0.041	0.169	-0.026	-0.049
Zn	-6.88.10 <sup>-2</sup>	-0.052	0.841	-0.091	-0.083	-0.067
Ba	-1.61.10 <sup>-2</sup>	-0.378	-0.222	0.644	0.028	-0.054
Sr	-7.13.10 <sup>-2</sup>	0.778	-0.501	0.076	0.111	-0.026
% Değişim	29.091	18.334	10.732	9.543	9.399	9.034
% Kümülatif	29.091	47.425	58.157	67.700	77.099	86.133
Özgün Değer	6.190	3.249	2.335	1.412	1.314	1.005

4 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan MnO, Cu ve Zn bir grup oluşturmuştur. Döndürme yapıldığında 4. faktörün açıkladığı varyans %17.625'dir. 4 numaralı faktör grubu, kalkopirit ve sfalerit gibi cevher minerallerinin oluşumu ile ilişkilidir. 4 numaralı faktör grubunu açıkladığı toplam kümülatif değer verilerin %79.306'sına karşılık gelir.

### 3.3.3.3.2. Bazalt, Bazaltik Andezit ve Piroklastitleri ile Dolerit Daykı'nda Faktör Analizi

Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit daykı'nda elementsel değişimler 6 faktör yükü grubunda açıklanmıştır. 1 numaralı faktör yükleri grubunda yüksek pozitif değere sahip bileşenleri Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>toplam, Pb, AI bir grup oluştururken, SiO<sub>2</sub> yüksek derecede negatif değere sahiptir. Döndürme yapıldığında 1. faktörün açıkladığı varyans %29.091'dür. Bazik kayalarda silisleşmeye bağlı olarak SiO<sub>2</sub> artmakta ve AI değeri ise azalmaktadır.

2 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan MgO, CaO, MnO ve Sr bir grup oluşturmuştur. A.K. ise bunlarla yüksek negatif faktör yükü ile ters ilişkilidir. Döndürme yapıldığında 2. faktörün açıkladığı varyans %18.344'dür. A.K. değerlerindeki artışlar kayalardaki killeşme ile ilişkilidir. Dolayısı ile kayaç içerisinde CaO, Sr ve MgO'deki azalmalar, plajiyoklasların ve piroksenlerin bozuşması ile açıklanabilir. Bu esnasında kayaçtaki kloritleşmenin artmasına bağlı olarak A.K. değerleri de artış gösterir.

3 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan Cu ve Pb bir grup oluşturmuştur. Döndürme yapıldığında 3. faktörün açıkladığı varyans %110.732'dir. Bu grup cevherleşmeye yakın kesimlerde bazik kayaçların kırık ve dolgularında cevher minerallerinin oluşumu ile ilişkilidir.

4 numaralı faktör yükleri grubunda; yüksek pozitif faktör yüküne sahip bileşenler olan Ba ve K<sub>2</sub>O bir grup oluşturmuştur. Döndürme yapıldığında 4. faktörün açıkladığı varyans %9.543'dür. 4 numaralı faktör grubu feldispatlarla ilişkilidir. Feldispatların yapısında bulunan bu iki element feldispatların bozuşması ile azalma gösterir.

5 numaralı faktör yükleri grubunda; KKPI yüksek pozitif faktör yüküne sahip iken Na<sub>2</sub>O yüksek negatif faktör yüküne sahiptir. KKPI ve Na<sub>2</sub>O'in ters davranması beklenen bir durumdur. Artan Na<sub>2</sub>O değerleri veya bir başka deyişle albitleşme ve/veya Na- zeolitlerin oluşumu, sistematik olarak KKPI değerlerinin azalmasına neden olur. Döndürme yapıldığında 5. faktörün açıkladığı varyans %9.399'dur.

6 numaralı faktör yükleri grubunda; TiO<sub>2</sub> tek başına pozitif faktör yüküne sahiptir. Döndürme yapıldığında 6. faktörün açıkladığı varyans %9.034'dür. TiO<sub>2</sub>'in tek başına değişim göstermesi bu elementin hareketsiz davranması ve diğer bileşenlerle birlikte hareket etmemesinden kaynaklanmaktadır. 6 numaralı faktör grubunun açıkladığı varyans toplam kümülatif değer verilerin %86.133'üne karşılık gelir.

### 3.4. Alterasyonun Fizikokimyasal Özellikleri

#### 3.4.1. Klorit Jeotermometresi

Kloritlerin stokiometrik olmayan davranışı jeotermometre olarak kullanılmasını oldukça cazip hale getirmektedir. Çünkü, kloritlerin bileşimleri fizikokimyasal oluşum şartlarını yansıtan verileri sunarlar (De Caritat vd., 1993). Bu nedenle kloritlerin bileşimleri kullanılarak oluşum sıcaklıkları saptanmaya çalışılmaktadır. Pek çok araştırmacı, diyajenetik ve jeotermal sistemlerde derinliğe bağlı olarak, metamorfik kayaçlarda metamorfizma derecesine göre kloritlerin yapısındaki <sup>IV</sup>Si'da sistematik azalmalar veya <sup>IV</sup>Al'da sistematik artışlar, oktahedral boşlukta sistematik azalmalar tespit etmişlerdir. Bu tür sistematik değişimleri ise artan sıcaklığa bağlamışlardır (McDowell ve Elders, 1980; Cathelineau ve Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Jahren ve Aagaard, 1989; Hillier ve Velde, 1991)

Kloritlerin elektron mikroprob analizlerinden elde edilen kimyasal bileşimlerinden yola çıkılarak yapılan jeotermometre hesaplamalarında en iyi bilinen üç yöntem Kranidiotis ve MacLean (1987), Cathelineau (1988) ve Jowet (1991) tarafından önerilen yöntemlerdir.

Cathelineau ve Nieva (1985), Mexico (Los Azufres) andezitik kayaçları içerisinde hidrotermal alterasyon ürünü olarak gelişen kloritlerin kimyalarını farklı derinliklerdeki sondaj örnekleri üzerinde elektron mikroprob analizleri kullanarak belirlemiş ve kloritlerin kristallenme sıcaklığı sondaj ölçümlerinde, su jeotermometrelerinde ve sıvı kapanımlardaki mikrotermometrik ölçümlerle saptanmıştır. Bu araştırmalara bağlı olarak kloritin oluşum sıcaklığının saptanmasında,

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98^{IV}Al \quad (3.10)$$

eşitliği ortaya konulmuştur (Cathelineau, 1988). Cathelineau (1988), bu eşitliğin klorit jeotermometresi olarak diyajenetik, hidrotermal veya metamorfik kökene bakmaksızın, ayrıca <sup>IV</sup>Al kayaç litolojisine bağlı olmadığı için kayaç litolojisine bakılmaksızın kullanılabilceğini ifade etmiştir.

Kranidiotis ve MacLean (1987) Cathelineau ve Nieva (1985)'in klorit jeotermometre yaklaşımında değişiklikler yapmıştır. Buna göre, kloritin yapısında bulunan <sup>VI</sup>Al miktarının düzeltmeye tabi tutularak (3.11) numaralı denkleme göre yeniden hesaplanması ve <sup>IV</sup>Al<sub>H</sub> olarak kullanılmasını gereklidir.

$${}^{IV}Al_H = {}^{IV}Al + 0.7 \left[ \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg} \right] \quad (3.11)$$

${}^{IV}Al_H$ 'e bağı olarak sıcaklık denklemi (3.12) şu şekildedir,

$$T(^{\circ}C) = 106 {}^{IV}Al_H + 16$$

Jowett (1991) ise Kranidiotis ve MacLean (1987)'in eşitliğinin aynı sıcaklıklarda büyüyen bilinen kloritlerin bileşimlerini yansıtmadığı için uygun olmadığını ifade etmiş ve  ${}^{IV}Al$  için yeni bir düzeltme önermiştir.  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$  normalizasyonuna bağlı bu düzeltme Salton Denizi ve Los Azufres kloritlerine dayalı olarak bulunmuştur. Buna göre  ${}^{IV}Al_H$ 'un hesaplaması (3.12) numaralı denklem ile yapılır

$${}^{IV}Al_H = {}^{IV}Al + 0.1 \left[ \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg} \right] \quad (3.12)$$

Sıcaklık hesaplamaları için ise (3.13) numaralı formül kullanılır.

$$T(^{\circ}C) = 319 {}^{IV}Al_H - 69 \quad (3.13)$$

Jowett (1991), Fe-Mg değişim jeotermometresinin  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  değerlerinin  $<0.6$  olduğu,  $150-325^{\circ}C$  arasında değişen sıcaklıklardaki sistemlerde uygulanabilir olduğunu ifade etmektedir.

Kutlular yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri, dolerit dayklarındaki boşluk dolgusu olarak bulunan, ferromagnezyen minerallerden, hamurda cam bileşiminden türeyen ve plajiyoklasların üzerinde oluşmuş kloritlerin (kimyasal bileşimleri, yapısal formülleri Tablo 3.24 ve 3.29) oluşum sıcaklıkları; Kranidiotis ve MacLean (1987), Cathelineau (1988), Jowett (1991) tarafından önerilen,  ${}^{IV}Al$  içeriği ve  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  oranlarının sıcaklığın bir fonksiyonu olarak kabul edildiği ampirik formüller kullanılarak hesaplanmıştır (Tablo 3.41). Bu ampirik formüllerin jeotermometre olarak kullanılmasında kloritlerin submikroskopik kapanımlar veya ara tabakalanmalar içerebileceği gibi problemler araştırmacılarca ifade edilmiştir. (Schiffman and Fridleifsson, 1991; Jiang et al., 1994; Klein vd., 2007). Bu problemlerden kaçınmak amacı ile Vidal vd. (2001) tarafından önerildiği gibi, mikroprob

Tablo 3.41. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri, dolerit daykında gözlenen kloritlerin oluşum sıcaklığı hesaplamaları.  $^{IV}Al$ , tetrahedral tabakadaki Al;  $Fe^{\#}=(Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg)$ , demir numarası;  $T_1$ , Cathelineau (1988);  $T_2$  ve  $^{IV}Al_{H1}$ , Kranidiotis ve MacLean (1987);  $T_3$  ve  $^{IV}Al_{H2}$ , Jowett (1991)'e göre hesaplanan sıcaklık ve  $^{IV}Al$  değerlerini ifade etmektedir (bd,boşluk dolgusu; hm, hamur içerisinde; rf, ferromagnezyen mineralden itibaren; rpl, plajiyoklaslar üzerinde).

Örn. Nu.	Kayaç türü	Tanım	$^{IV}Al$	$Fe^{\#}$	$^{IV}Al_{H1}$	$^{IV}Al_{H2}$	$T_1$ (°C)	$T_2$ (°C)	$T_3$ (°C)
K6	bazalt	bd	0.92	0.37	1.18	0.96	235	143	237
K6	bazalt	bd	0.93	0.37	1.19	0.96	236	144	238
K6	bazalt	bd	0.96	0.38	1.23	1.00	248	148	250
K6	bazalt	rpl	0.95	0.41	1.24	0.99	244	149	247
K17a	bazalt	hm	0.93	0.53	1.30	0.98	238	156	245
K17a	bazalt	hm	0.95	0.53	1.32	1.01	245	158	252
K17a	bazalt	hm	0.94	0.53	1.32	1.00	242	157	249
K18a	dolerit	rf	0.95	0.41	1.24	0.99	244	149	247
K18a	dolerit	rf	0.90	0.40	1.18	0.94	227	143	230
K18a	dolerit	hm	0.77	0.42	1.06	0.81	186	131	190
K18a	dolerit	rf	0.75	0.41	1.04	0.79	180	128	184
K18a	dolerit	rf	0.89	0.40	1.16	0.93	223	141	226
K32	dolerit	bd	0.82	0.35	1.06	0.85	201	130	203
K32	dolerit	bd	0.81	0.36	1.06	0.84	198	130	200
K32	dolerit	rf	0.80	0.34	1.04	0.84	197	129	198

analizlerinde kloritlerin tipik olarak  $Ca^{+2}+Na^{+}+K^{+}$  miktarlarının  $<0.5$  olmasına dikkat edilmiştir.

Klorit oluşum sıcaklığı hesaplamalarının yapıldığı üç yöntemden Cathelineau (1988) ve Jowett, (1991)'in yöntemleri birbirine oldukça yakın sonuçlar vermiştir (Tablo 3.41). Buna karşın Kranidiotis ve MacLean (1987) yönteminde sıcaklık değerleri oldukça düşüktür. Her üç yöntemde de incelenen kayaçlar içerisinde oluşan farklı oluşuma ait kloritlerin oluşum sıcaklıkları arasında bir fark gözlemlenmemiştir. Cathelineau (1988)'in yöntemine göre kloritlerin oluşum sıcaklığı 180-248°C, Jowett, (1991)'in önerdiği yöntemine göre 184-250°C ve Kranidiotis ve MacLean (1987)'in yöntemine göre ise 128-157°C olarak bulunmuştur.

Kranidiotis ve MacLean (1987)'in yöntemi kullanılarak hesaplanan klorit oluşum sıcaklıklarının oldukça düşük olması bu sonuçların geçersizliğini ifade etmektedir. Zira hidrotermal şartlar altında oluşan kloritlerin sıcaklıkları genellikle bu değerden büyüktür. Öyle ki, Pacmanus hidrotermal alanından oksijen izotoplarına dayalı olarak kloritlerin oluşum sıcaklıkları 235°C olarak bulunmuştur (Beaudoin vd., 2007). Benzer şekilde Gurupi kuşağında (Brezilya) altın yataklarında gelişen kloritlerin oluşum sıcaklıkları 295-315°C'dir (Klein vd., 2007).

Çalışılan kloritlerin  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg^{+2}$  değerleri 0.6'dan küçüktür. Bu nedenle Jowett (1991)'in klorit bileşimine yakınlık göstermektedirler. Kuroko tipi masif sülfid yataklarını oluşturan sıvıların sıcaklığı  $250\pm 50^{\circ}C$  olarak verilmektedir (Shikazono, 1976). Buna ilavete, kil minerallerine bakıldığında, pek çok kil mineralinin ısısal duraylılığına göre kil minerallerini oluşturan hidrotermal sıvıların sıcaklığı ise  $300^{\circ}C$  civarındadır (Inoue, 1995). Tüm bu nedenlerden dolayı incelenen kloritlerin oluşum sıcaklıklarının  $184-252^{\circ}C$  arasında olduğu düşünülmektedir.

İncelenen kloritlerin benzer oluşum sıcaklığı değerlerine sahip olması bu kloritlerin oluşumlarının benzer veya aynı hidrotermal çözeltilerden itibaren oluştuğunu ifade etmektedir.

### 3.4.2. Duraylı İzotoplar

#### 3.4.2.1. O ve H izotopları

Kil mineralleri farklı sıcaklıklarda ve farklı ortamlarda sıvı-kayaç etkileşimi sonucunda oluşurlar. Bu nedenle O ve H izotop çalışmaları oluşum ortamının fizikokimyasal şartlarının belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Sheppard vd., 1969).

Tablo 3.42'de çalışma sahasında simektit zonu, illit/simektit zonu+silisleşme, illit zonu+silisleşme ve kaolenit zonlarını temsil eden kil minerallerinin O ve H izotop bileşimleri verilmiştir. Duraylı izotop sonuçları incelendiğinde oldukça dar bir alanda değişim gösterdikleri görülmektedir. Kaolenit zonunda, kaolenitin  $\delta^{18}O$  içeriği  $\%17.5$  ve  $\delta D$  içeriği ise  $\%-88$ , simektit zonundaki simektitce zengin örneklerin izotopik bileşimi sırasıyla  $\delta^{18}O$   $\%15.3-15.7$  ve  $\delta D$   $\%-85$  ile  $-106$ ; I/S zonunda illit/simektitin izotopik bileşimi  $\delta^{18}O$   $\%11.4$  ve  $\%-94$ ; illit zonunda ise  $\delta^{18}O$   $\%6.8-9.5$  ve  $\delta D$   $\%-66$  ile  $-59$  arasında değişmektedir.

Alterasyon zonlarının Kutlular cevher zonuna göre  $\delta^{18}O$  değerleri irdelendiğinde cevhere yaklaştıkça bir başka ifade ile illit zonuna doğru bu değerlerin düştüğü görülür. Benzer sistematik değişimler VMS yataklarının ana kayaçlarında (Heaton ve Sheppard, 1977; Green vd., 1983; Huston, 1999; Gemmell ve Fulton, 2001), Japonya'da hidrotermal sistemlerde (Marumo vd., 1995), diajenetik olarak alterasyona uğramış bentonitlerde (Eslinger ve Yeh, 1986) ve riyolitik hiyoklastitlerin hidrotermal alterasyon zonlarında (Altaner vd., 2003) tanımlanmıştır. Bu değişimlerin nedeni artan reaksiyon sıcaklığına bağlı olarak  $\alpha_{kil-sıvı}$  değerinin azalmasıyla açıklanabilir.

Tablo 3.42. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri, dasitik piroklastitlerdeki kil minerallerinin duraylı izotop bileşimleri (S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kao, kolenit).

Örnek No	Litoloji	Alterasyon zonu	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{v-SMOW}}(\text{‰})$	Su içeriği(%)	$\delta\text{D}_{\text{v-SMOW}}(\text{‰})$
K40	dasitik tuf	kaolenit zonu	Kao	17.5	15.2	-88
KP4-7	bazalt		S+I/S	15.7	8.8	-103
KP3-8	bazalt	simektit	S	15.3	5.1	-106
KP1-2	dasitik tuf	zonu	S	15.3	11.6	-85
KP3-3	dasitik tuf		S+I/S	15.3	5.3	-97
KP2-2a	dasitik tuf	I/S zonu	I/S	11.4	8.4	-94
K34	dasitik tuf	illit zonu	I	9.5	4	-66
K33	dasitik tuf		I	6.8	5.3	-59

### 3.4.2.1.1. Hidrotermal Alterasyonun Sıcaklığı

Klorit jeotermometresinden elde edilen oluşum sıcaklık değeri sadece bu sıcaklığa ait klorit minerallerinin oluşumunda etkin olan sıvının bileşiminin hesaplanmasında kullanılabilir. Ancak, farklı alterasyon zonlarını temsil eden kil minerallerinin hepsinin aynı sıcaklıkta oluştuğu düşünülemez.

Tüm alterasyon zonları için aynı sıcaklık değeri etkin olamayacağından killerden itibaren yapılan jeotermometre hesaplamalarında alterasyonu sağlayan sıvının izotopik bileşiminin belirli bir aralıkta değiştiği varsayılır.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  değeri benzer hidrotermal sistemlerde Altaner vd. (2003) tarafından ‰ 1.4-3 olarak önerilmiştir. Huston (1999) ise VMS yataklarını oluşturan hidrotermal çözeltilerin  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  içeriğinin -1 ile +4 arasında değişebileceğini ifade etmektedir. Green ve Taheri (1992) tarafından ise bu değer Hellyer (Tazmanya) VMS yatağı için 0 olarak ifade edilmiştir. Schardt vd. (2001) ise Hellyer VMS yatağında deniz suyunca baskın hidrotermal çözeltilerin  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  değerini ‰ 0 ile +4 arasında kabul etmiştir. Kutlular masif sülfid yatağında alterasyonda etkin olan hidrotermal çözeltinin sıcaklığının hesaplanmasında  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  değeri, Schardt vd. (2001) tarafından verilen ‰0 ile ‰+4 olarak kabul edilmiştir.

Simektitlerin oluşumunda etkin olan sıvıların tahmini sıcaklığının hesaplamasında Sheppard ve Gilg (1996)'in denklemi (3.14); illit/simektit ve illitlerin tahmini oluşum sıcaklığını hesaplamasında O'Neil ve Taylor (1969) tarafından önerilen denklem (3.15); kaolenitlerin tahmini sıcaklık hesaplamalarında ise Anderson ve Arthur (1983) tarafından önerilen eşitlik (3.16) kullanılmıştır.



$$10^3 \ln \alpha_{su}^{simektit} = 2.55(10^6 / T^2) - 4.05 \quad (3.14)$$

$$10^3 \ln \alpha_{su}^{illit} = 2.38(10^6 / T^2) - 3.89 \quad (3.15)$$

$$10^3 \ln \alpha_{su}^{kaolenit} = 2.5(10^6 / T^2) - 2.87 \quad (3.16)$$

Sözkonusu kil minerallerine ait hesaplanan oluşum sıcaklık değerleri ise Tablo 3.43'de verilmiştir.

Tablo 3.43'e bakıldığında simektit zonunda incelenen simektitlere bazı örneklerde I/S karışık tabakalı kil minerallerinin eşlik ettiği görülmektedir. Fakat örnekler içerisindeki I/S miktarının oldukça düşük olması nedeniyle izotopik bileşimlerinde saf simektit örneklerine kıyasla bir değişim yoktur. Minerallerin sıcaklık aralıkları incelendiğinde alterasyon zonunun en dışında bulunan ve genellikle simektitlere eşlik eden, bazı durumlarda ise tek başına kayaç içerisinde zenginleşmiş olan kaolenitlerin oluşum sıcaklığı,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}}$  değeri ‰ olarak alındığında 77°C, ‰4 olarak alındığında ise 118°C'dir. Kaolenit zonundan simektit zonuna gelindiğinde sıcaklıkta artış görülür ve  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}}$  değeri ‰ için 87-90°C, ‰4 olarak alındığında ise 129-134°C'lik oluşum sıcaklıkları hesaplanır (Tablo 3.43). Litoloji ile oluşum sıcaklığı arasındaki ilişki irdelendiğinde benzer sıcaklık değerlerinin simektit oluşumunda etkin olduğu ve litolojik kontrolün önemli olmadığı görülür. Bu hesaplanan alterasyon sıcaklığı değerleri Japonya'da hidrotermal alterasyon zonlarında 30-90°C'lik sıcaklıklarda riyolitik tüflerden türeyen simektitlerin oluşum sıcaklıkları ile uyumludur (Iijima, 1988).

I/S zonundan alınan temsili örnekten (Kp2-2a) oluşum sıcaklığı hesaplaması, cevhere yaklaştıkça sıcaklığın arttığının bir göstergesi olarak,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}}$  değeri ‰ için 121°C, ‰4 ise 186°C olarak hesaplanmıştır. Dasitik tüflerde hidrotermal alterasyonun en yoğun olarak gerçekleştiği zon olan illitik zondan alınan örneklerin oluşum sıcaklık aralıklarına bakıldığında, hidrotermal çözeltinin sıcaklığı  $^{18}\text{O}_{\text{SIV1}}$  değeri ‰ ve ‰4 için sırasıyla 149-199°C ve 230-323°C arasında değişmektedir.

İllit zonundan elde edilen sıcaklık değişimleri, cevherleşme alanlarındaki hidrotermal alterasyon zonları ve Japonya'da sondaj kuyularından elde edilen sıcaklık değerleri ile uyumludur (Eslinger ve Savin, 1973; Inoue vd., 1992). Benzer şekilde VMS yataklarında yapılan araştırmalarda cevherin Cu'ca zengin kısımlarının oluşum sıcaklığı 300-350°C arasında tahmin edilmektedir (Pisutha-Arnond ve Ohmoto, 1983). Dolayısıyla çalışma alanında cevherleşmeye zarflayan illit+silisleşme zonundan hesaplanan oluşum sıcaklıkları,

Tablo 3.43. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dasitik piroklastitlerdeki simektit (S), illit (I), illit/simektit (I/S) ve kaolenitlerden itibaren hesaplanan sıvının ( $T^{\circ}\text{C}$ ) değerleri

Örnek No:	Litoloji	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sivi}=0}$ T ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sivi}=4}$ T ( $^{\circ}\text{C}$ )
		Kaolenit zonu			
K40	dasitik tüf	Kao	17.50	77	118
		Simektit zonu			
KP1-2	dasitik tüf	S	15.30	90	134
KP3-3	dasitik tüf	S+I/S	15.30	90	134
KP3-8	bazalt	S	15.30	90	134
KP4-7	bazalt	S+I/S	15.70	87	129
		I/ S zonu ve illit zonu (+silisleşme)			
KP2-2a	dasitik tüf	I/S	11.40	121	186
K34	dasitik tüf	I	9.50	149	230
K33	dasitik tüf	I	6.80	199	323

bu değerlere yakın fakat bu değerlerin üzerinde olmamalıdır. Bu durumda alterasyonda etkin olan hidrotermal çözeltilerin izotopik bileşimi modern deniz sularında olduğu gibi %0 kabul edildiğinde hesaplanan tahmini sıcaklık değerleri, gerçek oluşum sıcaklığını ifade etmekten uzak sayılır. Büyük ihtimalle hidrotermal çözeltilerin izotopik değerleri %2-3 arasındadır (Miller vd., 2001). Dolayısı ile Tablo 3.44'de ifade edilen oluşum sıcaklıkları hesaplamalarında  $^{18}\text{O}_{\text{sivi}}$  değeri %4 olarak kabul edildiğinde sıcaklıklar yüksek değerler vermesine karşın daha fazla kabul edilebilir değerler içerisindedirler.

Ayrıca illitlerden elde edilen bu sıcaklık değerleri, klorit jeotermometresi sonuçları ile benzer sonuçlar vermiştir. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit daykında dasitik tüflerde karakteristik olan illit zonundan klorit ve albit+klorit zonuna geçilir. Klorit zonunda yapılan jeotermometre hesaplamaları ise 184-250 $^{\circ}\text{C}$  arasında olup, dasitik tüflerde illit zonunda elde edilen sıcaklıklarla oldukça uyumludur (Tablo 3.44).

Kolaylı (1989) tarafından Kutlular masif sülfid yatağında barit ve sfaleritten üzerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında; baritlerde 80-100 $^{\circ}\text{C}$  ve 200-260 $^{\circ}\text{C}$ 'lik, sfaleritlerde ise 140-180 $^{\circ}\text{C}$ , 200-220 $^{\circ}\text{C}$  ve 260-300 $^{\circ}\text{C}$ 'lik homojenleşme sıcaklıkları tespit edilmiştir. Kolaylı (1989)'un homojenleşme sıcaklıkları ve çalışılan kil minerallerinin hesaplanan oluşum sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde cevherleşmeyi oluşturan akışkanların sıcaklığının 300-350 $^{\circ}\text{C}$  civarında olduğunu söylemek mümkündür.

### 3.4.2.1.2. Sıvının Bileşimi ve Potansiyel Kaynağı

VMS yataklarının ve bunlara eşlik eden alterasyon zonlarının oluşumunda etkin olan sıvının kökeninin anlaşılmasındaki en önemli problem deniz tabanında oluşan bu yatakların oluşumunda etkin olan ve farklı derecede magmatik sıvıların karıştığı çözeltilerin ne olduğudur (Lydon, 1996). Deniz tabanındaki Kuroko yataklarının modern örnekleri incelendiğinde (örneğin, Hokuroku Baseni, kuzeydoğu Honshu, Japonya) sülfat-sülfid bacalarının oluşumu, takip eden çökmeleri ve yeniden çalışma prosesleri ile sülfat-sülfid oluşumları tanımlanır (Goldfarb vd., 1983; Lydon, 1996; Ohmoto, 1996). Bu durumda bileşenlerden biri daha tuzlu olmasına rağmen magmatik çözeltiler de etkindir (Ohmoto vd., 1983) ve deniz suyu benzeri tuzluluklar ve diğer bileşimsel veriler çözeltilerin deniz suyu tarafından etkilendiğini ifade eder.

Kutlular VMS yatağında altere edici sıvının izotopik bileşiminin hesaplanmasında mineral ve sıvının dengede olduğu varsayılmış ve uygun mineral-sıvı ayırılma faktörleri kullanılmıştır. İllitlerin oluşumunda etkin olan sıvının izotopik bileşimini hesaplamak amacı ile kloritler ile illitlerin benzer oluşum sıcaklıklarına sahip olduğu varsayımından hareketle  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}}$  değerleri hesaplanmıştır. Hesaplamalarda klorit jeotermometresinden bulunan 184-252°C'lik oluşum sıcaklığının kullanılması anlamlıdır. Fakat VMS yataklarını çevreleyen zonlardaki jeokimyasal modelleme çalışmalarında oluşum sıcaklığının 150-250°C arasında olduğundan (Gemmell ve Fulton, 2001) hareketle taban sıcaklık limiti 150°C olarak kabul edilmiştir.

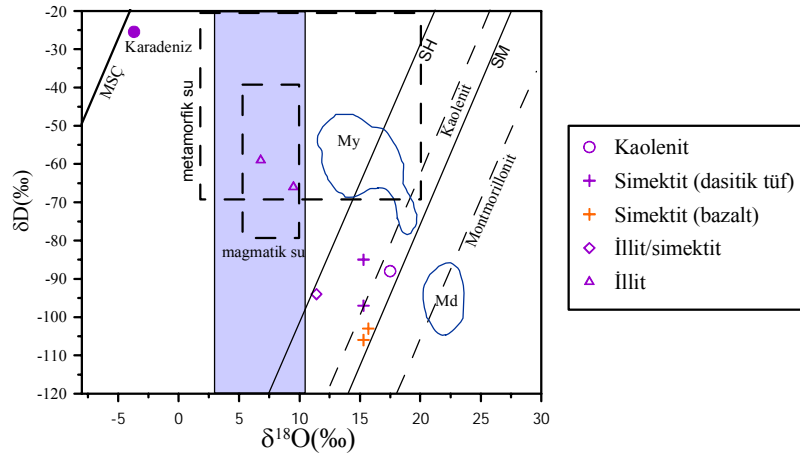
İllit-sıvı arasındaki dengelenmeyi ifade eden O'Neil ve Taylor (1969) tarafından önerilen eşitlik (3.15) kullanıldığında sıvının izotopik bileşimi 150°C'de %0.277-5.47, 250°C'de ise %0.736-10.06 olarak hesaplanmıştır (Tablo 3.44). Bu sıvı bileşim aralığı alterasyonun gerçekleştiği kayaç litolojisi, alterasyon tipinin değişimi ve sıcaklıktaki küçük değişimler gibi faktörlerden etkilenebilir.

Tablo 3.44. 150°C ve 250°C'lik oluşum sıcaklıkları için illitlerden itibaren hesaplanan tahmini  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}}$  değerleri

Örn. Nu.	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	T=150°C T=250°C	
		$\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}}$
K34	9.50	5.47	10.06
K33	6.80	2.77	7.36

Tablo 3.43'deki izotop değerleri ve Tablo 3.44'de hesaplanan  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  bileşimi Şekil 3.88'e aktarılmıştır. Hesaplanan sıvının izotopik bileşimi magmatik sularla metamorfik suların karışımı olabilecek bir kökeni işaret eder. Fakat hesaplanan izotopik bileşimin günümüz deniz suyu bileşimine yakın bir aralıkta bulunması deniz suyunun hidrotermal döngü içerisinde alterasyonda etkin olduğunu, buna farklı derecelerde magmatik su katkısının olduğunu ifade eder.

Diyagrama yüzey şartlarında ve farklı alterasyon ortamlarında gelişmiş killerin izotopik bileşimi de aktarılmıştır. Bilindiği üzere hidrotermal alterasyon şartlarında oluşan killer artan sıcaklığa bağlı olarak meteorik su çizgisine yaklaşırlar (Faure, 1986). Killerin oluşum sıcaklığı hesaplamalarını doğrular şekilde illitler meteorik suya en yakın ve magmatik-metamorfik sular alanında yer alırken kaolenit en düşük sıcaklıkla oluşumu ifade eder şekilde en uzakta yer alır (Şekil 3.88).



Şekil 3.88. Kutlular yöresindeki hidrotermal alterasyon zonlarında bulunan kil minerallerinin  $\delta^{18}\text{O}$ 'e karşı  $\delta\text{D}$  diyagramı. Diyagramda alterasyona neden olan sıvının tahmini bileşimi taralı alandır. Kaolen ve montmorillonit çizgisi Savin ve Epstein (1970); Karadeniz bileşimi Balderer (1999)'dan; SH, süperjen-hipojen çizgisi ve SM, 20°C'de meteorik su ile dengede olan simektitlerin izotopik bileşimi (Sheppard vd., 1969); My, 30-90°C'de yerel meteorik su ile dengede olan ve altere volkanitlerde bulunan Milos montmorilloniti, Md, 30-55°C'de deniz suyu bazalt etkileşimi sonucunda oluşan Archidona montmorilloniti (Andrews, 1980; Lawrence ve Drever, 1981); magmatik ve metamorfik su alanları Sheppard (1986)'dan alınmıştır.

### 3.4.2.2. S İzotopları

Kutlular cevherleşmesinde piritik cevher zonundan 3 adet (Kp5-2, Kp6-1, Kp5-1) ve simektit zonundan 1 adet (Kp1-10) saf pirit örneğinin kükürt izotop analizleri yapılmıştır. Ayrıca piritik cevher zonundan (Kp6-5), illit/simektit zonu içerisinde bulunan kuvars, pirit ve simektitce zengin örnekten (Kp3-3), illit +silisleşme zonundan (K34) olmak üzere 3 örneğin tüm kayaç kükürt izotopik bileşimleri tespit edilmiş ve analiz sonuçları Tablo 3.45 ve Şekil 3.89'da verilmiştir.

Tablo 3.45'den görüleceği gibi Kutlular cevherleşmesi piritik cevher zonundan elde edilen piritin  $\delta^{34}\text{S}$  izotopik bileşimi %3.6-4.8 arasındadır. Tüm kayaçlardan yapılan izotopik analizlerdeki değerler, piritten elde edilen izotopik değerlere yakın ve çok az miktarda yüksek olup %4.4-6 arasındadır. Tüm kayaç örneklerinde kil mineral türü ve eşlik eden silisleşmenin miktarı değişken olmakla birlikte cevher minerali olarak pirit içerir. Tüm kayaç örneklerinde elde edilen izotop değerleri ile piritin izotopik bileşiminin benzerlik sunması hidrotermal aktivite esnasında aynı çözeltilerce kayaçların etkilendiğini ve killeşmeyi bu çözeltilerin sağladığına işaret edebilir.

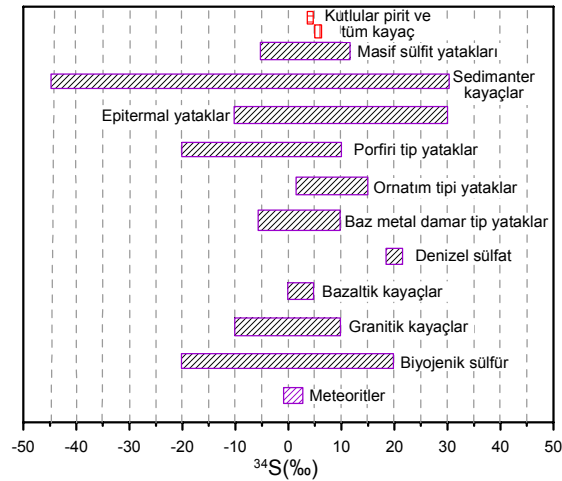
Piritlerden ve tüm kayaç örneklerinden elde edilen  $\delta^{34}\text{S}$  içerikleri çeşitli araştırmacılar tarafından belirlenmiş jeolojik ortam, kayaç ve cevher tiplerine ait izotopik veriler ile karşılaştırılmışlardır (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon vd., 2004). Çalışılan örneklerin izotop değerleri %3.6-6 arasında çok dar bir alanda değişiklik sunar. Bazaltik kayaçlar ile meteoritlerin  $\delta^{34}\text{S}$  içerikleri %0' çok yakındır ve magmatik kükürt bileşenlerini temsil ederler (Hoefs, 1987). Kutlular cevherleşmesinden elde edilen izotopik veriler daha çok granitik kayaçlar ( $\delta^{34}\text{S}=\%0-10$  ile 10), porfiri tip cevherleşmeler ( $\delta^{34}\text{S}=\%0-20$  ile 10), ornatım tip yataklar ( $\delta^{34}\text{S}=\%2$  ile 15), baz metal damar tip yataklar ( $\delta^{34}\text{S}=\%0-5$  ile 10), masif sülfid yatakları ( $\delta^{34}\text{S}=\%0-5$  ile 12) ile benzerlik sunar (Şekil 3.89).

Özellikle hidrotermal alterasyon zonu içerisinde tüm kayaçlardan itibaren ölçülen izotop değerlerinin pozitif değerler sunması ve piritik cevherden ölçülen izotoplarla benzerlikler arz etmesi alterasyonun aynı kökenden, farklı sıcaklık değerlerine sahip  $\text{H}_2\text{S}$  çözeltilerin aktivitesini işaret edebilir. Bir başka ifade ile piritik cevherin oluşumunu sağlayan hidrotermal çözeltiler killeşmeyi de gerçekleştirmiş olabilir. Burada kükürdün kaynağı magmatik kayaçların yıkanmasından açığa kükürt olabileceği gibi direkt olarak magmatik çözeltilerde olabilir (Huston, 1999).

Tablo 3.45. Kutlular VMS yatağı pirit ve farklı alterasyon zonlarından alınan tüm kayaç örneklerinin  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) izotopik bileşimleri (Pc, piritik cevher; Sz, simektit zonu; Si, silisleşme; Iz, illit zonu; Tk, tüm kayaç)

Örn. Nu.	Alterasyon zonu	%S	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
KP5-2	pirit	Pc	65
KP6-1	pirit	Pc	59
KP5-1	pirit	Pc	65
KP1-10	pirit	Sz	63
KP3-3S	dasitik tüf	Sz+Si	3
K34S	dasitik tüf	Iz+Si	5
KP6-5S	dasitik tüf	Pc (Tk)	32

Çağatay ve Eastoe (1995), Doğu Karadeniz metalojenik provensinde  $\delta^{34}\text{S}$  izotopları üzerinde yaptığı çalışmada Kutlular cevherleşmesinde piritten oluşan masif cevherde %3.6 ve ağsal zonda %4.7, tüm kayaç sülfür örneklerinde %3.7-5.7, jips örneklerinde ise %2.6-4.3'lük izotopik bileşimler elde etmiştir. Buna göre örneklerin  $\delta^{34}\text{S}$  aralığının felsik magmatiklerle uyumlu olduğunu ifade etmiş ve jipslerin izotopik bileşimlerinin cevherle ilişkili sülfürlerle benzerlikler göstermesini kil-karbonat-hematit birlikteliklerinin oluşumuna neden olan cevherleşme sonrası sülfürlerin oksidasyonuna bağlamıştır.



Şekil 3.89. Çeşitli litoloji, jeolojik ortam ve cevher tiplerine ait  $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon vd., 2004) ile Kutlular VMS yatağı pirit ve tüm kayaç  $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop bileşimi

### 3.5. İllit/Simektitlerin K/Ar Yaşlandırmaları

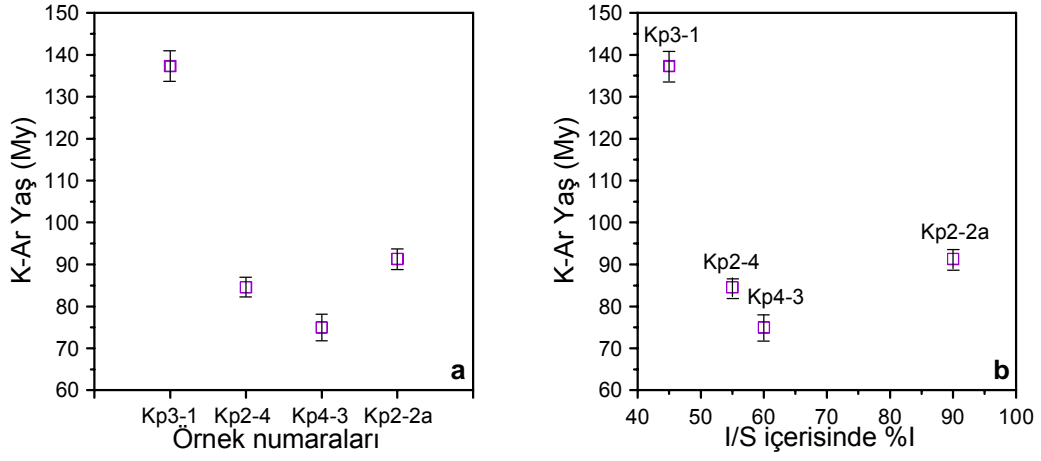
Dasitik piroklastitlerinden elde edilen kil fraksiyonundaki illit/simektitlerin K-Ar yaşlandırmaları, Geç Kretase yaşlı birim içerisinde hidrotermal alterasyonun mekanizması ve yaşı sorularına cevap bulmak amacı ile gerçekleştirilmiştir. İllit/simektitten oluşan kil fraksiyonu XRD çalışmaları ile test edilmiş ve K-Ar yaşlandırma sonuçlarını etkileyecek safsızlıkların, özellikle K'lu diğer diyajenetik veya volkanik kökene ait minerallerin içerilmemesine hassasiyet gösterilmiştir.

Kutular yöresindeki illit/simektitlerin K-Ar yaş sonuçlarına bakıldığında  $137.3 \pm 3.5$  (Erken Kretase-Hotriviye) ile  $75.0 \pm 1.9$  milyon yıllık (Geç Kretase-Kampaniyen) uzun bir zaman diliminde illitleşme sürecinin gerçekleştiği görülmektedir (Tablo 3.46, Şekil 3.90a). İllit/simektitlerin yaşı ile illit/simektit tabakalarındaki illit (%) miktarı arasındaki ilişki irdelendiğinde artan illit miktarının daha genç yaşlara karşılık geldiği görülmektedir. Bu simektitten itibaren ilerleyen bir illitleşme olarak yorumlanabilir. Kp2-2a'nın yüksek illit içeriğine rağmen (%90) bu süreçten farklı hareket ettiğini ifade eder.  $91.3 \pm 2.3$  milyon yıllık yaş illitleşmenin, simektitten itibaren illitleşmenin tek safhalı bir gelişim olmayıp daha karmaşık bir tarihe sahip olabileceğine işaret eder (Tablo 3.46, Şekil 3.90b). Buna ilave olarak simektitleşme sürecinin daha erken bir zaman diliminde tamamlanmış olmasına rağmen illitleşme süreci cevheleşmeye yakın kısımlarda sıcaklığın artışına bağlı olarak geliştiğine de işaret edebilir.

Eldeki yaşlara göre simektitin illitleşme süreci oldukça karmaşıktır. Farklı K-Ar yaşları veren illitleşme mekanizmaları uzun bir illitleşme sürecine işaret eder veya birden fazla illitleşme süreci farklı zamanlarda kırık sistemleri boyunca gelişen hidrotermal aktivitelerce gerçekleştirilmiştir. Bu durumda simektitten itibaren illitleşme olabileceği gibi illitten itibaren de illit/simektit gelişebilir. Bu problemin çözümü için farklı kil boyutlarındaki malzemelerde K-Ar yaşlandırmalarının yapılması yararlı sonuçlar sağlayabilir.

Tablo 3.46. Dasitik piroklastitlerinde kil fraksiyonundan ( $<2\mu\text{m}$ ) elde edilen illit/simektitlerin K-Ar yaşlandırmaları

	Mineral	% illit (I/S içerisinde)	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{radyojenik}}$ (nl/g)	% $^{40}\text{Ar}_{\text{hava}}$	Yaş (My)
Kp3-1	İllit/simektit	45	1.65	8.974	4.4	$137.3 \pm 3.5$
Kp2-4	İllit/simektit	55	1.45	4.788	6.5	$84.6 \pm 2.2$
Kp4-3	İllit/simektit	60	2.28	6.661	7.7	$75.0 \pm 1.9$
Kp2-2a	İllit/simektit	90	5.22	18.632	1.6	$91.3 \pm 2.3$



Şekil 3.90. Dasitik piroklastitler kil fraksiyonundan ( $<2\mu\text{m}$ ) elde edilen illit/simektitlerin a) K-Ar yaş değişimleri. b) İllit/simektit (I/S) içerisindeki illit (%) miktarlarına karşı K-Ar yaş değişimi. Yaşlandırmaya ait hata payları diyagramda gösterilmiştir.



## 4. İRDELEME

### 4.1. Giriş

Bu kısımda, Kutlular (Sürmene-Trabzon) masif sülfid yatağına bağlı olarak gelişen hidrotermal alterasyonun mineralojik ve petrografik özellikleri, alterasyon minerallerinin dağılımları ve oluşumlarını sağlayan hidrotermal çözeltilerin fizikokimyasal özellikleri irdelenerek bir alterasyon modeli önerilmiştir.

### 4.2. Hidrotermal Alterasyonun Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

Kutlular masif sülfid yatağı çevresindeki kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri incelendiğinde mafik ve felsik kayaçların değişken oranlarda hidrotermal alterasyondan etkilendikleri görülmektedir. Plajiyoklaslarda serisitleşme ve karbonatlaşma, ferromagnezyen minerallerde ve hamurda kloritleşme, çatlaklarda ve boşluklarda silisleşme en yaygın görülen alterasyonlardır.

Kutlular masif sülfid yatağı taban, tavan, örtü ve çevre kayaçlarında yapılan mineralojik ve petrografik tanımlamalar simektit, illit, illit/simektit, klorit minerallerinin cevhere olan uzaklığa bağlı olarak en fazla bulunan kil mineralleri olduğunu ifade etmektedir. Tespit edilen diğer kil mineralleri kaolenit, halloysit ve klorit/simektittir. Tüm kilce zengin hidrotermal mineral birlikteliklerine değişken oranlarda silis polimorfları eşlik eder. Bu silis polimorfları genelde kuvars daha az oranda ise kristobalit ve opal gibi daha amorf fazlarla temsil edilir. Kuvarsın bir kısmı kalıntı olmasına karşın bir kısmı da hidrotermal aktivite esnasında eklenmiştir.

İncelenen kayaçlardaki karışık tabakalı illit/simektit (I/S) ortaç-alkalen tip alterasyonun karakteristik mineralidir (Inoue, 1995) ve cevher zonuna doğru artan sıcaklığa bağlı olarak simektit-illit transformasyonunda ara ürün olarak kabul edilebilir. Genellikle simektit zonundan illit zonuna doğru I/S'in kristalinitesi ve düzenliliği artar. 200°C civarında veya daha düşük sıcaklıklarda I/S veya simektit oluşur ve bazı durumlarda bu dönüşüm illitten itibaren gelişir. İlave olarak, illit CO<sub>2</sub>-zengin çözeltiler tarafından da oluşturulabilir (Steiner, 1968; Horton, 1985; Simmons ve Browne, 1990).

Kutlular masif sülfür yatağı hidrotermal alterasyon zonu içerisinde kaolenit ve halloysit cevherleşmeden en uzakta simektitlere eşlik eder ve iç alterasyon zonlarında tespit edilememiştir. Kaolen mineralleri düşük sıcaklıklarda (<150-200°C) oluşan minerallerdir ve 3-4 civarındaki pH'ı işaret ederler. (Hemley vd., 1980; Sillitoe, 1993; Arribas, 1995). Kutlular yöresindeki alterasyon mineralojisi birliktelikleri cevherleşme, kaolen mineralleri ve illitlerin oluşumu esnasında hidrotermal çözeltilerin asidik olduğunu ve daha sonra azalan sıcaklıkla birlikte alkalene geçtiğini ifade eder.

Kutlular hidrotermal alterasyon zonu içerisinde klorit tipik olarak iç alterasyon halesinde bulunur ve illit zonuna doğru geçiş gösterir. Kutlular masif sülfür cevherleşmesi açık işletme sahasında bulunan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri bol miktarda klorit ve klorite eşlik eden albit, kalsit, epidot gibi 200°C civarındaki oluşum sıcaklığını işaret eden mineral birlikteliği içerirler (Inoue, 1995). Klorit genellikle mafik fenokristallerin ve camın yerini alır ve boşluk dolgusu olarak bulunur. Bazı durumlarda ise albitleşmiş plajiyoklaslardan itibaren oluşmuştur. Kloritin bileşimi masif sülfür cevherleşmesi yakınında demirce zenginleşirken, daha uzakta magnezyumca zenginleşir. Bu durum özellikle Prekambriyen yaşlı cevherleşmelerde görülürken daha genç yataklarda Mg-klorit baskındır. Mg-klorit soğuk deniz suyu ile sıcak hidrotermal çözeltilerin etkileşiminden oluşur (Franklin vd., 1981; Allen, 1988; Santaguida vd., 1992). Çalışma sahasındaki mafik volkanitlerde plajiyoklaslardan itibaren gelişen kloritleşme yüksek Fe/Mg oranları altında albitleşmiş plajiyoklasdan serisitleşme ve takip eden kloritleşme olarak yorumlanmaktadır. Bu özellikle kloritin bol olarak bulunduğu kayaçlarda serisitleşmenin neden gözlenemediğini de açıklar.

İnceleme alanında Ca ve Na-tip alterasyonun tanımlayıcı mineralleri olan mordenit, hölandit, lömontit, stilbit ve analsim türü zeolit mineralleri saptanmıştır. Azalan sıcaklığa bağlı olarak, Ca-zeolitler (laumontit, heulandit, stilbit) ve Na-zeolitler (analsim) cevher zonunun kenar zonlarında boşluk dolgusu ve plajiyoklasların yerini almış olarak tespit edilmiştir

Kutlular masif sülfür yatağı açık işletme sahası ve yakın çevresinde bulunan felsik kayaçlarda karbonat mineralleri oldukça nadirdir. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde ise genellikle kırık ve boşluk dolgusu olarak klorit zonunda gelişmiştir. Dokusal (Khin Zaw ve Large, 1992; Sharp ve Gemmell, 2001) ve kimyasal kanıtlar (Herrmann ve Hill 2001; Large vd., 2001) deniz tabanında volkanitlerde karbonatlaşmanın gelişiminde doğrudan çökelimin önemli olmadığını ifade eder. Karbonat minerallerin

gelişimi hidrotermal çözeltiler ile deniz suyunun geçirgen volkanitler içerisinde karışımı ile oluşur (Hermann ve Hill, 2001). İlave olarak, az orandan magmatik kökenli CO<sub>2</sub>'ce zengin çözeltilerle deniz suyunun karışması sonucu da volkanitler içerisinde karbonatlaşma gelişebilir (Khin Zaw ve Large 1992; Callaghan, 2001). İncelenen volkanitlerde kalsit oluşumunu sağlayacak Ca'un kaynağı ise Ca'ca zengin plajiyoklaslar ve ojit gibi Ca'ca zengin klinopiroksenlerdir.

### 4.3. Hidrotermal Alterasyonun Jeokimyası

Çalışma sahasındaki volkanitler yoğun olarak hidrotermal alterasyona maruz kalmışlardır ve jeokimyasal özellikleri hidrotermal alterasyonun karakteristiklerini yansıtır.

Volkanitler ana element içerikleri bakımından irdelendiğinde dasit ve dasitik piroklastitlerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>toplam</sub>, MgO ve A.K. içerikleri çok iyi negatif korelasyonlar, TiO<sub>2</sub> ile ise zayıf bir ilişki belirlenmiştir. Bu özellikler hidrotermal alterasyon sürecinde cevher zonuna doğru silisleşmenin artması ve kil mineral miktarının azalması şeklinde yorumlanabilir (Şekil 3.78). Felsik kayaçların Lentz ayrışma indeksine karşı ana element değişimleri S miktarının artışına bağlı olarak artan silisleşme ve piritleşmeyi yansıtır. S miktarındaki artışa eşlik eden K'daki artışlar ise illit gibi potasyumlu kil minerali ile ilişkilidir ve cevher oluşumu esnasında hidrotermal çözeltinin K içeriğinin yüksek olabileceğine işaret edebilir (Şekil 3.79).

Çalışma sahasındaki mafik volkanitlerin Lentz ayrışma indeksinin ana elementlere karşı davranışları, bu kayaçlardaki albitleşme, kloritleşme, zeolitleşme ve karbonatlaşma gibi ikincil olayları yansıtır (Şekil 3.80). Bu kayaçlar, serisitleşme indeksine göre irdelendiğinde ise kayaçların serisitleşmeden ziyade karbonatlaştığı ve/veya zeolitleştiği görülmektedir. Serisitleşmenin daha etkin olduğu mafik kayaç örneklerinde ise karbonatlaşma yoktur veya zayıf olarak gelişmiştir.

Ishikawa alterasyon indeksi (AI) ve klorit-karbonat pirit indeksi (KKPI), hidrotermal alterasyon zonlarında kimyasal ve mineralojik değişimlerin saptanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Ishikawa vd., 1976; Large vd., 2001). Çalışma alanındaki kayaçların tümünde cevher zonuna doğru kayaçların AI değerleri mineralojik gözlemlerle uyumlu olarak artış gösterir. Kayaçlardaki yüksek AI değerleri plajiyoklas ve volkanik camın bozuşması ve yerlerini illitin alması şeklinde yorumlanır. Mafik birimlerle felsik birimlerin AI değerleri karşılaştırıldığında mafik birimlerin AI değerleri illitleşmenin felsik birimlere

kıyasla daha az etkin olduğunu gösterir biçimde daha düşük değerlere sahiptir (Tablo 3.30 ve 3.31). Al'ya karşı  $K_2O$  değişimi irdelendiğinde klorit, serisit ve/veya illit miktarındaki artışlara bağlı olarak artmakta, Al ile  $Na_2O$  arasındaki ilişkide ise büyük orandaki sodyum tüketilmelerin Al değerinde artışa neden olduğu görülmektedir (Şekil 3.82).

Felsik kayalarda klorit-karbonat-pirit indeks (KKPI) değişimleri incelendiğinde düzenli bir değişim saptanamamıştır. Cevher zonunda KKPI değeri maksimuma ulaşmıştır fakat yöredeki tüm dasitik kayaların farklı derecelerde ve farklı zamanlarda hidrotermal alterasyona uğramış olmalarından dolayı indeks verimli olarak kullanılamaz. Fakat Ishikawa indeksindeki (AI) değişimler cevher zonuna yaklaştıkça görülen artışlar cevher arama faaliyetlerinde yararlı bir belirteç olarak kullanılabilir. Mafik volkanitlerde ise kloritleşmenin yaygın olarak gelişmiş olması özellikle KKPI değeri cevhere yaklaşmayı ifade edebilecek şekilde kullanılmasına olanak tanır (Tablo 3.31).

Dasitik piroklastitlerde kütle kayıp kazanç hesaplamalarında (Tablo 3.38, Şekil 3.87)  $Na_2O$  ve  $K_2O$ 'nun davranışı oldukça dikkat çekicidir.  $Na_2O$  tüketilme miktarı cevhere doğru artma eğilimi gösterirken  $K_2O$  zenginleşir.  $Na_2O$ 'deki bu azalmalar K-bakımından zengin hidrotermal çözeltilerin plajiyoklasla reaksiyona girerek plajiyoklası yıkaması şeklinde yorumlanabilir. Dolayısı ile hidrotermal akışkanlar tarafından potasyum eklenmiş, buna karşın sodyum yıkanmıştır. Bazı araştırmacılar, bu Na-azalmalarının dasitik kayalarda yapılacak olan detaylı cevher arama faaliyetlerinde yararlı olabileceğini ifade etmişlerdir (Hashiguchi vd., 1983; Singer ve Kouda, 1988 ve 1992).

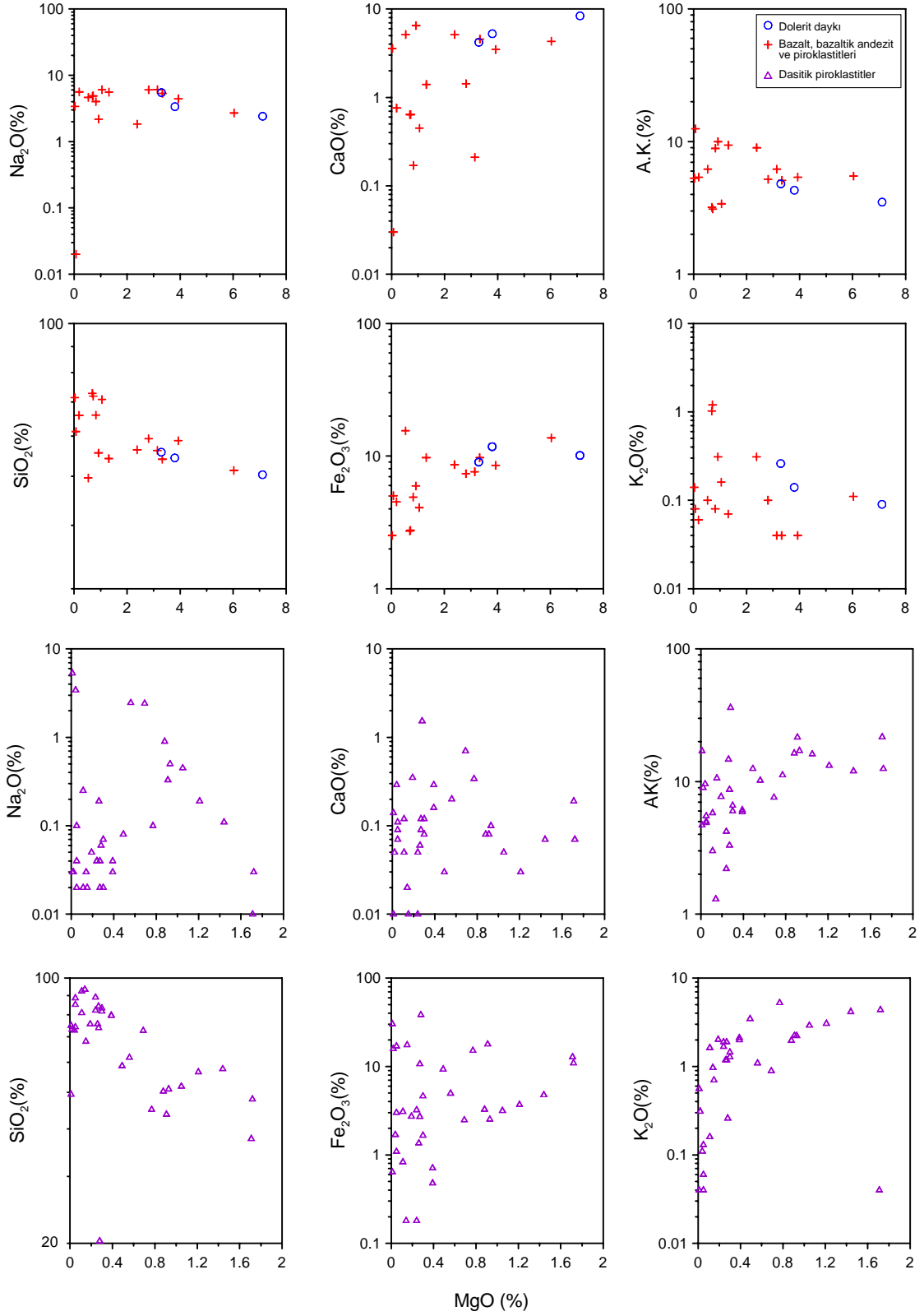
Volkanitlerin ana oksit içeriklerinin deniz suyu ile etkileşimlerinin ne denli etkin olduğunu görmek amacı ile  $MgO$ 'a karşı önemli ana oksit içerikleri grafiklendirilmiştir. Özellikle  $CaO$  ve  $Na_2O$ 'nun  $MgO$  karşısında gösterdiği davranış önemlidir. Deniz suyunun dasitik piroklastitlerdeki alterasyondaki etkilerine bakılacak olursa,  $MgO$ 'e karşı çizilen diyagramlarda  $SiO_2$ 'nin negatif,  $Fe_2O_{3toplam}$  ve  $K_2O$ 'nun pozitif korelasyon gösterdiği  $Na_2O$  ve  $CaO$ 'de ise  $MgO$  içeriğine göreli artma ve azalmalar tespit edilmiştir (Şekil 4.1). Kütle değişim hesaplamaları incelenecek olur ise dasitik piroklastitlerde Na ve Ca'un tüm alterasyon zonlarında tüketildiği görülmektedir (Tablo 3.38, Şekil 3.87).  $K_2O$ 'nun  $MgO$  içeriğine bağlı olarak artış göstermesi deniz suyu ile karışan K-ca zengin hidrotermal çözeltilerin bu kayaları etkilemesi şeklinde yorumlanabilir. Hidrotermal çözeltiler plajiyoklas ve volkanik camın yıkanmasına neden olmuş ve kayalara K-ekleyerek illit oluşumundaki K'a kaynaklık etmiştir.

Şekil 4.1 mafik volkanitler açısından irdelenecek olursa, MgO'a karşı SiO<sub>2</sub> ve Na<sub>2</sub>O'un negatif, CaO ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>toplam'ın ise pozitif korelasyon gösterdikleri görülür. Faktör analizlerinde mafik volkanitlerin MgO ile birlikte davrandığı belirlenmişti (Tablo 3.40). Cevherleşmenin örtü kayaçları olan mafik volkanitler çeşitli derecelerde hidrotermal alterasyona uğramış olup, en sık görülen alterasyon kloritleşmedir ve cevhere yakın kısımlarda karbonatlaşma kloritleşmeye eşlik eder. Bu durum, farklı sıcaklıklarda bazalt ve deniz suyu arasındaki etkileşimin bir sonucu olarak yorumlanabilir. Karbonatlaşmanın kloritleşmelere eşlik ettiği kayaçların petrografik özellikleri incelendiğinde kalsit damarcıklarının yer yer kloritleşmeleri kestiği, bazı durumlarda ise boşlukların kenar kısımlarının klorit tarafından doldurulurken merkez kısımlarının kalsitce doldurulduğu gözlenmiştir. Bu özellikle plajiyoklas ve klinopiroksenlerin kloritleşmesi esnasında Mg bakımından zengin olan deniz suyu tarafından Ca'nın sıvıya alınması ve daha sonra ortamın pH'ındaki değişimler ve ortamda CO<sub>2</sub> bağlı olarak Ca'nın kalsit olarak kayaçta biriktirilmesi olarak yorumlanabilir. Bir başka ifade ile önce kloritleşme gelişmiş ve daha sonra karbonatlaşma bu alterasyonun üzerinde gelişmiştir. Uwamuki madeninde (Hokuroku, Japonya) Shikazono vd. (1998) tarafından yapılan çalışmalarda benzer şekilde karbonatlaşmanın kloritleşmenin üzerindeki geliştiği tespit edilmiştir.

VMS yataklarına eşlik eden zonlarda su-kayaç etkileşiminde nadir toprak elementlerinin davranışı problemi pek çok araştırmacının ilgi noktasıdır. Hafif nadir toprak elementlerin masif sülfid yataklarına eşlik eden alterasyon zonlarında hareketli davrandıklarını tespit edilmiştir. Hafif nadir toprak elementlerindeki zenginleşme ve fakirleşme Ontario Kidd Creek yataklarında (Campbell vd., 1984) ve Quebec Horne madeninde (MacLean ve Hoy, 1991) saptanmıştır. Her iki durumda da hafif nadir toprak elementlerdeki değişimler alterasyon zonundan uzaklaştırılma ve cevher kütlelerinin hemen yakınlarında depolanma şeklinde yorumlanmıştır. Schandl vd. (1995), nadir toprak element jeokimyasının potansiyel maden yataklarının aranmasında bir araç olarak kullanılabileceğini önermiştir.

Kutlular yöresindeki volkanitlerinin nadir toprak element (NTE) içerikleri şu özellikleri sergiler:

(1) Dasitik piroklastitlerin kondrite normalize NTE içerikleri pozitif ve negatif Eu ve Ce anomalisi içerir. Simektit zonunda Ce genellikle pozitif anomali verirken, Eu negatif



Şekil 4.1. Kutular volkanitlerinin MgO'ye karşı ana oksit değişim diyagramları

anomali verir. I/S zonunda ise Ce daima negatif anomali değerine sahipken, Eu değişken davranır ve pozitif ve negatif anomali değerlerine sahiptir. Illit zonunda Ce çok hafif negatif, Eu ise kuvvetli negatiftir. Cevher zonunda ise illit zonuna benzer şekilde Eu daima negatif Ce ise pozitifeye yakın veya negatif değerler verir (Tablo 4.1 ve 4.2).

(2) Dasitik piroklastitlerde özellikle illit/simektit zonunda hafif NTE'ler ağır NTE'lere kıyasla daha fazla zenginleşmiştir (Tablo 4.1 ve 4.2).

(3) Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında aşırı kloritleşmiş örnekler pozitif Eu anomalisi gösterir. Klorit zonunda bulunan fakat kloritleşme derecesi düşük olan örneklerde (Kupa3-6) ilksel bileşimlerini yansıtır şekilde Eu anomalisi göstermezler. Mafik volkanitler simektit zonunda pozitif, illit/simektit zonunda ise negatif Eu anomalisine sahiptir. Örnekler ya Ce anomalisi göstermez veya hafif bir Ce anomalisine sahiptirler (Tablo 4.1 ve 4.2).

(3) Mafik volkanitler genellikle hafif NTE'ler bakımından ağır NTE'lere kıyasla daha fazla zenginleşmiştir.

Farklı alterasyon zonlarında ve farklı ayrışma derecelerinde, kayalarda pozitif ve negatif değişken Eu ve Ce anomalilerinin gözlenmesi sülfat-sülfid cevherleşmesini sağlayan akışkanların bu kayaları hidrotermal alterasyona uğratmasından kaynaklanmaktadır (Shikazono, 2003).

Negatif ve pozitif Eu anomalisini hidrotermal alterasyon esnasında oluşumu için farklı varsayımlar söz konusu olabilir. Özellikle dasitik piroklastitlerde simektit zonunda kuvvetli negatif Eu anomalisi karakteristik olarak görülmektedir. Bu deniz suyu kökenli hidrotermal çözeltilerin kayaçla etkileşimi esnasında seçici bir yıkanmanın var olabileceğine işaret edebilir. Benzer durumlar Kuroko (Japonya) yataklarında rapor edilmiştir (Shikazono, 1999; Shikazono, 2003). Sverjensky (1984) tarafından yapılan termodinamik hesaplamalar  $Eu^{+2}$ 'nin  $Eu^{+3}$ 'e kıyasla yüksek sıcaklıklardaki indirgen ortamlarda daha bol miktarda bulunduğuna işaret eder. Dolayısı ile Eu diğer nadir topraklara kıyasla kayaçlardan hızla yıkanabilir ve kayaçlar böylelikle ilksel magmatik kökenle ilişkisi olmayan negatif Eu anomalisi gösterebilirler. Genel olarak çalışılan Kutlular volkanitleri incelendiğinde özellikle simektileşmiş ve illitleşmiş örneklerin negatif Eu anomalisine sahip olduğu söylenebilir. Genellikle yüksek derecede silisleşmiş (piritik cevher zonunda olduğu gibi) ve serisitleşmiş volkanitler negatif Eu anomalisine sahiptir (Alderton vd., 1980; Whitford vd., 1988). Dolayısıyla Kutlular yöresi dasitik kayaçlarındaki bu anomaliler illitleşme ve simektileşme ile açıklanabilir. Bu özellik indirgen koşullar altında ( $Eu^{+2}/Eu^{+3} > 1$ ), oldukça

Tablo 4.1. Kutlular yöresi dasitik piroklastitlerinde alterasyon zonlarına göre bazı nadir toprak element (NTE) oranlarının değişimi. NTE içerikleri için Tablo 3.33'e bakınız.

	K40 Kaolenit	Kp1-1	Kp1-1*	Kp1-2 Simektit zonu	Kp1-3	Kp1-4	Kp1-5
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.93	0.53	0.67	0.54	0.47	0.74	0.65
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.79	0.96	1.13	1.33	1.40	1.02	1.60
(La/Sm) <sub>N1</sub>	2.58	2.79	0.95	0.94	0.36	3.21	0.44
(La/Lu) <sub>N1</sub>	1.58	0.98	0.73	0.17	0.23	3.44	0.09
Simektit zonu							
	Kp1-7	Kp1-8	Kp1-9	Kp1-10	Kp1-11	Kp1-12	Ke-11
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.26	0.83	0.55	1.03	0.48	0.35	0.87
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	1.02	1.20	1.29	1.13	1.39	0.95	0.81
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.76	1.10	0.63	0.86	0.63	1.54	2.27
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.38	0.66	0.20	2.22	0.10	2.04	1.38
İllit/simektit zonu+silisleşme							
	Kp2-1	Kp2-2	Kp2-4	Kp3-1	Kp3-2	Kp3-3	Kp3-4
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	1.49	0.60	0.50	0.66	1.07	0.72	0.35
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.93	0.70	0.94	1.00	0.87	0.79	0.89
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.89	1.85	2.17	0.82	1.86	1.81	1.54
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.99	1.14	1.55	0.80	2.92	2.49	2.04
İllit/simektit zonu+silisleşme							
	Kp3-4	Kp3-5	Kp4-1	Kp4-2	Kp4-3	Kp4-5	K-13
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.35	1.03	0.64	0.65	0.74	0.57	0.51
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	0.89	0.78	1.00	0.96	0.99	0.98	0.89
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.54	2.70	1.70	1.22	1.57	1.83	3.38
(La/Lu) <sub>N1</sub>	2.04	3.89	1.38	1.35	1.36	5.98	1.40
İllit zonu+silisleşme		Piritik cevher zonu					
	K33	K34	Kp5-2	Kp6-4	Kp6-5		
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	0.39	0.53	0.34	0.51	0.65		
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	1.02	0.88	0.52	0.82	0.65		
(La/Sm) <sub>N1</sub>	0.58	1.78	1.05	3.31	2.99		
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.61	1.61	0.58	5.46	11.83		

(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>=Eu<sub>N</sub>/((Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2); (Ce/Ce\*)<sub>N</sub>=(Ce<sub>N</sub>/(La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2); Normalize değerler; N1, kondrit bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985) görelerdir.

yüksek sıcaklıklara ve pozitif Eu anomalisine sahip hidrotermal akışkanlardan itibaren ikincil illit ve simektit minerallerin çökelmediğini ifade eder.

Date vd. (1983) ve Green vd. (1983) cevherleşmenin içinde bulunduğu dasitik kayaçlardaki verilere göre yaptıkları incelemelerde Na, Ca ve Sr'un bu kayaçlarda tüketildiğini ve bu tüketilmenin hidrotermal çözeltilerle K-ın eklenmesi, plajiyoklasın, K-feldispatın, volkanik camın yıkılması ve serisitinin oluşumuyla sağlandığını belirtmişlerdir. Shikazono (2003) ise bu veriyi hidrotermal çözeltilerin Eu yıkamasına dair destek olarak göstermiştir. Bu açılardan Kutlular cevherleşmesi çevresinde dasitik piroklastitlerdeki alterasyon zonlarının kütle değişimleri incelenecek olursa tüm zonlarda Ca, Na'un ve



Tablo 4.2. Kutlular yöresi mafik volkanitlerinde alterasyon zonlarına göre bazı nadir toprak element (NTE) oranlarının değişimi. NTE içerikleri için Tablo 3.34'e bakınız.

<b>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</b>										
	K-8	K-20	K-27	Kupa1-1	Kupa1-3	Kupa3-6	Ke-4	Ke-5	Ke-10	Ke-13
	Klorit zonu									
(Eu/Eu*) <sub>N1</sub>	1.12	1.16	0.75	0.89	1.12	0.59	1.46	1.41	1.55	0.72
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	1.08	0.95	0.89	1.06	0.99	1.05	0.96	0.96	0.94	0.80
(La/Sm) <sub>N1</sub>	0.67	1.07	1.86	0.95	0.99	1.29	1.13	1.42	1.18	0.92
(La/Lu) <sub>N1</sub>	1.14	1.35	3.46	1.24	1.13	0.89	1.38	1.75	1.54	1.22
<b>Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri</b>							<b>Dolerit daykı</b>			
	Ke-2	Ke-3	Kp3-6	Kp3-7	Kp3-8	Kp4-6	K-17	K-18a	K24	
	Simektit zonu		İllit/simektit zonu				Klorit zonu			
(Ce/Ce*) <sub>N1</sub>	1.75	1.77	0.66	0.75	0.58	0.73	1.25	1.06	1.21	
(La/Sm) <sub>N1</sub>	0.80	0.94	0.98	1.14	0.67	0.92	0.97	1.04	0.91	
(La/Sm) <sub>N1</sub>	1.10	0.94	1.26	1.85	1.44	2.06	0.95	0.78	0.92	
(La/Lu) <sub>N1</sub>	0.94	0.81	0.89	1.60	1.31	1.87	1.16	1.12	0.73	

(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>=Eu<sub>N</sub>/((Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2); (Ce/Ce\*)<sub>N</sub>=(Ce<sub>N</sub>/(La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2); Normalize değerler; N1, kondrit bileşimine (Taylor ve McLennan, 1985) göreler.

toplam NTE'lerin çeşitli oranlarda tüketildiği K'un ise sabit kaldığı veya kazanıldığı görülür (Tablo 3.38, Şekil 3.87). Tüm bu veriler hidrotermal alterasyon zonu içerisindeki Eu anomalilerinin hidrotermal akışkanların kayacı etkilemesi sonucu oluştuğunu vurgulamaktadır.

Kutlular yöresindeki mafik volkanitlerde gözlemlenen pozitif Eu anomalisini Sverjensky (1984) ve Shikazono (1976)'ya göre açıklamak mümkündür. Sverjensky(1984) hidrotermal çözeltideki Eu<sup>+2</sup>/Eu<sup>+3</sup>'ün oksijen fugasitesi, pH ve sıcaklığa olan ilişkisini irdelemiştir. Shikazono (1976) tarafından Kuroko yataklarındaki altere bazaltlarda yapılan hesaplamalarda Eu<sup>+2</sup>'nin hem kayaç hem de hidrotermal çözeltide baskın olduğu görülür. Kayaçtaki Eu hidrotermal çözeltide 3 değerlikli olan tüm NTE'lere kıyasla kısmen indirgen koşullarda hidrotermal çözeltilere alınmıştır. Böylelikle Eu kayaçta zenginleşmiştir. Kayaçlar tarafından kazanılan Eu'nun kaynağı düşük su/kayaç oranlarında deniz suyu/kayaç etkileşimi ile Eu bakımından zenginleşmiş hidrotermal çözeltilerdir. Benzer durum Kutlular yöresi mafik volkanitlerinde de geçerli olmalıdır. Kayaçlardaki Eu ile Ca'nın davranışı benzer iyonik yarıçaplarından dolayı oldukça benzerdir.

Ce'un pozitif ve negatif davranışı alterasyon ortamı hakkında oldukça değerli bilgiler sağlar. Ce<sup>+4</sup>/Ce<sup>+3</sup> düşük sıcaklıklarda deniz suyu/kayaç etkileşim esnasında yüksektir. Ce kayaç içerisinde 3 değerlikli olarak bulunur ve ilerleyen alterasyonla okside olur ve sıvıya Ce<sup>+4</sup> olarak alınır. Bu durumda kayaçlarda negatif Ce anomalisi görülür. Eğer ilerleyen

safhalarda  $Ce^{+4}$  kayaçlarda yeni oluşan minerallerce yapıya alınırsa kayaçlarda pozitif Ce anomalileri oluşur (Ludden ve Thompson, 1979; Menzies vd., 1979). Buna göre özellikle Kutlular dasitik piroklastitlerinin Ce'a karşı davranışı irdelendiğinde illit/simektit ve kısmen simektit zonunda Ce sıvıya  $Ce^{+4}$  olarak alınmış simektit zonunda minerallerin yapısına girerek zenginleşmiştir. Simektit zonunda her ne kadar Ce'u yapısına alabilecek Mn-oksit ve hidroksit (Goldberg vd., 1963; Courtois ve Clauer, 1980) gibi mineraller saptanamamış olsa bile  $Ce^{+4}$ 'un kayaçta kil minerallerince absorpsiyonu düşünülmektedir. Mafik volkanitlerde ve diğer yöre volkanitlerinde görülen hafif şiddetteki Ce anomalisi ise kayaçlarda üç değerlikli olarak bulunan diğer NTE'lere kıyasla (Eu hariç) Ce'un çözünürlüğünün daha yüksek olması ve kayaçlarda yıkanabilmesinden kaynaklanmaktadır.

Cevherleşme süresince düşük deniz suyu/kayaç etkileşimi ile sıvılar özellikle Eu, Ca ve Sr bakımından zenginleşmiş olmalıdır. Bu elementler bakımından zenginleşen ve deniz tabanında boşaltma zonlarında sülfat ve sülfidlerle birlikte soğuk deniz suyu ile karşılaştığı için biriktirilir (Shikazono, 2003). Kutlular cevherleşmesinde bulunan küçük cepler halinde gözlenen jipslerin oluşumları bu şekilde gerçekleşmiş olmalıdır.

Bölgede cevher arama faaliyetleri esnasında dasitik kayaçların NTE içerikleri özellikle Eu ve Ce davranışları belirteç olarak kullanılabilir. Aynı zamanda bu tür çalışmalar hidrotermal aktivite ve cevher oluşumu esnasındaki oksidasyon koşulları hakkında bilgi verebilir.

#### 4.4. Hidrotermal Akışkanların Bileşimi

Kuroko yataklarında Green vd. (1983) tarafından tüm kayaçta yapılan çalışmalarda  $\delta^{18}O$  değeri zeolit zonunda  $\%16.9 \pm 2.9$ , montmorillonit zonunda  $\%11.1 \pm 2.5$ , serisit-klorit zonunda  $\%6.7 \pm 1.3$  olarak belirlenmiştir ve cevher zonuna doğru izotopik değerlerin düştüğü saptanmıştır. Hellyer (Tazmanya) masif sülfid yataklarında kuvars damarları ile dengede olan sıvının izotopik bileşiminin 0'a yakın olduğu ifade edilmektedir (Solomon vd., 2004; Green ve Taheri, 1992). Alterasyon zonununun 200 m dışında yapılan ölçümlerde ise bu değer  $\%11.3$ , ağsal zonu çevreleyen zarfda  $\%9.8$  ve ağsal zonda ise  $\%8.3$  ile sistematik azalmalar sunar (Green ve Taheri, 1992; Gemell ve Fulton, 2001). Schardt vd. (2001) tarafından hazırlanan jeokimyasal modele göre, hidrotermal akışkanın son  $\delta^{18}O$  izotopik bileşiminin  $\%4$ 'e yakın değerler sunmaktadır.

Kutlular cevherleşmesi alterasyon sahası içerisinde cevheri saran illitik zonda hidrotermal akışkanın hesaplanan  $\delta^{18}\text{O}$  izotopik bileşimi, pozitif değerler verir ve %7-10 arasında değişir (Tablo 3.42). Bu değerler Green ve Taheri (1992) ve Schardt vd. (2001) tarafından önerilen değerlerle uyumluluk arz eder.

Kutlular cevherleşmesinin içerisinde bulunduğu kayaçların alterasyonunda etkin olan sıvının Geç Kretase denizinden kaynaklı ve magmatik sıvılarla karışmış olduğu düşünülürse temel bazı sorulara cevap bulmak gerekir. Bunlardan ilki magmatik sıvıların karışımının ne olduğu ikincisi ise Geç Kretase dönemindeki deniz suyunun izotopik bileşiminin ne olduğu sorularıdır. Çalışma sahasının içerisinde bulunduğu Doğu Pontidlerin evrimi esnasında Geç Kretase dönemindeki deniz suyunun izotopik bileşimi ile ilgili olarak herhangi bir çalışma yoktur. Günümüz Karadeniz'in izotopik bileşimi ise %0-3'dür (Balderer, 1999). Eğer bu değer Geç Kretase dönemindeki deniz suyu bileşimini de yansıtıyor ise alterasyona etkin olan sıvıların kökeni çok basit bir şekilde baskın deniz suyu ve magmatik akışkanların karışımı olarak açıklanabilir. Zira, Cathles (1993)'e göre plüton yerleşimi esnasında ısıtılan ve volkanik kayaçlar içerisinde çevrime uğrayan deniz suyunun izotopik bileşimi %0-5 arasında değişir ve negatif değerlere ulaşır.

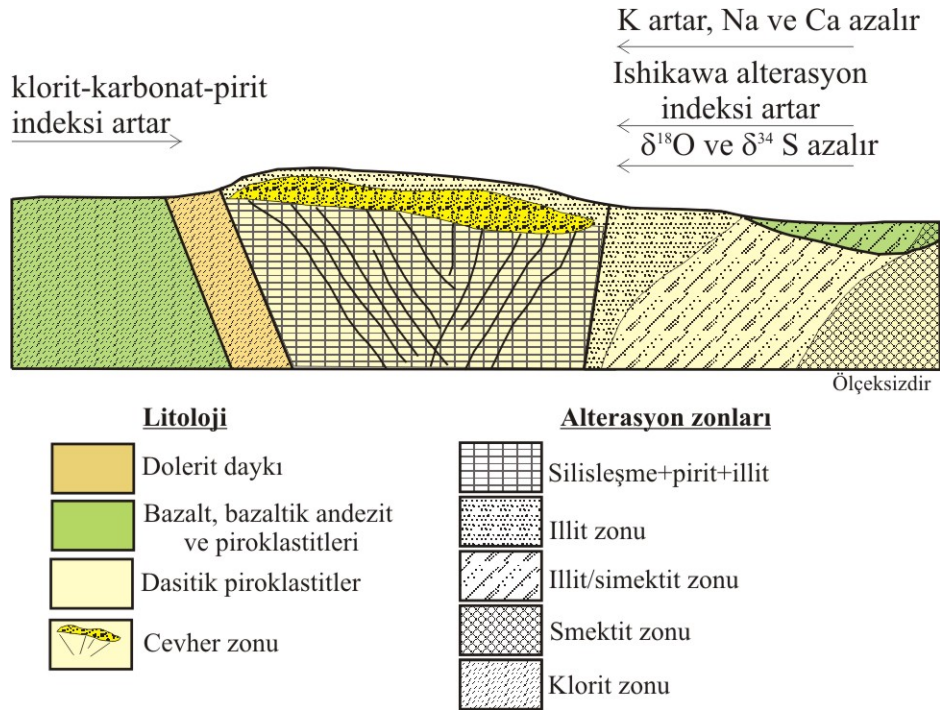
Oksijen izotop bileşiminin volkanojenik masif sülfid yataklarının aranmasında bir belirteç olarak kullanılabilirdiği bilinmektedir (Green vd., 1983; Urabe vd., 1983; Matsuhisa ve Utada, 1993). Kutlular cevherleşmesinde, merkezdeki illit zonundan simektit ve kaolenit zonuna doğru  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri artma eğilimindedir. Alterasyon mineralojisi ve izotop verileri birlikte değerlendirildiğinde bu değişimin kayaç ve deniz suyunun farklı sıcaklıklarda etkileşiminin bir sonucu olduğu noktasına varılır (Kaolenit, 77-118°C; simektit zonu, 87-134°C; illit/simektit zonu, 121-186°C; illit zonu, 149-323°C; Tablo 3.43). Bu durumda su/kayaç oranı >1'dir. Elde edilen  $\delta D$ 'daki (%0-106 ile -59) değişimlerde benzer şekilde yorumlanabilir.

#### **4.5. Hidrotermal Alterasyon Minerallerinin Oluşumu ve Zonlanmaları**

Hidrotermal akışkanların kimyaları ve sıcaklıkları üzerinde yapılan araştırmalara göre Kuroko tip yataklarda hidrotermal akışkanın sıcaklığı  $250\pm 50^\circ\text{C}$  (Shikazono, 1976), deniz tabanı masif sülfid yataklarında ise  $\sim 360^\circ\text{C}$ 'dir (Von Damm vd., 1985). Bu tür ortamlarda kation tipleri arasında Na ve K konsantrasyonları baskın, Mg değerleri genellikle düşüktür. Akışkanın Na/K ve Na/Ca değerleri bulunduğu alterasyon zonuna göre değişiklik

arz eder (Inoue, 1999). Hidrotermal çözeltinin pH'ı ise tuzluluk ve alüminosilikat mineralleri ile sıvı arasındaki etkileşime bağlı olarak değişir (Arnórsson, 1978; Henley ve Ellis, 1983; Giggenbach, 1984). Hidrotermal sistemlerde zonal değişimler ve alterasyon minerallerinin dağılımı temel olarak mineral ve hidrotermal akışkanlar arasındaki kütle değişimleri tarafından belirlenir (Helgeson, 1979). Etkili olabilecek diğer faktörler çözeltinin akış hızı, su kayaç etkileşimi ve yükselen akışkanın sıcaklığı gibi faktörlerdir.

Kutlular cevherleşmesi çevresinde özellikle cevher zonundan itibaren kil mineralojisinin değişimi, alterasyonu sağlayan hidrotermal sıvıların bileşimi, sıcaklığı, sıvıdaki katyonların aktivitesi gibi faktörler tarafından kontrol edilmiş; böylece farklı alterasyon zonunda farklı kil mineralleri ve eşlik eden ikincil minerallerin oluşumu sağlanmıştır. Cevherin içerisinde bulunduğu dasitik piroklastitler ve örtü birimi mafik volkanitlerde Kuroko-tip masif sülfid yataklarına benzer bir mineralojik zonlanma görülür (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Kutlular masif sülfid yatağına eşlik eden alterasyon zonlarının yerleşimini gösterir şematik model

Zonlanma dasitik piroklastitlerde merkezden kenara doğru iyi gelişmiş olup: silleşme, illit-silleşme zonu, illit/simektit+silleşme zonu, simektit zonu ile karakterize edilir. K-tip alterasyon olarak tanımlanan bu alterasyon değişimleri lömontit, stilbit, mordenit gibi Ca'ca zengin ve analsim gibi Na'ca zengin zeolit minerallerinin varlığı ile Ca-Na serisi alterasyonları da içerip karmaşık bir alterasyon sistemi şeklinde tanımlanabilir.

Simektit zonunda otojenik albit, analsim (özellikle simektit ve illit/simektit zonlarında) ve eşlik eden diğer kil minerallerinin gelişimi ortaçtan-hafif alkaleen koşullar altında hidrotermal akışkanların yüksek K/H ve Na/H oranlarına sahip olduğunu ifade eder (Langmuir, 1997). En dış alterasyon zonlarında bazen tek başına bazen de simektitlere eşlik eden kaolenitlerin oluşumu kaolenitlerin gelişimi esnasında ise akışkanın oldukça düşük K/H ve Na/H oranlarına sahip olduğunu ve ortamın kısmen asidik olduğunu gösterir. Fakat, ortamın pH'ı alunit gibi daha asidik şartlarda oluşacak mineraller için yeterince düşük değildir (Inoue ve Utada, 1991). Bu indirgeyici ortam koşulları özellikle simektit zonunda Fe'in diğer zonlara göre zenginleşmemesini ve belki de tüketilmesini daha iyi açıklar. Simektit zonunu diğer zonlardan ayıran bazı önemli özellikler şunlardır; (1) tüm kayalık içerisinde kil mineralleri özellikle simektit ve bazı durumlarda eşlik eden kaolenit, illit/simektitin diğer bileşenlere kıyasla daha bol miktarda bulunur. (2) Otojenik feldispatlar ve analsim gibi alkali minerallere rastlanılır (Tablo 3.10-11, Şekil 3.71). (3) Diğer zonlara kıyasla kütle kaybı vardır. Özellikle SiO<sub>2</sub>'de büyük oranda azalma görülmektedir. (4) Demir çok az bir zenginleşme göstererek sabite yakın davranır (Tablo 3.38, Şekil 3.87). Bu veriler simektit zonunda yüksek su/kayalık oranlarının bulunduğunu ve sıvının kısmen simektitin oluşumu esnasında ortaç, ilerleyen alterasyonla katyonların yıkanmasına bağlı olarak asidik olduğunu işaret eder. Bu zonda analsimin varlığı Na-tip alterasyon olarak yorumlanır. Na-tip alterasyon tek başına nadiren görülmesine karşın Kuroko tip yataklarda kenar zonlarda analsim ve Na-simektit mineral birlikteliği ile temsil edilir (Utada ve Ishikawa, 1973).

İllit zonu ile illit/simektit zonu özellikle kütle değişimlerinde benzer karakteristikler sergilerler. Bunlar; (1) Kütle artışı. (2) Si, Al, Fe, K'ca ve cevherleşme ile ilişkili Cu, Pb, Zn ve As gibi elementler bakımından zenginleşme, Mg bakımından sabit sayılabilecek hafif tüketilme ve Ca ve Na'ca fakirleşme (Tablo 3.38, Şekil 3.87). (3) Silleşmenin ve yer yer piritleşmenin bu zonlara eşlik ediyor olması (Şekil 3.71-74). İllit ve illit/simektit karışık tabakalı kil mineralinin oluşumu ortaç-alkaleen koşullar altında felsik ve mafik kayaların alterasyonunu ifade eder ve genellikle simektit-illit arasında artan sıcaklığa bağlı olarak bir

transformasyon söz konusudur (Inoue vd., 1988; Inoue, 1999). Bethke (1986) ise simektit ve illitin reaksiyon serisi içerisinde direkt olarak oluştuğunu ve illit/simektitin hidrotermal çözeltilerden itibaren çökeldiğini ifade eder. Kutular sahasında simektit, illit/simektit ve illit arasındaki ilişkinin aydınlatılmasında özellikle XRD, SEM, K-Ar yaşlandırma çalışmaları kullanılmıştır (bkz. Bölüm 3.2). XRD çalışmalarında I/S'lerin illit içerikleri %10-90 arasında değişir ve reivekit (R) değerleri nadiren 0, genellikle 2-3 arasındadır. SEM incelemeleri I/S'lerin gelişimine dair ipuçları sağlar. Düzensiz karışık tabakalı I/S'ler (R=0) saf simektitlere benzer şekilde dalgalı yapraksı bir morfoloji sunarken, düzenli I/S'lerde ise latalar azalan simektit bileşeni ile orantılı olarak büyüme eğilimindedir. I/S'lerden illit zonuna ulaşıldığında ise latalar genellikle  $2M_1$  politipindeki hegzagonal ve düzlemsel plakalar halindedir. Bu gelişim simektitten itibaren artan sıcaklığa bağlı olarak I/S'lerin oluştuğu şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 3.39). Benzer durumlar hidrotermal ortamlar I/S'in simektitten itibaren oluşumlarında gözlemlenmiştir (Inoue, 1995). I/S'lerde yapılan yaşlandırmalarda I/S içerisinde artan simektit miktarının yaşı artırdığı görülmüştür. Bu da simektitten illite doğru bir oluşumu ifade edebilir. Fakat %90 illit içeriğine sahip I/S'nin yaşının %60 ve %55 illit içeriğine sahip I/S'lerden daha yaşlı çıkması I/S'lerin oluşumunda ikinci bir faza işaret edebilir (Tablo 3.46, Şekil 3.90). Bu tür illit/simektit oluşumları Kuroko tip yataklarda tanımlanmıştır ve illit veya serisitle sülfidlerin oluşumu ile pH'ı düşen hidrotermal çözeltilerin etkileşimini gerektirir. Ortamın pH'ının düşmesi şu formül ile tanımlanır:



Burada (M), Zn ve Pb gibi metalleri ifade eder (Tamura, 1982). Ortamın pH'ının düşmesine bağlı olarak çözeltide  $Mg^{+2}$  ve  $Ba^{+2}$  önemli rol oynar ve  $K^+$ 'nin yapıdan çıkıp bu elementlerin yerleşmesi ile karışık tabakalı illit/simektit oluşmuş olur (Tamura, 1982).

Örtü kayaçlarındaki alterasyonlar (hanging wall) Fanerezoyik yaşlı Kuroko yatakları (Shirozu, 1974), Madenköy (Rize) yatakları (Franklin vd., 1975) ve Hellyer (Tazmanya) yatakları (Gemmell ve Fulton, 2001) gibi yataklarda tanımlanmıştır. Örtü kayaçlarındaki alterasyonlar düşük yoğunluktadır ve mineralojileri cevher kütesinden itibaren Mg-klorit, serisit, kil mineralleri (montmorillonit, kaolenit ve karışık tabakalı killler), karbonat (dolomit ve kalsit), feldispat (K- ve Na-), zeolit ve kristobalit ile temsil edilir. Gemmell ve Fulton (2001), Hellyer yataklarında (Tazmanya, Avusturalya) örtü kayaçlarında farklı bir

konsantrik yanal zonlanma tanımlamışlardır. Merkezdeki yüksek sıcaklık zonundan dış zonlara doğru mineral birlikteliği kromlu muskovit, kuvars, albit ve serisitir. Örtü kayaçları alterasyonu masif sülfid kütlesinin oluşumundan sonra devam eden hidrotermal aktiviteden dolayı oluşabilir. Kutlular yöresinde örtü kayacı mafik volkanitlerde alterasyon zonları merkezden itibaren klorit+albit zonu, klorit zonu, illit/simektit zonu ve simektit zonu olarak tanımlanmıştır. Klorit zonu, bol miktarda boşluk dolgusu, ferromagnezyen minerallerden itibaren ve plajiyoklasların üzerinde klorit minerallerinin varlığı ile karakterize edilir. Klorite genellikle albit, kalsit ve/veya epidot eşlik eder. Mafik birimlerde görülen ve genellikle spilitik veya propilitik alterasyon olarak tanımlanan bu mineralojik birliktelik yüksek sıcaklıkları karakterize eder (>200°C). Fakat aktinolit, klinopiroksen, biyotit ve/veya granatın görülmemesi sıcaklığın 300°C'nin üzerine çıkmadığını gösterir (Bird vd., 1984). Sıcaklığın düşmesine bağlı olarak klorit zonundan dış zonlara doğru illit/simektit ve simektit zonuna geçilir. Simektit ve klorit/simektit genellikle boşluk dolgusu, hamurda camın yerine ve mafik fenokristallerinden gelişmiştir. Simektit zonunda plajiyoklaslar genellikle altere olmadan kalmışlardır. Büyük ihtimalle simektit klorit/simektit veya doğrudan klorite dönüşmüştür. İllit/simektit ve simektit arasında da benzer bir dönüşüm söz konusudur. Simektitin oluşumunu takiben K aktivitesinin artmasına bağlı olarak simektitten itibaren illit/simektitler oluşmuş ve ilerleyen sıcaklık şartlarında oluşan illit veya serisit minerali klorite dönüşmüştür. Kutlular mafik volkanitlerinde zeolit mineralleri yer yer kil minerallerine eşlik eder. Genellikle lömontitten oluşan zeolit minerallerine yer yer stilbit, hölandit eşlik eder. Lömontit genellikle kayaçalarda boşluk dolgusu olarak bulunurken hölandit plajiyoklaslardan itibaren oluşmuştur. Benzer hidrotermal alterasyon özellikleri deniz tabanı bazaltlarında ve okyanus ortası sırt zonlarında da tanımlanmıştır (Tomasson ve Kristmannsdottir, 1972; Alt vd., 1986). Kutlular mafik volkanitlerde silisleşme belirli bir seviye ile sınırlandırılmıştır ve sadece taban kesimlerinde görülür.

#### **4.6. Hidrotermal Alterasyon Modeli**

Kutlular VMS yatağı ve çevre kayaçlarının oluşumu ve alterasyon gelişimi dört safhada düşünülebilir (Şekil 4.3). İlk safhada çalışma alanının tabanının oluşturan Erken-Geç Kretase yaşlı bazalt ve piroklastitleri gelişmiştir. Tektonik hareketliliğe bağlı olarak parçalanmış Malm-Alt Kretase yaşlı karbonat platformu üzerine gelen birim içerisinde Jura

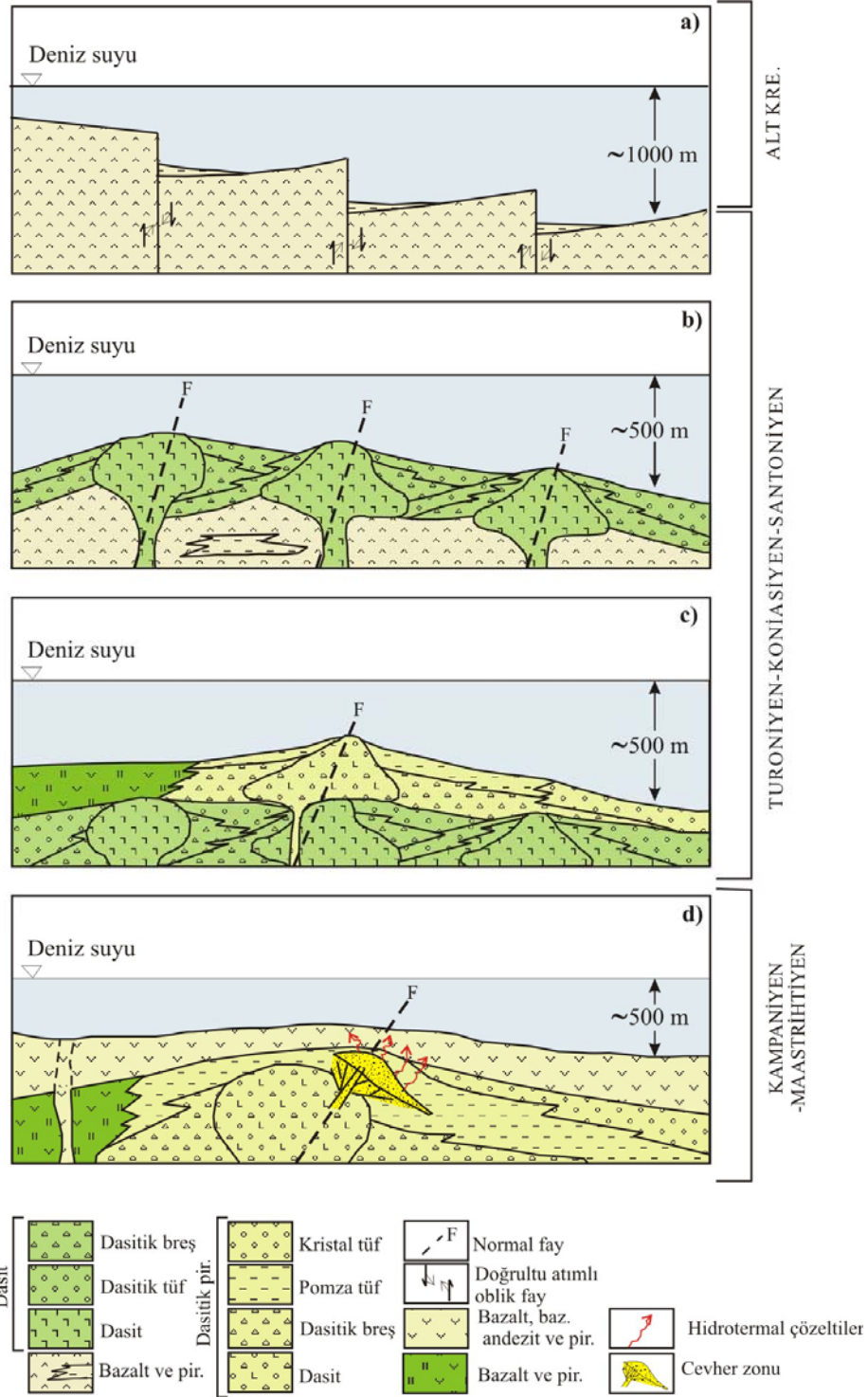
yaşlı gri kireçtaşı blokları bulunur (Güven, 1998). Birimde doğrultu atımlı oblik fay tektoniğinin egemen olması (İ., Gedik, 2008, sözlü görüşme), birim içerisinde deniz suyunun sirkülasyonunu hızlandırmış ve spilitik alterasyon gelişmiştir (Şekil 4.3a). Daha sonra normal fay tektonik aktivitesine (İ., Gedik, 2008, sözlü görüşme) bağlı olarak çalışma sahasında ilk evre dasitleri domlar şeklinde yerleşmiştir (Şekil 4.3b). Bu dasitik domlar, genellikle dasitik lav, daha az oranda ise breş ve tüfleri üretmişlerdir. Üçüncü safhada çalışma sahasındaki cevherleşmenin ana kayacı olan dasitik dom yerleşmiştir (Şekil 4.3c). Üçüncü safhadaki dasitik volkanizma yoğun oranda piroklastik malzeme üretmiş olup, breş, pomza tuf, kristal ve nadiren litik-kristal tuf ile temsil edilir. Bimodal volkanizma ürünü olan bazalt ve piroklastitleri (kırmızı çamurtaşı ara tabakalı) eş yaşlı olarak gelişmiştir. Dördüncü evrede Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı cevherleşmenin örtü kayacı olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri (kırmızı kireçtaşı ve marn aratabakalı) tüm birimleri örtmüştür (Şekil 4.3d).

Çalışma sahasındaki istifin tüm bu oluşum süreci esnasında (Şekil 4.3) ve sonrasında fay ve kırık sistemleri boyunca birimler bölgesel ölçekte alterasyona uğramıştır. Volkanik istifin gelişiminden hemen sonra soğuk deniz suyunun içerisindeki hidrotermal çevrimine bağlı olarak alterasyon gerçekleşmiştir. Bölgesel nitelikli olan bu alterasyonda kayaçlarda kırık sistemlerinin olması, tüflerden oluşması nedeniyle deniz suyunun çevrimi oldukça kolaydır. Galley (1993)'e göre deniz suyu ile volkanik istif arasında derinlere doğru artan yüksek sıcaklığa bağlı olarak bir seri metazomatik reaksiyon gerçekleşir. Sığ derinliklerde yani bir başka ifade ile sıcaklığın 50-140°C arasında olduğu kesimlerde ve yüksek su/kayaç oranlarında (>50) Mg-K zengin alterasyon mineralleri (Mg-simektit, zeolit) oluşur. Bu zonun altında deniz suyu-kayaç etkileşiminin orta sıcaklıklarda olduğu (140-300°C) daha düşük su/kayaç oranlarında (<5) Mg-simektit, klorit, kuvars ve albitten oluşan alterasyon mineral birlikteliği gelişir. 300°C üzerindeki sıcaklıklarda karakteristik mineraller klorit, aktinolit, epidot ve albittir.

Kutlular cevherleşmesi çevre kayaçlarının cevherden uzak kesimlerinde alterasyon mineraller birliktelikleri, kuvars, albit, serisit, klorit ve epidotla temsil edilir. İlk safhada oluşan bu mineral birliktelikleri 200-250°C'lik sıcaklığı, düşük-orta su/kayaç oranlarını ve sığ-orta derinliklerde (50-200m) oluşmuş mineralojik değişimleri ifade eder (Gemmell ve Fulton, 2001). Çalışma alanında bazı kısımlarda görülen yamalar halindeki yerel alterasyonlar yer yer küçük ölçekli fay/kırık sistemlerine bağlı hidrotermal çevrimlerin de bu ilk safha alterasyonunda etkin olduğunu ifade eder.



Şekil 4.3c ve Şekil 4.3d'de gösterilen safhalar cevherleşme ile ilişkilidir ve belirli bir derinlikte yoğunlaşmış hidrotermal çevrim sisteminden kaynaklanan yapısal kontrollü akışkanlarca bu safhadaki alterasyon gerçekleştirilir. Bu esnada masif sülfid yatağı ve onu besleyen ağsal zon gelişir. Hidrotermal akışkanlar, cevher sahasında cevherleşmeyi besleyen fay sistemleri çevresinde en büyük ekinliği göstermiş olmalıdırlar. Cevherleşmeyle birlikte alterasyon bacasının ve ağsal zonların gelişimi de bu esnada gerçekleşmiştir. Bu sırada oluşan alterasyon zonlanması illit-kuvars zonu ile başlar ve büyük ihtimalle cevherleşmeden önce oluşan alterasyona ait izleri cevher sahası içerisinde siler. Hidrotermal akışkanların en yoğun olduğu merkezde cevherleşmeyi saran silisleşmiş ve az oranda illitle temsil edilen zarf daha sonra dasitik piroklastitlerde illitik zona, dolerit daykı ve bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde ise klorit+albit zonuna geçer. K-Ar yaşları dikkate alındığında bir örnek haricinde dasitik birimlerin alterasyon yaşı Kampaniyen olarak saptanmıştır (Tablo 3.46). Cevherleşmenin örtü kayacı olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinin yaşı Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak verildiğine göre masif sülfid yatağının oluşumu örtü kayaçlarının yerleşiminden önce başlamıştır. Silisleşmiş merkez zonunun oluşum sıcaklığı ile ilişkili pek çok farklı yaklaşım sunulmuştur. Hidrotermal akışkanın indirgen koşullarda (H<sub>2</sub>S) baskın, ilksel sıcaklığının 350°C ve pH'ın 4.5-5.5 olduğu durumlarda silisleşmiş merkez zonunun oluşum sıcaklığı 250-300°C, kloritce zengin alterasyon zonunun 250-300°C ve serisitce zengin alterasyon zonunun ise 150-250°C arasında geliştiği ifade edilmektedir (Shardt vd., 2001). Kutlular cevherleşmesinde klorit ve oksijen jeotermometrelerine bağlı olarak elde edilen sıcaklıklar irdelendiğinde;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ 'nin %4 olduğu durumlarda silisleşmiş merkez zonunu çevreleyen illit+silisleşme zonunda 230-323°C, I/S+silisleşme zonunda 186°C'lik sıcaklıklar tespit edilmiştir (Tablo 3.43). Alterasyon halesinin en dış zonu olan simektit zonunda bu sıcaklık değerleri 129-134°C arasında değişmektedir. Kaolenit zonu ortamın asitliğinin arttığı duruma karşılık gelmekte olup 118°C'lik düşük bir sıcaklığı vurgular. Bu sıcaklık değerleri Shardt vd. (2001) tarafından silisleşmiş merkez zonu için önerilen sıcaklığa yakın ve çok az miktarda düşük değerlere karşılık gelir. Cevherleşmenin içinde bulunduğu dasitik piroklastitler ve özellikle merkez zonu oluşturan pomza tüflerde kloritik bir zon tespit edilememiştir.



Şekil 4.3. Kutlular masif sülfür yatağı ve alterasyon zonlarının gelişimini gösteren şematik model. a), b), c) bazalt ve piroklastitleri, dasit ve dasitik piroklastitlerinin gelişimi ve ısıtılan deniz suyunun dolaşımı ile gelişen bölgesel ölçekli alterasyon, d) masif sülfür yatağı ve örtü kayalarının oluşumunun ardından hidrotermal akışkanlarca örtü kayalarının alterasyona uğratılması

Cevherleşmeyle eş yaşlı alterasyon olayları örtü birimi olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ve dolerit daykında meydana gelen alterasyonları oluşturur. Mafik birimin oluşumundan sonra cevher örtülmüştür. Hidrotermal akışkanların devam eden faaliyetleri örtü biriminde yoğun kloritleşme±albitleşme ve illit/simektitleşme+silisleşmelerinin oluşumuna neden olmuştur. Kloritlerden itibaren yapılan jeotermometre hesaplamaları 184-252°C'lik sıcaklıklar vermiştir. Bu sıcaklıklar dasitik piroklastitlerde illit-silisleşme zonundan elde edilen 230-323°C'lik sıcaklıklarla uyumludur ve faylanma ile yan yana görülen dasitik piroklastitleri ve örtü birimlerinin alterasyonunun dolerit daykının yerleşiminden sonra merkezden çıkan hidrotermal akışkanların sıcaklığının küçük oranda düşerek oluşturulduğu şeklinde yorumlanabilir. Bu zonda yüksek Fe/Mg oranları altında plajiyoklaslar serisitleşmeye fırsat bulamadan kloritleşmişler veya önce serisitleşip sonra kloritleşmişlerdir. Mafik volkanitlerde merkezden dışa doğru sıcaklığın düşmesine bağlı olarak oluşan ikincil mineralojik birliktelikler arazi ve petrografik gözlemler, XRD çalışmaları birlikte yorumlandığında şu şekildedir:

kalsit-klorit-albit→silis→illit/simektit→simektit.

#### **4.7. Kutlular Masif Sülfid Yatağının Dünyadaki Diğer Masif Sülfid Yatakları ile Karşılaştırılması**

Arkeen yaşlı Kanada volkanojenik masif sülfid (VMS) yatakları ve Miyosen yaşlı Kuroko (Japonya) volkanojenik masif sülfid yatakları arasındaki benzerlik ve farklılıklar Sangster (1972) tarafından ifade edilmiştir. Bu yatakların Sangster (1972) tarafından ifade edilen özellikleri Kutlular VMS yatağı ile Tablo 4.3'de karşılaştırılmıştır.

Tüm bu özellikler dikkate alındığında Kutlular volkanojenik masif sülfid yatağının yerleşim ve mineralojik özellikler bakımından Kuroko masif sülfid yatakları ile büyük oranda benzerlikler sunduğunu söylemek mümkündür.

Tablo 4.3. Kutlular, Kuroko (Japonya) ve Kanada volkanojenik masif sülfid yataklarının bazı özellikler açısından karşılaştırılmaları

Özellik	Kanada VMS	Kuroko VMS	Kutlular VMS
toleyitik karakterli deniz altı volkanizması ürünleri içinde bulunurlar	+	+	Toleyitik-kalkalkalen
domsal yapılarla ilişkilidirler	+	+	+
masif cevher yerleşimi çevreleyen kayalarla uyumludur ve ağsal zon net bir şekilde dasitik piroklastitleri kesmiştir	+	+	+
demirli çört-hematit veya magnetit şapka içerir.	+	+	-
Cu miktarı dış zonlara doğru azalma gösterir	+	+	+
silisleşme	-	+	+
örtü kayacı alterasyonu	-	+	+
anhidrit-jips oluşumları	-	+	+
tetrahedrit-tennantit, bornit	-	+	+

+, ifade edilen özelliğin taşındığı; -, ise taşınmadığı anlamına gelmektedir.

## 5. SONUÇLAR

1. Çalışma alanının tabanını gri kireçtaşı blokları içeren bazalt ve piroklastitleri oluşturur. Birimin üzerine sırasıyla dasit ve masif sülfat yatağının ana kayacını oluşturan dasitik piroklastitler gelir. Dasitik piroklastitler kırmızı çamurtaşı arakatkılı bazalt ve piroklastitleri ile yanall geçişlidir. Masif sülfat yatağının örtü kayalarını kırmızı kireçtaşı ve marn ara katkılı bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri oluşturmaktadır. Tüm bu birimler yerleşimi oldukça düzensiz olan dolerit daykları tarafından kesilmiştir. Dasit daykı ise bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerini keserek yerleşmiştir. Riyolit, riyodasit ve piroklastitleri bu birimleri üstler. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar çalışma alanındaki en genç birim olup tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

2. Kutlular masif sülfat yatağı taban, tavan, örtü ve çevre kayalarında yapılan mineralojik ve petrografik tanımlamalar simektit, illit, illit/simektit, klorit minerallerinin cevhere olan uzaklığa bağılı olarak en fazla bulunan kil mineralleri olduğunu ifade etmektedir. Tespit edilen diğerkil mineralleri kaolenit, halloysit ve klorit/simektittir. Tüm kilce zengin hidrotermal mineral birlikteliklerine değışken oranlarda silis polimorfları eşlik eder. Bu silis polimorfları genelde kuvars daha az oranda ise kristobalit ve opal gibi daha amorf fazlarla temsil edilir.

3. Kutlular masif sülfat yatağı küçük ölçekli bir maden yatağı olup, cevher masif, ağısal ve saçınımlı olarak bulunmaktadır. Başlıca cevher mineralleri sfalerit, kalkopirit, pirit ve galenden oluşmakta, süperjen birliktelikler ise bornit, kovellin, kalkozin, malakit ve azurit, gang mineralleri ise barit ve kuvars ile temsil edilmektedir.

4. Kutlular masif sülfat yatağı çevresinde kil mineralojisinde değışimlere bağılı olarak 4 ana alterasyon zonu ayırtlanmıştır; zonlanma dasitik piroklastitlerde merkezden kenara doğru iyi gelişmiş olup: silisleşme, illit-silisleşme zonu, illit/simektit-silisleşme zonu, simektit zonu eşlik eden kaolenit zonu ile karakterize edilir. Mafik volkanitlerde ise klorit zonu oldukça iyi gelişmiştir. Bu alterasyon zonları içerisinde dar alanlarda yayılım gösteren zeolitleşme, albitleşme ve karbonatlaşma da tespit edilmiştir.

5. Volkanitler benzer jeokimyasal eğilime sahip olup, genelde toleyitik-geçiş karakterli, bazı örnekler kalkalkalen karakterlidir.

6. Volkanitlerde  $SiO_2$ 'ye karşı  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_{3toplam}$ ,  $MgO$  ve A.K. çok iyi negatif korelasyonlar,  $TiO_2$  ile ise zayıf bir korelasyon göstermektedir.  $SiO_2$ 'un  $Al_2O_3$ 'e karşı

kuvvetli negatif korelasyonu piroklastitler içerisindeki cam ve kristal bileşenlerinin yoğun olarak silisleşmesi ve buna karşı killeşmenin azalmasını işaret etmektedir. Cevher zonuna doğru yaklaştıkça tüm kayaç içerisinde silisleşme artmakta, A.K. değerleri azalmakta buna karşın dış zonlara doğru ise killeşmenin artmasına bağlı olarak  $Al_2O_3$  ve A.K. artmaktadır.  $SiO_2$ 'nin çok yüksek olduğu örneklerde  $K_2O$  miktarının yüksek olması silisleşmeye eşlik eden illitleşme ile açıklanmaktadır.

7. Dasitik piroklastitlerde, Lentz ayrışma indeksine karşı S ve A.K. ve  $Fe_2O_{3toplam}$ 'da pozitif,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , MgO da negatif bir ilişki, CaO ve  $Na_2O$ 'da ise önce bir azalma ve sonra ise bir artma saptanmıştır. S miktarındaki artışa paralel  $Fe_2O_{3toplam}$  miktarındaki artışlar piritleşme ile yorumlanırken, A.K.'daki artışlara paralel CaO ve  $Na_2O$  artışları killeşme, azalmalar ise piritleşme esnasında etkili olan silisleşme ile birlikte bu elementlerin yıkanmasını temsil edebilir.

8. Bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri ile dolerit dayklarında Lentz ayrışma indeksine karşı CaO, MgO,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_{3toplam}$ 'ın pozitif,  $SiO_2$  ve  $Na_2O$ 'un negatif ve  $K_2O$  ve S'ün ise dağınık bir yönseme gösterdiği tespit edilmiştir. Lentz alterasyon indeksine karşı CaO'deki artışlar, MgO ve  $Fe_2O_3^{toplam}$ 'daki artışlar kayaçlarda yoğun olarak albitleşme, kloritleşmeye eşlik eden karbonatlaşma ve zeolitleşme ile açıklanmaktadır.

9. Serisitleşme indeksine göre (SI), felsik birimler mafik birimlere kıyasla hidrotermal alterasyondan daha şiddetli bir biçimde etkilenmişlerdir. İndeks mafik birimlerde serisitleşmenin karbonatlaşmaya kıyasla daha az etkin olduğunu göstermektedir.

10. Kutlular volkanitlerinde hesaplanan alterasyon indeksi (AI) değerleri dasitlerde 16.25-94.57, dasitik piroklastitlerinde 0.91-98.99, bazalt, andezit ve piroklastitlerinde 2.38-75.0 ve dolerit daykında 26.81-40.04 arasında geniş bir aralıkta değişim sunar. Çalışma alanındaki kayaçların tümünde cevher zonuna doğru kayaçların AI değerleri mineralojik gözlemlerle uyumlu olarak artış gösterir. Fakat bu artış felsik volkanitlerde daha düzenli bir değişim sunar ve cevher arama faaliyetlerinde bu tür kimyasal analizlere bağlı veriler belirteç olarak kullanılabilir.

11. Volkanitlerin klorit-karbonat-pirit indeks (KKPI) değerleri dasitlerde 49.08-98.06, dasitik piroklastitlerinde 9.84-99.62, bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinde 34.47-97.87 ve dolerit daykında 66.47-86.64 arasındadır. Mafik volkanitler ile felsik volkanitler karşılaştırıldıklarında genellikle kloritleşmenin önemini ifade eder şekilde mafik örnekler daha yüksek KKPI değerlerine sahiptirler.

12. Volkanitlerin iz element dağılımları tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltına kıyasla kayaçların K, Rb, Ba ve Th'ca zenginleştiği Ti, P, Sr bakımından ise fakirleştikleri görülmektedir. Kayaçlarda özellikle Sr'ca fakirleşme plajiyoklasların bozunması K'ca zenginleşme ise K-içeriği yüksek olan çözeltilerle hidrotermal alterasyon esnasında etkileşim olarak yorumlanmaktadır.

13. Volkanitlerin kondrite normalize nadir toprak element (NTE) değişimleri adayayı volkanitlerine benzer şekilde ağır NTE'lerce zenginleşme ile düze yakın yönseme gösterir. Farklı derecelerde negatif ve pozitif Eu (Eu/Eu\*) ve Ce (Ce/Ce\*) anomalileri sülfid-sülfat cevherleşmesini sağlayan akışkanların bu kayaçları hidrotermal alterasyona uğratmasından kaynaklanmaktadır.

14. Dasitik piroklastitlerde kütle değişimleri cevhere doğru Si ve K'da artış Ca, Na, Al'de azalma ile tanımlanır. Ayrıca cevher zonuna doğru Cu, Pb, Zn gibi elementler sistematik olarak artış gösterir. NTE'ler ise sistemde hareketli davranarak yikanmıştır.

15. Mafik volkanitler içerisinde bulunan kloritlerden itibaren yapılan sıcaklık hesaplamalarında kloritlerin oluşum sıcaklığı 184-250°C olarak hesaplanmıştır.

16. Çalışma sahasındaki dasitik piroklastitlerde kaolenit zonunda, kaolenitin  $\delta^{18}\text{O}$  içeriği ‰17.5 ve  $\delta\text{D}$  içeriği ise ‰-88, simektit zonundaki simektitce zengin örneklerin izotopik bileşimi sırasıyla;  $\delta^{18}\text{O}$  ‰15.3-15.7 ve  $\delta\text{D}$  ‰-85 ile -106; I/S zonunda illit/simektitin izotopik bileşimi  $\delta^{18}\text{O}$  ‰11.4 ve  $\delta\text{D}$  ‰-94; illit zonunda ise  $\delta^{18}\text{O}$  ‰6.8-9.5 ve  $\delta\text{D}$  ‰-66 ile -59 arasında değişmektedir. Killerin  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri sistematik olarak cevhere doğru azalmakta,  $\delta\text{D}$  değerleri ise artmaktadır.

17. Kretase dönemindeki deniz suyu izotopik bileşiminin günümüz deniz suyu izotopik bileşimi ile benzer olması durumunda; hesaplanan  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$  bileşimi magmatik sularla metamorfik suların karışımı olabilecek bir hidrotermal sıvının alterasyonda etkin olacağına işaret eder. Fakat, hesaplanan izotopik bileşimin günümüz deniz suyu bileşimine yakın bir aralıkta bulunması deniz suyunun hidrotermal döngü içerisinde alterasyonda etkin olduğunu ve farklı derecelerde magmatik su katkısının varlığına işaret eder.

18.  $\delta^{18}\text{O}$  jeotermometre hesaplarına göre kaolenit zonu 77-118°C; simektit zonu 87-134°C; illit/simektit zonu 121-186°C; illit zonu 149-323°C'lık sıcaklıklarda oluşmuştur.

19. Kutlular cevherleşmesi piritik cevher zonundan elde edilen piritin  $\delta^{34}\text{S}$  izotopik bileşimi ‰3.6-4.8, tüm kayaç izotopik bileşimleri ise ‰4.4-6 arasındadır. Tüm kayaç örneklerinde elde edilen izotop değerleri ile piritin izotopik bileşiminin benzerlik sunması

hidrotermal aktivite esnasında aynı çözeltilerce kayaçların etkilendiğini ve killeşmeyi bu çözeltilerin sağladığına işaret edebilir.

20. Kutlular VMS yatağı ve çevre kayaçlarının oluşumu ve alterasyon gelişimi dört safhada düşünülebilir. İlk safhada çalışma alanının tabanının oluşturan Erken-Geç Kretase yaşlı bazalt ve piroklastitleri gelişmiştir. Daha sonra normal fay tektonik aktivitesine bağlı olarak çalışma sahasında ilk evre ve ikinci dasitleri domlar şeklinde yerleşmiştir. Dördüncü evrede Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı cevherleşmenin örtü kayacı olan bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitleri tüm birimleri örtmüştür. Volkanik istifin gelişiminden hemen sonra soğuk deniz suyunun hidrotermal çevrimine bağlı olarak bölgesel ölçekli alterasyon gelişmiştir. Cevherleşmenin oluşumu esnasında cevherleşme ile ilişkili hidrotermal akışkanlar, cevher sahasında cevherleşmeyi besleyen fay sistemleri çevresinde en büyük etkinliği göstermiş ve bu alanda ilk evre bölgesel ölçekli alterasyona ait izleri silmiştir.

21. Dasitik piroklastitlerinden elde edilen kil fraksiyonundaki illit/simektitlerin K-Ar yaşlandırmaları  $137.3 \pm 3.5$  (Erken Kretase-Hotriviye) ile  $75.0 \pm 1.9$  milyon yıllık (Geç Kretase-Kampaniyen) uzun bir zaman diliminde illitleşme sürecinin gerçekleştiğini ifade etmektedir. İllit/simektitlerin yaşı ile illit/simektit tabakalarındaki illit (%) miktarına göre illitleşme süreci genellikle simektitten itibaren transformasyonla açıklanabilir fakat illitten itibaren illit/simektit oluşumları da gerçekleşebilir. Dolayısı ile illitleşme süreci karmaşık bir gelişime sahiptir.

22. Kutlular masif sülfid yatağı mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bakımından Kuroko (Japonya) yatakları ile benzer özelliklere sahiptir.



## 6. ÖNERİLER

1. Masif sülfid yatağı arama faaliyetleri esnasında, alterasyonda belirlenen değişimlere bağlı olarak hatlar boyunca alınan örnekler alınmalı ve bu örneklerin kil mineralojisi incelemeleri yapılmalıdır. Bu çalışmada bir modelle ortaya konulan, cevher zonuna doğru özellikle kil mineralojisindeki sistematik değişimler göz önüne alınmalıdır.

2. Felsik kayalardan itibaren yapılan tüm kayaç analizleri mineralojik değişimlerle birlikte yorumlanıp cevher zonlarına doğru karakteristik Na ve Ca'ca tüketilme, K ve Si'ca zenginleşme gibi elementsel değişimler önemslenmelidir.

3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde özellikle felsik kayaçların nadir toprak element içeriklerinin cevher zonlarına doğru azalması cevher arama faaliyetlerinde kullanılabilir bir özelliktir. Bu karakteristik değişimler özellikle cevher arama faaliyetlerinde belirteç olarak kullanılabilir.

4. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde masif sülfid yatağı arama faaliyetlerinde, çalışma sahasında yaygın hidrotermal alterasyonun görüldüğü durumlarda tüm kayaç veya kil fraksiyonunun  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerlerindeki değişimler cevher arama faaliyetlerinde bir belirteç olarak kullanılabilir.

5. Kutlular (Sürmene, Trabzon) masif sülfid yatağında hidrotermal alterasyon esnasındaki kil minerallerinin oluşumlarının ve gelişim süreçlerinin daha ayrıntılı olarak anlaşılabilmesi için farklı tane boyutundaki kil minerallerinden itibaren jeokronolojik yaş analizi yapılmalıdır. Ayrıca, sıvı kapanımlardan itibaren yapılacak çalışmalar ile cevherleşme esnasında etkin olan sıvıların kimyasal bileşimleri saptanmalıdır.

## 7. KAYNAKLAR

- Akçay, M., Tüysüz, N., 1997. Murgul Cu Madeni Çevresinde Ağır Elementlerin Yanal Dağılımı ve Çevresel Kirlilik Üzerine Etkileri, Geosound, 30, 725-741.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. ve 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. ve Arar, M., 1999. Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Çayeli Massive Sulphide Ore Deposit, Rize, NE Turkey, Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al., Eds., Balkema, Rotterdam, 459-462.
- Akçay, M. ve Moon, C.J., 2001. Geochemistry of Pyrite-Bearing- and Purple Dacites in North-Eastern Turkey: A New Exploration Tool for the Kuroko Type Deposits, Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century, A. Piestrzyski, Ed., Krakow, Poland, 210-213.
- Akçay, M., 2003. Karadeniz Bölgesindeki Masif Sülfid Yataklarının Tabanında ve Tavanında Bulunan Dositlerin Jeokimyasal Özellikleri: Kuruko Tip Yataklar İçin Yeni bir Arama Kriteri, Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Potansiyeli Sempozyumu, Özler Kitabı, 22-25 Ekim, 81-83.
- Akçay, M., 2007. Geochemistry of the Footwall- and the Hanging-Wall Dacites of the Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Northeastern Turkey: A New Exploration Tool for the Kuroko Type Deposits, Ore Geology Reviews, (baskıda).
- Akella, J. ve Winkler, H.G.F., 1966. Orthorhombic Amphibole in Some Metamorphic Reactions, Contribution to Mineralogy and Petrology, 12, 1-12.
- Akıncı, Ö.T., 1980. Major Copper Metallogenetic Units and Genetic Igneous Complexes of Turkey, European Copper Deposits, S. Jankoviç, R. Sillitoe, Eds., Belgrade, Belgrade Univ. Faculty Geology and Mining, 199-208.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. ve Potts, P.J., 1980. Rare Earth Element Mobility during Granite Alteration: Evidence From Southwest England, Earth and Planetary Science Letters, 49, 149-165.
- Allen, R.L., Weihed, P. ve Svenson, S., 1997. Setting of Zn–Cu–Au–Ag Massive Sulfide Deposits in the Evolution and Facies Architecture of a 1.9 Ga Marine Volcanic Arc, Skellefte District, Sweden, Economic Geology, 91, 1022-1053.
- Allen, R., 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization, Economic Geology, 83, 7, 1424-1446.

- Almodóvar, G.R., Saez, R., Pons, J.M., Maestre, A., Toscano, ve M. Pascual, E. 1998. Geology and Genesis of the Aznalcollar Massive Sulphide Deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain, Mineralium Deposita, 33, 111-136.
- Alt, J., Honnorez, J., Laverne, C. ve Emmerman, R., 1986. Hydrothermal Alteration of a 1 m Section Through the Upper Oceanic Crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, Chemistry And Evolution Of Seawater–Basalt Interactions, Journal of Geophysical Research, 91, 309-335.
- Altaner, S.P., Ylagan, R.F., Savin, S.M., Aronson, J.L., Beklin, H.E. ve Pozzuoli, A., 2003. Geothermometry, Geochronology, and Mass Transfer Associated with Hydrothermal Alteration of a Rhyolitic Hyaloclastite from Ponza Island, Italy, Geochimica et Cosmochimica Acta, 67, 275-288.
- Ames, D.E., Tardif, N., MacLachlan, K. ve Gibson, H.L., 2002. Geology and Hydrothermal Alteration of the Flin Flon–Triple 7-Callinan VMS Horizon Hanging-Wall Stratigraphy: Flin Flon Targeted Geoscience Initiative; Summary of Investigations, Saskatchewan Geological Survey, Sask, 2, 12.
- Anderson, T.F. ve Arthur, M.A., 1983. Stable Isotopes of Oxygen and Carbon and their Application to Sedimentologic and Paleoenvironmental Problems, M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, L.S., Land, Eds., Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Short Course Notes, 10, 1-151.
- Andrews, A.J., 1980. Saponite and Celadonite in Layer 2 Basalts, DSDP Leg 37, Contribution Mineralogy to Petrology, 73, 323-340.
- Angel, B. R. ve Vincent, W.E.J., 1978. Electron Spin Resonance Studies of Iron Oxides Associated with the Surface of Kaolins, Clays and Clay Minerals, 26, 263-272.
- Antonović, A., Göymen-Aslaner, G. ve Stojanov, R., 1996. New Data on the Lahanos and Maden Tepe Localities, Giresun Country, Eastern Black Sea Coast, Turkey, Geologica Macedonia, 10, 57-65.
- Árkai, P. ve Sadek Ghabrial, D., 1997. Chlorite Crystallinity as an Indicator of Metamorphic Grade of Low-Temperature Meta-Igneous Rocks: A Case Study From The Bükk Mountains, Northeast Hungary, Clay Minerals, 32, 205-222.
- Arnórsson, S., 1978. Major Element Chemistry of the Geothermal Seawater at Reykjanes and Svartsengi, Iceland, Mineralogical Magazine, 42, 209-220.
- Arribas, A. Jr. 1995. Characteristics of High-Sulfidation Epithermal Deposits, and Their Relation to Magmatic Fluid, J.F.H. Thompson, Ed., Magmas, Fluids, and Ore Deposits, Mineralogical Association of Canada, Short Course, 23, 419-454.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, Chemie der Erde, 57, 157-187.

- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, Petrography and Whole-Rock Geochemistry of the Tertiary Granitic Intrusions in the Eastern Pontides, Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 27, 177-193.
- Arslan, M, Kadir, S., Abdioğlu, E. ve Kolaylı, H., 2006. Origin and Formation of Kaolinite in the Saprolite of the Tertiary Alkaline Volcanic Rocks, Eastern Pontides, NE Turkey, Clay Minerals, 41, 599-619.
- Aslaner, M., 1977. Türkiye Bakır-Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasiyal Plâka Tektoniği Yönünden İncelenmesi, KTÜ Yerbilimleri Fakültesi, 12, Trabzon.
- Bailey, S.W. ve Brown, B.E., 1962. Chlorite Polytypism: I. Regular and Semirandom One Layer Structures, American Mineralogist, 47, 819-850.
- Bailey, S.W. 1980. Structures of Layer Silicates, Crystal Structure of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, G. W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society Monograph 5, London, 1-123.
- Bailey, S.W. 1982. Nomenclature for Regular Interstratifications. A report of the AIPEA Nomenclature Committee Presented by S.W. Bailey and adopted by General Assembly of AIPEA on September 12th 1981, Supplement to AIPEA Newsletters, 1, 1-12.
- Baker, J.H. ve De Groot, P.A., 1983. Proterozoic Seawater– Felsic Volcanics Interaction, W. Bergslagen, Sweden, Evidence for High REE Mobility and Implications for 1.8 Ga Seawater Compositions, Contributions to Mineralogy and Petrology, 82, 119-130.
- Balderer, W., 1999. Application of Isotope Techniques, Hydrogeology Short Course Notes, İstanbul.
- Barnhisel, R.I. ve Bertsch, P.M., 1989. Chlorites and Hydroxy-Interlayered Vermiculite and Smectite, Minerals in Soil Environments (2nd ed.), J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., Soil Science Society of America Book Series, 1, 729-788.
- Barrett, T.J., Jarvis, I. ve Jarvis, K.E., 1990. Rare-Earth Element Geochemistry of Massive Sulfides-Sulfates and Gossans on the Southern Explorer Ridge, Geology, 18, 583-586.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1991. Chemical, Mass, and Oxygen-Isotopic Changes During Extreme Hydrothermal Alteration of an Archean Rhyolite, Noranda, Economic Geology, 86, 406-414.
- Barrett, T.J., 1992. Mass Changes in the Galapagos Hydrothermal Mounds: Near-Axial Sediment Transformation and Mineralization, Geology, 20, 1075-1078.

- Barrett, T.J., MacLean W.H., Cattalani, S. ve Hoy, L. 1993a. Massive Sulfide Deposits of the Noranda Area, Quebec; V: The Corbet Mine, Canadian Journal of Earth Science, 30, 1934-1954.
- Barrett, T.J., Cattalani, S. ve MacLean, W.H., 1993b. Volcanic Lithochemochemistry and Alteration at the Delbridge Massive Sulfide Deposit, Noranda, Quebec, Journal of Exploration Geochemistry, 48, 135-173.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1994. Mass Changes in Hydrothermal Alteration Zones Associated with VMS Deposits in the Noranda Area, Exploration and Mining Geology, 3, 131-160.
- Barrett, T.J., Thompson, J.F.H. ve Sherlock, R.L. 1996. Stratigraphic, Lithochemochemical and Tectonic Setting of the Kutcho Creek Massive Sulfide Deposit, Northern British Columbia, Exploration and Mining Geology, 5, 309-338.
- Barrett, T.J. ve MacLean, W.H., 1999. Volcanic Sequences, Lithochemochemistry, and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems, Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, C.T. Barrie, M.D. Hannington, Eds., Reviews in Economic Geology, 8, 101-131.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D. ve Bleeker, W., 1999. The Giant Kidd Creek Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposit, Abitibi Subprovince, Canada, Reviews in Economic Geology, 8, 247-269.
- Barriga, F.J.A.S. ve Fyfe, W.S. 1988. Giant Pyritic Base-Metal Deposits: The Example of Feitais (Aljustrel, Portugal), Chemical Geology, 69, 331-343.
- Beaudoin, Y., Scott, S.D., Gorton, M.P., Zajacz, Z. ve Halter, W., 2007. Effects of Hydrothermal Alteration on Pb and Other Trace Elements in the Active Pacmanus Hydrothermal Field, ODP Leg 193, Manus Basin, Papua New Guinea; A LA-ICP-MS Study, Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 4256-4278.
- Bektaş, O., 1984. Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi, KTÜ Yerbilimleri Dergisi, 3, 1-2, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ketin Sempozyumu, Ankara, 174-188.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Backarc of Eastern Pontides, M.T.A. Bulletin, 103-104, 1-15.
- Bektaş, O., 1987. Volcanic Belts as Markers of the Mesozoic-Cenozoic Active Margin of Eurasia-Discussion, Tectonophysics, 141, 345-347.

- Bektaş, O. ve Çapkınoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD Türkiye) Neptünyen Dayklar ve Blok Tektoniği: Mesozoyik Havzalarının Kinematiği ile İlgili Bulgular, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Eğitiminde 20. Yıl Sempozyumu, Bildiri Özetleri, Adana, 187-189.
- Bektaş O., Şen C., Atıcı Y. ve Köprübaşı N., 1998. Migration of the Upper Cretaceous Subduction-Related Volcanism Toward the Back Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Third International Turkish Geology Symposium, METU, Ankara, Abstracts, 179.
- Bence, A.E. ve Taylor, B.E., 1985. Rare Earth Element Systematics of West Shasta Metavolcanic Rocks: Petrogenesis and Hydrothermal Alteration, Economic Geology, 80, 8, 2164-2176.
- Bernier, L.R. ve MacLean, W.H., 1993. Lithogeochemistry of a Metamorphosed VMS Alteration Zone at Montauban, Grenville Province, Quebec, Exploration and Mining Geology, 2, 367-386.
- Bethke, C.M., 1986. Hydrologic Constraints on the Genesis of the Upper Mississippi Valley Mineral District from Illinois Basin Brines, Economic Geology, 81, 233-249.
- Bettison, L.A. ve Schiffman, P., 1989. Compositional and Structural Variations of Phyllosilicates from the Point Sal Ophiolite, California, American Mineralogist, 73, 62-76.
- Bettison-Varga, L. MacKinnon, I.D.R. ve Schiffman, P., 1991. Integrated TEM, XRD and Electron Microprobe Investigation of Mixed-Layer Chlorite-Smectite from the Point Sal Ophiolite, California, Journal of Metamorphic Geology, 9, 6, 697-710.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E. ve McDowell, S.D., 1984. Calcsilicate Mineralization in Active Geothermal Systems, Economic Geology, 79, 671-695.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep Sea Day in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans, Geological Society of America Bulletin, 76, 803-832.
- Bohlke, J.K., 1989. Comparison of Metasomatic Reactions between a Common CO<sub>2</sub>-Rich Vein Fluid and Diverse Wall Rocks: Intensive Variables, Mass Transfers, and Au Mineralization at Alleghany, California, Economic Geology, 84, 291-327.
- Borchardt, G.A., 1977. Montmorillonite and Other Smectite Minerals, Minerals in Soil Environments, J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, 293-330.
- Brauckmann, F.J. ve Füchtbauer, H., 1983. Alterations of Cretaceous Siltstones and Sandstones Near Basalt Contacts (Nûgssuaq, Greenland), Sedimentary Geology, 35, 193-213.

- Brauhart, C.W., Groves, D.I. ve Morant, P., 1998. Regional Alteration Systems Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Mineralization at Panorama, Western Australia, Economic Geology, 93, 292–302.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative X-Ray Mineral Analysis of Clays, Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, G. W. Brindley, G. Brown, Eds., Monograph 5, Mineralogical Society, London, 411-438.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, Mineral Society, London, 495 s.
- Brown, G. ve Brindley, G.W., 1980. X-ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification, Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society, London, 305-360.
- Bryndzia, L.T., Scott, S.D. ve Farr, J.E., 1983. Mineralogy, Geochemistry, and Mineral Chemistry of Siliceous Ore and Altered Footwall Rocks in The Uwamuki 2 and 4 Deposits, Kosaka Mine, Hokuroku District, Japan, Economic Geology Monograph, 5, 507-522.
- Callaghan, T., 2001. Geology and Host-Rock Alteration of the Henty and Mount Julia Gold Deposits, Western Tasmania, Economic Geology, 96, 1073-1088.
- Campbell, H., McDougall, T. J. ve Turner, J. S., 1984. A Note on Fluid Dynamic Processes Which Can Influence the Deposition of Massive Sulfides, Economic Geology, 79, 1905-1913.
- Çamur, M.Z., Tüysüz, N., Güven, İ.H., Arıkal, T. ve Er, M., 1994. Eastern Pontides Volcanism and Related Ore Deposits. Excursion Guide for the International Volcanological Congress, Ankara, 28.
- Cathelineau, M. ve Nieva, D., 1985. A Chlorite Solid Solution Geothermometer. The Los Azofres Geothermal System (Mexico), Contribution Mineralogy and Petrology, 91, 235-244.
- Cathelineau, M., 1988. Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as a Function of Temperature, Clay Minerals, 23,4 71-485.
- Cathles, L. M. 1993. Oxygen Isotope Alteration in the Noranda Mining District, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Economic Geology, 88, 1483-1511.
- Churchman, C.J. ve Gilkes, R.J., 1989. Recognition of Intermediates in the Possible Transformation of Halloysite to Kaolinite in Weathering Profiles, Clay Minerals, 24, 579-590.
- Churchman, C.J., 1990. Relevance of Different Intercalation Tests for Distinguishing Halloysite from Kaolinite in Soils, Clays and Clay Minerals, 38, 591-599.

- Clayton, R.N. ve Mayeda, T., 1963. The Use of Bromine Pentafluoride in the Extraction of Oxygen from Oxides and Silicates for Isotopic Analysis, Geochimica et Cosmochimica Acta, 27, 47-52.
- Çoğulu, E., 1971. Gümüşhane ve Rize Plutonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronolojik Etüdü, Doktora Tezi, ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Coombs, D.S., Alberti, A., Armbruster, T., Artioli, G., Colela, C., Galli, E., Grice, J.D., Liebau, F., Mandarino, J.A., Minato, H., Nickel, E.H., Passaglia, E., Peacor, D.R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R.A., Tillmans, E. ve Vezzalini, G., 1997. Recommended Nomenclature for Zeolite Minerals: Report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, The Canadian Mineralogist, 35, 1571-1606.
- Costa, U.R., Barnett, R.L. ve Kerrich, R., 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu Sulfide Deposit, Quebec: Hydrothermal Coprecipitation of Talc and Sulfides in a Sea-Floor Brine Pool - Evidence From Geochemistry,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and Mineral Chemistry, Economic Geology, 78, 1144-1203.
- Courtois, C. ve Clauer, N., 1980. Rare Earth Elements and Strontium Isotopes of Polymetallic Nodules from Southeastern Pacific Ocean, Sedimentology, 27, 687-695.
- Crouzet C., Dunkl, I., Paudel, L., Afkai, P., Rainer, T.M., Balogh, K. ve Apel, E., 2007. Temperature and Age Constraints on the Metamorphism of the Tethyan Himalaya in Central Nepal: A Multidisciplinary Approach, Journal of Asian Earth Sciences, 30, 113-130.
- Çağatay, M.N. ve Boyle, D.R., 1977. Geochemical Prospecting for Volcanogenic Sulfide Deposits in the Eastern Black Sea Ore Province, Turkey, Journal of Geochemical Exploration, 8, 49-71.
- Çağatay, M.N., 1993. Hydrothermal Alteration Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Examples from Turkey, Economic Geology, 88, 606-621.
- Çağatay, M.N. ve Eastoe, C.J., 1995. A Sulfur Isotope Study of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits of the Eastern Black Sea Province, Turkey, Mineralium Deposita, 30, 55-66.
- Çelik, R., 1973. Trabzon-Of-Gürpınar Sahası. Cu-Pb-Zn Aramaları, Jeofizik Etüd Raporu, M.T.A. Yayın No, 1034, Trabzon.
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry and Genesis of the Gold and Silver Bearing Uppercretaceous Mineral Deposits, Northeastern Turkey, Doktora Tezi, University Of Missouri-Rolla, Missouri.



- Çiftçi, E., Yalçınalp, B., Kolaylı, H. ve Hagni, R. D., 2003. Doğu Pontidler (KD Türkiye) Üst Kretase Yaşlı Volkanojenik Masif Sülfid Yatakların Genel Özellikleri, Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Potansiyeli Sempozyumu Özler Kitabı, Trabzon, 86-88.
- Date, J. K., Watanabe, Y. ve Saeki, Y., 1983. Zonal Alteration around the Fukazawa Kuroko Deposits, Akita Prefecture, Northern Japan, Economic Geology Monograph, 5, 365-386.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. ve Walshe, J.L., 1993. Chlorite Geothermometry: A Review, Clays and Clay Minerals, 41, 219-239.
- Deer, W.A., Howie, R.A. ve Zussman, J., 1996. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Prentice Hall, NY.
- Dergachev, V.B., Glotov, A.I., Terekhov, B.N. ve Bryuzgin, L.A., 1980, Sedovozaimskiy Gabbro-Peridotite Massif and Related Sulfide Cu-Ni Mineralization, Geology and Geophysics, 11, 113-137 (Rusça).
- Descarreaux, J., 1973. A Petrochemical Study of the Abitibi Volcanic Belt and Its Bearing on the Occurrences of Massive Sulphide Ores, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, 66, 61-69.
- Dixon, C.J. ve Pereira, J., 1974. Plate Tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. Mineralium Deposita, 9, 185-198.
- Dixon, J.B., 1989. Kaolin and Serpentine Group Minerals, Minerals in Soil Environment, J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., Second edition, Wisconsin, 467-526.
- Donovan, J.J. ve Tingle, T.N., 1996. An Improved Mean Atomic Number Correction for Quantitative Microanalysis, Journal of Microscopy, 2, 1-7.
- Donovan, J.J., Snyder, D.A. ve Rivers, M.L., 1993. An Improved Interference Correction for Trace Element Analysis, Microbeam Analysis, 2, 23-28.
- Doucet, P., Mueller, W. ve Chartand, F., 1998. Alteration and Ore Mineral Characteristics of the Archean Coniagas Massive Sulphide Deposit, Abitibi Belt, Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, 35, 620-636.
- Eastoe, C.J., Solomon, M. ve Walsh, J.L., 1987. District-Scale Alteration Associated with Massive Sulphide Deposits in the Mount Read Volcanics, Western Tasmania, Economic Geology, 82, 1239-1258
- Eğin, D, Hirst, D.M. ve Philips, R. 1979. The Petrology and Geochemistry of Volcanic Rocks from the Northern Harşit River Area, Pontide Volcanic Province, Northeast Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6, 105-123.
- Elderfield, H., 1988. The Oceanic Chemistry of the Rare-Earth Elements, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A325, 105-126.

- Elliot-Meadows, S.R. ve Appleyard, E.C., 1991. The Alteration Geochemistry and Petrology of The Lar Cu–Zn Deposit, Lynn Lake Area, Manitoba, Canada, Economic Geology, 86, 486-505.
- Eslinger, E.V. ve Savin, S.M., 1973. Mineralogy and Oxygen Isotope Geochemistry of the Hydrothermally Altered Rocks of the Ohaki-Broadlands, New Zealand Geothermal Area, American Journal of Science, 273, 240-267.
- Eslinger, E.V. ve Yeh, H.W., 1986. Oxygen and Hydrogen Isotope Geochemistry of Cretaceous Bentonites and Shales from the Disturbed Belt, Montana, Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 59-68.
- Eslinger, E. ve Pevear, D., 1988. Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers, Short Course Notes No. 22, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (SEPM), 233 s.
- Fanning, D.S., Keramidas, V.Z. ve El-Desoky, M.A., 1989. Micas, Minerals in Soil Environments, J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., SSSA Book Series, 1, Soil Science Society of America Journal, Madison, WI, 551-634.
- Faure, G., 1986. The K-Ar Method of Dating, Principles of Isotope Geology, Second Edition, John Wiley, New York, 66-92.
- Field, C.W. ve Fiferek, R.H., 1985. Light Stable Isotope Systematics in the Epithermal Environment, B.R. Berger, P.M. Bethke, Eds., Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits, Economic Geology, 2, 99-128.
- Finlow-Bates, T. ve Stumpfl, E., 1981. The Behaviour of So Called Immobile Elements in Hydrothermally Altered Rocks Associated with Volcanogenic Submarine Exhalative Ore Deposits, Mineralium Deposita, 16, 319-328.
- Franklin, J.M., Kasarda, J. ve Poulsen, K. H., 1975. Petrology and Chemistry of the Alteration Zone of the Mattabi Massive Sulphide Deposit, Economic Geology, 70, 63-79.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W. ve Sangster, D.F., 1981. Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 75th Anniversary, 485-627.
- Franklin, J.M., 1984. Characteristics of Alteration Associated with Precambrian Massive Sulphide Deposits, Volcanic Rocks, Hydrothermal Alteration and Associated Massive Sulphide and Gold Deposits, R.L. Morton, D.A. Groves, Eds., University Of Minnesota-Duluth, Short Course Notes, 92-105.
- Franklin, J.M., 1986. Volcanic Associated Massive Sulphide Deposits-An Update, Irish Association of Economic Geology Special Publication, 4, 49-69.
- Franklin, J.M., 1995. Volcanic Associated Massive Sulphide Base Metals, Geology Of Canadian Mineral Deposits Types, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, Eds., Geological Survey of Canada, 8, 158-183.

- Galley, A.G. ve Jonasson, I.R., 1992. Semi Conformable Alteration and Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, S. F. Simons, J. Newson, K. C. Lee, Eds., Proceedings 14th New Zealand Geothermal Workshop, 279-284.
- Galley, A.G., 1993. Semiconformable Alteration Zones in Volcanogenic Massive Sulphide Districts, Journal of Geochemical Exploration, 48, 175-200.
- Galley, A.G., Bailes, A.H. ve Kitzler, G., 1993. Geological Setting and Hydrothermal Evolution of the Chisel Lake and North Chisel Zn-Pb-Ag-Au Massive Sulphide Deposits, Snow Lake, Manitoba, Exploration and Mining Geology, 2, 271-295.
- Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R. ve Riverin, G., 1995. The Subsea-Floor Formation of Volcanic-Hosted Massive Sulfide: Evidence from the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Canada, Economic Geology, 90, 2006-2017.
- Gemmell, J. B. ve Fulton, R., 2001. Geology, Genesis and Exploration Implications of the Footwall and Hanging-Wall Alteration Associated with the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposit, Tasmania, Australia, Economic Geology, 96, 1003-1035.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H. ve Comba, C.D.A., 1983. Silicification: Hydrothermal Alteration in an Archean Geothermal System within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec, Economic Geology, 78, 954-971.
- Gibson, H.L., Lichtblau, A.P. ve Comba, C.D.A., Watkinson, 1986. Subaqueous Rhyolite Flows of the Central Mine Sequence, Noranda, Quebec, Geological Association Of Canada Programs With Abstracts, 11, 72.
- Gibson, H.L., Morton, R.L. ve Hudak, G.J. 1999. Submarine Volcanic Processes, Deposits, and Environments Favorable for the Location of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits, Reviews in Economic Geology, 8, 13-51.
- Gibson, H.L. ve Watkinson, D.H., 1999. An Archean Subseafloor Hydrothermal System, Regional Semiconformable Alteration and Massive Sulphide Deposits, Noranda, Quebec, Canada, Exploration Tools for Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Mineral Deposits Division, J.M. Franklin, H.L. Gibson, Eds., Geological Association of Canada and MDRU, University of British Columbia, Short Course Notes.
- Giggenbach, W.F., 1984. Mass Transfer in Hydrothermal Alteration Systems, Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 2693-2711.
- Gilmour, P.C., 1965. The Origin of Massive Sulphide Mineralization in the Noranda District, Northwestern Quebec, Geological Association of Canada Proceedings, 16, 63-81.

- Goldberg, E.D., Koide, M., Schmitt, R.A. ve Smith, R.H., 1963. Rare-Earth Distributions in the Marine Environment, Journal of Geophysical Research, 68, 4209-4217.
- Goldfarb, M.S., Converse, D.R., Holland, H.D. ve Edmond, J.M., 1983. The Genesis of Hot Spring Deposits on the East Pacific Rise, 21°N, Economic Geology Monograph, 5, 184-197.
- Gorton, M. P. ve Schandl, E. S., 1995. An Unusual Sink for Rare Earth Elements: The Rhyolite-Basalt Contact of the Archean Winston Lake Volcanogenic Massive Sulphide Deposit, Superior Province, Canada, Economic Geology, 90, 2065-2072.
- Green, G.R., 1983. Geological Setting and Formation of the Rosebery Volcanic-Hosted Massive Sulphide Orebody, Tasmania, Doktora Tezi, University Of Tasmania, Hobart.
- Green, G.R., Ohmoto, H., Date, J. ve Takahashi, T., 1983. Whole-Rock Oxygen Isotope Distribution in the Fukazawa-Kosaka Area, Hokuroku District, Japan, and Its Potential Application to Mineral Exploration, Economic Geology Monograph, 5, 395-411.
- Green, G.R. ve Taheri, J., 1992. Stable Isotopes and Geochemistry as Exploration Indicators, Geological Survey of Tasmania Bulletin, 70, 84-91.
- Greisen, R.L., 1967. Composition-Volume Relationships of Metasomatism, Chemical Geology, 2, 44-65.
- Grim, R.E. ve Kulbicki, G., 1961. Montmorillonite: High Temperature Reactions and Classification, The American Mineralogist, 46, 1329-1369.
- Grim, 1962. Applied Clay Mineralogy, McGraw-Hill Book, New York, USA.
- Groves, D. A., 1984. Stratigraphy, Lithology and Hydrothermal Alteration of Volcanic Rocks Beneath the Mattabi Massive Sulphide Deposit, Sturgeon Lake Ontario, Yüksek Lisans Tezi, University of Minnesota, Duluth.
- Groves, D.A., Morton, R.L. ve Franklin, J.M., 1984. Stratigraphy of the Footwall Volcanic Rocks Beneath the Mattabi Massive Sulphide Deposit, Sturgeon Lake, Ontario, Geological Association Of Canada, Programs With Abstracts, 9, 69.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983. Kil Mineralojisi Yöntemleri, I, Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana, 319-330.
- Güven, N. 1988. Smectites, Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy 19, S.W. Bailey, Ed., Mineralogical Society of America, Washington DC, 497-559.

- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidler'in 1/25.000 ölçekli kompilasyonu, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara (yayınlanmamış).
- Güven, İ.H., 1998. 1:100.000 Ölçekli Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, Trabzon C29 ve D29 Paftaları, Jeoloji Etütleri Dairesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Harrison, J.L. ve Greenberg, S., 1960. Dehydration of Fully Hydrated Halloysite from Lawrence County, Indiana, Clays and Clay Minerals, 9, 374-377.
- Hart, S.R., Erlant, A.J. ve Kalbe, E.J.D., 1974. Sea Floor Basalts Alteration: Some Chemical and Sr Isotopic Effects, Contribution to Mineralogy and Petrology, 44, 219-230.
- Hart, T., Gibson, H.L. ve Leshner, C.M., 2004. Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Felsic Volcanic Rocks Associated with Volcanogenic Cu-Zn-Pb Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 99, 1003-1013.
- Hashiguchi, H. ve Usui, H., 1975. An Approach to Delimiting Targets for Prospecting of the Kuroko Ore Deposits: On the Sulphur and Magnetic Susceptibility Haloes, Mining Geology, 25, 293-301.
- Hashiguchi, H., Yamada, R. ve Inoue, T., 1983. Practical Application of Low Na<sub>2</sub>O Anomalies in Footwall Acid Lava for Delimiting Promising Areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko Deposits, Akita Prefecture, Japan Economic Geology Monograph, 5, 387-394.
- Heaton, T.H.E. ve Sheppard, S.M.F., 1977. Hydrogen and Oxygen Isotope Evidence for Seawater-Hydrothermal Alteration and Ore Deposition, Troodos Complex, Cyprus. In Volcanic Processes in Ore Genesis, 42-57, Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society, London.
- Helgeson, H.C., 1979. Mass Transfer among Minerals and Hydrothermal Solutions, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H.L. Barnes, Ed., Wiley, New York, 568-610.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. ve Luce, R.W., 1980. Equilibria in the System Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and Some General Implications for Alteration/Mineralization Processes, Economic Geology, 75, 210-228.
- Henley, R.W. ve Ellis, A.J., 1983. Geothermal Systems Ancient and Modern: A Geological Review, Earth Science Review, 19, 1-50.
- Hermann, W. ve Berry, R.F., 2002. MINSQ-a Least Squares Spreadsheet Method For Calculating Mineral Proportions from Whole Rock Major Element Analyses, Geochemistry. Exploration, Environment, Analysis, 2, 361-368.
- Hermann, W. ve Hill, A.P., 2001. The Origin of Chlorite-Tremolite-Carbonate Rocks Associated with the Thalanga Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, North Queensland, Australia, Economic Geology, 96, 1149-1173.

- Hill, I.G., Worden, R.H. ve Meighan, I.G., 2000. Yttrium: The Immobility-Mobility Transition During Basaltic Weathering, Geology, 28, 10, 923-926.
- Hillier, S. ve Velde, B., 1991. Octahedral Occupancy and Chemical Composition of Diagenetic (Low-Temperature) Chlorites, Clay Minerals, 26, 2, 149-168.
- Hinckley, D.N., 1963. Variability in "Crystallinity" Values Among the Kaolin Deposits of the Coastal Plain of Georgia and South Carolina, Clays and Clay Minerals, 11, 222-235.
- Hodgson, C.J. ve Lydon, J.W., 1977. The Geological Setting of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits and Active Hydrothermal Systems: Some Implications for Exploration, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, 70, 95-106.
- Hoefs, J., 1987. Stable Isotope Geochemistry (Third Edit.), New York, USA, Springer Verlag, 241 s.
- Hoffman, J. ve Hower, J., 1979. Clay Mineral Assemblages as Low Grade Metamorphic Geothermometers: Application to the Thrust Faulted Disturbed Belt of Montana, USA, Aspects of Diagenesis, P.A. Scholle, P.R. Schluger, Eds., Society of Economic Paleontologists Mineralogists, 26, 55-79.
- Holtzapffel, T., 1985. Les Minéraux Argileux, Preparation, Analyse Diffractométrique et Détermination. Soc. Géol. Nord, Mém., 12, 1-136.
- Horton, D.G., 1985. Mixed-Layer Illite/Smectite as a Paleotemperature Indicator in the Amethyst Vein System, Creede District, Colorado, USA, Contribution to Mineralogy and Petrology, 91, 171-179.
- Hower, J.F., 1981. X-Ray Diffraction of Mixed Layered Clay Minerals, Clays and the Resource Geologist, F.J. Longstaffe, Ed., Mineralogical Association of Canada Short Course, 7, 39-59.
- Huston, D.L., 1999. Stable Isotopes and Their Significance for Understanding the Genesis of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: A Review, Reviews in Economic Geology, 8, 157-179.
- Iijima, A., 1974, Clay and Zeolitic Alteration Zones Surrounding Kuroko Deposits in the Hokuroko District, Northern Akita, as Submarine Hydrothermal-Diagenetic Alteration Product, Society of Mining Geologists of Japan, 6, 267-290.
- Iijima, A., 1988. Diagenetic Transformations of Minerals as Exemplified by Zeolites and Silica Minerals; A Japanese View, Diagenesis II, G.V. Chilingarian, Ed., Developments in Sedimentology 43, Elsevier, Amsterdam, 147-209.
- Inoue, A.M., Utada, M., Negata, H. ve Watanabe, T., 1984. Conversion of Trioctahedral Smectite to Interstratified Chlorite/Smectite in Pliocene Acidic Pyroclastic Sediments of the Ohyu District, Akita Prefecture, Japan, Clay Science Society of Japan, 6, 103-116.

- Inoue, A., Velde, B., Meunier, A. ve Touchard, G., 1988. Mechanism of Illite Formation During Smectite to Illite Conversion in a Hydrothermal System, American Mineralogist, 3, 1325-1334.
- Inoue, A. ve Utada, M., 1991. Smectite-to-Chlorite Transformation in Thermally Metamorphosed Volcanoclastic Rocks in the Kamikita Area, Northern Honshu, Japan, American Mineralogist, 76, 628-640.
- Inoue, A., Utada, M. ve Wakita, K., 1992. Smectite-to-Illite Conversion in Natural Hydrothermal Systems, Applied Clay Science, 7, 131-145.
- Inoue, A., 1995 Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments, Origin and Mineralogy of Clays, B. Velde, Ed., Springer-Verlag, Berlin, 268-330.
- Inoue, A., 1999. Two-Dimensional Variations of Exchangeable Cation Composition in the Terrigenous Sediment, Eastern Flank of The Juan de Fuca Ridge, Marine Geology, 162, 501-528.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976. Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Models of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes, Mining Geology, 26, 105-117.
- Iwao, S. ve Kishimoto, F., 1954. Wall Rock Alteration of the Kosaka Mine, Akita Prefecture, Japan, Japan Geological Survey Report, 162, 1-31.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swarthmore, USA., 871 s.
- Jackson, M.L., 1956. Soil Chemical Analysis-Advanced Course, Department of Soil Science, University of Wisconsin, Madison.
- Jahren, J.S. ve Aagaard, P., 1989. Compositional Variations in Diagenetic Chlorites and Illites, and Relationships with Formation-Water Chemistry, Clay Miner., 24, 157-170.
- Jankovič, S., 1980. Ore Deposit Types and Major Copper Metallogenic Units in Europe in European Copper Deposits, Geological Society of America, Special Publication, 1, 9-25.
- Jeans, C.V., Wray, D.S., Merriman, R.J. ve Fisher, M.J., 2000. Volcanogenic Clays in Jurassic and Cretaceous Strata of England and the North Sea Basin, Clay Minerals, 35, 1, 25-55.
- Jenner, G.A., Longerich, H.P., Jackson, S.E. ve Freyer, B.J., 1990. ICP-MS-A Powerful Tool for High Precision Trace Element Analyses in Earth Sciences: Evidence From Analyses of Selected U.S.G.S. Reference Samples, Chemical Geology, 83, 133-148.

- Jenner, G.A., 1996. Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, D.A. Wyman, Ed., Geological Association of Canada Short Course Notes, 12, 51-77.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R. ve Buseck, P.R., 1994. Chlorite Geothermometry Contamination and Apparent Octahedral Vacancies, Clays and Clay Minerals, 42, 5, 593-605.
- Jowet, E.C., 1991. Fitting Iron and Magnesium into the Hydrothermal Chlorite Geothermometer, GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts, 16, A62.
- Keller, W. D., 1978. Classification of Kaolins Exemplified by Their Texture in Scan Electron Micrographs, Clays and Clay Minerals, 26, 161-172.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İ.T.Ü. Kütüphanesi, yayın no. 869, İstanbul.
- Khin Zaw ve Large, R.R., 1992. The Precious Metal-Rich South Hercules Mineralisation, Western Tasmania: A Possible Subsea-Floor Replacement Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposit, Special Issue On Australian VHMS Deposits, Economic Geology, 87, 931-952.
- Klein, T.L., Cunningham, C.G. ,Logan, M.A.V. ve Seal, R.R., 2007. The Russell Gold Deposit, Carolina Slate Belt, North Carolina, Economic Geology, 102, 2, 239-256.
- Knuckey, M.J., Comba, C.D.A. ve Riverin, G., 1982. Structure, Metal Zoning and Alteration at The Millenbach Deposit, Noranda, Quebec, Precambrian Sulphide Deposits, R.W. Hutchinson, J.M. Franklin, Eds., Geological Association of Canada Special Paper, 25, 255-297.
- Kolaylı, H., 1989. Alterasyondaki Kimyasal Değişimlerin İncelenmesiyle Kutlular (Sürmene) Tipi Sülfid Yataklarında Merceğin Saptanması, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Koo, J. ve Mossman, D.J., 1975. Origin and Metamorphism of the Flin Flon Stratabound Cu-Zn Sulphide Deposit, Saskatchewan And Manitoba, Economic Geology, 70, 48-62.
- Korkmaz, S. ve Gedik, A., 1988. Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Oluşumları, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 32, 33, 5-15.
- Kranidiotis, P. ve MacLean, W.H., 1987. Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulphides Deposit, Matagami, Quebec, Economic Geology, 82, 1898-1911.
- Kromberg, P., 1970. Doğu Karadeniz Dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) Tektoniği Üzerinde Fotojeolojik Veriler, M.T.A. Dergisi, 77.



- Kübler, B., 1968. Evaluation Quantitative du Métamorphisme par la Cristallinité de l'illite  
Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 385-397.
- Kunze, G.W., 1965. Methods of Soil Analysis, Agronomy Society of America Inc., C.A.  
Black, Ed., 44, 568-577.
- Large, R.R. 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits: Features,  
Styles, and Genetic Models, Economic Geology, 87, 549–572.
- Large, R.R., Gemmel, J.B., Paulick, H. ve Huston, D.L., 2001. The Alteration Box Plot: A  
Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration  
Mineralogy and Lithochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive  
Sulphide Deposits, Economic Geology, 96, 957-971.
- Larocque, A.C.L. ve Hodgson, C.J., 1993. Carbonate-Rich Footwall Alteration at the  
Morburn Mine, a Possible Mattani-Type VHMS Deposit in the Noranda Camp,  
Exploration and Mining Geology, 2, 165-169.
- Lawrence, J.R. ve Drever, J.I., 1981. Evidence for Cold Water Circulation at DSDP Site  
395: Isotopes and Chemistry of Alteration Products, Journal of Geophysical  
Research, 86, 5125-5133.
- Leistel, J.M., Marcoux, E., Thiéblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodoóvar, G.R.,  
Pascual, E. ve Sáez, R., 1998. The Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits of  
the Iberian Pyrite Belt, Mineralium Deposita, 33, 2-30.
- Leitch, C.H.B. 1981. Mineralogy and Textures of the Lahanos and Kızılkaya Massive  
Sulphide Deposits, Northeastern Turkey, and Their Similarity to Kuroko Ores,  
Mineralium Deposita, 16, 241-257.
- Lentz, D.R. ve Goodfellow, W.D., 1996. Intense Silicification of Footwall Sedimentary  
Rocks in the Stockwork Alteration Zone Beneath the Brunswick No. 12 Massive  
Sulphide Deposit, Bathurst, New Brunswick, Canadian Journal of Earth Sciences,  
33, 284-302.
- Lentz, D.R., 1999. Deformation-Induced Mass-Transfer in Felsic Volcanic Rocks Hosting  
The Brunswick No.6 Massive Sulphide Deposit, New Brunswick: Geochemical  
Effects And Petrogenetic Implications, The Canadian Mineralogist, 37, 489-512.
- Lentz, D.R., 2001. Footwall Hydrothermal Alteration and Stockwork System Associated  
with the Brunswick No. 12 Massive Sulphide Deposit, Bathurst Mining Camp,  
New Brunswick, North American Minerals Symposium, Extended Abstracts  
Volume, 82-85.
- Lickus, R. J., 1965. Geology and Geochemistry of Ore Deposits at the Vauze Mine,  
Noranda District, Quebec, Doktora Tezi, McGill University, Montreal.
- Ludden, J.N. ve Thompson, G., 1979. An Evaluation of the Behaviour of the REE  
Elements During the Weathering of Seafloor Basalt, Earth and Planetary Science  
Letters, 43, 85-92.

- Lydon, J.W., 1984 (a). Some Observations on the Mineralogical and Chemical Zonation Patterns of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Cyprus, Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, 84-1A, 611-616.
- Lydon, J.W., 1984 (b). Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Part 1: A Descriptive Model, Geoscience Canada, 11, 195-202.
- Lydon, J.W., 1988. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, Part 2: Genetic Models; Geoscience Canada, 15, 43-65.
- Lydon, J.W., 1996. Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Interpretation in Terms of Hydrothermal Convection Systems and Magmatic Hydrothermal Systems, Boletín Geológico y Minero, 107, 215–264.
- MacEwan, D.M.C. ve Wilson, M.J., 1980. Interlayer and Intercalation Complexes of Clay Minerals, Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, G.W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society, London, 197-248.
- MacGeehan, P.J., 1978. The Geochemistry of Altered Rocks at Matagami, Quebec: A Geothermal Model for Massive Sulfide Genesis, Canadian Journal of Earth Sciences, 15, 551-570.
- MacGeehan, P.J. ve MacLean, W.H., 1980. Tholeiitic Basalt-Rhyolite Magmatism and Massive Sulphide Deposits at Matagami, Quebec, Nature, 283, 153-157.
- MacLean, W. H. ve Hoy, L.D., 1991. Geochemistry of Hydrothermally Altered Rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec, Economic Geology, 86, 506-528.
- MacLean, W.H. 1990. Mass Change Calculations in Altered Rock Series, Mineralium Deposita, 25, 44-49.
- MacLean, W.H. ve Kranidiotis, P. 1987. Immobile Elements as Monitors of Mass Transport in Hydrothermal Alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Economic Geology, 82, 951-962.
- MacLean, W.H., 1988. Rare Earth Element Mobility at Constant Inter-REE Ratios in the Alteration Zone at the Phelps Dodge Massive Sulphide Deposit, Matagami, Quebec, Mineralium Deposita, 23, 231-238.
- Marumo, K., Longstaffe, F.J. ve Matsubaya, O., 1995. Stable Isotope Geochemistry of Clay Minerals From Fossil and Active Hydrothermal Systems, Southwestern Hokkaido, Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 2545-2559.
- Matsuhisa, Y. ve Utada, M., 1993. Hydrothermal Activity Responsible for Kuroko Mineralization Inferred From Oxygen Isotopic Ratios of Altered Rocks from Western Area of the Hokuroku District, Northern Japan, Bulletin of Geological Survey of Japan, 44, 155-168 (Japonca).

- McDowell, S.D. ve Elders, W.A., 1980. Authigenic Layer Silicate Minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA, Contribution to Mineralogy to Petrology, 74, 293-310.
- McPhie, J. ve Allen, R.L., 1992. Facies Architecture of Mineralized Submarine Volcanic Sequences: Cambrian Mount Read Volcanics, Western Tasmania, Economic Geology, 87, 587-596.
- McPhie, J, Doyle, M. ve Allen, R., 1993. Volcanic Textures: a Guide to Interpretation of Texture in Volcanic rocks, Codes, University of Tasmania, 198 s.
- Menzies, M., Seyfried, W. ve Blanchard, D., 1979. Experimental Evidence of Rare Earth Element Immobility in Greenstones, Nature, 282, 398-399.
- Meyers, R.E. ve MacLean, W.H., 1983. The Geology of the New Inco Copper Deposit, Noranda District, Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1291-1304.
- Miller, C., Halley, S., Green, G. ve Jones, M, 2001. Discovery of the West 45 Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit Using Oxygen Isotopes and REE Geochemistry, Economic Geology, 96, 1227-1237.
- Moore, D.M. ve Reynolds, Jr. R.C, 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Oxford University Press, New York, 378 s.
- Moore, M.J., McKee, E. H. ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey, European Cooper Deposites, Belgrade, 209-216.
- Morton, R.L., 1984. Subaqueous Volcanism, Volcanic Rocks, Hydrothermal Alteration and Associated Massive Sulphide and Gold Deposits, R.L. Morton, D.A. Groves, Eds., University Of Minnesota-Duluth, Short Course Notes, 15-45.
- Morton, R.L. ve Nebel, M.L., 1984. Hydrothermal Alteration of Felsic Volcanic Rocks at the Helen Siderite Deposit, Wawa, Ontario, Economic Geology, 79, 1319-1333.
- Morton, R.L., Groves, D.A. ve Franklin, J.M., 1985. Volcanic Stratigraphy and Nature of the Conformable Alteration Zone Beneath the Matabi Massive Sulphide Deposit, Sturgeon Lake, Ontario, Lake Superior Geology, Institute on Lake Superior, Geology Proceedings and Abstracts, Annual Meeting 31, 62-63.
- Morton, R.L. ve Franklin J.M., 1987. Two-Fold Classification of Archean Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 82, 1057-106.
- Morton, R.L., Hudak, G.J., Walker, J.S. ve Franklin, M.J., 1991. Open file report, Geological Survey of Canada, 74-94.
- Mottl, M.J., 1983. Metabasalts, Axial Hot Springs, and the Structure of Hydrothermal Systems at the Mid-Ocean Ridges, Geological Society of America Bulletin, 94, 161-180.

- Mountain, B.W. ve Anthony, E.W.J., 1996. Mass Transfer and Path of Metasomatic Reactions in Mesothermal Gold Deposits: An Example from Flambeau Lake, Ontario, Economic Geology, 91, 302-321.
- Müller, G., 1967. Beziehungen zwischen Wasserkörper, Bodensediment und Organismen im Bodensee, Naturwissenschaften, 54, 454-466.
- Mumin, A.H., Corriveau, L., Somarin, A.K. ve Ootes, L., 2007. Iron Oxide Copper-Gold-type Polymetallic Mineralization in the Contact Lake Belt, Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, Exploration and Mining Geology, 16, 3-4, 187-208.
- Nagasawa, K., Shirozu, H. ve Nakamura, T., 1976. Clay Minerals as Constituents of Hydrothermal Metallic Vein-Type Deposits, Mining Geology of Japan, 7, 75-84.
- Nalbantoğlu, A.K. ve Yılmaz, T., 1991. Kutlular Maden Araştırma ve Geliştirme Projesi (KBİ Adına Ücretli Etüd), MTA Raporu, Ankara.
- Nalbantoğlu, A.K. ve Yılmaz, T., 1992. Kutlular Sahası Detay Jeoloji ve Jeokimya Etüdü Raporu, M.T.A. Yayın no: 9322, Ankara.
- Nalbantoğlu, A.K., Yılmaz, T., Güç, A.R. ve Tüysüz, N., 1992. Kutlular Maden Arama ve Geliştirme Projesi Trabzon-Sürmene-Of-Dernekpazarı-Köprübaşı Yöreleri 1/25000 Ölçekli Maden Jeolojisi Etüdü ve Genel Jeokimya Prospeksiyon Raporu, M.T.A. Yayın No: 9320, Ankara.
- Newman, A.C.D. ve Brown, G., 1987. The Chemical Constitution of Clays, Chemistry of Clays and Clay Minerals, A.C.D. Newman, Ed., Mineralogical Society Monograph 6, 1-128.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1979. Isotopes of Sulfur and Carbon, H.L. Barnes, Ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 506-567, Wiley, New York, 798 s.
- Ohmoto, H., Mizukami, M., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnond, V., ve Lenagh, T.C., 1983. Chemical Processes of Kuroko Formation, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, H. Ohmoto, B. J. Skinner, Eds.; Economic Geology Monograph, 5, 570-604.
- Ohmoto, H. 1996. Formation of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: The Kuroko Perspective, Ore Geology Reviews, 10, 135-177.
- Okay, A.İ. ve Şahintürk, Ö. 1997. Geology of the Eastern Pontides,. Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, A.G. Robinson, Ed., AAPG Memoir 68, 291-311.
- O'Neil, J.R. ve Taylor, J., H.P., 1969. Oxygen Isotope Equilibrium between Muscovite and Water, Journal of Geophysical Research, 74, 6012-6022.

- Ostorberg, S.A., Morton, R.L. ve Franklin, J.M., 1987. Hydrothermal Alteration and Physical Volcanology of Archean Rocks in the Vicinity of the Headway-Coulee Massive Sulphide Occurrence, Onaman Area, Northwestern Ontario, Economic Geology, 82, 1505-1520.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler’de Kretase, K.T.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, 2, 65-114.
- Paulick, H. ve McPhie, J. 1999. Facies Architecture of the Felsic Lava-Dominated Host Sequence to the Thalanga Massive Sulfide Deposit, Lower Ordovician, Northern Queensland, Australian Journal of Earth Sciences, 46, 3, 391-405.
- Paulick, H., Herrmann, W. ve Gemmell, J.B., 2001. Alteration of Felsic Volcanics Hosting the Thalanga Massive Sulfide Deposit (Northern Queensland, Australia) and Geochemical Proximity Indicators to Ore, Economic Geology, 96, 1175-1200.
- Pearce, T.H., 1968. A Contribution to the Theory of Variation Diagrams, Contributions to Mineralogy and Petrology, 19, 142-157.
- Pearce, J.A., 1996. A User’s Guide to Basalt Discrimination Diagrams, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, D.A. Wyman, Ed., Geological Association Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pejatoviç, S., 1979. Metallogeny of Tthe Pontid-Type Massive Sulphide Deposits, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Special Publication 177, Ankara, Turkey, 98 s.
- Peter, J.M. ve Goodfellow, W.D. 1996. Mineralogy, Bulk and Rare Earth Element Geochemistry of Massive Sulphide-Associated Hydrothermal Sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canadian Journal of Earth Sciences, 33, 252-283.
- Pisutha-Arnond, V. ve Ohmoto, H., 1983. Thermal History, and Chemical and Isotopic Compositions of the Ore-Forming Fluids Responsible for the Kuroko Massive Sulfide Deposits in the Hokuroku District of Japan, Economic Geology Monograph, 5, 523-558.
- Poulsen, K.H. ve Hannington, M.D., 1995. Volcanic Associated Massive Sulphide Gold, Geology of Canadian Mineral Deposit Types, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, Eds., Geological Survey of Canada, 8, 183-196.
- Ragland, P. C., 1989. Basic Analytical Petrology, Oxford, UK, Oxford University Press, 369 s.
- Range, K.J., Range, A. ve Weiss, A., 1969. Fire-Clay Kaolinite or Fire-Clay Mineral? Experimental Classification of Kaolinite–Halloysite Minerals, Proceeding 1969 of the National Clay Conference, Tokyo, Japan, 3-13.

- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified Clay Minerals, Crystal Structures of Clay Minerals and Their Identification, G.W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society, London, 249-304.
- Richards, H. G., Cann, J.R. ve Jensenius, J., 1989. Mineralogical Zonation and Metasomatism of the Alteration Pipes Cyprus Sulphide Deposits, Economic Geology, 84, 91-115.
- Riddell, J. E., 1953. Wall-Rock Alteration around Base-Metal Sulphide Deposits of Northwestern Quebec, Doktora Tezi, McGill University, Montreal.
- Riverin, G. ve Hodgson, C. J., 1980. Wall-Rock Alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Norando Quebec, Economic Geology, 75, 424-444.
- Roberts, R.G. ve Reardon, E.G., 1978, Alteration and Ore Forming Processes at Mattagami Lake Mine, Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, 15, 1-21.
- Robinson, M., Godwin, C.I. ve Stanley, C.R., 1996. Geology, Lithochemistry, and Alteration of the Battle Volcanogenic Massive Sulfide Zone, Buttle Lake Mining Camp, Vancouver Island, British Columbia, Economic Geology, 91, 527-548.
- Saeki, Y. ve Date, J., 1980. Computer Application of the Alteration Data for the Footwall Dacite at the Ezuri Kuruko Deposits, Akita Prefecture, Mining Geology, 30, 241-250.
- Saez, R., Pascual, E., Toscano, M. ve Almodovar, G.R., 1999. The Iberian Type of Volcano-Sedimentary Massive Sulfide Deposits, Mineralium Deposita, 34, 549-570.
- Sakrison, H. C., 1967. Chemical Studies of the Host Rocks of the Lake Dufault Mine, Quebec, Doktora Tezi, McGill University, Montreal.
- Sánchez-España, J., Velasco, F. ve Yutsa, I. 2000. Hydrothermal Alteration of Felsic Volcanic Rocks Associated with Massive Sulphide Deposition in the Northern Iberian Pyrite Belt (NW Spain), Applied Geochemistry, 15, 1265-1290.
- Sangster, D. F., 1972. Precambrian Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Canada, A Review, Geological Survey of Canada Paper 44, 72-22.
- Santaguida, F., Hannington, M.D. ve Jowett, E.C., 1992. An Alteration and Sulphur Isotope Study of The Pilley's Island Massive Sulphides, Central Newfoundland, Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper 92-1D, 265-274.
- Santos, S.P., Brindley, G.W. ve Santos, H.S., 1965. Mineralogical Studies of Kaolinite-Halloysite Clays:Part III. A Fibrous Kaolin Mineral from Piedade, São Paulo, Brazil, The American Mineralogist, 50, 619-628.

- Sato, T., 1974. Distribution and Geological Setting of the Kuroko Deposits, *Geology of Kuroko Deposits*, S. Ishihara, Ed., The Society of Mining Geologists of Japan Mining Geology Special Issue 6, 1-9.
- Sato, T. 1977. Kuroko Deposits; Their Geology, Geochemistry and Origine, Geological Society of London, Special Publication 7, 153-161.
- Savin, S.M. ve Epstein, S. 1970. The Oxygen Isotopic Compositions of Coarse Grained Sedimentary Rocks and Minerals, Geochimica et Cosmochimica Acta, 34, 323-329.
- Sawamura, K. ve Yılmaz, Ş., 1971. Trabzon-Sürmene Bölgesinin Cevher Mineralizasyonu ve Jeolojisi, M.T.A. Yayın No. 1034, Ankara.
- Schade, J., Cornell, D.H. ve Theart, H.F.J., 1989. Rare Earth Element and Isotopic Evidence for the Genesis of the Prieska Massive Sulphide Deposit, South Africa, Economic Geology, 84, 49-63.
- Schandl, E.S. ve Gorton, M.P., 1991. Postore Mobilization of Rare Earth Elements at Kidd Creek and Other Archean Massive Sulphide Deposits, Economic Geology, 86, 1546-4553.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P. ve Wasteneys, H.A. 1995. Rare Earth Element Geochemistry of the Metamorphosed Volcanogenic Massive Sulfide Deposits of the Manitouwadge Mining Camp, Superior Province, Canada, A Potential Exploration Tool?, Economic Geology, 90, 1217-1236.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P. ve Wasteneys, H.A., 1996. Rare Earth Element Geochemistry of the Metamorphosed Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of the Manitouwadge Mining Camp., Superior Province, Canada, A Potential Exploration Tool? A Reply, Economic Geology, 91, 473-476.
- Schardt, C., Cooke, D.R., Gemmell, J.B. ve Large, R.R., 2001. Geochemical Modeling of the Zoned Footwall Alteration Pipe, Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Tasmania, Australia, Economic Geology, 96, 1037-1054.
- Schiffman, P. ve Fridleifsson, G.O., 1991. The Smectite to Chlorite Transition in Drillhole NJ-15, Nesjavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE, And Electron Microprobe Investigations, Journal of Metamorphic Geology, 9, 679-696.
- Schneider, H.-J., Özgür, N. ve Palacios, C.M., 1988. Relationship between Alteration, Rare Earth Element Distribution, and Mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northeastern Turkey, Economic Geology, 83, 1238-1246.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related?, Turkish Journal of Earth Science, 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

- Sharp, R. ve Gemmell, J.B., 2001. Alteration Characteristics of the Archean Golden Grove Formation at the Gossan Hill Deposit, Western Australia: Induration as a Focusing Mechanism for Mineralizing Hydrothermal Fluids, Economic Geology, 96, 5, 1239-1262.
- Shau, Y.H., Peacor, D.R. ve Eassene, E.J., 1990. Corrensite and Mixed-Layer Chlorite/Corrensite in Metabasalt from Northern Taiwan: Tem/AEM, EPMA, XRD, and Optical Studies, Contribution Mineralogy And Petrology, 105, 123-142.
- Sheppard, D.S., 1986. Ngawha Geothermal Field, Monogr. Ser. Miner. Depos. 26, 185-192.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. ve Taylor, H.P., 1969. Oxygen and Hydrogen Isotope Ratios of Clay Minerals from Porphyry Copper Deposits, Economic Geology, 64, 755-777.
- Sheppard, S.M.F. ve Gilg, H.A., 1996. Stable Isotope Geochemistry of Clay Minerals, Clay Minerals, 31, 1-24.
- Shikazono, N. ve Kawahata, H., 1987. Compositional Differences in Chlorite from Hydrothermally Altered Rocks and Hydrothermal Ore Deposits, The Canadian Mineralogist, 25, 465-474.
- Shikazono, N., 1976. Chemical Composition of Kuroko Ore Forming Solution, J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ.Geol., 71, 201-215 (Japonca).
- Shikazono, N., 1999. Rare Earth Element Geochemistry of Kuroko Ores and Hydrothermally Altered Rocks: Implications for Evolution of Submarine Hydrothermal System at Back Arc Basin, Resource Geology Special Issue, 20, 23-30.
- Shikazono, N., Hoshino, M., Utada, M., Nakata, M. ve Ueda, A., 1998. Hydrothermal Carbonates in Altered Wall Rocks at the Uwamuki Kuroko Deposits, Japan, Mineralium Deposita, 33, 346-358.
- Shikazono, N., 2003. Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems, Elsevier, 463 s.
- Shirozu, H., 1974. Clay Minerals in Altered Wall Rocks of the Kuroko-Type Deposits, Geology Of Kuroko Deposits, S. Ishihara, K. Kanehira, A. Sasaki, T. Sato, Y. Shimazaki, Eds., The Society of Mining Geologists of Japan, 6, 303-310.
- Shriver, N.A. ve MacLean, W.H., 1993. Mass, Volume and Chemical Changes in the Alteration Zone at the Norbec Mine, Noranda, Quebec, Mineralium Deposita, 28, 157-166.
- Shultze-Westrum, H.H., 1961. Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili ile Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontid Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütalalar, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 57, 63-71.



- Sillitoe, R.H., 1979. Some Thoughts on Gold-Rich Porphyry Copper Deposits, Mineralium Deposita, 14, 161-164.
- Sillitoe, R.H., 1993. Epithermal Models: Genetic Types, Geometrical Controls and Shallow Features, Mineral Deposit Modeling, R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke, Eds., Geological Association of Canada, 40, 403-417.
- Simmons, S.F. ve Browne, P.R.L., 1990. Mineralogic, Alteration and Fluid Inclusion Studies of Epithermal Gold-Bearing Veins at the Mt. Muro Prospect, Central Kalimantan (Borneo), Indonesia, Journal of Geochemical Exploration, 35, 63-104.
- Singer, D.A. ve Kouada, R., 1988. Integrating Spatial and Frequency Information in the Search for Kuroko Deposits of the Hokuroku District, Japan, Economic Geology, 83, 1, 18-29.
- Singer, D.A., ve Kouada, R., 1992. Regional View in the Search for Kuroko Deposits of the Hokuroku District, Japan, T. Urabe, M. Aoki, Eds., 29th IGC Field Trip Guidebook 6, Mineral Deposits of Japan and The Philippines, The Society of Resource Geology, 6, 83-91.
- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Smith, D.K., Johnson, G.G. Jr., Scheible, A., Wims, A.M., Johnson, J.L. ve Ullmann, G., 1987. Quantitative X-ray Powder Diffraction Method Using the Full Diffraction Pattern, Powder Diff., 2, 73-77.
- Solomon, M., Tornos, F., Large, R.R., Badham, J.N.P., Both, R.A. ve Zaw, K., 2004. Zn-Pb-Cu Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits: Criteria For Distinguishing Brine Pool-Type From Black Smoker-Type Sulphide Deposition, Ore Geology Reviews, 25, 3-4, 259-283.
- Spooner, E.T.C. ve Fyfe, W.C., 1973. Sub-Sea Floor Metamorphism, Heat and Mass Transfer, Contributions to Mineralogy and Petrology, 42, 287-304.
- Spooner, E.T.C., 1977. Thermodynamic Model for the Origin of the Ophiolitic Cupriferous Pyrite Ore Deposits of Cyprus, Volcanic Processes in Ore Genesis, Institute of Mining and Metallurgy, London, Special Publication, 7, 58-71.
- Środoń, J., 1980. Precise Identification of Illite/Smectite Interstratifications by X-ray Powder Diffraction, Clays and Clay Minerals, 28, 401-411.
- Środoń, J. ve Eberl, D.D., 1984. Illite, Micas, S.W. Bailey, Ed., Reviews in Mineralogy, 13, Mineralogical Society of America, 495-544.
- Środoń, J., Drits, V.A., McCarty, K.K., Hsieh, J.C.C. ve Eberl, D.D., 2001. Quantitative X-Ray Diffraction Analysis of Clay-Bearing Rocks from Random Preparations, Clay and Clay Minerals, 49, 514-528.

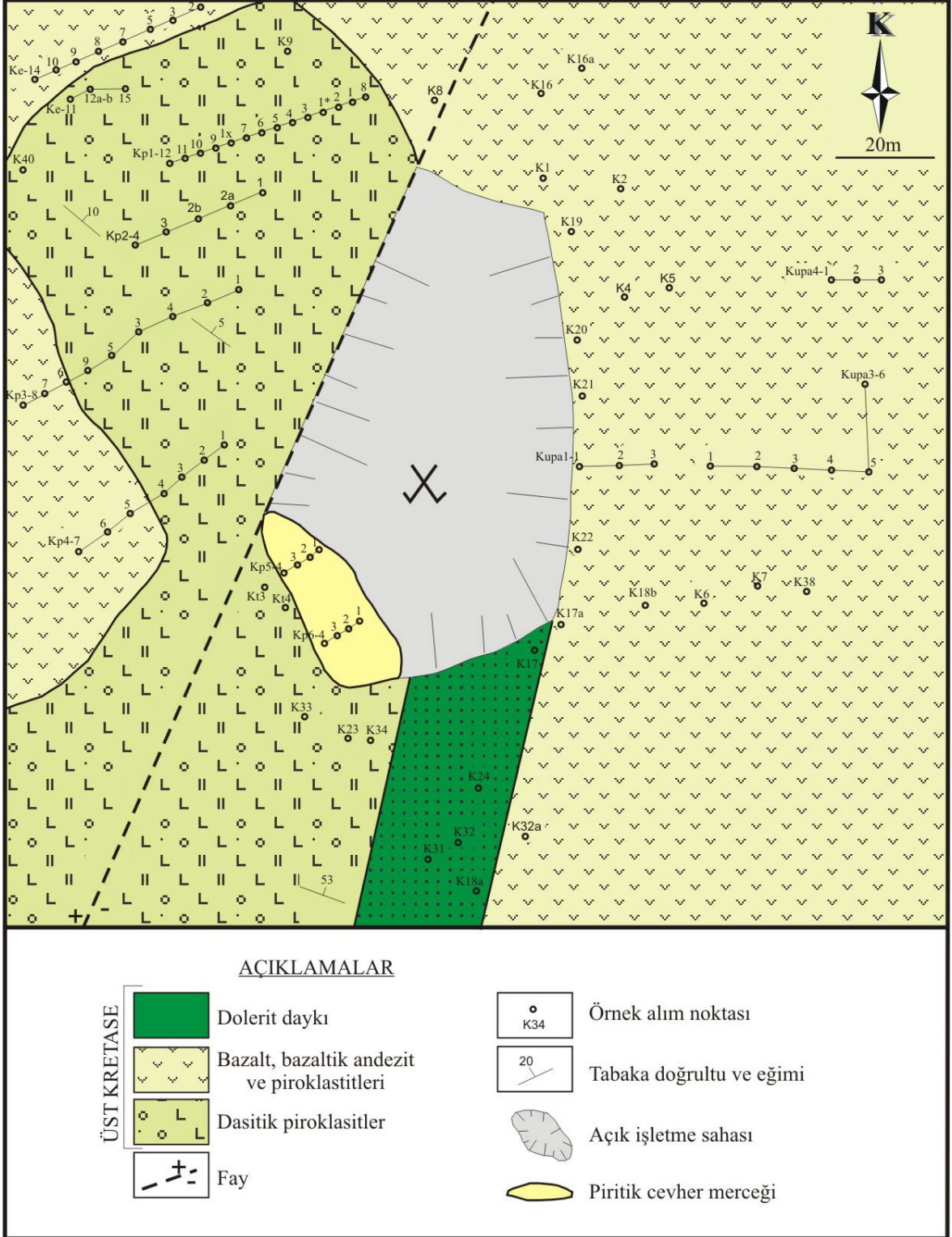
- Stanley, C.R. ve Madeisky, H.E., 1994. Lithogeochemical Exploration for Metasomatic Halos around Mineral Deposits Using Pearce Element Ratio Analysis, Geological Association of Canada Programs with Abstracts, 99.
- Steiner, A., 1968. Clay Minerals in Hydrothermally Altered Rocks at Wairakei, New Zealand, Clays and Clay Minerals, 18, 165-177.
- Stolz, A.J., 1995. Geochemistry of the Mount Windsor Volcanics: Implication for the Tectonic Setting of Cambro-Ordovician Volcanichosted Massive Sulfide Mineralization in Northeastern Australia, Economic Geology, 90, 1080-1097.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalt, Implications for Mantle Composition and Processes, Magmatism in the Ocean Basins, A.D. Saunders, M.J. Norry, Eds., Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium Redox Equilibria in Aqueous Solution, Earth and Planetary Science Letters, 67, 70-78.
- Swindale, L.D., 1975. The Crystallography of Minerals of the Kaolin Group, Inorganic Components, J.E. Gieseking, Ed., Soil Components, 2, 121-154.
- Syme, E.C. ve Bailes, A.H., 1993. Stratigraphic and Tectonic Setting of Early Proterozoic Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Flin Flon, Manitoba, Economic Geology, 88, 566-589.
- Tamura, M., 1982. Alteration Minerals and Mineralization in the Shakanai Kuroko Deposit, Akita Prefecture, Mining Geology, 32, 379-390.
- Tatsumi, T. ve Watanabe, T., 1971. Geological Environment of Formation of the Kuroko-Type Deposits, Japanese Society of Mining Geologists, 3, 216-220.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, 312s.
- Thompson, M. ve Walsh, J.N., 1983. A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry, 16-36.
- Tokel, S. 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane region, NE Turkey, Doktora Tezi, University College London, İngiltere.
- Tokel, S. 1977. Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 20, 49-54.
- Tomasson, J. ve Kristmannsdottir, H., 1972. High Temperature Alteration Minerals and Thermal Brines, Reykjanes, Iceland, Contribution to Mineralogy and Petrology, 36, 123-135.

- Tüysüz, N., Özdoğan, K., Er, M., Yılmaz, Z. ve Ağanoğlu, A., 1994. Pontid Adayayı'nda Carlin Tipi Kaletaş (Gümüşhane) Altın Zuhuru, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 37, 41-46.
- Tüysüz, N., 1995. Lahanos (Espiyeye-Giresun) Masif Sülfid Yatağına Ait Cevher Mineralleri ve Dokularının Cevher Oluşumu Açısından İncelenmesi, Geosound/Yerbilimleri, 26, 79-92.
- Tüysüz, N. ve Er, M., 1995. Lahanos (Espiyeye) ve İsraildere (Tirebolu) Masif Sülfid Cevherleşmeleri Çevresinde Görülen Hidrotermal Alterasyon Zonlarındaki Kimyasal ve Mineralojik Değişimler, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 10, 104-113.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey, Chemie der Erde, 60, 231-250.
- Tüysüz, N. ve Akçay, M., 2000. Doğu Karadeniz Bölgesindeki Altın Yataklarının Karşılaştırılmalı İncelenmesi, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, MTA, Ankara, 625-645.
- Ueda, A. ve Krouse, H.R., 1986. Direct Conversion of Sulphide and Sulphate Minerals to SO<sub>2</sub> for Isotope Analyses, Geochemical Journal, 20, 209-212.
- Urabe, T., Scott, S. D. ve Hattori, K., 1983. A Comparison of Footwall-Rock Alteration and Geothermal Systems Beneath Some Japanese and Canadian Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, Economic Geology Monograph, 5, 345-364.
- Urabe, T. ve Marumo, K. 1991. A New Model for Kuroko-Type Deposits of Japan, Episodes, 14, 246-251.
- Utada, M. ve Ishikawa, T., 1973. Alteration Zones Surrounding Kuroko-Type Ore Deposits in Nishiaizu District-Especially the Analcime Zone for an Indicator of Exploration of the Ore Deposit, Mining Geology of Japan, 23, 213-226.
- Valsami, E.J. ve Cann, R., 1992. Mobility of Rare Earth Elements in Zones of Intense Hydrothermal Alteration in the Pindos Ophiolite, Greece, Geological Society, London, Special Publications 60, 219-232.
- Van Ranst, E., 1998. Soil Mineralogy Universiteit Gent, Physical Land Resources, Lecture Notes, 198 s.
- Velde, B., 1965. Experimental Determination of Muscovite, Polymorph Stabilities, The American Mineralogist, 50, 436-449.
- Velde, B., 1995. Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment, New York, Springer-Verlag, 334.

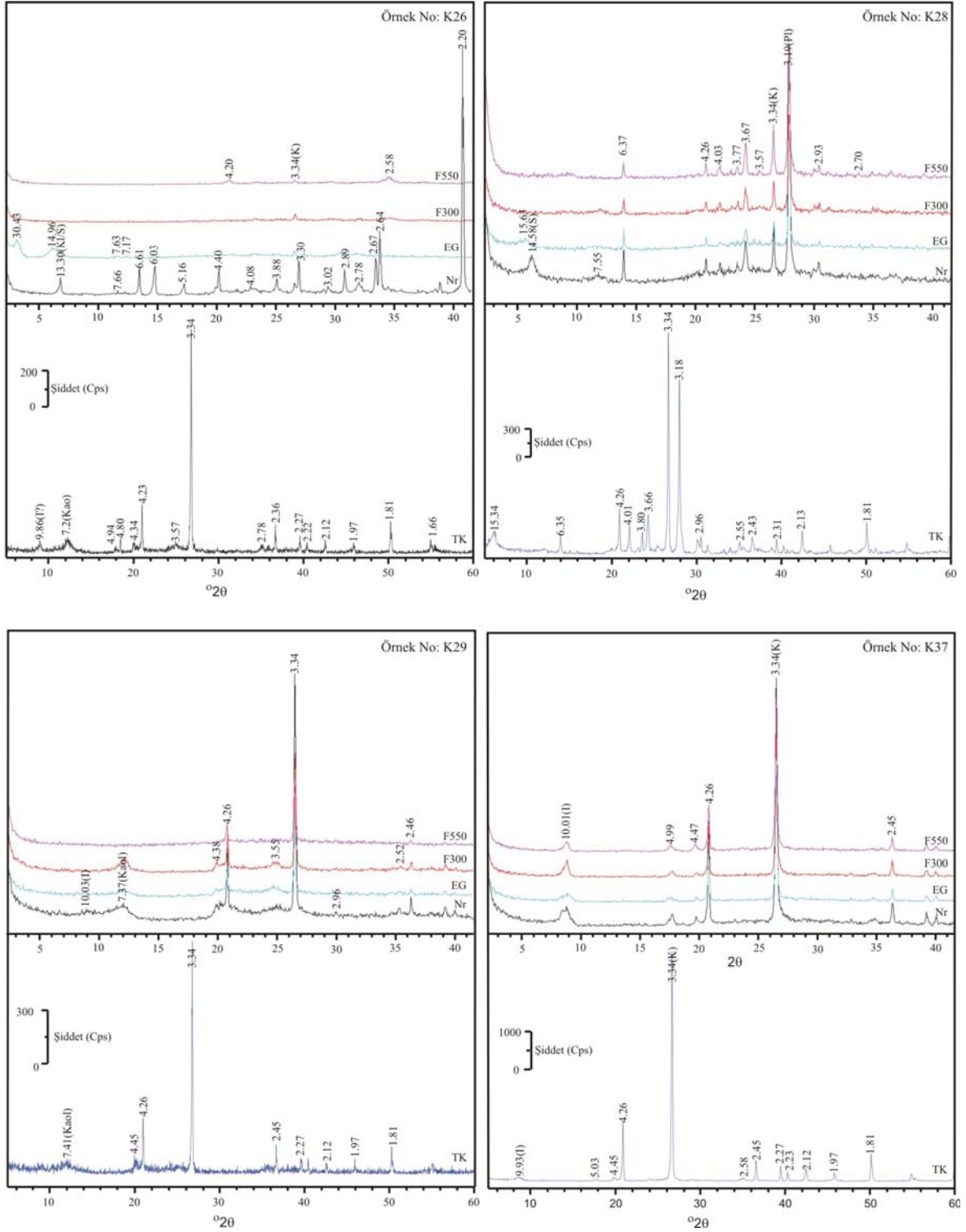
- Vidal, O., Para, T. ve Trotet, F., 2001. A Thermodynamic Model for Fe–Mg Aluminous Chlorite Using Data From Phase Equilibrium Experiments and Natural Pelitic Assemblages in the 100 C to 600 C, 1 to 25 Kb Range, American Journal of Sciences, 301, 557-592.
- Von Damm, K.L., Edmond, J.M., Grant, B., Measures, C.I., Walden, B. ve Weiss, R.F., 1985. Chemistry of Submarine Hydrothermal Solutions at 21°N, East Pacific Rise, Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 2197-2220.
- Wada, K., 1961. Lattice Expansion Of Kaolin Minerals By Treatment With Potassium Acetate, The American Mineralogist, 46, 78-91.
- Walford, P.C. ve Franklin, J.M., 1982. The Anderson Lake Mine, Snow Lake, Manitoba, Precambrian Sulphide Deposits, R.W. Hutchinson, C.D. Spence, J.M. Franklin, Eds., Geological Association of Canada, 25, 481-523.
- Walker, T.L., 1930. Dalmatianite, the Spotter Greenstone from the Amulet Mine, Noranda, Quebec, University of Toronto Studies, Geology Series 29, 9-12.
- Weaver, C.E. ve Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals, Developments In Sedimentology 15, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213 s.
- Weaver, C.E., 1984. Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians, Developments in Petrology 10, 235 s.
- Weaver, C.E., 1989. Clays, Muds, and Shales, Developments in Sedimentology 44, Elsevier, New York, 819 s.
- Whitford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. ve Craven, S.J., 1988. Rare Earth Element Mobility around the Volcanogenic Polymetallic Massive Sulfide Deposit at Que River, Tasmania, Australia, Chemical Geology, 68, 105-119.
- Whitford, D.J., Mcpherson, P.A. ve Wallace, D.B., 1989. Geochemistry of the Host Rocks of the Volcanogenic Massive Sulfide Deposits at Que River, Tasmania, Economic Geology, 84, 1-21.
- Wilson, M.J., 1987. A Handbook of Determinative Methods in Clay Minerology, Blackie and Son, London, 384 s.
- Winchester, J. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements, Chemical Geology, 20, 325-343.
- Wood, S.A. ve Williams-Jones, A.E., 1994. The Aqueous Geochemistry of the Rare Earth Elements and Yttrium. Part IV. Monazite Solubility and REE Mobility in Exhalative Massive Sulfide-Forming Environments, Chemical Geology, 115, 47-60.

- Yalçınalp, B., 1983. Sürmene-Aksu (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi ve Metalojenezi, KÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyâyla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yıldız, Ş., 1988. Kutlular (Sürmene) Masif Sülfür Yatağının Rezerv, Tenör ve Cevher Zenginleştirme Açısından İrdelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, T., Yazıcı, E., Boğuşlu, M. ve Tüysüz, N., 1982. Trabzon Sürmene-Of-Araklı Yöresinin Havza Çalışması Raporu, MTA Raporu, Ankara.
- Yoder, H.S. ve Eugster, H.P., 1955. Synthetic and Natural Muscovites, Geochimica et Cosmochimica Acta, 8, 225-280.
- Zaleski, E.S. ve Halden, N.M., 1988. Reconstruction of Synvolcanic Alteration Associated with the Linda Massive Sulphide Deposit, Snow LKE, Manitoba, Geological Survey of Canada, 88, 73-81.
- Zane, A. ve Weiss, Z., 1998. A Procedure for Classifying Rock-Forming Chlorites Based on Microprobe Data, Rend. Fis. Acc. Lincei, 9, 9, 51-56.

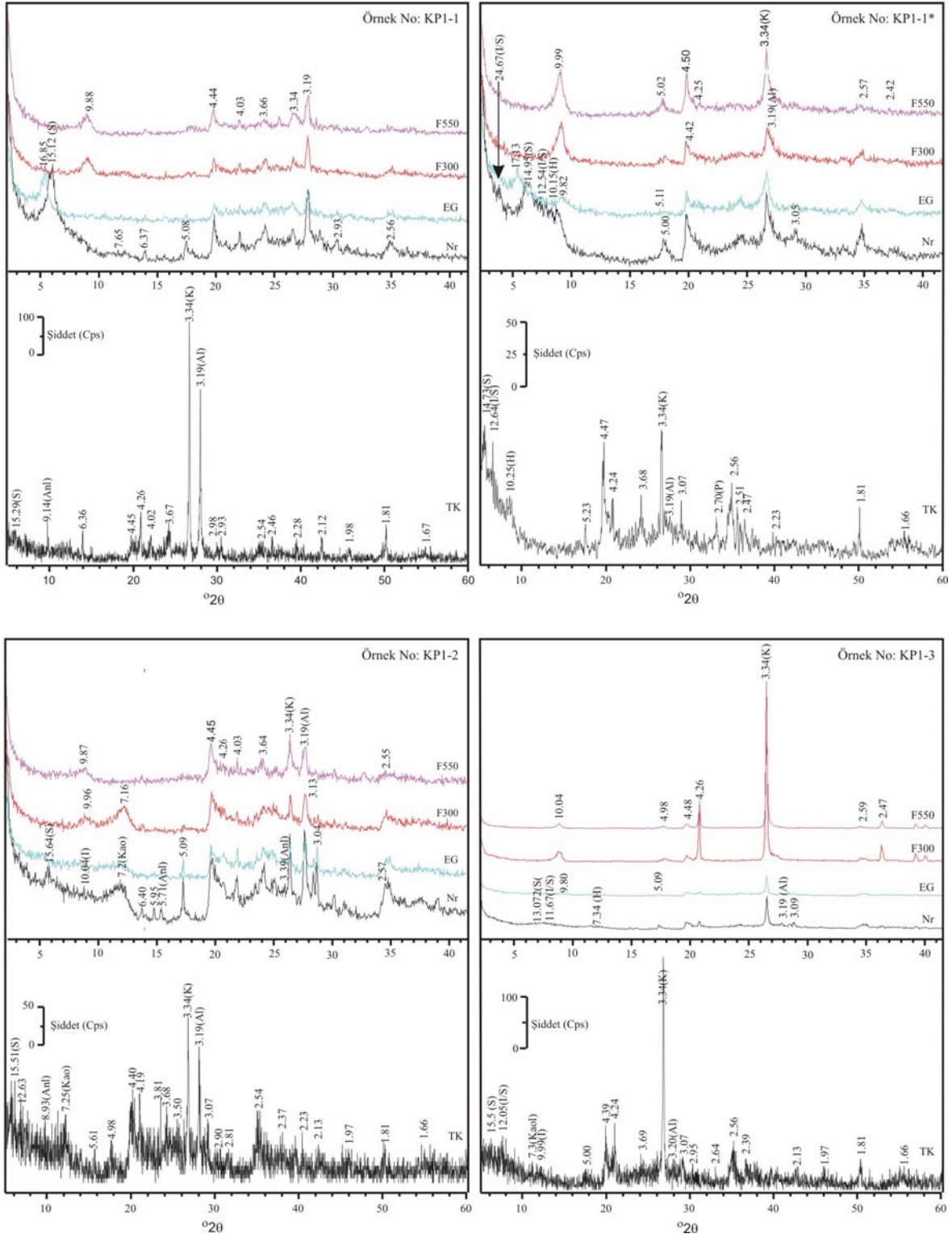
## 8. EKLER



Ek Şekil 2. Kutular (Sürmene-Trabzon) masif sülfür yatağı detay jeoloji ve örnek alım haritası (Kolaylı, 1989'dan değiştirilerek)

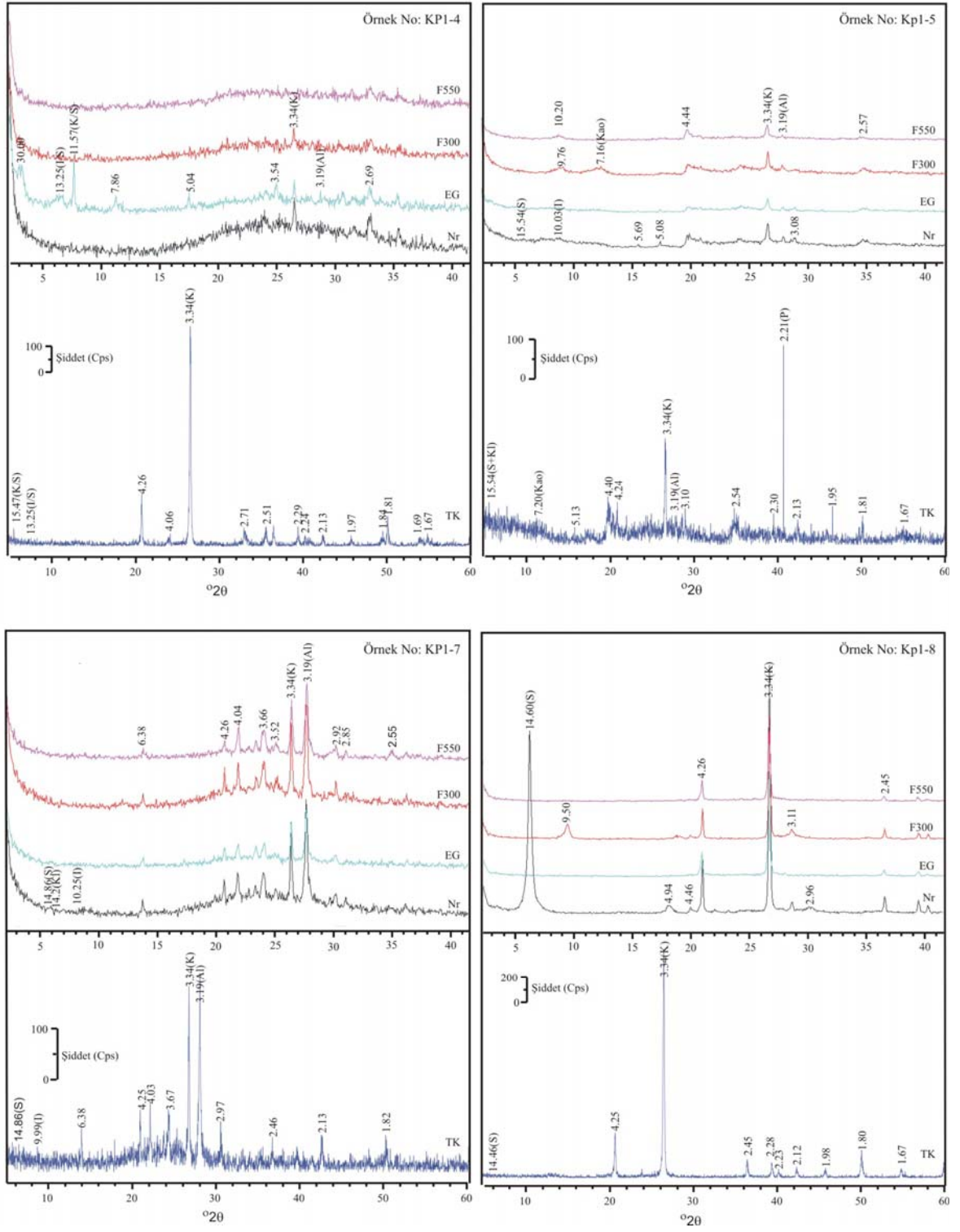


Ek Şekil 3. Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi dasitlerinin tüm kayaç ve kil fraksiyonuna (<2µm) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumdaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Kl/S, klorit/simektit; Pl, plajiyoklas; S, simektit; I, illit; Kao, kaolen)

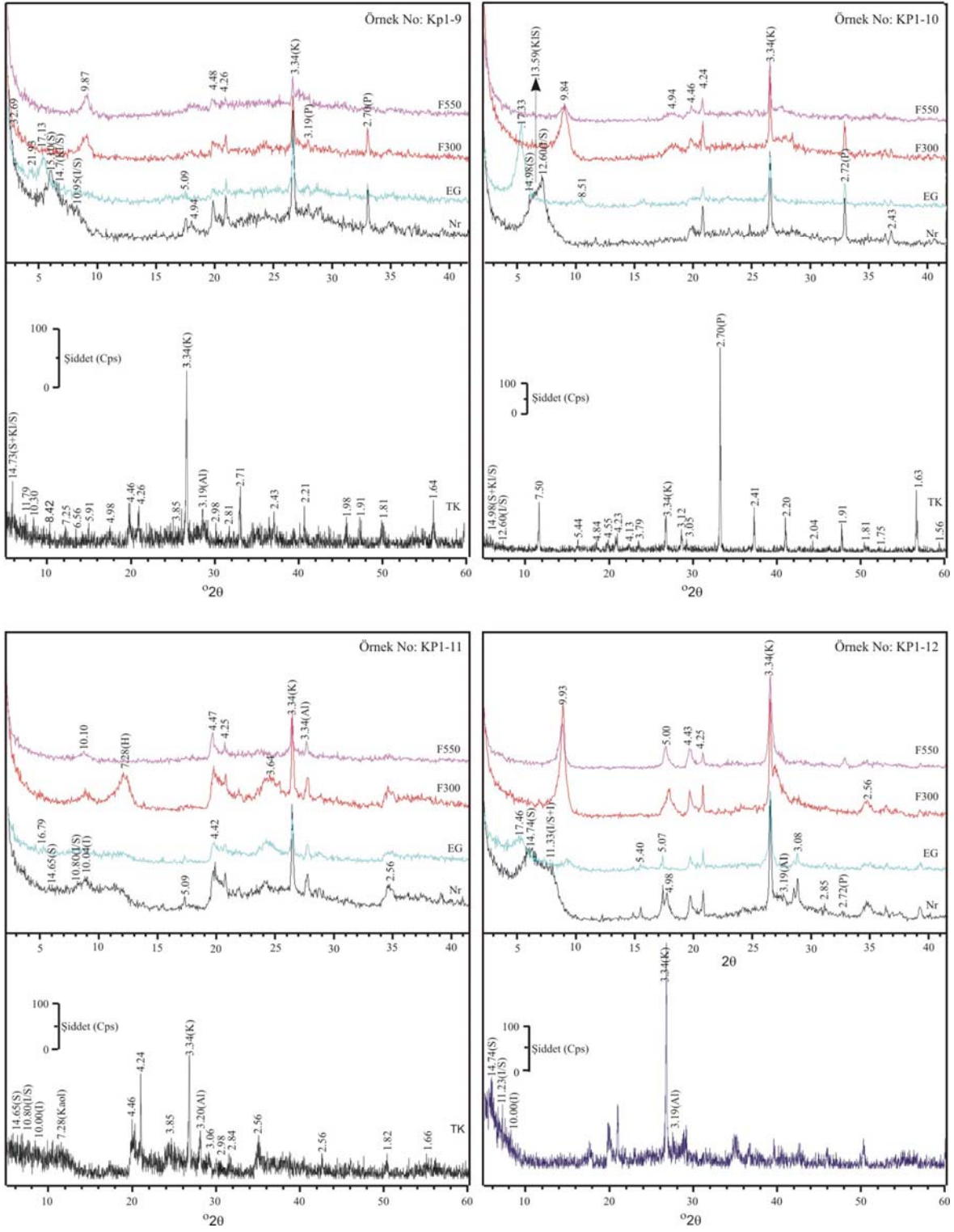


Ek Şekil 4. Kutular (Sürmene-Trabzon) yöresi dasitik piroklastitlerinin tüm kayaç ve kil fraksiyonuna ( $<2\mu\text{m}$ ) ait normal (Nr), etilen glikolle doydurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Al, albit; He, hematit; P, pirit; Anl, analsim; S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kaol, kaolen; Kao, kaolenit; H, halloysit)

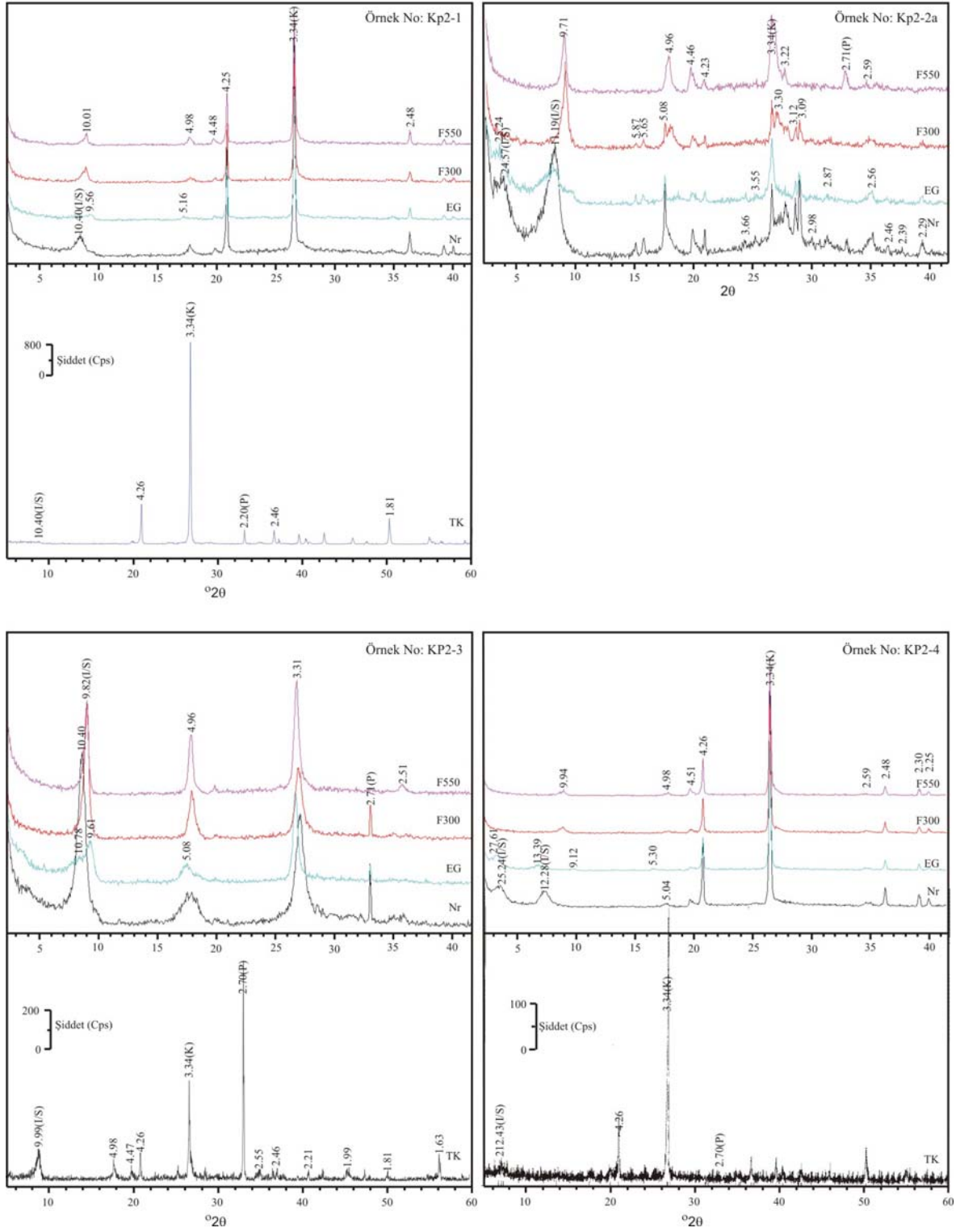




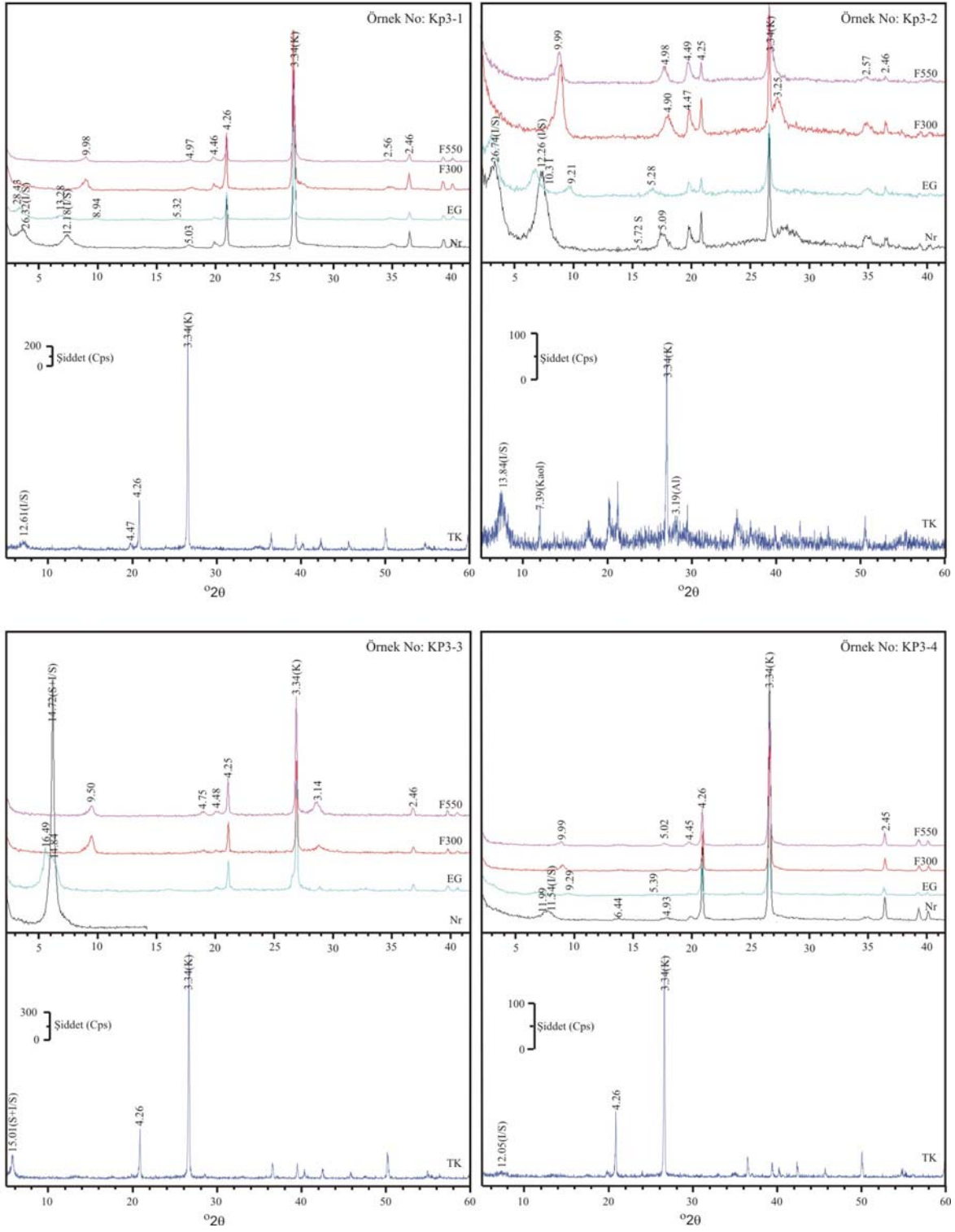
Ek Şekil 4'ün devamı



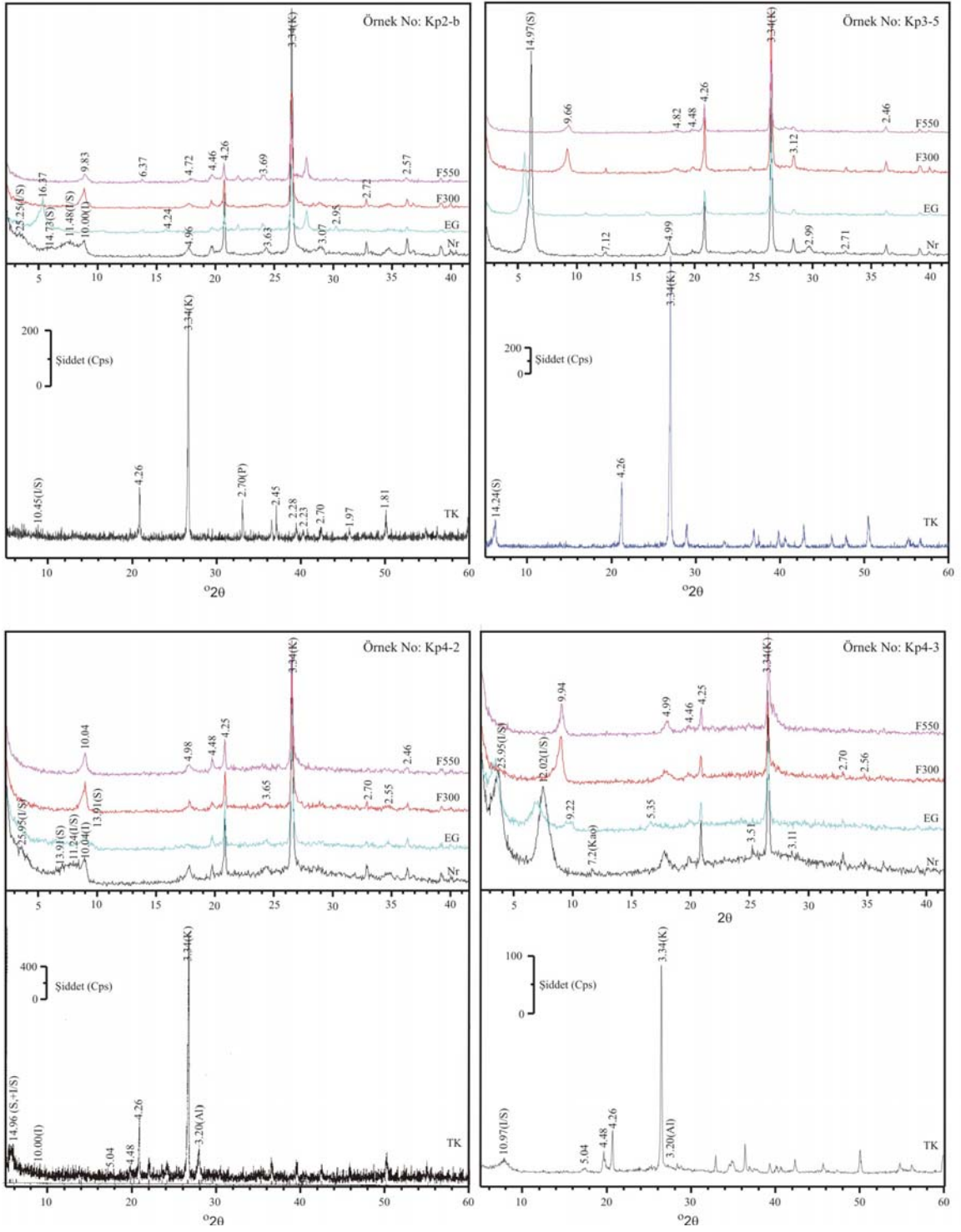
Ek Şekil 4'ün devamı



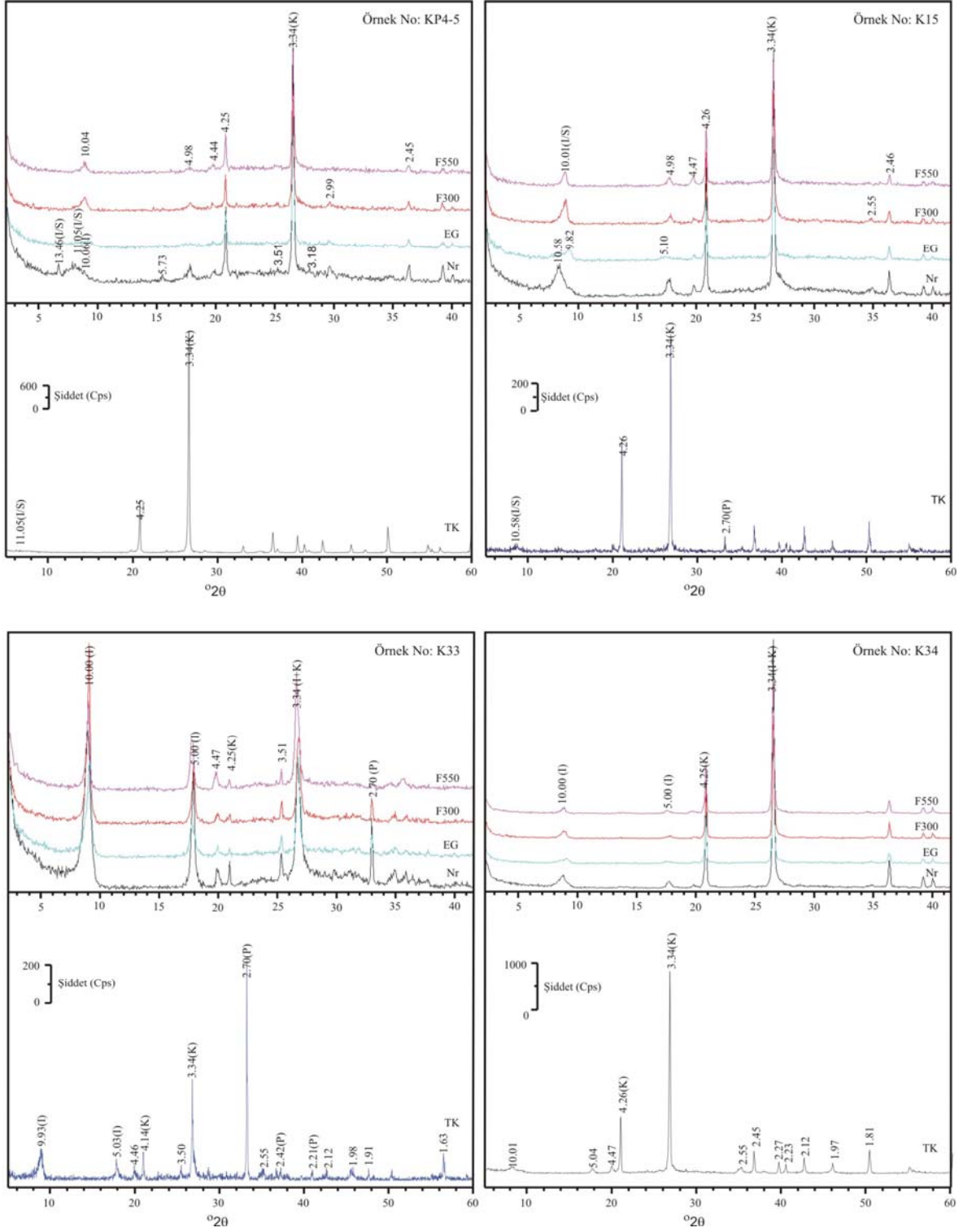
Ek Şekil 4'ün devamı



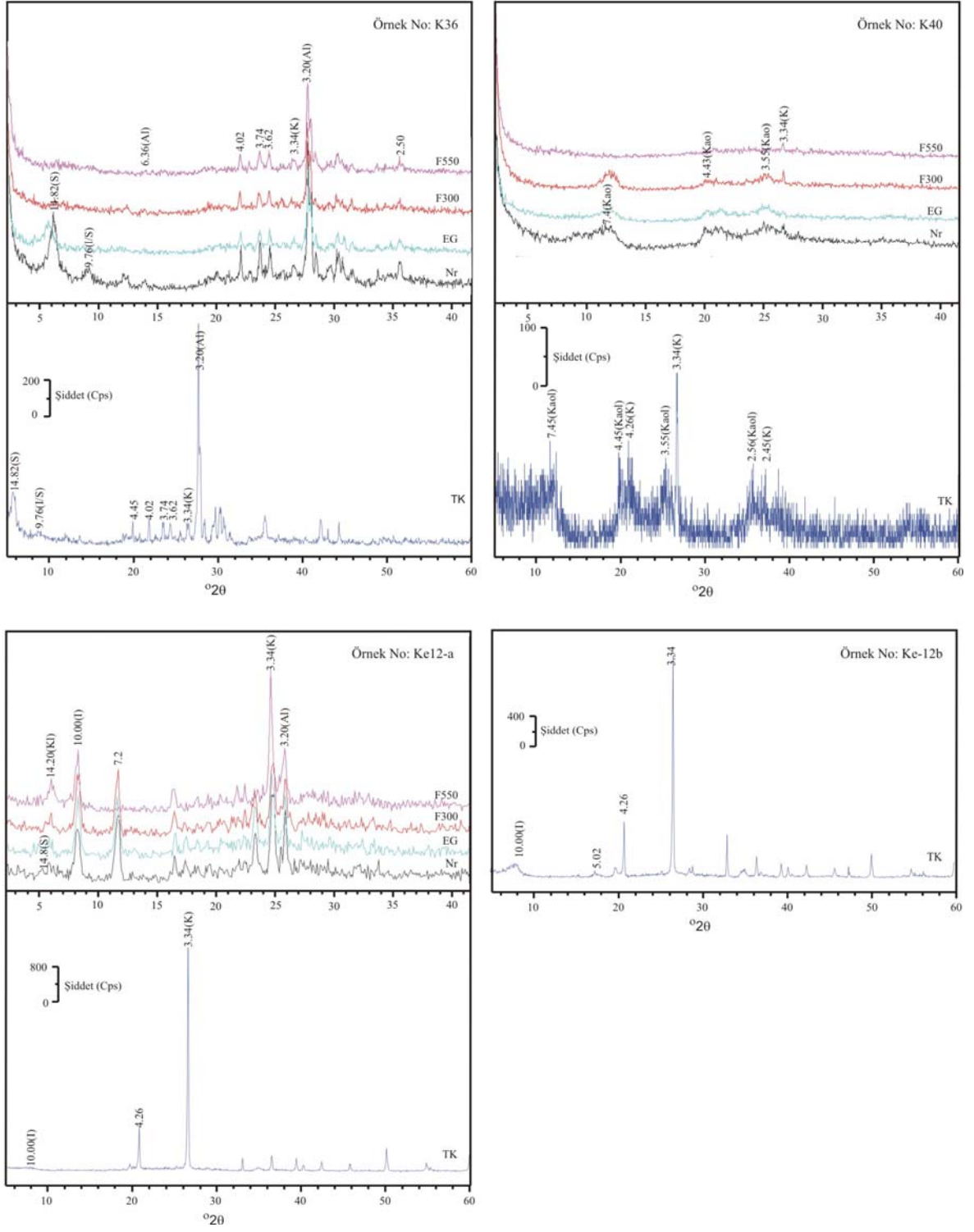
Ek Şekil 4'ün devamı



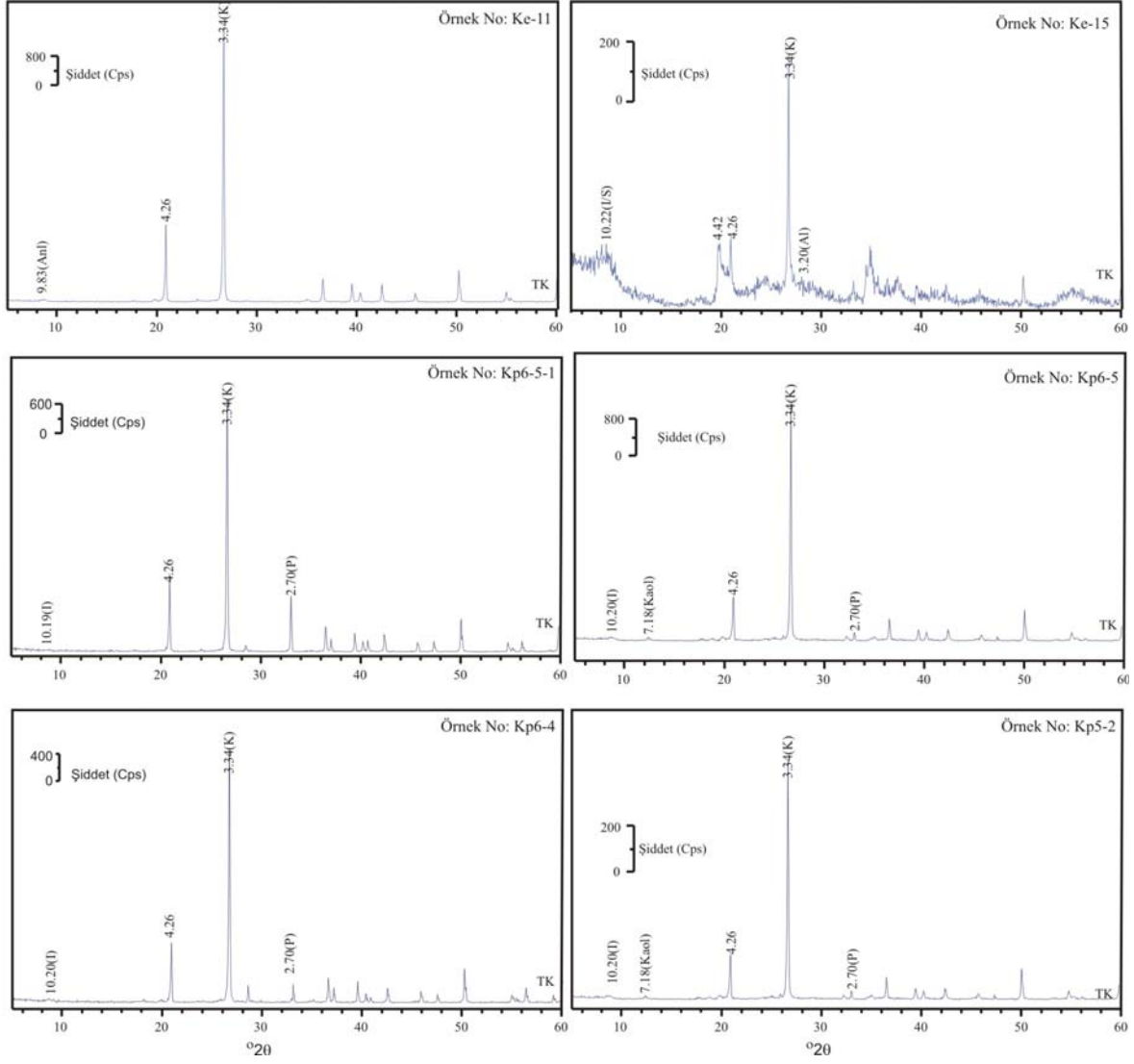
Ek Şekil 4'ün devamı



Ek Şekil 4'ün devamı

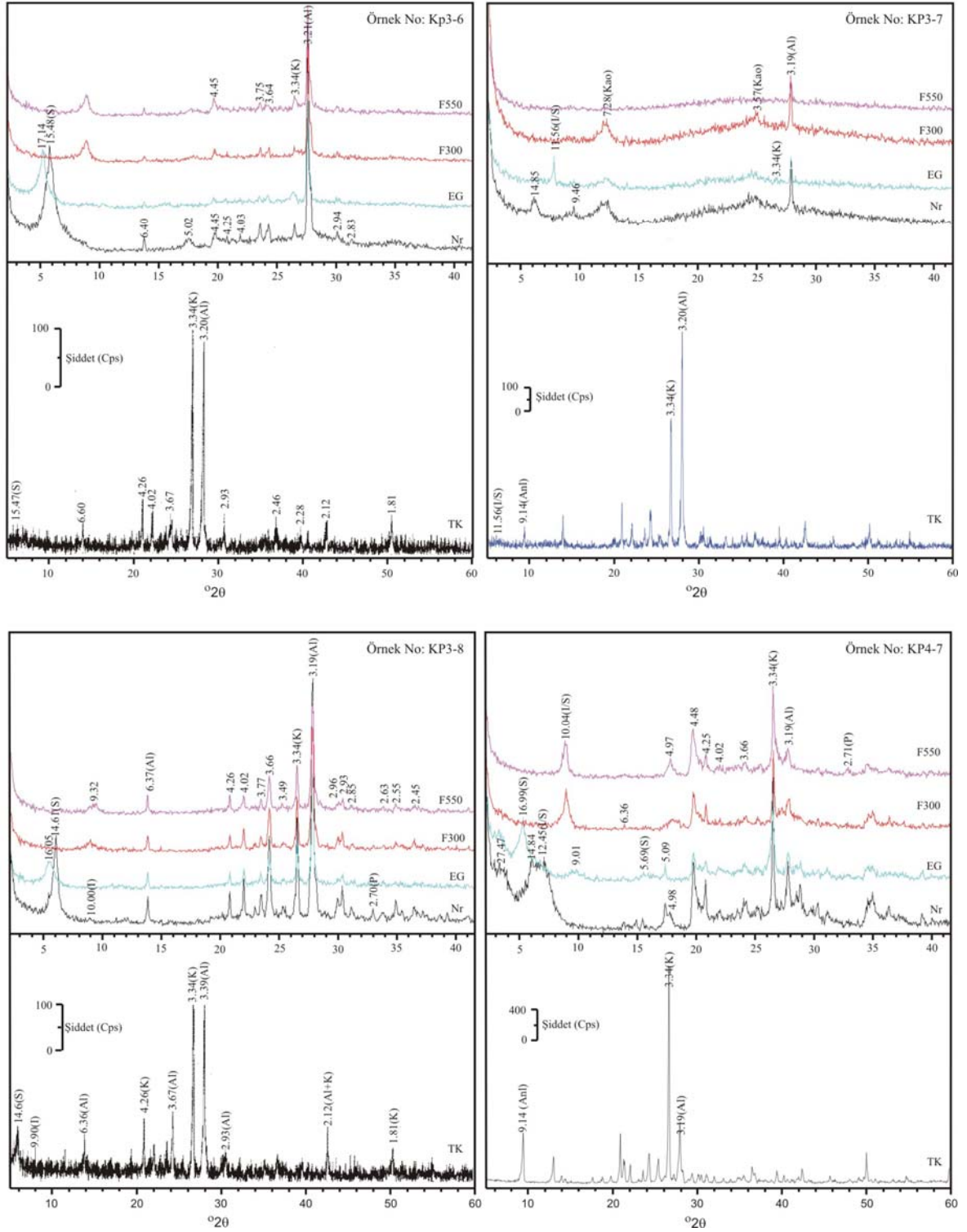


Ek Şekil 4'ün devamı

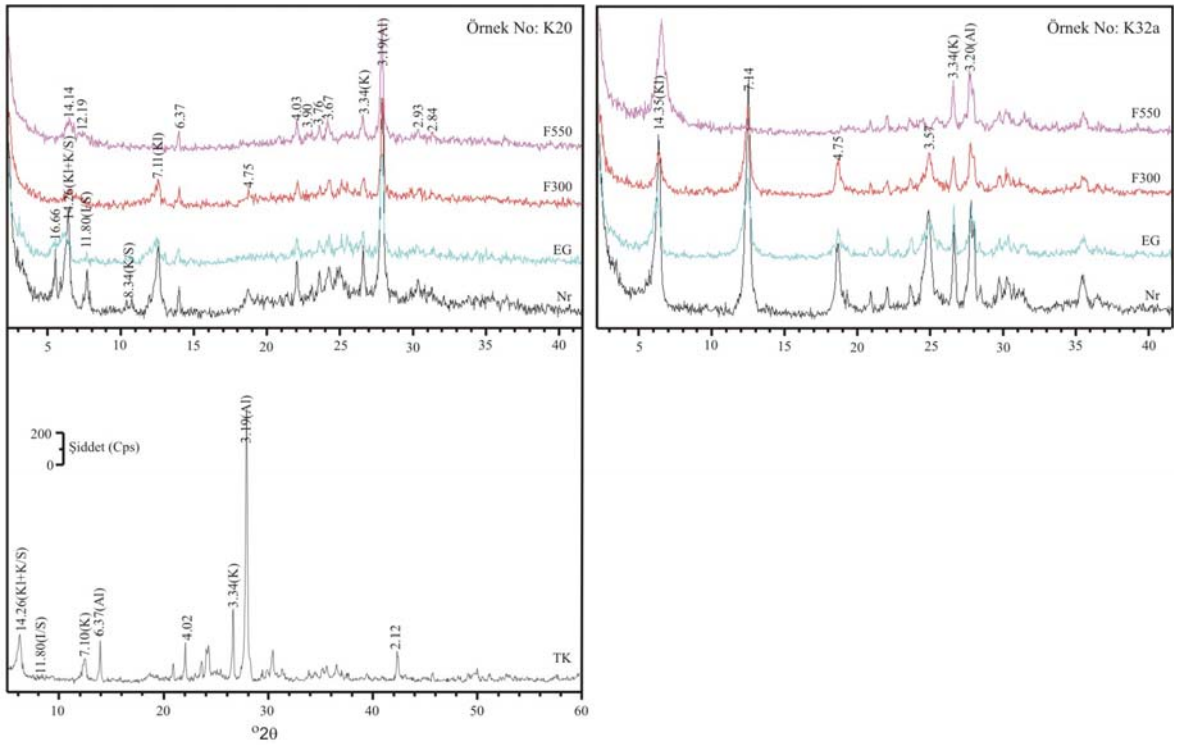
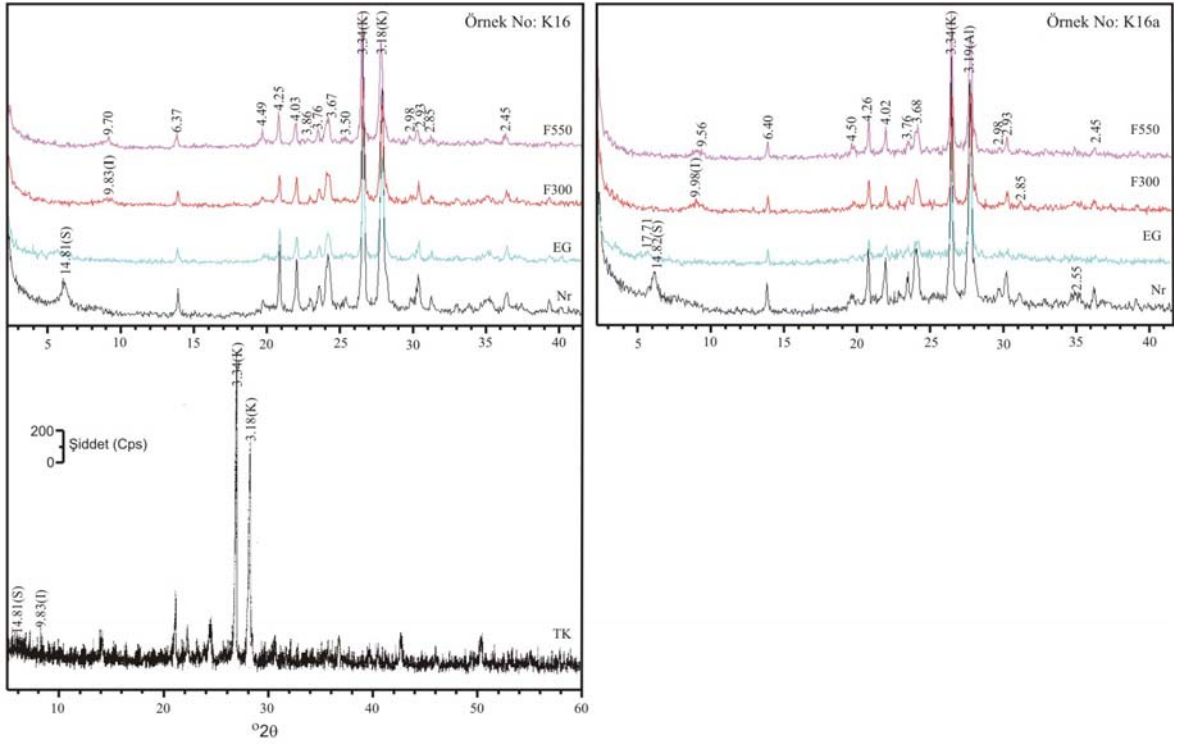


Ek Şekil 4'ün devamı

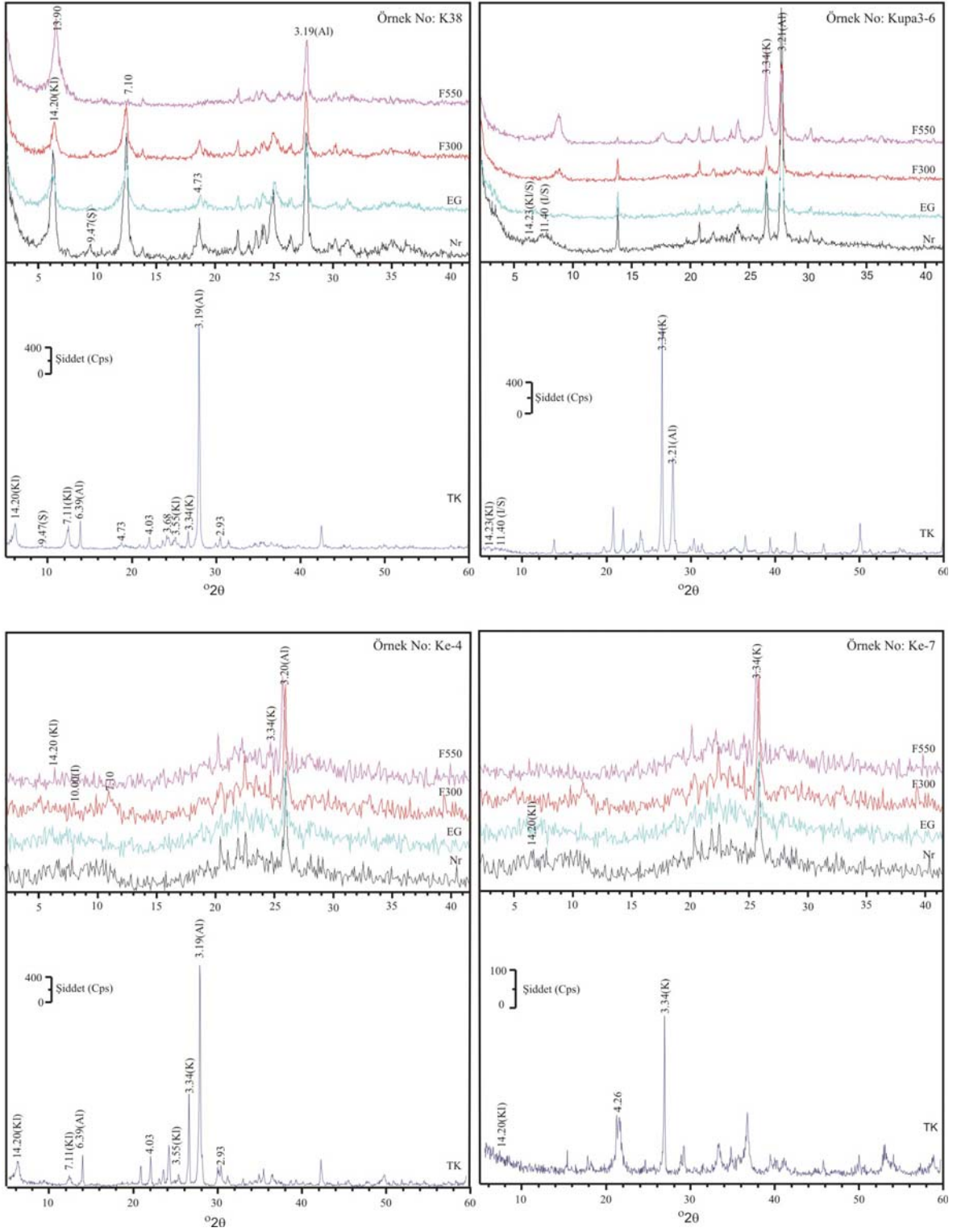




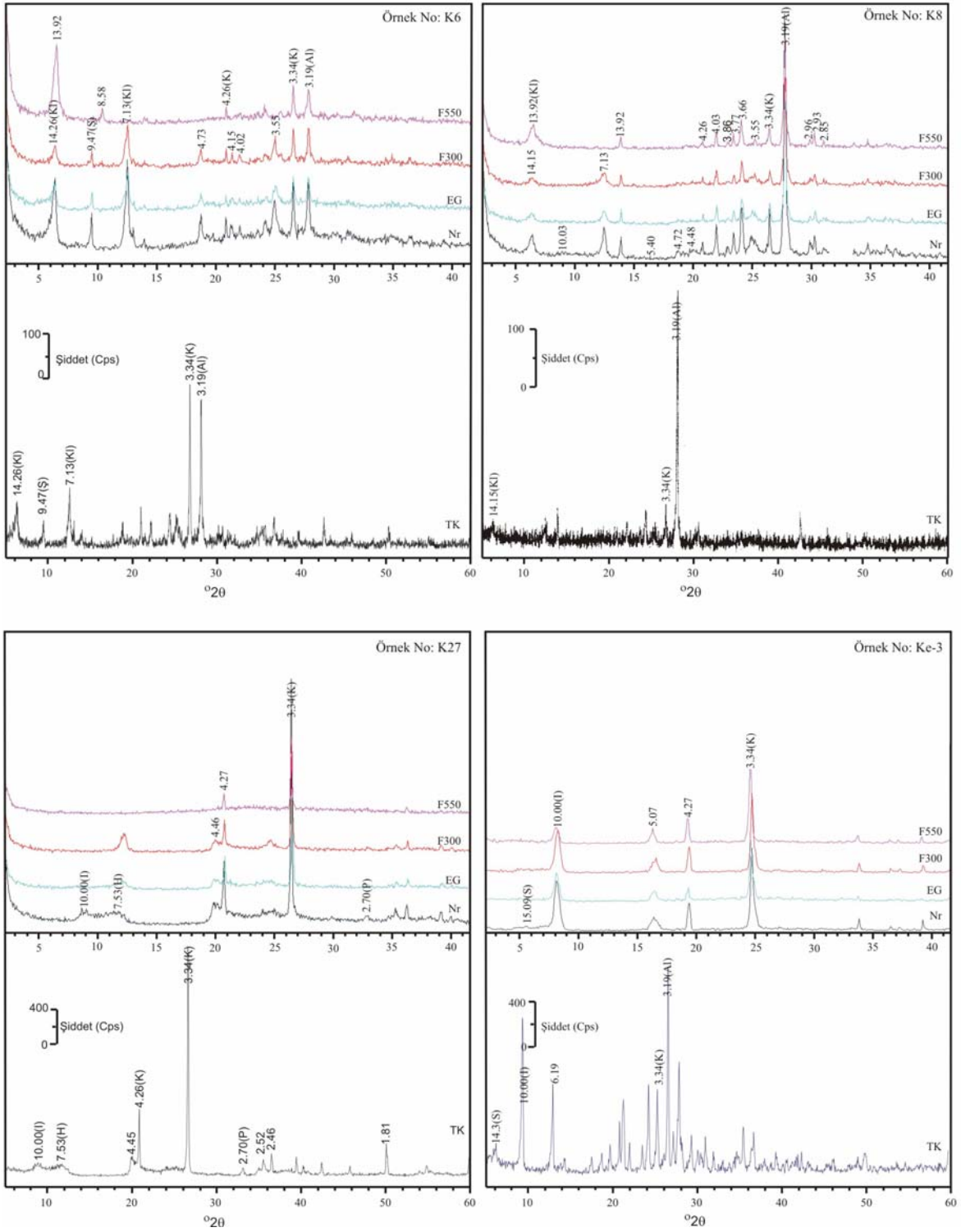
Ek Şekil 5. Kutular (Sürmene-Trabzon) yöresi bazalt, bazaltik andezit ve piroklastitlerinin tüm kayaç ve kil fraksiyonuna ( $<2\mu\text{m}$ ) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C'de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars; Al, albit; P, pirit; Anl, analsim; S, simektit; I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Kl/S, klorit/simektit; Kao, kaolenit; H, halloysit; Ş, şabazit)



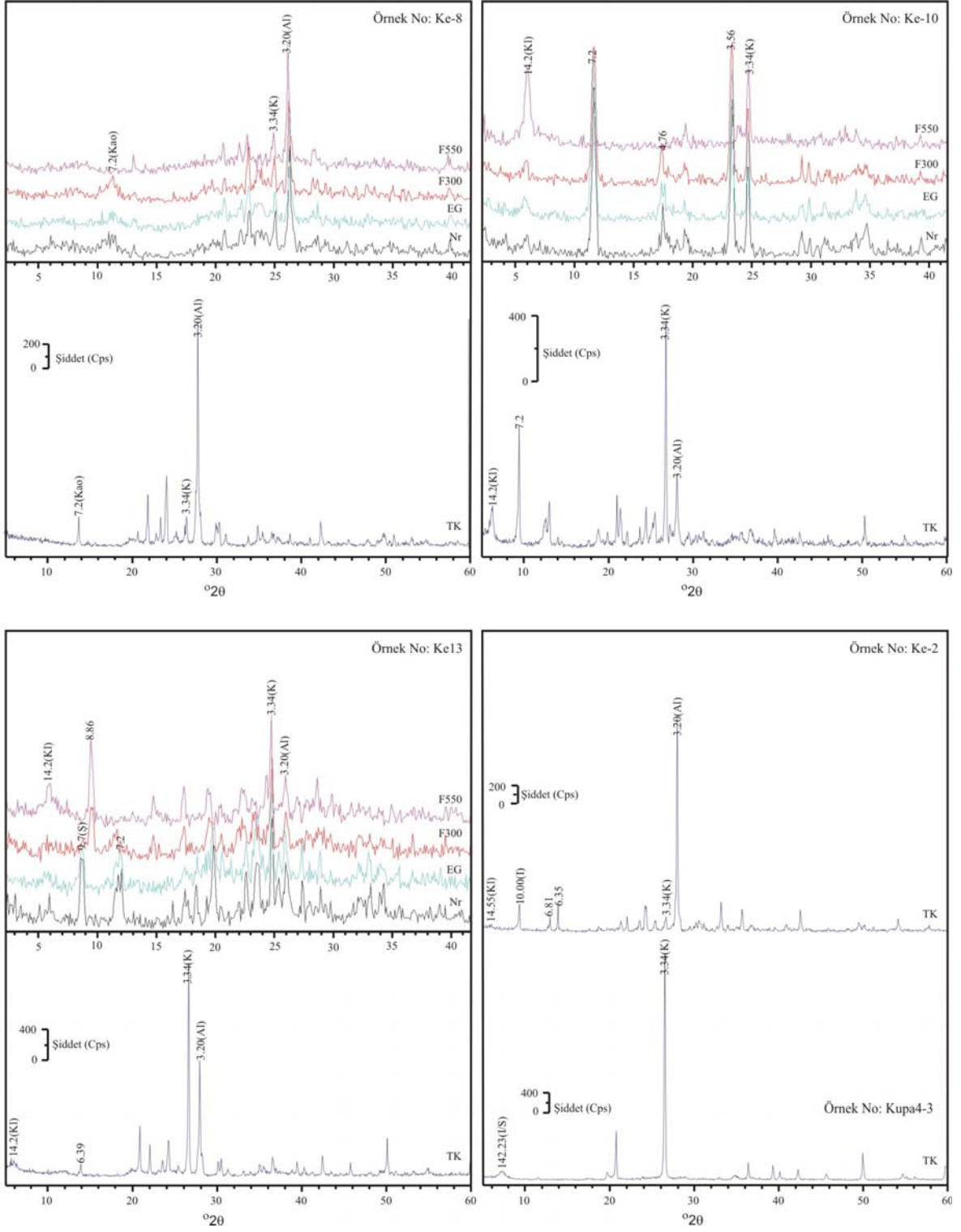
Ek Şekil 5'in devamı



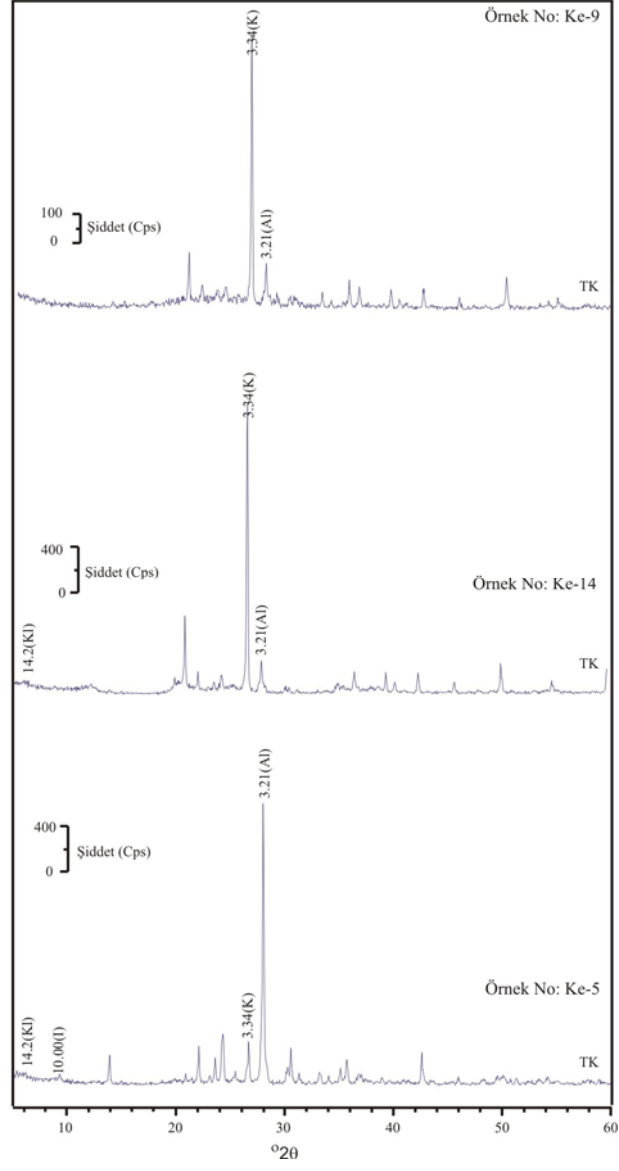
Ek Şekil 5'in devamı



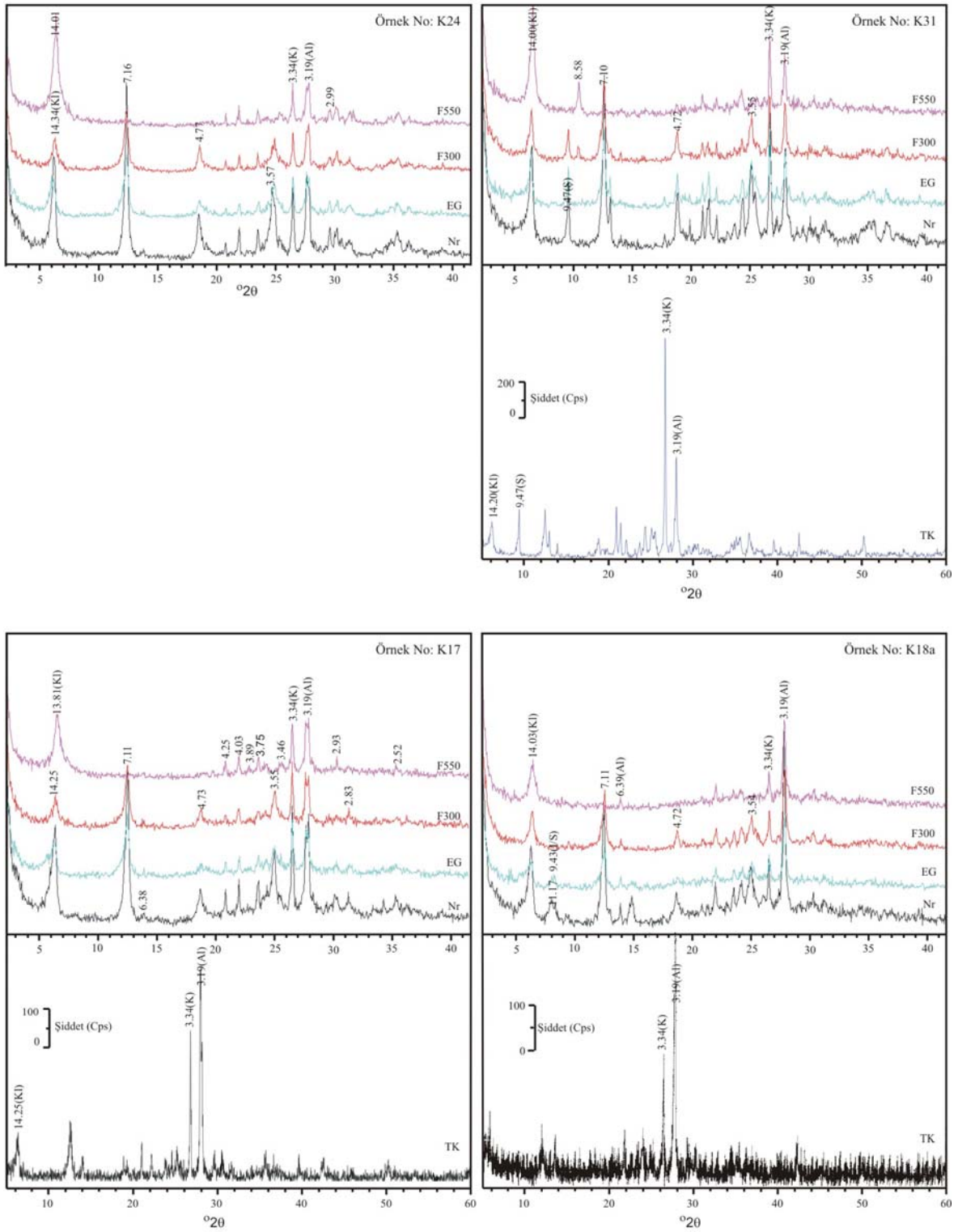
Ek Şekil 5'in devamı



Ek Şekil 5'in devamı



Ek Şekil 5'in devamı

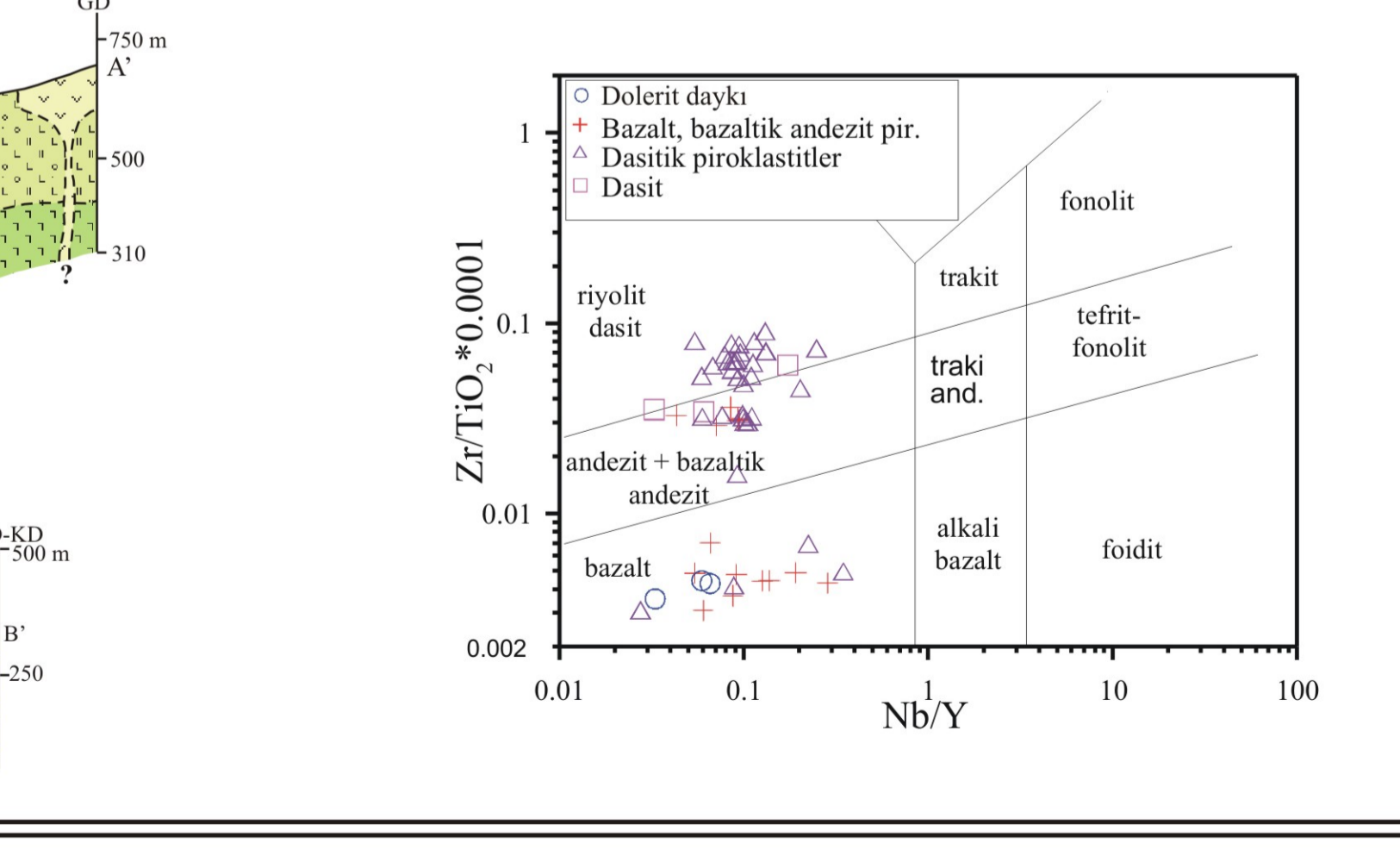
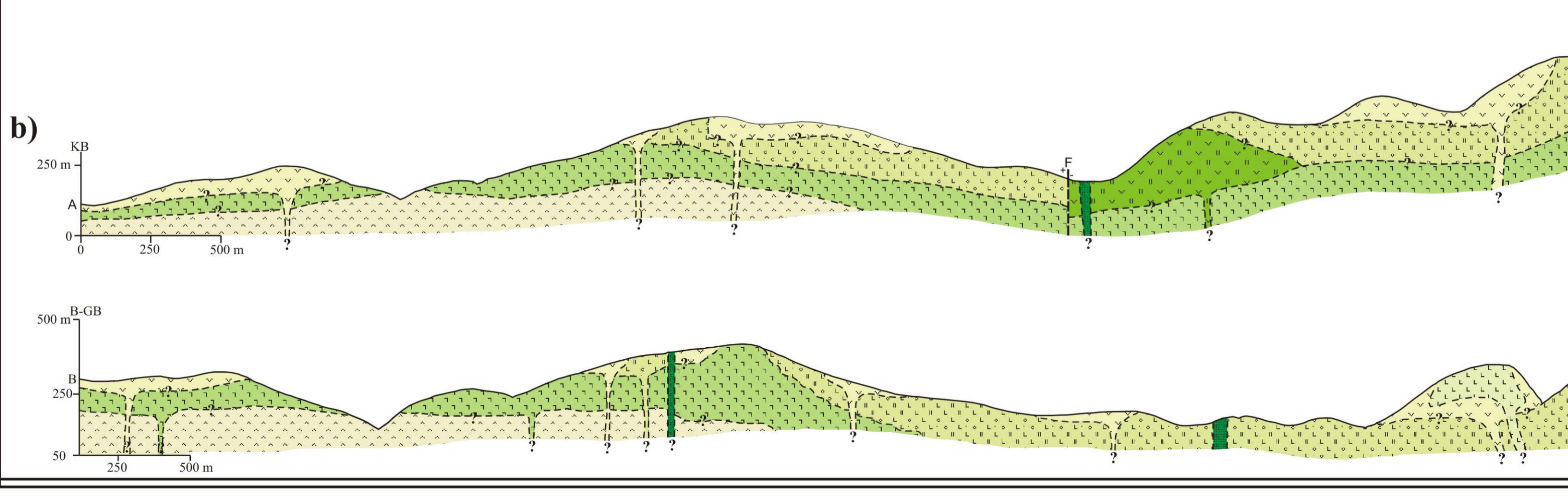
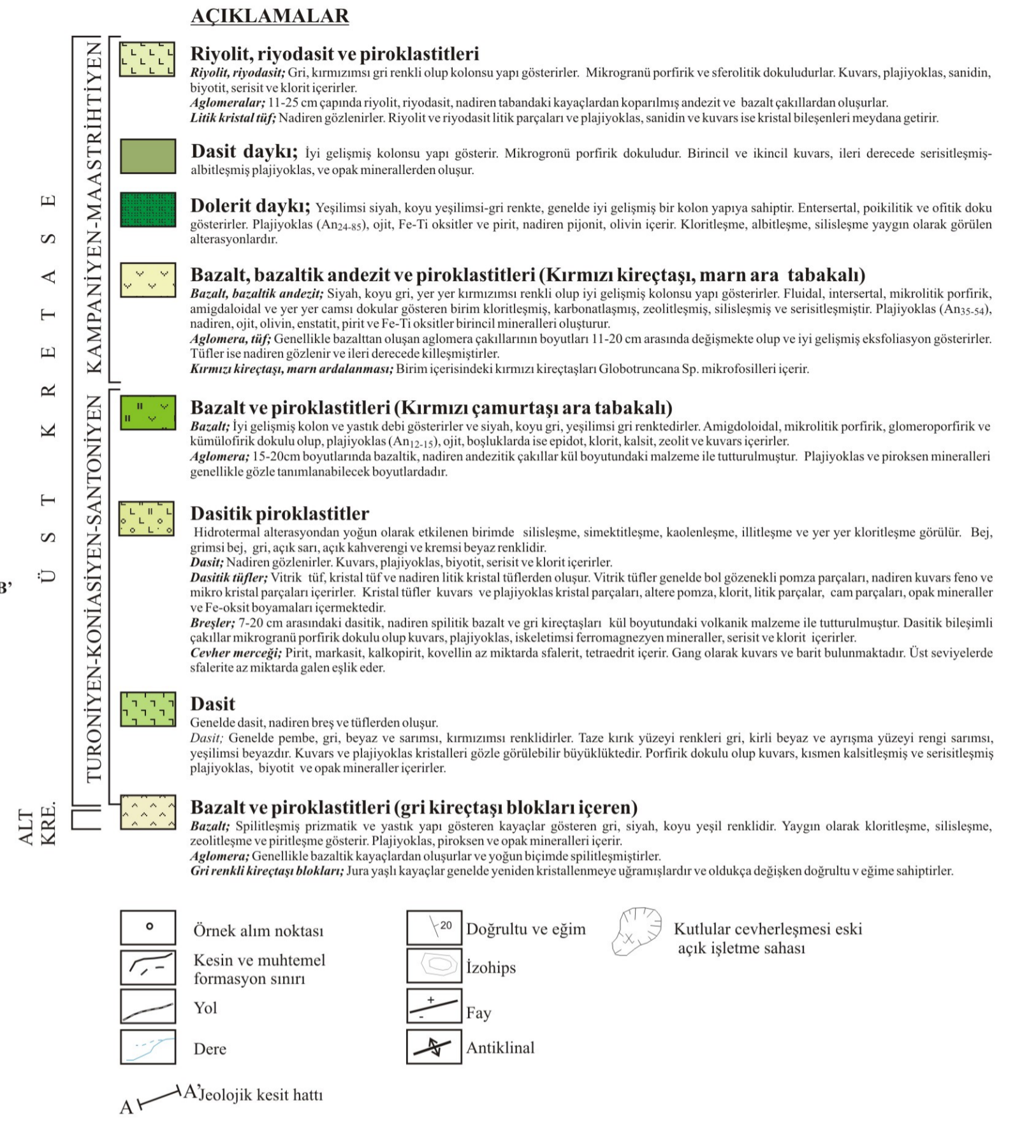
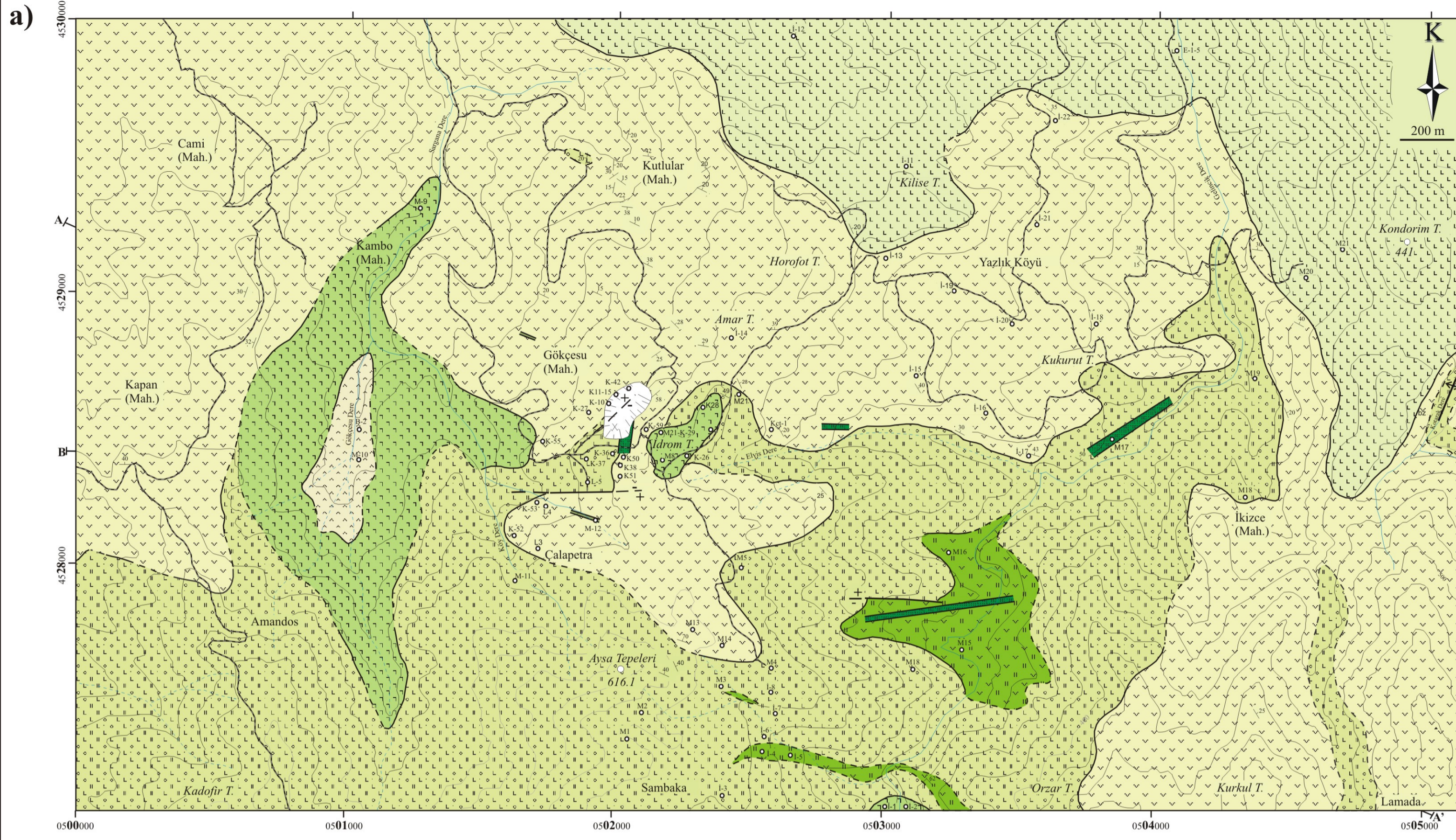


Ek Şekil 6. Kutlular (Sürmene-Trabzon) yöresi dolerit dayklarının tüm kayaç ve kil fraksiyonuna (<2 $\mu$ m) ait normal (Nr), etilen glikolle doyurulmuş (EG), 300 ve 550°C’de fırınlanmış (F300 ve F550) durumlardaki X-ışınları difraktogramları (K, kuvars, Al, albit; KI, klorit; Ş, şabazit; I/S, illit/simektit)

## **ÖZGEÇMİŞ**

06.04.1976 tarihinde Trabzon'da doğdu. İlk öğrenimini 1982-1987 tarihleri arasında Cumhuriyet İlkokulu'nda, orta öğrenimini 1987-1990 tarihleri arasında Yomra Lisesi ve Kanuni Ortaokulu'nda ve lise öğrenimini 1990-1993 tarihleri arasında Yomra Lisesi'nde tamamladı. 1994 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı ve 1998 yılında mezun oldu. 1998-1999 tarihleri arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yabancı Diller Bölümü İngilizce Hazırlık Programını bitirdi. 1999-2002 tarihler arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Eğitimini tamamladı. 2002 yılında Doktora eğitimine başladı ve 2004 yılında 6 ay süreyle Erasmus programı kapsamında Gent Üniversitesi (Belçika)'da çalışmalarına devam etti. 1999 yılından itibaren Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı'nda Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.





Ek Şekil 1. a) Kutular (Sürmene, Trabzon) yöresi ve yakın çevresi genel jeoloji (Nalbantoğlu ve Yılmaz, 1991'den değiştirilerek) ve örnek alım haritası, b)A-A' ve B-B' jeolojik kesitleri