

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

KIZILTOPRAK TEPE YÖRESİNDEKİ (GÜMÜŞHANE, KD TÜRKİYE)
PORFİRİ SOKULUMLARIN VE İLİŞKİLİ PORFİRİ-EPİTERMAL
POLİMETALİK CEVHERLEŞMENİN JEOKRONOLOJİSİ, JEOKİMYASI,
JENEZİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Simge OĞUZ SAKA

MART 2024

TRABZON



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**KIZILTOPRAK TEPE YÖRESİNDEKİ (GÜMÜŞHANE, KD TÜRKİYE)
PORFİRİ SOKULUMLARIN VE İLİŞKİLİ PORFİRİ-EPİTERMAL POLİMETALİK
CEVHERLEŞMENİN JEOKRONOLOJİSİ, JEOKİMYASI, JENEZİ VE
JEODİNAMİK EVRİMİ**

Simge OĞUZ SAKA

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce
"DOKTOR (JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 16/ 02 / 2024

Tezin Savunma Tarihi : 26 / 03/ 2024

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Faruk AYDİN

Trabzon 2024

ÖNSÖZ

“Kızıltoprak Tepe yöresindeki (Gümüşhane, KD Türkiye) porfiri sokulumların ve ilişkili porfiri-epitermal polimetallik cevherleşmenin jeokronolojisi, jeokimyası, jenezi ve jeodinamik evrimi” isimli bu tez Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Programı’nda hazırlanmıştır.

Tez çalışmamın her aşamasında hiçbir desteğini esirgemeyen ve bilim insanı olma yolundaki ilk adımlarımı atarken kıymetli bilgileri, öğütleri ve tecrübesi ile ufku açan, çalışma ahlâkı ve azmiyle her daim örnek alacağım danışman hocam Sayın Prof. Dr. Faruk AYDİN’e, bu süreçte bana kazandırdığı tüm değerler için sonsuz teşekkürü bir borç bilirim.

Bu tezin saha çalışmaları MTA tarafından yürütülen “Gümüşhane ve Çevresi Metalik Maden Aramaları” projesi (2020-32-13-01-12) kapsamında; analitiksel çalışmalar ise sırasıyla KTÜ-BAP projesi (FDK-2020-8795), Cenevre Üniversitesi (İsviçre) Ulusal Bilim Vakfı hibesi (200021_188714) ve TÜBİTAK-BİDEB 2214-A Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Bursu kapsamında desteklenmiştir. Katkılarından dolayı bu kurumlara ayrı ayrı teşekkür ederim. Cenevre’de tez çalışmam sırasında sunduğu tüm imkânlarla, çalışmama önemli katkılarda bulunan Prof. Dr. Robert MORITZ’e, izotop analizlerinde sağladığı katkılar için Prof. Dr. Orhan KARSLI ve Doç. Dr. Fırat ŞENGÜN’e, bir kısım zirkon minerallerinin analizlerindeki katkılarından dolayı Prof. Dr. Benxun SU’ya, sıvı kapanım analizlerindeki yardımlarından dolayı Doç. Dr. Yılmaz DEMİR’e, paleontolojik yaş tayinlerinde destek veren Prof. Dr. Bilal SARI’ya, mineral kimyası analizlerindeki desteklerinden dolayı Dr. Dirk MÜLLER ve Dr. Florence BEGUE’ye ve Cenevre Üniversitesi’ndeki laboratuvar çalışmaları sırasında yardımcı olan Jeoloji Yük. Müh. Utku Şafak SÖNMEZ’e teşekkür ederim. Saha çalışmaları süresince yardımcı olan MTA Gümüşhane Kamp Şefliği çalışanları Jeoloji Yük. Müh. Mustafa ÖZKAN ve Jeoloji Müh. Rıfat Cihan SEVİM’e ve tüm kamp personellerine, KTÜ ince kesit laboratuvar sorumlusu rahmetli Makine Müh. Murat KAYIKÇI’ya teşekkür ederim.

Eğitim-öğretim hayatım boyunca yıllardır ayrı olmamıza rağmen, maddi-manevi her zaman yanımda olup, desteklerini esirgemeyen ve bugüne gelmemde en büyük emeğe sahip olan annem, babam ve kardeşlerim ile bu zorlu serüveni benimle paylaşan, bana en büyük desteği veren sevgili eşim Dr. Samet SAKA’ya en kalbi duygularıyla teşekkür ederim.

Bu tez çalışmasının Ülkemiz ve bölgemiz jeolojisine, tüm yerbilimleri camiasına ve bundan sonraki çalışmalara katkı sağlamasını temenni ederim.

Simge OĞUZ SAKA

Trabzon 2024

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “Kızıltoprak Tepe yöresindeki (Gümüşhane, KD Türkiye) porfiri sokulumların ve ilişkili porfiri-epitermal polimetallik cevherleşmenin jeokronolojisi, jeokimyası, jenezi ve jeodinamik evrimi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Faruk AYDIN sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 26/03/2024

Simge OĞUZ SAKA

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
İÇİNDEKİLER.....	V
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
TABLolar DİZİNİ.....	XVI
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ	XVII
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Çalışmanın Kapsamı, Önemi ve Amacı.....	1
1.2. Bölgesel Jeodinamik Evrim.....	1
1.3. Bölgesel Jeoloji.....	5
1.4. Bölgesel Metalojeni	9
1.5. Porfiri Yataklar ve İlişkili Epitermal-Skarn Sistemi	14
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	23
2.1. Saha Çalışmaları	23
2.2. Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler	23
2.2.1. Mikroskobik İncelemeler	25
2.2.2. Elektron Mikroprob Analizleri	25
2.2.3. Mineral Ayırma ve Zirkon Katodoluminesans Analizleri	27
2.2.4. Taramalı Elektron Mikroskop Çalışmaları	28
2.2.5. Zirkon U-Pb Yaşlandırması	29
2.2.6. Zirkon Eser Element Analizleri	31
2.2.7. Zirkon Lu-Hf İzotop Analizleri	31
2.2.8. Ar-Ar Yaşlandırması.....	32
2.2.9. Molibdenit Re-Os Yaşlandırması	33
2.2.10. Tüm Kayaç Jeokimya Analizleri	34
2.2.11. Tüm Kayaç Sr-Nd İzotop Analizleri.....	36
2.2.12. TerraSpec Cihazı ile Alterasyon Analizleri	37
2.2.13. Sıvı (Akışkan) Kapanım Analizleri	38
2.2.14. S-İzotop Analizleri.....	38
2.3. Büro Çalışmaları	39
3. BULGULAR.....	40
3.1. Kızıltoprak Tepe Yöresinin Jeolojisi, Stratigrafisi ve Jeokronolojisi.....	40
3.2. Kızıltoprak Tepe Yöresindeki Magmatik Kayaçların Petrografisi	54

3.2.1. Geç Kretase Yaşlı Magmatik Kayaçlar.....	54
3.2.2. Eosen Yaşlı Magmatik Kayaçlar	58
3.3. Cevherleşme ile Eş Zamanlı (Eosen Yaşlı) Magmatik Kayaçların Mineral Kimyası ve Sınıflaması.....	63
3.3.1. Feldispat.....	63
3.3.2. Amfibol	69
3.3.3. Piroksen.....	70
3.3.4. Biyotit	72
3.3.5. Fe-Ti Oksit	73
3.3.6. Zirkon Eser Element Bileşimi.....	74
3.3.7. Zirkon Hf-İzotop Bileşimi	80
3.4. Cevherleşme ile Eş Zamanlı (Eosen Yaşlı) Magmatik Kayaçların Kimyası ve Sınıflaması	83
3.4.1. Tüm Kayaç Element Bileşimi.....	83
3.4.2. Tüm Kayaç Sr-Nd İzotop Bileşimi	93
3.5. Kızıltoprak Tepe Cevherleşmesi.....	95
3.5.1. Cevher Jeolojisi, Alterasyon Türleri ve Mineralojisi.....	96
3.5.2. Cevher Parajenezi, Oluşum Sırası ve Mineral Kimyası.....	103
3.5.3. Sülfid Mineralleri ve Bileşimleri	104
3.5.4. Sülfotuz Mineralleri	112
3.5.5. Cevherleşme-ilişkili Diğer Mineraller	126
3.5.6. Cevherleşmenin Yaşı	128
3.5.7. Cevher Jeokimyası	129
3.5.8. Sıvı Kapanım Petrografisi, Sıcaklık ve Tuzluluk Analizleri	140
3.5.9. Kükürt İzotop Bileşimi	146
4. TARTIŞMA	148
4.1. Cevherleşme-ilişkili Magmatik Kayaçların Kökeni ve Evrimi	148
4.2. Cevherleşme-ilişkili Magmatik Kayaçların Oluşum Koşulları	156
4.3. Cevherleşme-İlişkili Magmatik Kayaçların Tektonomagmatik Evrimi	162
4.4. Cevherleşmenin Kökeni ve Kaynak Verimliliği.....	166
4.5. Cevherleşmenin Oluşum Koşulları, Tipi ve Oluşum Modeli	169
4.6. Kızıltoprak Tepe Cevherleşmesinin Bölgesel Metalojenideki Yeri ve Önemi	177
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	179
6. KAYNAKLAR	185

7. EKLER.....	213
ÖZGEÇMİŞ	



Doktora Tezi

ÖZET

KIZILTOPRAK TEPE YÖRESİNDEKİ (GÜMÜŞHANE, KD TÜRKİYE) PORFİRİ SOKULUMLARIN VE İLİŞKİLİ PORFİRİ-EPİTERMAL POLİMETALİK CEVHERLEŞMENİN JEOKRONOLOJİSİ, JEOKİMYASI, JENEZİ VE JEODİNAMİK EVİRİMİ

Simge OĞUZ SAKA

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Faruk AYDİN
2024, 214 Sayfa, 198 Sayfa Ek

Bu tezin amacı, kompleks bir magmatik-hidrotermal sistemle ilişkili Kızıltoprak Tepe (Yağmurdere, Gümüşhane) cevherleşmesinin oluşum zamanı, koşulları ve kökeni ile birlikte bu sistemdeki magmatik ve hidrotermal olayların evrimini aydınlatmaya çalışmaktır. Bunun için, saha ve laboratuvar çalışmalarının yanında çeşitli jeokronolojik, jeokimyasal ve izotopik analizleri de içeren çok disiplinli bir analitiksel yaklaşım uygulanmıştır. Jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve izotopik veriler; cevherleşmenin (molibdenit Re-Os: ~43 My) Orta-Geç Eosen yaşlı (zirkon U-Pb: ~45-40 My) kalk-alkali/metalümin ve adakit-benzeri Mg'ca zengin andezitik-dasitik porfirlerle ilişkili olduğunu göstermektedir. Bu porfirlerin petrojenezinde çarpışma sonrası yiten dilim kopması ile ilişkili açılmalı bir tektonik ortamda, metasomatize manto-türevli Mg'ca zengin bazaltik ergiyikler ile alt kabuk asimilasyonu ve karışımı sonucunda oluşan, hibrid bir ergiyikten türeme ve sonrasında sıg kabuk şartlarındaki sulu ve oksijence zengin bir magma odasında evrimleşme öngörülmüştür. Cevher jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası, S-izotop ve sıvı kapanım çalışmalarına göre; cevherleşmenin iki ana evrede oluştuğu, erken evrede porfiri $Au\pm(Cu-Mo)$ ve geç evrede baz (Pb-Cu-Zn) ve değerli metallerce zengin (Au, Ag, As, Sb, Bi, Te) ortaç sülfidasyon epitermal bir cevherleşmenin geliştiği ve ayrıca hidrotermal sıvıların büyük oranda magmatik kökenli, değişken sıcaklık ve tuzlulukta olduğu sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Gümüşhane, Kızıltoprak Tepe, Eosen, magmatizma, porfiri-epitermal, cevherleşme, petrojenez

PhD. Thesis

SUMMARY

GEOCHRONOLOGY, GEOCHEMISTRY, GENESIS AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF PORPHYRY INTRUSIONS AND ASSOCIATED PORPHYRY- EPITHERMAL POLYMETALLIC MINERALIZATION IN THE AREA OF KIZILTOPRAK TEPE (GÜMÜŞHANE, KD TÜRKİYE)

Simge OĞUZ SAKA

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geological Engineering Graduate Program
Supervisor: Prof. Dr. Faruk AYDIN
2024, 214 Pages, 198 Pages Appendix

The aim of this thesis is to shed light on the timing, conditions, and origin of the Kızıltoprak Tepe mineralization (Yağmurdere, Gümüşhane) associated with a complex magmatic-hydrothermal system, along with elucidating the evolution of magmatic and hydrothermal events within this system. For this purpose, a multidisciplinary analytical approach, including various geochronological, geochemical, and isotopic analyses alongside field and laboratory studies, has been applied. Geological, mineralogical, geochemical, and isotopic data indicate that the mineralization (molybdenite Re-Os: ~43 Ma) is associated with middle-late Eocene (zircon U-Pb: ~45-40 Ma) calc-alkaline/metaluminous, adakite-like and Mg-rich andesitic-dacitic porphyries. These ore-bearing porphyries were derived from a hybrid melt formed by assimilation and/or mixing processes of metasomatized mantle-derived Mg-rich basaltic melts with lower crust in a slab break off-related tectonic setting, and then their evolution in a water and oxygen-rich magma chambers under shallow crustal conditions. Based on the ore-related data, it is concluded that the mineralization occurred in two main stages: (i) an early stage characterized by a porphyry $Au\pm(Cu-Mo)$ -type and (ii) a late stage marked by an epithermal-type with intermediate sulphidation including base (Pb-Cu-Zn) and precious metals-rich (Au, Ag, As, Sb, Bi, Te) ores; and also that the hydrothermal fluids are predominantly of magmatic origin with variable temperatures and salinities.

Key Words: Gümüşhane, Kızıltoprak Hill, Eocene, magmatism, porphyry-epithermal, mineralization

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.	Anadolu ve yakın çevresinin ana tektonik unsurları ile inceleme alanını gösterir yer bulduru haritası ve inceleme alanının içinde bulunduğu SZD'nin ana litolojik birimlerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası	3
Şekil 2.	Sakarya Zonu Doğusu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti	7
Şekil 3.	Çok fazlı intrüzyonlarla ilişkili porfiri bir Cu±Mo±Au yatağı ve çevresindeki ana kayaçların mekânsal ilişkilerini gösteren teleskopik bir porfiri-epitermal sistemin anatomisi	18
Şekil 4.	Porfiri sistemlerde kalk-alkali intrüzyonlarla ilişkili (a) Cu-Mo yatakları ve (b) Cu-Au yataklarında erken - geç evre ilişkisini gösteren damar kronolojisi	21
Şekil 5.	Kızıltoprak Tepe ve yakın çevresinin stratigrafik kolon kesiti.....	41
Şekil 6.	Yağmurdere Formasyonu'nun volkano-sedimanter birimlerine ait saha görünüşleri.....	43
Şekil 7.	Tirebolu Formasyonu'nun volkano-sedimanter birimlerine ait saha görünüşleri.....	44
Şekil 8.	Geç Kretase yaşlı felsik volkanik ve sokulum kayaçlarındaki zirkon minerallerinin KL görüntüleri, zirkon U-Pb yaşları ve lokasyonları.....	45
Şekil 9.	Geç Kretase yaşlı felsik volkanik ve sokulum kayaçlarındaki zirkon minerallerinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaşları	46
Şekil 10.	Dayk şekilli granitporfir sokulumlarının sahada mostrada görünüşleri ve bunlar içindeki iri K-feldispat kristallerinin el ve sondaj örneklerinde yakından görünümü	47
Şekil 11.	İri piroksen-içeren porfiri andezitik dayk ve sillerin arazide görünüşleri.....	48
Şekil 12.	Geç Kretase yaşlı andezitik porfirlerden (a) GK4 ve (b) GK9 numaralı örneklerle ait piroksen minerallerinden elde edilen ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar mini-plato yaşları.....	49
Şekil 13.	Eosen yaşlı magmatik kayaçlardaki zirkon minerallerinin KL görüntüleri, zirkon U-Pb yaş ve Hf-izotop analiz lokasyonları.....	50
Şekil 14.	Çalışma sahasındaki Eosen yaşlı magmatik birimlerdeki zirkon minerallerinden elde edilen U-Pb konkordiya yaşları	51
Şekil 15.	Erken Eosen (erken Lütasiyen) yaşlı Grup 1'e ait kuvarslı diyorit-diyoritporfirlerin sahada genel ve içerdikleri magmatik anklavların yakından görünüşleri	52
Şekil 16.	Orta-geç Eosen (orta Lütasiyen-erken Bartoniyen) yaşlı diyorit-diyoritporfir dayklarının (Grup 2) arazide görünüşleri	52

Şekil 17.	Orta-geç Eosen (orta Lütəsiyen-erken Bartoniyen) yaşlı andezit-dasit-riyolit porfir ve ilişkili subvolkanik breşlerin (Grup 3) arazide ve ayrıca breşlerin sondaj örneğinde görünüşleri	53
Şekil 18.	Geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri daykların (Grup 4) Kom mevkii yakın civarındaki arazi görünüşleri.....	54
Şekil 19.	Yağmurdere Formasyonu'na ait bazalt ve bazaltik andezitlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri	55
Şekil 20.	Tirebolu Formasyonu'na ait riyolitik ve dasitik örneklerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri	56
Şekil 21.	K-feldispat granitporfirlerin polarizan mikroskop altında (Ç.N.) görünüşleri.....	57
Şekil 22.	Piroksen-içeren andezitik porfiri sil/dayklardan alınan örneklerin polarizan mikroskop altındaki görünüşleri.	58
Şekil 23.	Erken Eosen yaşlı amfibol-içeren kuvarslı diyorit ve diyoritporfirlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri	59
Şekil 24.	Orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyorit-diyoritporfirlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri	61
Şekil 25.	Orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit-riyolit porfir ve ilişkili breşlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri.....	62
Şekil 26.	Geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri daykların mikroskop altındaki görünüşleri.....	62
Şekil 27.	Eosen yaşlı farklı gruplara ait (Grup 1-4) porfiri kayaçların feldispat bileşimlerini gösteren An-Or-Ab sınıflama diyagramı.....	64
Şekil 28.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) erken magmatik fazı (Grup 2) temsil eden diyorit-diyoritporfirlerdeki (K58-100 örneği) zonlu plajiyoklas fenokristalinin merkez-kenar bileşim değişimi.....	66
Şekil 29.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Lütəsiyen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasit-riyolit porfirlerdeki (K23-475 nolu örnek) zonlu plajiyoklas kristalinin merkez-kenar (E-E') bileşim değişimi.....	67
Şekil 30.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Lütəsiyen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasit-riyolit porfirlerdeki (K23-475 nolu örnek) zonlu plajiyoklas kristalinin merkez-kenar (E-E') bileşim değişimi.....	68
Şekil 31.	Cevherleşme öncesi Erken Eosen yaşlı (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlerdeki (Grup 3) amfibollerin Si (b _{fad}) – Mg# [$Mg/(Mg+Fe^{+2})$] sınıflama diyagramı.....	69
Şekil 32.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlerdeki klinopiroksenlerin Ca-Mg-Fe (Wo-En-Fs) üçgen sınıflama diyagramı	70
Şekil 33.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlere ait KRS24-486 nolu örnekteki parçalı zonlu klinopiroksenin (A-A') hattı boyunca bileşimsel değişimi.....	71

Şekil 34.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) diyorit/andezit-dasit porfirlerdeki biyotitlerin $Mg-(Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti)-(Fe^{+2}+Mn)$ ve $(10*TiO_2)-(FeO_{tot}+MnO)-(MgO)$ sınıflama diyagramları	72
Şekil 35.	Eosen yaşlı farklı gruplara ait (Grup 1-4) kayaçların Fe-Ti oksit sınıflama diyagramı	73
Şekil 36.	Cevherleşme öncesi (Grup 1) ve cevherleşme-ilişkili (Grup 3) Eosen yaşlı magmatik kayaçlardaki zirkonların kondrite normalize edilmiş NYE desenleri.....	75
Şekil 37.	Cevherleşme-içermeyen (Grup 1) ve cevherleşme-içeren (Grup 2) Eosen yaşlı magmatik kayaçlardaki zirkonların eser elementlerine ait ikili değişim diyagramları.....	79
Şekil 38.	Cevherleşme-içermeyen (Grup 1) ve cevherleşme-içeren (Grup 3) Eosen yaşlı magmatik kayaçların zirkon ϵ_{Hf} – zirkon U-Pb yaş ve Zirkon ϵ_{Hf} – Tüm kayaç ϵ_{Nd} diyagramı.....	80
Şekil 39.	Eosen yaşlı magmatik kayaçların ateşte uçucu kaybı (Auk ağı. %) ile bazı eser ve nadir yerküre elementlerin değişimleri	88
Şekil 40.	Eosen yaşlı magmatik kayaçların jeokimyasal sınıflaması. Toplam alkali-silika (TAS) ($SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$), SiO_2-K_2O , Molar A/CNK-A/NK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) - ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) ve Y - Sr/Y diyagramları.....	89
Şekil 41.	Eosen yaşlı magmatik kayaçların SiO_2 'ye karşı ana oksit ve eser element değişim diyagramları.....	91
Şekil 42.	Eosen yaşlı magmatik kayaçların ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu eser element değişimleri ve kondrite normalize edilmiş nadir yerküre element (NYE) değişimleri.....	92
Şekil 43.	$^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} - ^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ izotop diyagramı	93
Şekil 44.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının detay jeoloji ve alterasyon haritası.....	97
Şekil 45.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda A-A' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri.....	98
Şekil 46.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda B-B' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri.....	98
Şekil 47.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda C-C' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri.....	99
Şekil 48.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda D-D' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri.....	99
Şekil 49.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının ve sondaj örneklerinde litoloji-cevherleşme ilişkisinin görünümü	100

Şekil 50.	Hidrotermal sistemlerde gözlenen yaygın alterasyon mineralleri	102
Şekil 51.	Hidrotermal alterasyon mineralleri ve oluşum sıcaklık aralıkları	103
Şekil 52.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki kayaçlarda cevherleşmeye bağlı olarak gelişen bazı alterasyon minerallerinin ince kesit altında görünümleri.....	104
Şekil 53.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher minerallerinin cevher mikroskobu altındaki görünümleri ve birbirleri ile ilişkileri	105
Şekil 54.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında bulunan cevher ve gang minerallerinin türleri ve bollukları.....	106
Şekil 55.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher ve gang minerallerinin oluşum sırası (süksesyonu)	107
Şekil 56.	KRS24-322 örneğine ait saçınımlı, özşekilli ve zonlu özelliklere sahip pirit mineralinin kenar-merkez boyunca değişen mineral kimyası bileşimi	109
Şekil 57.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki galen minerallerinin barındırdığı Bi-Pb, Bi-Ag, Ag-Pb, Cu-Pb element konsantrasyonlarının (ağ. %) değişimini gösteren diyagramlar.....	110
Şekil 58.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher binoküler mikroskop altındaki görünümleri ve sülfür minerallerinin GSE görünümleri	112
Şekil 59.	Kızıltoprak cevherleşme sahasındaki pirit, kalkopirit ve kalkosit minerallerinin Fe-S-Cu içeriklerine göre üçgen sınıflama diyagramı üzerindeki dağılımları.....	113
Şekil 60.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki aikinit grup mineralleri içeren cevher mineral birlikteliğinin makro görünümleri, aikinit grubu minerallerin GSE görüntüleri ve aikinit grubu minerallerin TEM-EDS analiz sonuçları.	115
Şekil 61.	Aikinit grup sülfotuz mineraller için oluşturulmuş Bi-Cu-Pb üçgen sınıflama diyagramı	116
Şekil 62.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki K21-398 numaralı örnekte belirlenen bizmutinit mineralinin barındırdığı Cu-Bi, Ag-Bi, Se-Bi ve Se-Ag element konsantrasyonlarının (ağ. %) değişimini gösteren diyagramlar.....	116
Şekil 63.	Zn-tenantit (Tn, sarı daireler) içeren K21-398 örneğinin GSE görüntüleri ve K21-398 örneğindeki Zn-tenantit Cu, S, Fe, Sb, As ve Pb element haritalama görüntüleri	117
Şekil 64.	Zn-tetrahedrit minerallerinin (tt, kırmızı daireler) ve Sb-zengin Zn-tenantit mineralleri (sarı daireler) ile galen, sfalerit ve kalkopirit minerallerini içeren K21-459 örneğinin GSE görüntüleri.....	118
Şekil 65.	Zn-tetrahedrit minerallerini (açık gri-kırmızı daire) ve Sb-zengin Zn-tenantit minerallerinin (gri/koyu gri-sarı daireler) içeren K21-459 örneğinin GSE görüntüsü ile GSE görüntüsündeki farklı gri alanlar için TEM EDS nokta analizleri ile temel tepe noktaları ve homojen olmayan	

	tetrahedrit-Zn-tenantit serisine ait fenokristalin Cu, As, Sb ve Zn değişimleri	119
Şekil 66.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Zn-tetrahedrit - Zn-tenantit serisine ait minerallerinin kimyasal sınıflama ve değişim diyagramları	120
Şekil 67.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Zn-tetrahedrit - Zn-tenantit serisine ait minerallerin elementsel korelasyon diyagramları.	121
Şekil 68.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki bizmutlu sülfotellür mineralleri ile galen ve kalkopirit minerallerinin makro görünüşleri, galen içindeki bizmutlu sülfotellür minerallerin binoküler mikroskopta görünüşleri ve bizmut sülfotellür minerallerine ait GSE görüntüleri.....	123
Şekil 69.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasına ait bizmut sülfotellür mineralleri için oluşturulmuş Te+S-Pb-Bi üçgen sınıflama diyagramı.....	124
Şekil 70.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki nabit element ve alaşımlar içeren cevher minerallerinin makro görünüşleri, nabit altın ve ilişkili minerallerin cevher mikroskobunda görünüşleri, Ag-Bi-galen içindeki nabit bizmutun GSE görüntüsü ile hessit ve elektrik alaşım fazlarının GSE görüntüleri	125
Şekil 71.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında belirlenen alaşımlar için oluşturulmuş Ag-Te-Au üçgen sınıflama diyagramı	126
Şekil 72.	Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Lutesiyen) andezit-dasitik porfirlerdeki (Grup 3) kloritlerin (Al+□ – Mg – Fe) üçgen sınıflama ve [Mg/(Mg+Fetot)] – VIR3+ (bfad) ikili sınıflama diyagramları.....	127
Şekil 73.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K58 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	131
Şekil 74.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K47 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	132
Şekil 75.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan KRS13 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	133
Şekil 76.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K21 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	134
Şekil 77.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan KRS24 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	136
Şekil 78.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K23 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	137
Şekil 79.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K25 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	138

Şekil 80.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K36 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu.....	139
Şekil 81.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki farklı tipte belirlenen sıvı kapanımların mikro fotoğrafları	145
Şekil 82.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında ölçülen farklı tipteki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları ile oluşturulan Th histogramı	145
Şekil 83.	Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin La - La/Sm ve La - La/Yb diyagramları	150
Şekil 84.	Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin SiO ₂ - (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i ve SiO ₂ - ε(Nd) _i diyagramları.....	151
Şekil 85.	Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin Nb/Yb - TiO ₂ /Yb, (Ta/La) _N - (Hf/Sm) _N , Nb/Yb - Th/Yb ve Nb/Yb - La/Yb diyagramları.....	152
Şekil 86.	Kızıltoprak Tepe yöresindeki ve bölgedeki Eosen örneklerinin kabuksal katkısını test etmek için oluşturulan ISr ve εNd(i) model diyagram	153
Şekil 87.	Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen örneklerinin Yb - La/Yb diyagramı.....	154
Şekil 88.	Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı örneklerin SiO ₂ - Dy/Yb ve SiO ₂ - La/Sm diyagramları	154
Şekil 89.	Klinopiroksen-ergiyik bileşimi ve sadece klinopiroksen bileşimi dikkate alınarak hesaplanan sıcaklık (T°C) - Basınç (P) - Derinlik diyagramı	157
Şekil 90.	Amfibol jeotermobarometresinden elde edilen Sıcaklık (T: °C) – Basınç (P: kbar), H ₂ O ergiyik - Sıcaklık (°C) ve Sıcaklık (°C) - logfO ₂ diyagramları.....	159
Şekil 91.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme-ilişkili Grup 2 ve 3 porfirlerindeki birincil biyotitlerin oluşum ve ikincil biyotitlerin yeniden dengelenme sıcaklıklarını gösteren Mg/(Mg+Fe ⁺²) - Ti (bfad) değişim diyagramı	159
Şekil 92.	Eosen yaşlı magmatik kayaçlar için öngörülen olası jeodinamik model.....	164
Şekil 93.	Kızıltoprak Tepe Eosen yaşlı porfirlere ait örneklerin Y - Nb ve (Y+Nb) - Rb diyagramlarındaki konumları.	165
Şekil 94.	Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki sülfid minerallerinin kükürt izotop bileşimleri (δ ³⁴ S‰) ile bazı önemli kayaç ve madenlere ait δ ³⁴ S değerlerinin karşılaştırması.....	168
Şekil 95.	Cevherleşme-ilişkili kayaçların (Grup 3) klorit bileşimlerinden hesaplanan klorit jeotermometreleri.	172
Şekil 96.	Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi ile ilişkili sıvı kapanımların tuzluluk (ağırlıkça % NaCl) – homojenleşme sıcaklığı (Th, °C) diyagramları.	174
Şekil 97.	Kızıltoprak Tepe porfiri-epitermal sistemine ait hidrotermal akışkanların olası mekânsal ve zamansal evrimi.	175

TABLÖLAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait zirkonların eser element (ppm) bileşimleri	76
Tablo 2. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait zirkon minerallerinin Lu-Hf izotop analizleri	81
Tablo 3. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait tüm kayaç ana oksit (%) ve eser element (ppm) jeokimya analizleri	85
Tablo 4. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait tüm kayaç Sr-Nd izotop analizleri.....	94
Tablo 5. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki molibdenit minerallerinden elde edilen Re-Os izotop yaş verileri.....	128
Tablo 6. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki bazı maden arama sondajlarından örneklenen kuyulara ait jeokimyasal analiz sonuçlarının maksimum ve minimum değerleri.....	140
Tablo 7. Kızıltoprak cevherleşme sahasındaki kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinden elde edilen mikrotermometrik sıvı kapanım verileri	143
Tablo 8. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasından alınan pirit, galen ve molibdenit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ (‰) analiz sonuçları.....	147
Tablo 9. Kızıltoprak Tepe Grup 3 porfirlerindeki klinopiroksen bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometre sonuçları.....	156
Tablo 10. Kızıltoprak Tepe Grup 1 ve 3 porfirlerindeki amfibol bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometre sonuçları.....	158
Tablo 11. Fe-Ti oksitlerin (manyetit-ilmenite göre) jeotermometre sonuçları	161
Tablo 12. Kızıltoprak Tepe Eosen yaşlı porfirlerin jeotermobarometre sonuçları	162
Tablo 13. SZD'deki önemli porfiri-tip yatakların genel özellikleri.....	178

SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A	: Andezit
Ab	: Albit
Ağ	: Ağırlık
aik	: Aikinit
AKK	: Alt Kıtasal Kabuk
al	: Aleksit
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
ANYE	: Ağır Nadir Yerküre Elementleri
Auk	: Ateşte Uçucu Kaybı
B	: Bazalt
BA	: Bazaltik Andezit
Bi	: Biyotit
BİYE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
bfad	: Birim formüldeki atom değeri
ga	: Galen
gr	: Garnet
GSE	: Geri Saçınımlı Elektron
K	: Kuvars
KL:	: Katadolüminesans
D	: Dasit
DS	: Düşük Sülfidasyon
EDS	: Enerji Dağılımlı Spektrometre
En	: Enstatit
Ep	: Epidot
Fs	: Ferrosilit
fri	: Friedrikt
hbi	: Hidrobiyotit
hed	: Hedleyit
HNYE	: Hafif Nadir Yerküre Elementleri
K	: Kuvars

Kal	: Kalsit
Kl	: Klorit
Kpir	: Klinopiroksen
kpr	: Kalkopirit
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
Mg#	: $Mg/(Mg+Fe^{+2})$
mo	: Molibdenit
n	: Analiz Sayısı
N-OOSB	: Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
NYE	: Nadir Yerküre Elementleri
OAB	: Okyanus Adası Bazaltı
Op	: Opak mineral
Or	: Ortoklas
OS	: Ortaç Sülfidasyon
Pl	: Plajiyoklas
ppm	: Milyonda bir
ppb	: Milyarda bir
pr	: Pirit
pt	: Pirotit
RD	: Riyodasit
sad	: Sadlebakit
sf	: Sfalerit
SZD	: Sakarya Zonu Doğusu
TEM	: Taramalı Elektron Mikroskobu
TAS	: Toplam Alkali Silika
TIMS	: Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
T _{MA}	: Model Yaş
Wo	: Volastonit
Ver	: Vermikülit
VMS	: Volkanojenik Masif Sülfid
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
YS	: Yüksek Sülfidasyon

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Kapsamı, Önemi ve Amacı

Türkiye'nin kuzeyinde Sakarya Zonu tektonik birliğinin doğusundaki yay kuşağında Kretase ve Eosen yaşlı magmatik kayalar ve bunlarla ilişkili porfiri, skarn ve epitermal yataklar yaygın olup, bu yatakların bir kısmı ekonomik öneme sahiptir. Bu tez kapsamında çalışılan Gümüşhane-Yağmurdere Köyü Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi baz (Cu, Mo, Pb, Zn ve Fe) ve değerli (Au ve Ag) metallerin yanında As, Sb, Bi, Te'ce zengin sülfotuzları içermesi bakımından ekonomik potansiyele sahip önemli sahalardan biridir. Dolayısıyla bu sahadaki cevherleşmenin ve ilişkili magmatik kayaların oluşum zamanı, koşulları ve kökenlerinin belirlenmesi, bölgedeki diğer porfiri ve ilişkili skarn ve epitermal yatakların aranmasında ve oluşumlarının anlaşılmasında önemli katkı sağlayacaktır.

Bu tezin asıl amacı, Sakarya Zonu'nun doğusunda, Gümüşhane-Yağmurdere Köyü mevkiinde yüzeyleyen ve kompleks bir magmatik-hidrotermal (porfiri-epitermal) sistemle ilişkili olan Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin oluşum zamanı, şartları ve kökenini belirlemeye, ayrıca bu sistemdeki magmatik ve hidrotermal olayların evrimini aydınlatmaya çalışmaktır. Aynı zamanda, bu çalışma Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin bölgenin metalojenik evrimindeki yerini ve önemini anlamaya odaklanmıştır. Bu konuları aydınlatmak için saha ve laboratuvar çalışmalarının yanında çeşitli jeokronolojik, jeokimyasal ve izotopik analizleri de içeren multidisipliner bir yaklaşım uygulanmıştır.

1.2. Bölgesel Jeodinamik Evrim

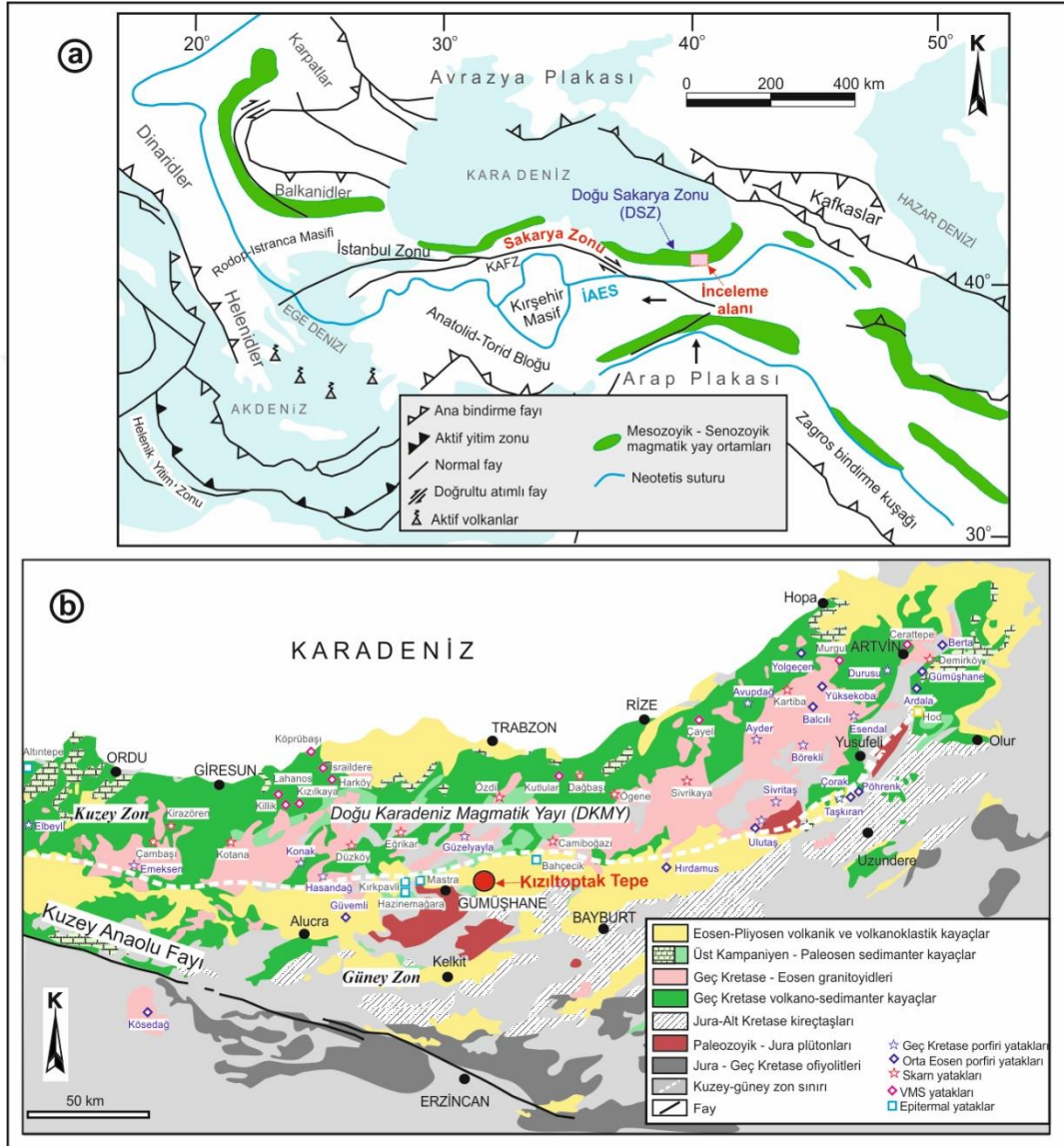
Batıda Atlantik Okyanusu'ndan Doğuda Himalaya Dağları'na kadar uzanan, Alp-Himalaya Kuşağı'nın önemli bir parçası olan Türkiye Levhası'nın Paleozoyik-Senozoyik evrimi, Avrasya ve Gondwana afiniteli mikrokıtaların birbirine yaklaşması ve çarpışmasıyla ilişkiidir (Şengör ve Yılmaz 1985; Robinson vd., 1995; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Sahinturk 1997; Rolland vd. 2008). Türkiye Levhası ilk olarak Ketin (1966) tarafından farklı stratigrafik ve yapısal özelliklere göre dört ana tektonik birliğe ayrılmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru: (i) Pontidler, (ii) Anatolidler, (iii) Toridler ve (iv) Kenar Kıvrımları şeklindedir. Daha sonra Türkiye'nin tektonik birlikleri Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından (i) Pontidler, (ii) Sakarya Kıtası, (iii) Torid-Anatolid Platformu, (iv) Arap Platformu ve (v)

Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı şeklinde öngörülürken, Okay ve Tüysüz (1999) tarafından (i) Rodop-Istranca Zonu, (ii) İstanbul Zonu, (iii) Sakarya Zonu, (iv) Kırşehir Masifi (v) Anatolid-Torid Bloğu ve (vi) Arap Plakası olarak güncellenmiştir (Şekil 1a). Bu son tektonik birlik sınıflamasına göre Pontidler, Rodop-Istranca, İstanbul ve Sakarya zonları olmak üzere üç alt tektonik birliğe ayrılmıştır. Okay ve Tüysüz (1999)'e göre, İstanbul ve Sakarya zonlarını İntra-Pontid Süturu, Sakarya Zonu ile Kırşehir Masifi ve Anatolid-Torid Bloğu'nu İzmir-Ankara-Erzincan Süturu ve Anatolid-Torid Bloğu ile Afrika ve Arap Plakası'nı batıda Pamfilya, doğuda ise Asur-Zagros sutureları ayırmaktadır.

Türkiye'nin tektonik birlikleri başlıca Mesozoyik-Erken Senozoyik sürecinde, Tetis Okyanusu ile ilişkili havzaların farklı kollarının kapanması sonucunda bir araya gelmiş kıtasal mozayik olarak yorumlanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli, 2000; Bozkurt ve Mittweide, 2001; Stampfli ve Borel, 2002; Okay, 2008). Özellikle Sakarya Zonu'nun geç Paleozoyik-Mesozoyik jeolojisi, Tetis (veya Paleotetis ve Neotetis) Okyanusu'na ait havzaların açılıp kapanmasıyla ilişkilendirilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997). Reyik Okyanusu'nun Devoniyen-erken Karbonifer boyunca kapanması, yay gerisi havza olarak Paleotetis Okyanusu'nun açılmasını sağlamıştır (Stampfli ve Borel, 2002; Stampfli vd., 2013; Dokuz vd., 2011, 2022). Bununla birlikte konumsal olarak Reyik Okyanusu'nun kuzeyinde mi yoksa güneyinde mi açıldığı konusunda bir fikir birliği yoktur (Okay ve Topuz, 2017; Dokuz vd., 2022; Karlı vd., 2023).

Erken Karbonifer'de Reyik Okyanusu'nun kapanmasını takiben Gondvana ve Lavrazya'nın çarpışması Pangea'nın oluşması ile sonuçlanmıştır (Nance vd., 2010, Murphy vd., 2010). Böylece Kuzey Amerika'nın güneyinden başlayarak Avrupa'ya, oradan Balkanlara ve Türkiye'ye kadar uzanan bir dağ zinciri ortaya çıkmıştır. Bu dağ zincirinin Avrupa ve doğusunda kalan kısmına Varisidler, orojenez de Variskan orojenezini adı verilmiştir. Geç Karbonifer'den itibaren kapanmaya başlayan Paleotetis Okyanusu geç Permian'de Karakaya Okyanusu adı verilen yay gerisi havzanın açılmasını sağlamıştır. Geç Triyas'ta kapanan kısa ömürlü bu okyanus ön Kimmeriyen orojenezinin oluşmasıyla sonuçlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Stampfli vd., 1991; Stampfli ve Borel, 2002). Paleotetis'in, Orta-Geç Jura'da kapanması, Kimmeriyen orojenezini oluşturmuş, yay gerisi okyanusu olarak açılan Neotetis ise, Geç Kretase başlarından itibaren Lavrazya'nın altına doğru kuzey yönlü bir yitim ile kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay ve Nikishin, 2015). Geç Jura'dan Erken Kretase sonuna kadar süren dönem tektonizma yönünden sakin (Robinson vd., 1995;

Hippolyte vd., 2015) ve bu sakinlik bölgesinde geniş yüzeylemeleri olan neritik kireçtaşı ve dolomitlerce baskın Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform tipi karbonatlarla (Pelin, 1977; Kırmacı vd., 1996) temsil edilir.



Şekil 1. (a) Anadolu ve yakın çevresinin ana tektonik unsurlarını ve inceleme alanını gösterir yer buldurur haritası (Morelli ve Barrier, 2004; Gallhofer vd, 2015; Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilmiştir). Bu haritada Mesozoyik-Senozoyik yaşlı magmatik yaylar (yeşil), büyük tektonik bloklar ve faylar, aktif yitim zonu ve volkanlar ile Neotetis suture zonları (mavi) gösterilmiştir. (b) İnceleme alanının içinde bulunduğu SZD'nin ana litolojik birimlerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Güven, 1993'den değiştirilmiştir). Ayrıca, haritada SZD magmatik yay kuşağı boyunca oluşan Geç Kretase-Eosen yaşlı porfiri, epitermal, skarn ve VMS yataklarının lokasyonları (Kuşcu vd. 2019'dan alınmıştır) görülmektedir.

Geç Kretase boyunca tipik bir magmatik yay haline gelen Sakarya Zonu'nda meydana gelen yitim-ilişkili magmatizma, az sayıda araştırmacı tarafından güney-yönlü yitimle ilişkilendirilse de (Dewey vd., 1973; Bektaş vd., 1999; Liu vd., 2018; Eyüboğlu vd., 2019), çoğunlukla Neotetis Okyanusu'nun kuzeye doğru Avrasya Levhası'nın güney sınırını oluşturan Sakarya Kıtası'nın altına dalmasıyla açıklanır (Adamia vd., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2004; Kaygusuz vd., 2008; Karlı vd., 2010a; Dokuz, 2011; Kandemir vd., 2019; Aydın vd., 2020; Hässig vd., 2020; Moritz vd., 2020; Karlı vd., 2021). Sakarya Zonu'ndaki Kretase yitimi- ve sonrası çarpışmayla-ilişkili (Geç Kretase-Erken Eosen) magmatik faaliyetlerin tümü, Neotetis kuzey kolunun yitim aşamaları ve yiten okyanusal dilimin okyanus yönünde geri çekilmesi (ing. slab roll-back), dikleşmesi (ing. slab steepening) ve kopması (ing. slab break-off) gibi birbirini takip eden bölgesel jeodinamik olaylarla yakından ilgilidir (Dokuz vd., 2013; 2019; Karlı vd., 2019; 2021; Kandemir vd., 2019; Aydın vd., 2020). Sakarya Zonu'nun Karadeniz kıyısına paralel uzanan özellikle kuzey bölümünde Geç Kretase ve Eosen yaşlı magmatik kayalar oldukça geniş alanlar kaplar (Şekil 1b). Bölgedeki plütonik kütleler jeokronolojik, petrolojik ve jeodinamik açıdan detaylı araştırılmış olmasına rağmen (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Aydın vd., 2003; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Kaygusuz vd., 2008; Karlı vd., 2010b; Dokuz, 2011; Liu vd., 2018; Eyüboğlu vd., 2019; Dokuz vd., 2019; Temizel vd., 2019; Karlı vd., 2020; Kaygusuz vd., 2020), volkanik kayalarla ilişkili çalışmalar nispeten kısıtlıdır ve özellikle izotop verileri son yıllardaki çalışmalarla kayda değer artış göstermiştir (Bektaş vd., 1999; Eyüboğlu, 2010; Eyüboğlu vd., 2014; Sipahi vd., 2014; Aydın vd., 2020; Gücer, 2021; Oğuz-Saka vd., 2023).

Geç Maastrichtiyen-Paleosen sürecinde Anatolid-Torid Bloğu'nun Sakarya Zonu ile çarpıştığı varsayılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Bu çarpışma sonucunda yay magmatizması sona ermiş, yay ve yay önü deniz seviyesinin üzerinde kalmış ve bu da bölgesel olarak bir yükselmeye neden olmuştur (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997). Birkaç kalıntı havza dışında neredeyse tüm bölgenin deniz seviyesinin üzerinde olduğu ve yükselen bölgelerin Paleosen'den Orta Eosen'e kadar erozyona maruz kaldığı ve bu nedenle yakın zamana kadar bölgenin erozyona uğraması sonucu bu döneme ait herhangi bir jeolojik kaydın bulunmadığı sanılıyordu. Ancak son yıllardaki çalışmalar, Paleosen'in hemen sonrasında erken Eosen süresince (55-47 My) çok sayıda, sınırlı yayılıma sahip adakitik kayaların oluştuğunu ortaya koymuştur (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2010; 2011; Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013; Gücer, 2021). Genel olarak bu kayaların ya

kalınlaşan, eklojitleşmiş ve delamine olmuş alt kabuk-türevli ergiyiklerden türediği (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2010; 2011) ya da yiten dilim kopmasıyla ilişkili (Dokuz vd., 2013; Gücer, 2021) veya okyanus ortası sırt yitimi ile ilişkili dilim yırtılması sonucunda (Eyüboğlu vd., 2011; 2013) oluştuğu öngörülmüştür.

Bölgede geçmişten günümüze kadar çalışmış araştırmacılar tarafından kabul gören ortak görüş, Sakarya Zonu'nun (özellikle doğu bölümünün) Geç Mesozoyik'de magmatik bir yay ortamı olduğu, volkanizma ve plütonizma ile ilişkili maden yataklarının bu magmatik yay ortamında yaygın bir şekilde oluştuğu görüşüdür (Pejatović, 1979; Bektaş vd. 1999; Okay ve Tüysüz, 1999; Kaygusuz vd., 2008; Karlı vd., 2010; Aydın, 2014; Eyüboğlu vd., 2014; Delibaş vd., 2016; Aydın vd., 2020; Oğuz-Saka vd., 2023). Son zamanlarda bu bölgede yüzeyleyen yitim-ilişkili Geç Kretase yaşlı ve çarpışma/çarpışma-sonrası açılmalı tektonik faaliyetlerle ilişkili Eosen yaşlı volkanik/subvolkanik ve plütonik kayalara odaklanan çalışmalarda artış olsa da (Aydın, 2014; Kaygusuz vd., 2014; Özdamar, 2016; Eyüboğlu vd., 2017; Liu vd., 2018; Dokuz vd., 2019; Aydın vd., 2020, Gücer, 2021; Oğuz-Saka vd., 2023), volkanojenik masif sülfid, porfiri ve epitermal gibi farklı türde birçok cevherleşmeye (Akçay vd., 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi ve Hagni, 2005; Yiğit, 2009; Eyüboğlu vd., 2014; Revan vd., 2016; Delibaş vd., 2016, 2019; Kuşçu vd., 2019; Rabayrol vd., 2023) ev sahipliği yapan bu magmatik kayaların tektonomagmatik evrimi ve ilişkili cevherleşmelerin oluşum şartları, ortamı ve kökeni halâ tartışma konusudur.

1.3. Bölgesel Jeoloji

Neotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla Anadolu'nun tektonik yapısının şekillenmeye başladığı Geç Mesozoyik-Erken Senozoyik sürecinin en önemli tektonik unsurlarından biri olan Sakarya Zonu, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca, batıda Rodop-Istranca Masifi'nin güneyindeki Ege Denizi kıyılarından doğuda Küçük Kafkaslar'a kadar uzanmaktadır (Şekil 1a). Yaklaşık 1400 km doğu-batı yönlü uzanımına sahip Sakarya Zonu'nun doğu bölümü Doğu Pontidler (Ketin, 1966; Okay vd., 1999) ya da Sakarya Zonu Doğusu (SZD) olarak bilinir (Karlı vd., 2018; Dokuz vd., 2019; Aydın vd., 2020). SZD 500 km uzunluğunda ve 100 km genişliğinde oldukça iyi korunmuş eski bir magmatik yay kuşağıdır (Şekil 1a) ve jeotektonik açıdan Avrasya Plakası'nın en güney kesimini temsil eder (Okay vd., 1999).

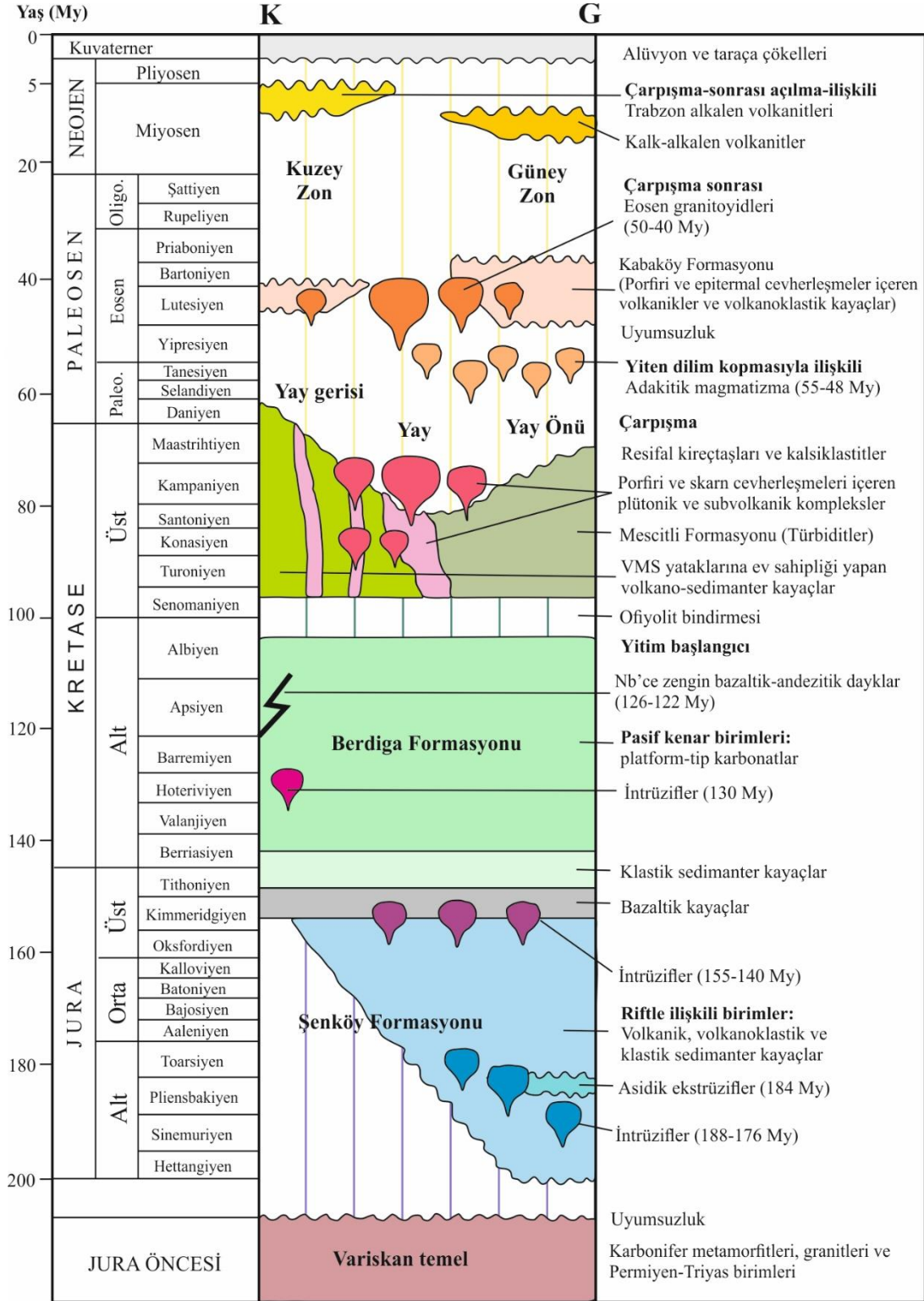
SZD'nin temel kayaçlarını (özellikle güney zonda, Şekil 1b) Avrasya ve Gondvana ana karalarının çarpışmayla oluşan Variskan Orojenezi'ne ait Karbonifer yaşlı metamorfik

(Topuz vd., 2004; 2007), plütonik-volkanik (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011, 2017) ve tortul kayaçlar (Okay ve Levent, 1996; Kandemir vd., 2011; Dokuz vd., 2023) oluşturmaktadır (Şekil 2). Orta-yüksek sıcaklık metamorfizmasından sonra, temeldeki erken-geç Paleozoyik yaşlı granitoidlerin çarpışma-ilişkili tektonik bir ortamda oluştuğu ve Variskan Orojenezi'nin geç aşamasını temsil ettiği belirtilmiştir (Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012). Bölgedeki bu temel kayaçlara Geç Devoniyen-Erken Karbonifer yaşlı yitim-eklenir prizma kompleksleri (üst manto peridotit blokları ve mafik kayaçlar) eşlik etmektedir ve bu kompleksler Hersiniyen Orojenezi sırasında kapanmış olan Reik Okyanusu'na ait abisal (MORB-tip) ve yay önü (SSZ-tip) kalıntıları olarak yorumlanmıştır (Nance vd., 2010; Murphy vd., 2011; Dokuz vd., 2011; 2015). Permiyen ve Triyas dönemlerine ait litolojik birimler bölgede oldukça sınırlı alanlarda yüzeylemekte olup, bunların oluşum ve kökenleri halâ tartışmalıdır (Eyüboğlu vd., 2011; Karşı vd., 2014; 2016).

Variskan temeli üzerine uyumsuz olarak gelen Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu (Kandemir ve Yılmaz 2009), Mesozoyik istifin en yaşlı taban kayaçlarını oluşturur (Şekil 2). Bu formasyon volkano-tortul kayaçlardan ve yer yer bunlara eşlik eden bimodal karakterli intrüzif kütlelerden oluşur (Dokuz vd., 2006) ve genel olarak yitimle ilişkilendirilir (Şen, 2007; Genç ve Tüysüz, 2010; Dokuz vd., 2010). Bu birimlerin üzerine, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'na ait platform-tip karbonatların (Şekil 2) uyumlu olarak çökelediği görülür (Pelin, 1977; Kırmacı vd., 1995; Koch vd., 2008). Erken Jura-Alt Kretase sürecindeki litolojik değişimler (yer yer intrüzif kütlelerin de eşlik ettiği volkano-sedimanter birimlerden karbonatlara geçiş) dikkate alındığında, bölgenin bu süreçte önce magmatik açıdan aktif, sonrasında belli bir süre sakin olduğu söylenebilir. Son araştırmalar, Erken Kretase'nin ortalarından itibaren başlayan tektonik rejim değişimiyle (Karşı vd., 2021), bölgenin pasiften aktif bir ortama dönüştüğünü, magmatizmanın Erken Kretase'nin sonlarına doğru subvolkanik sokulumlarla (başlıca dayk yerleşimiyle) başladığını ve bunu takiben Geç Kretase'de yaygın yitim-ilişkili volkanik ürünlerle (Aydın vd., 2020; Oğuz-Saka vd., 2023) devam ettiğini göstermiştir (Şekil 2).

SZD'de şimdiye kadar Albien (Erken Kretase)-Senomaniyen (Geç Kretase) dönemini (~115-95 My) temsil eden herhangi bir litolojiye ve yaş verisine rastlanmamıştır. Bu nedenle özellikle Senomaniyen döneminde bölgenin kısa süreli yükselme ve erozyonuna maruz kaldığı öngörülmüştür (Pelin vd., 1982). Geç Kretase dönemi, SZD'nin güneyinden kuzeyine doğru, ofiyolitik melanaj (Yılmaz vd., 1997; Okay vd., 1999; Dilek, 2006), türbiditik istif (Dokuz ve Tanyolu 2006; Saydam Eker ve Korkmaz 2011) ve deniz altı yay

volkanik ürünleri (Boztuğ vd., 2007; Kaygusuz vd., 2008; Karlı vd., 2010) gibi farklı litolojik fasiyeslerin baskın olduğu bir dönem olarak bilinir (Şekil 2).



Şekil 2. Sakarya Zonu Doğusu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Dokuz vd., 2019'dan değiştirilmiştir).

Bu güney-kuzey fasiyes değişimi Neotetis Okyanusu'nun kuzeye doğru yitimini ve ayrıca SZD'nin güneyinde bir yay önü havza olduğunu destekler niteliktedir (Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Rice vd., 2010). Ayrıca bölgesel paleomanyetik veriler Geç Kretase magmatizmasının kuzeye eğimli yiten bir dilimle-ilişkili olduğunu doğrulamaktadır (Channell vd., 1996; Çinku vd., 2011, Hisarlı, 2011). Öncel jeokronolojik-paleontolojik yaşlar ve jeokimyasal veriler, bölgedeki Geç Kretase yaşlı yitim-ilişkili denizaltı volkanizmasının genel olarak Turoniyen-Santoniyen (~93-85 My) ve Geç Santoniyen-Kampaniyen (~84-72 My) olmak üzere iki evrede oluştuğunu, bu iki evrenin spesifik olarak kırmızı biyomikritik kireçtaşı seviyesiyle ayrıldığını ve her bir evrenin yer yer sedimenter arakatıklar içeren mafik (bazaltik) ve felsik (dasitik-riyolitik) volkanik kayalarla temsil edildiğini göstermiştir (Özsayar vd., 1981; Kurt vd., 2006; Eyüboğlu, 2010; Aydın vd., 2020). Diğer taraftan, plütonik kayalar ikinci volkanik evreye karşılık gelen Kampaniyen'de (<84 My) daha yaygındır ve çoğunlukla olgunlaşmış yay dönemini karakterize eden I-tip, subalkalen karakterli ürünlerle temsil edilirler (Boztuğ vd., 2004; Kaygusuz vd., 2008; Karşı vd., 2010; Aydın, 2014). SZD'nin özellikle güneyinde sınırlı alanlarda yüzeylenen geç Kampaniyen-erken Maastrihtiyen yaşlı şoşonitik-potasik ultrapotasik kayalar, yitiminin son ürünleri olarak kabul edilmiştir (Altherr vd., 2008; Eyüboğlu, 2010; Karşı vd., 2018).

Geç Kretase-Paleosen döneminde ilk defa Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid platformunun çarpıştığı (Şengör ve Yılmaz, 1981), bölgedeki yitim-ilişkili yay magmatizmasının sona erdiği (Aydın vd., 2020; Oğuz-Saka vd., 2023) ve bunun sonucunda gelişen bölgesel yükselimle yay bölgesinin deniz seviyesi üzerine çıktığı öngörülmektedir (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997). Son çalışmalar Erken Eosen'de (~52 ilâ 47 My arasında) bölgede çok sayıda, fakat sınırlı alanlarda yüzeyleyen adakitik kayaların varlığını belgelemiştir (Topuz vd., 2005; Karşı vd., 2010; 2011; Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013; Gücer, 2021).

Orta Eosen'de Kampaniyen-sonrası yükselmiş ve aşınmış topoğrafyayı deniz kaplamaya başlamıştır; ancak, bu denizin oluşumuna neden olan bölgesel dinamikler hâlâ çok tartışılan bir konudur (Okay ve Tüysüz, 1999; Dokuz vd., 2019). Havzanın kuzeyine doğru sedimantasyon süreci devam etmiş ve bu çökelime orta Eosen ve sonrasında zaman zaman volkanizma da eşlik etmiştir (Aydın vd., 2008; Arslan vd., 2013; Aydınçakır, 2014; Yücel vd., 2017). Orta Eosen (Lutesiyen) dönemiyle ilişkili (~46-41 My) volkanik kayaların coğrafi olarak güneyde bulunanları (Gümüşhane-Bayburt) kalk-alkalen özellikte

iken, (Arslan vd., 2013; Aydınçakır ve Şen, 2013; Aslan vd., 2014), kuzeyde yer alanlar (Trabzon-Giresun) alkali-şoşonitik karakterlidirler (Yücel vd., 2017) (Şekil 2). Orta Eosen yaşlı volkano-tortul kayalar farklı bileşimde ve çok sayıda eş yaşlı plütonik/subvolkanik sokulumlar tarafından kesilmiştir (Boztuğ vd., 2007; Karslı vd., 2007; Kaygusuz ve Öztürk, 2015; Eyüboğlu vd., 2017). Bu intrüzif sokulumların SZD eksenini boyunca hacimlerinin arttığı ve bileşimlerinin zamanla orta-K kalk-alkaliden alkaliye ve şoşonitiğe doğru değiştiği belirlenmiştir (Eyüboğlu vd., 2017; Dokuz vd., 2019).

SZD'nin en genç volkanik ürünleri kuzeyde Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı (~6-3 My) foidli bazaltik-tefritik (Aydın vd., 2008; 2009; Yücel vd., 2017) ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı (~5-2 My) trakitik-riyolitik bileşimli (Karslı vd., 2019) kayalarla temsil edilirken, güneydekileri Oligosen (~33-30 My; Kaygusuz vd., 2011; Aslan vd., 2014), Erken Miyosen (~16 My; Aslan vd., 2014) ve Geç Miyosen-Pliyosen (~9-3 My; Eyüboğlu vd., 2012; Dokuz vd., 2013; Yücel, 2018) süreçlerinde püskürmüş sırasıyla kalk-alkali andezitik-dasitik ve bazaltik kayalar ile adakitik afiniteli dasitik-riyolitik kayalar oluşturur (Şekil 2).

1.4. Bölgesel Metalojeni

Sakarya Zonu Doğusu Batı Tetis Metalojenik Kuşağı'ndaki en zengin metalik cevher yataklarını içermesi bakımından büyük öneme sahiptir. Bu zon Türkiye'deki en büyük ve önemli volkanojenik masif sülfid (VMS) yataklarının yanı sıra, ekonomik boyutta veya zuhur şeklinde çok sayıda porfiri Cu±Mo, epitermal Au-Ag-Pb-Zn ve Fe-Cu-tip skarn yataklarını da içermektedir (Yiğit, 2009; Kuşcu vd., 2019; Şekil 1b).

Bölgenin sahip olduğu metalojenik çeşitlilik ve zenginlik antik dönemden günümüze kadar daima ilgi görmüştür. SZD boyunca yürütülen madencilik faaliyetleri sonucunda, bölgede çok sayıda eski arama kuyuları ve galeriler ile günümüzde aktif olarak çalışan işletmeler bulunmaktadır. Pejatoviç (1979) tarafından derlenen bilgilere göre, SZD magmatik yay kuşağındaki maden arama faaliyetleri üç önemli döneme ayrılabilir. Arama faaliyetlerinin ilk dönemi, Birinci Dünya Savaşı'na kadar olan dönemi kapsamaktadır. Ön keşif ve jeolojik haritalamanın da yer aldığı bu aşama, büyük ölçüde Alman ve Rus araştırmacılar tarafından yönetilmiştir. Murgul ve Lahanos VMS cevherleşmelerinin kökenine ilişkin temel jeolojik ve ekonomik özellikleri özetleyen ilk çalışma Kossmat (1910)'a aittir. Bölgedeki arama faaliyetinin ikinci dönemi, 1935 yılında Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nün kurulmasıyla başlamıştır. Bölgedeki maden arama

faaliyetleri sayesinde bu dönemde MTA tarafından çok sayıda yatak ve zuhurun varlığı ile ekonomik potansiyel taşıyan sahaların envanteri belirlenmiştir. İkinci Dünya Savaşı sırasında ve sonrasında bölgedeki söz konusu ekonomik özelliklere sahip yataklara ilişkin daha kapsamlı raporlar hazırlanmıştır (Kovenko, 1941, 1943, 1944; Eregan, 1946; Schneiderhöhn, 1955; Kieft, 1956; Schultze-Westrum, 1960; Kraeff, 1963). Özellikle 1967 yılında başlatılan Türk-Yugoslav ortak projesi kapsamında bölgedeki VMS ve ilişkili sülfid yataklarına ilişkin çok daha detaylı veriler elde edilmiştir (Pejatović, 1971, 1979). Bölgedeki bilimsel araştırma faaliyetlerinin artması, teknolojinin ilerlemesi, insan gücünün teknoloji ile birleştirilmesi gibi birçok parametrenin sonucu olarak, son 30 yılda bu bölgedeki madencilik faaliyetlerine ilgi artmıştır. Son dönemde, bölgedeki porfiri, epitermal ve skarn yataklarına yönelik hem bilimsel hem de ekonomik çalışmalar yoğunlaşmıştır. Gelişen teknoloji ile hava ve yer bazlı elektromanyetik araştırmalar, bölgesel bazlı yapılan jeokimyasal örnekleme, jeolojik haritalama ve sondaj gibi detay maden arama teknikleri bölgede halâ yoğun şekilde kullanılmaktadır.

SZD magmatik yay kuşağı boyunca oluşan VMS, porfiri, epitermal ve skarn cevher sistemlerinin büyük çoğunluğu Geç Kretase ve Eosen magmatizması ile ilişkilidir (Şekil 1b). Bölgede özellikle Kampaniyen'de (özellikle 81-79 ve 74-72 My) meydana gelen yüksek K'lu, kalk-alkalen ve A-tip şoşonitik magmatik aktivitelerin (Aydın, 2014; Karlı vd., 2010; 2012; Kaygusuz vd., 2014) ve bunlarla ilişkili porfiri cevherleşmelerin, kuzeye yiten Neotetis okyanus diliminin okyanus tarafına doğru geri çekilmesi (ing. roll-back) sürecine atfedilerek, sıkışmalı bir rejimden genişlemeli rejime doğru geçiş sürecinde oluştuğu ileri sürülmüştür (Delibaş vd., 2016; 2019; Kandemir vd., 2019). Diğer taraftan, Senozoyik dönemindeki epitermal ve porfiri-tip cevherleşmelerin genellikle Eosen magmatizması ile ilişkili olduğu öngörülmektedir (Yiğit, 2009; Oyman, 2019; Kuşcu vd., 2019). SZD'nin kuzey bölümündeki magmatik kayalara genellikle VMS yatakları ve porfiri-skarn cevherleşmeleri eşlik ederken (Çağatay ve Eastoe, 1995; Akçay vd., 1998; Tüysüz, 2000; Çifçi ve Hagni, 2005; Revan et al., 2014; 2023; Demir et al., 2017), güney zonda epitermal veya porfiri-epitermal sistemler daha yaygın gözlenir (Soylu, 1999; Yiğit, 2009; Delibaş vd., 2019; Kuşcu vd., 2019; Rabayrol vd., 2023). SZD'deki cevherleşmelere odaklanan bilimsel çalışmaların çoğu VMS yatakları ile ilişkilidir (Akıncı, 1980; Çağatay ve Boyle, 1977; Pejatović, 1979; Eyüboğlu vd., 2014; Revan vd., 2014; 2023). Özellikle porfiri-epitermal tip cevherleşmelere yönelik yapılan çalışmaların azlığı ve sınırlı jeokronolojik-jeokimyasal-izotopik veriler (Yavuz, 1992; Yalçınalp, 1995; Soylu, 1999; Delibaş vd., 2016; Kuşcu vd.,

2019) bu tür cevherleşmelerin oluşum zamanının, kökeninin ve bölgedeki magmatizmayla ilişkisinin günümüzde yeterince anlaşılamamasına neden olmuştur.

Çarpışma ve/veya çarpışma sonrası jeodinamik olaylarla ilişkili Eosen magmatizması, özellikle Sakarya Zonu'nun güneyinde epitermal yatakların oluşmasında önemli rol oynamıştır (Yiğit, 2009). Bu yatakların geliştiği ortamlarda litolojiler genellikle andezitik-dasitik bileşimli volkanik kayalar ve volkano-sedimanter birimlerdir (Wilson., 1995; Oyman, 2019; Rabayrol vd., 2023). Bölgedeki Geç Mesozoyik-Erken Senozoyik yay tipi magmatizmasıyla ilişkili Geç Kretase-Paleosen yaşlı magmatik kayalarda epitermal cevherleşmeler oldukça sınırlıdır (Oyman, 2019). En yaygın cevherleşme türleri ortaç sülfidasyonlu (OS) epitermal cevherleşmelerdir; ancak yüksek (YS) ve düşük sülfidasyonlu (DS) epitermal yataklar daha sınırlıdır ve bunlar genellikle Geç Kretase yay magmatizması ile ilişkilidir (Bilir, 2015; Rabayrol vd., 2023). Yiğit (2009), Bilir (2015) ve Oyman (2019)'a göre SZD'deki epitermal yataklar iki ana grupta sınıflandırılır: (a) Geç Kretase magmatizması ile ilişkili cevherleşmeler: Taç (OS tipi), Çorak (OS tipi), Altın-tepe (DS tipi); ve (b) Eosen magmatizması ile ilişkili cevherleşmeler: Mastra (OS-tipi?), Hazine mağara (OS-tipi?), Kırkpavli (OS-tipi?), Hasandağ (YS-tipi), Arzular (DS-tipi) (Şekil 1b).

SZD 'deki skarn yatakları, özellikle Jura-Kretase yaşlı karbonat kayaları veya Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaları kesen Geç Kretase veya Eosen intrüzif kütleler ile ilişkilidir (Taner vd., 2013; Kuşcu vd., 2019). Bölgede skarn cevherleşme türü olarak Fe-skarnlar daha yaygın olmakla birlikte, Fe-Cu skarnlar sınırlı da olsa gözlenmektedir (Kuşcu vd., 2019; Demir vd., 2017; Demir ve Dişli, 2020; Demir ve Bayraktar, 2020). SZD'de bilinen önemli skarn yatakları şunlardır: (i) Fe-skarnlar: Cambaşı-Fundacık (Ordu), Kotana, Çatak ve Kurtulmuş (Giresun), Kartiba, Akkaya ve Sivrikaya (Rize), Karabork, Arnastal ve Camiboğazı (Gümüşhane). (ii) Fe-Cu±Zn Skarnlar: Armutlu ve Deregözü (Giresun), Özdil, Tuzlak, Dağbaşı, Köprübaşı, Gezge ve Ayman (Trabzon), Kırınmaden Düzköy ve Eğrikar (Gümüşhane) şeklindedir (Şekil 1b).

Sakarya Zonu Doğusu'ndaki porfiri-Cu±Mo±Au yataklarına, özellikle Geç Kretase ve Eosen yaşlı magmatik kayalar ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 1b). Porfiri cevherleşmelerinin hiçbiri Jura veya daha yaşlı magmatik kayalarla ilişkili değildir (Kuşcu vd., 2019). Bu nedenle, Geç Kretase ve erken-orta Eosen yaşlı kayalar ve bunlarla ilişkili porfiri yataklar bölgede büyük bir ekonomik öneme sahiptir. Sakarya Zonu'ndaki porfiri-Cu±Mo cevherleşme sistemi bölgedeki Kretase yaşlı magmatik kuşağa paralel olarak batıda Bulgaristan'dan başlayıp doğuda Azerbaycan-Ermenistan'a kadar dar bir kuşak şeklinde

uzanmaktadır (Şekil 1b). Kuşcu vd. (2019)'ne göre SZD'de Geç Kretase kuvarsdiyorit, granodiyorit, granit ve kuvarsmonzonit kayaçları porfiri cevherleşmelere ev sahipliği yapan ana kayaç türleridir ve bunlar kuzeybatı-doğu doğrultulu mikrogranit porfir daykları tarafından kesilmektedir. Bölgedeki porfiri yataklar genel olarak kuzeybatı yönelimli normal veya doğrultu atımlı faylar ile sınırlandırılmıştır (Natalin vd., 2012). Ayrıca bölgede potansiyel 26 adet porfiri yatak/zuhur tespit edilmiştir ve Kuşcu vd. (2019) tarafından bu yatakların yaşı onlara ev sahipliği yapan kayaçlarla yaşıtlı olduğu düşünülerek Geç Kretase olarak ifade edilmiştir (Şekil 1b). SZD magmatik yay kuşağında porfiri yataklardan önemli olanlarını konu alan iki araştırmacı grubunun önemli ve güncel araştırma sonuçları aşağıda kısaca özetlenmiştir.

(1) Delibaş vd. (2016 ve 2019) bölgedeki dört adet porfiri-tip Cu-Mo cevher oluşumlarına eşlik eden Kretase yaşlı magmatik kayaçları U-Pb zirkon yöntemiyle (Delibaş vd., 2016), porfiri cevherleşmeleri ise molibdenitlerden elde ettiği Re-Os yöntemiyle yaşlandırmışlardır (Delibaş vd., 2019). Bu çalışmalara göre, doğudan batıya birbirinden bağımsız üç porfiri oluşumu tanımlanmıştır. Araştırmacılar; (i) İspir-Ulutaş (Erzurum) cevherleşmesinin Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun Erken Kretase (~133-130 My) yitimi sırasındaki kalk-alkalen magmatizma ile ilişkili olduğunu, (ii) Güzelyayla (Trabzon) ve Emeksen (Giresun) cevherleşmelerinin sıkışmalı tektonik ortamdan genişlemeli tektonik ortama geçiş (~82-77 My) sırasındaki kalk alkalen-şoşonitik magmatizma ile ilişkili olduğunu, ancak Güzelyayla cevherleşmesinin Emeksen'den farklı olarak Eosen yaşlı adakitik magmatizmayla ilişkili olduğunu ve (iii) Elbeyli cevherleşmesinin ~77-76 My'daki genişlemeli bir tektonik safhada meydana geldiğini ve şoşonitik magmatizmayla ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar SZD yay kuşağının doğu ve batı kesimlerinde gözlenen Kretase yaşlı magmatik kayaçlar arasındaki bileşimsel ve yaş farklılıklarını dikkate alarak, Kretase'deki yitimin doğudan başladığını ve batıya doğru giderek ilerlediğini, genişleyen tektonizmanın yitim ile eş zamanlı meydana geldiğini ve sürecin özellikle Geç Kretase'de tamamıyla şekillendiğini belirtmişlerdir.

(2) Kuşcu vd. (2019) bölgedeki bazı öncel çalışmaları da dikkate alarak, SZD'deki porfiri Cu cevherleşmelerin Geç Kretase-erken Paleosen (88-63 My) ve geç Paleosen-orta Eosen (58-40 My) dönemlerinde oluşan magmatik faaliyetlerle ilişkili olduklarını belirtmişlerdir. Yazarlar bölgedeki başlıca Geç Kretase ve Eosen yaşlı porfiri-tip cevherleşmelerinin sırasıyla, Neotetis Okyanusu'nun Kretase yitimi sürecinde ve devamındaki kıtasal çarpışma ve çarpışma sonrası olaylar neticesinde, hem sıkışmalı hem

de açılmalı bir yay ortamında oluştuklarını ve bunların oluşumunda manto kamasından ve kabuktan türeyen mafik ve felsik ergiyiklerin önemli rol oynadıklarını belirtmişlerdir.

Yukarıda sonuçları özetlenen her iki grup çalışma, SZD'deki porfiri-tip cevherleşmeleri ve ilişkili magmatik kayaçları bölgesel ölçekte ele alan ve bunların oluşum zamanlarını, magmatik ve tektonik süreçlerini yorumlamaya çalışan, güncel başarılı araştırmalar olarak değerlendirilebilirler. Bununla birlikte, her iki çalışmada porfiri-tip cevherleşmeler ve ilişkili magmatik faaliyetler için kısmen farklı oluşum zamanları, gelişim süreçleri ve tektonik modeller ileri sürülmüştür. Delibaş vd. (2016; 2019) tarafından yapılan çalışmalara göre, bölgedeki porfiri-tip cevherleşmeler (Güzelyayla hariç) özellikle Kretase boyunca (Erken Kretase'den Geç Kretase'ye) Neotetis Okyanusu'nun kuzeye yitimiyle ve doğudan batıya doğru gençleşen 3 farklı dönemde (Erken Kretase için: 133-130 My, Geç Kretase için 82-77 My ve 77-76 My) meydana gelen kalk-alkalen ve/veya şoşonitik magmatik faaliyetlerle ilişkilidir ve heterojen, zenginleşmiş litosferik bir mantodan türeyen magmaların kabuksal etkileşim süreçleri söz konusu porfiri cevherleşmelere kaynak teşkil etmiştir. Buna karşın, Güzelyayla porfiri cevherleşmesine Geç Kretase yaşlı magmatik kayaçlar ev sahipliği yapmakla birlikte, Re-Os molibdenit yaşları (~51 My) söz konusu cevherleşmenin Eosen yaşlı adakitik magmatizmayla ilişkili olduğunu göstermiştir. Diğer taraftan Kuşcu vd. (2019) tarafından yapılan çalışmaya göre, bölgedeki porfiri-tip cevherleşmelerin ve ilişkili magmatizmaların özellikle Geç Kretase (86-76 My) ve Geç Paleosen-Orta Eosen (58-40 My) dönemlerinde yoğunlaştıkları (yaşların büyük bir kısmını zirkon U-Pb yaşları teşkil eder, cevher ve hidrotermal minerallerden elde edilmiş yaş verisi çok sınırlıdır), ilk cevherleşmenin Neotetis Okyanusu'nun Geç Kretase yitimi sürecinde ve yitim ilişkili magmaların eski kıtasal kayaçlarla etkileşimiyle oluştukları, buna karşın daha genç olanların ise kıtasal çarpışma ve çarpışma sonrasında kalınlaşan kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle oluştukları belirtilmiştir.

Sonuç olarak, bu çalışmalar arasındaki en dikkat çekici özellik SZD'nin güney zonunda yer alan İspir-Ulutaş (Erzurum) cevherleşmesinin ve yan kayaç yaşlarının farklılığıdır. Delibaş vd. (2019) hem cevherleşme hem de yan kayaç yaşını Erken Kretase (~130 My) olarak ifade ederken, Kuşcu vd. (2019) söz konusu cevherleşme yaşını Geç Paleosen (~59 My) ve yan kayaç yaşını orta Eosen (~42 My) olarak belirtmiştir. Kuşcu vd. (2019) SZD'nin kuzey zonunda daha yaygın olan porfiri cevherleşmelerden yaş verisi sunmazken, bölgenin orta kesimlerinde bulunan (kuzey-güney zon geçişi) Derinköy (Gümüşhane), Ardala (Gümüşhane-Artvin) ve Güvemli (Torul) porfiri cevherleşmelerine ait

hidrotermal minerallerden sırasıyla ~52.5 My, ~51 My ve ~47 My'lık erken Eosen yaşları elde etmiştir. Tüm bu veriler birlikte değerlendirildiğinde, bölgedeki porfiri cevherleşmelerine ait yaş verileri oldukça sınırlı ve zaman zaman aynı lokasyonda çelişkilidir. Hatta bazı lokasyonlarda cevherleşme ve yan kayaç yaşları benzerlik gösterirken, bazılarında farklılık söz konusudur. Dolayısıyla, bu da söz konusu porfiri tip cevherleşmelerin her birinin özel olarak oluşum zamanını ve kökenini belirlemede ve yorumlamada bazı eksikliklerin veya farklılıkların ortaya çıkmasına neden olmuş ve tartışılır hale gelmesine yol açmıştır.

1.5. Porfiri Yataklar ve İlişkili Epitermal-Skarn Sistemi

Porfiri yataklar terimi asidik bileşimdeki porfirik dokulu kayaçlarla ilişkili, hidrotermal akışkanlarca altere olmuş kayaçlarda yoğunlaşan, büyük hacimli (10 km³'den 100 km³'e) saçınımlı ve ağsal cevherleşmeler için kullanılmaktadır. Bu yataklarla ilişkili sistemler kendi içerisinde skarn, karbonat ornatımlı, sediman-konaklı ve orta-yüksek sülfidasyonlu epitermal baz ve değerli metal cevherleşmelerini de içermektedir. Porfiri yataklar kalk-alkalen batolitler ve volkanik/subvolkanik serilerle birlikte özellikle yaklaşan plaka sınırlarında veya aktif yitim zonları üzerinde oluşurlar (Sillitoe, 1972; Richards, 2003). Bu tür yataklara yitim sürecini takiben çarpışma ve çarpışma sonrası ortamlarda da az da olsa rastlanmaktadır (Richards, 2009). Porfiri sistemlerin derin kesimlerinde çeşitli boyutlarda (1 milyon tondan 1 milyar tona) Cu, Au ve/veya Zn skarnlarına ek olarak daha büyük boyutlarda (10 milyon tondan 10 milyar tona) porfiri Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au yatakları gelişir. Buna karşın bu sistemlerin sığ kesimlerinde nispeten küçük rezervli (1 milyon tondan 1 milyar tona) yüksek-ortaç sülfidasyonlu epitermal Au $\pm$ Ag $\pm$ Cu cevherleşmeleri oluşabilir.

Porfiri sistemler, Arkeen'den itibaren yerkabuğu üzerinde yaygın şekilde oluşmuştur. Ancak Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarına ait örnekleri çok daha iyi korunmuştur (Singer vd., 2008). Bunun sebebinin genç kara parçalarının normalden daha az aşınmış ve deformasyondan daha az etetlenmiş olmasından kaynaklanıyor olabileceği düşünülmektedir (Seedorff vd., 2005; Kesler ve Wilkinson, 2006; Wilkinson ve Kesler, 2009). Bu tip sistemler, batı Güney Amerika Andları (Sillitoe ve Perelló, 2005), Romanya, Sırbistan ve Bulgaristan'ın Apuseni-Banat-Timok-Srednogie kuşağı (Jankovic', 1977; Popov vd., 2002) örneklerinde olduğu gibi, birkaç on ilâ yüzlerce hatta binlerce kilometre uzunluğa sahiplerdir. Tipik olarak orojenez paralel kuşaklarda meydana gelebildikleri için belirgin

şekilde doğrusal bir hat boyunca oluşma eğilimi göstermektedirler. Her kuşak, genel olarak benzer boyutlara sahip magmatik bir yay ortamına karşılık gelir. Bir veya daha fazla yarı paralel kuşak şeklinde porfiri veya epitermal-Au içeriğine sahip zonların varlığı yine bilinmektedir (Sillitoe, 2008). Porfiri kuşakların her ne kadar yaygın olduğu bilinse de, büyük yataklar izole olarak veya bu kuşaklarla uyumlu olarak çok daha uzak zonlarda da gelişebilirler (Sillitoe, 2008). Porfiri yataklar, sınırları net olan metalojenik dönemler sırasında gelişmektedir. Bu nedenle izotopik yaşlandırılmaları tipik olarak, 10 ilâ 20 My'lık süreçleri kapsamaktadır. Herbir porfiri yatak oluşum periyodu, eşzamanlı olarak gelişen magmatik bir olayla yakından bağlantılıdır (Sillitoe, 2010).

Porfiri sistemler, genel olarak genişleme koşullarından sıkışmaya kadar değişen bölgesel ölçekli stres rejimlerinin etkisi altında kalan magmatik yay (hatta yay gerisi ortamların da dahil olduğu) ortamlarında oluşmaktadır. Bileşimsel olarak bimodal bazalt-riyolit magmatizması ile karakterize olan genişleme ortamları, önemli porfiri sistemlerden yoksundur (Sillitoe, 1999; Tosdal ve Richards, 2001). Sıkışma rejimi, hendeğin ilerlemesi veya yiten dilimin geri çekilmesi (roll-back) süreçlerinin var olup olmadığına ve yiten plakanın eğim açısına bağlıdır (Dewey, 1980). Sıkışmalı rejim, kabuğun kalınlaşması, yüzeyin yükselmesi ve hızlı gömülme gibi gerçekleşen tektonik olaylarla, yüksek dereceli hipojen porfiri yataklar arasında belirgin bir ilişki vardır (Sillitoe, 1998; Hill vd., 2002; Perelló vd., 2003a; Cooke vd., 2005; Rohrlach ve Loucks, 2005; Sillitoe ve Perelló, 2005; Perelló, 2006). Büyük, yüksek sülfidasyonlu epitermal-Au yatakları, devasa porfiri yatakları ile birlikte olmasa da, tektonik olarak kalınlaşmış kabuk bölümlerinin tepelerinde benzer sıkışmalı tektonik rejim etkisi altındaki ortamlarda da oluşurlar (Sillitoe ve Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2008). Orta ve üst kabukta magma odasının gelişiminde kabuksal sıkışmanın etkili olduğu düşünülebilir (Takada, 1994). Özellikle hızlı yükselme ve erozyonal yüzeyin oluşması kabuktaki basınç ferahlamasının bir sonucu olarak (Sillitoe, 1998, Tosdal ve Richards, 2001; Richards, 2003, 2005; Gow ve Walshe, 2005) magma odasında yeterli farklılaşma olaylarının gerçekleşmesine, magmatik akışkanların oluşmasına ve bunların kabuk içinde yayılmasına neden olur (Tosdal and Richards, 2001; Richards, 2003, 2005; Gow and Walshe, 2005). Kabuktaki sıkışma rejiminin etkisi ile gelişen değişiklikler, porfiri ve yüksek sülfidasyonlu epitermal-Au yataklarının oluşumu için özellikle uygun zamanlar olarak kabul edilir (Presnell, 1997; Sasso ve Clark, 1998; Halter vd., 2004; Sillitoe, 2008; Tosdal ve Richards, 2001).

Porfiri sistemlerin ve bunların bileşenlerinin oluşum alanlarının ve geometrilerinin belirlenmesinde, faylar ve bunların birbirleri ile ilişkisi her zaman az veya çok bağlantılıdır. Yay önü fay sistemleri, magmatizma öncesinde, magmatizma boyunca ve porfiri mineralizasyon üretimi sırasında aktiftir. Kuzey Şili kuşağındaki orta Eosen-erken Oligosen boyunca gelişen Domeyko Fay Sistemi özellikle bu anlamda örnek verilebilecek önemli bir lokasyondur (Sillitoe ve Perelló, 2005). Lokal ölçekte porfiri cevherleşme sistemleri ve içerdiği yataklar, sırasıyla 5 ilâ 30 km uzunluğunda veya genişliğinde olabildikleri gibi kümeler veya bir hat şeklinde hizalanma eğilimi de gösterebilirler. Bu tür yataklar magmatik yay kuşaklarına paralel veya çapraz doğrultulu dizilebilir ve 5 My'a kadar ulaşan bir oluşum aralığına sahip olabilirler. Bununla birlikte, Cadia bölgesinde yaklaşık 18 My'a kadar ulaşan oluşumların varlığı da bilinmektedir (Wilson vd., 2007). Bu durum, cevherleşmenin altında bulunan ana plütonik kütlelerin, bazı durumlarda aralıklı da olsa, uzun ömürlü olduklarını, zamanla ve farklı yerlerde üzerlerinde porfiri cevherleşme sistemleri oluşumunu meydana getirebilecekleri anlamına gelmektedir.

Porfiri cevherleşme sistemleri tipik olarak çok fazlı, eş boyutlu plütonların kaynaklık yaptığı oluşumlardan meydana gelmektedir. Bu sistemler batolitik boyutlara ulaşmakta olup, granit-diorit bileşimlerinin yaygın görüldüğü kayaç bileşimlerine sahiplerdir. Bunlar sadece mekânsal olarak değil, aynı zamanda sınırlı bir süre içerisinde ve muhtemelen genetik olarak porfiri ve epitermal cevherleşmeler ile ilişkilidirler. Başlangıçta oluşan plüton tek bir yataklanmaya ev sahipliği yaparken, sonraki evrelerde iki veya daha fazla farklı yatağın oluşmasına da neden olabilir. İlk oluşan plütonlar ve porfiri yataklar tipik olarak 1 ilâ 2 My veya daha az bir süreli zamansal boşluk ile birbirlerinden ayrılmaktadır (Dilles ve Wright, 1988; Casselman vd., 1995; Mortensen vd., 1995; Dilles vd., 1997; Deckart vd., 2005; Campbell vd., 2006). Birçok porfiri cevherleşme sistemi ve bunların özellikle sadece sığ oluşuma maruz kalanları, muhtemelen sondajla erişilemeyen derinliklerde öncü ana gövdelerinin oldukları bilinmektedir. Öncü plütonlar, porfiri cevherleşme sistemleri gelişmeden önce daha derin magma rezervuarlarından yükselen mafik ve felsik magmaların orta ve/veya üst kabuk derinliklerinde kristallendikleri kabul edilir (Richards, 2003). Yüzeye çıkan öncü plütonlar sığ yerleşimi temsil ederler ve sıvı akışkanlarla birlikte porfiri cevherleşme oluşumunu gerçekleştirmelerinden ziyade, bu tür magmalar genellikle erken evrede kristallenip katılaşmaları ile dikkat çekerler. Porfiri cevherleşme sistemleri mekânsal olarak aynı kökenden türeyen, kalk-alkalen veya daha az yaygın olarak ortaç-felsik bileşime sahip alkalen volkanik kayaçlarla ilişkilendirilirler (Sillitoe, 1973; 2020). Bununla birlikte,

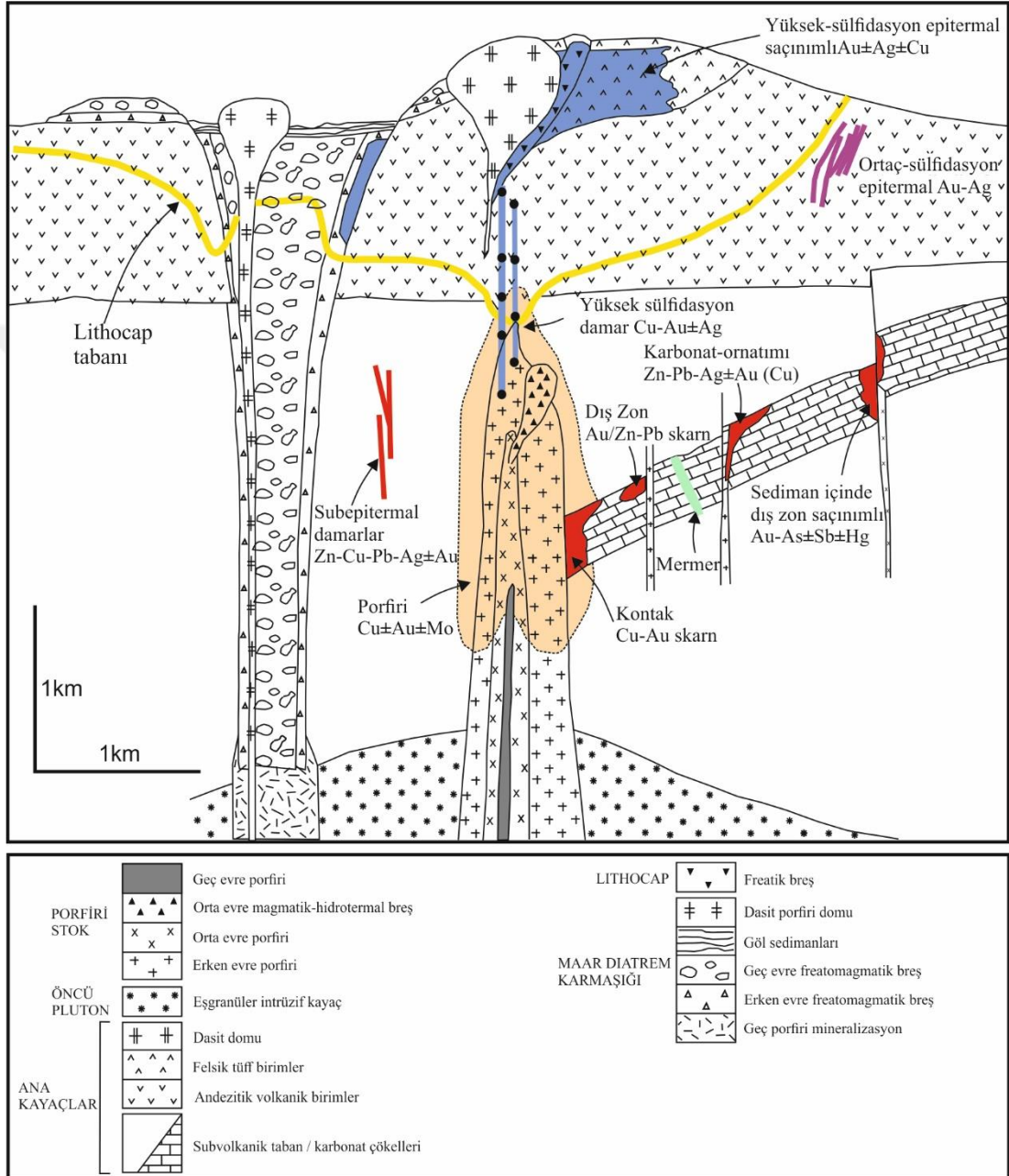
porfiri yatakların üzerindeki volkanik çökeller, sıg koşullarda yüksek sülfidasyonlu epitermal sistemlerin daha iyi korunmasını sağlasa da, özellikle külce zengin piroklastik çökeller ve kaldera oluşumu ile ilişkili yüksek dereceli patlayıcı volkanik faaliyetler porfiri cevherleşme ve eşzamanlı epitermal-Au yataklarının oluşumunu engellemektedir. Çünkü magmatik uçucular, cevher oluşumuna elverişli bir şekilde tutunup odaklanmak yerine, hacimli piroklastik patlamalar sırasında dağılmaktadır (Richards, 2005).

Porfiri sistemlerle ilişkili skarn yatakları kayaç türüne göre değişkenlik gösterebilir ve bu tür yataklarda karbonat-ornatımlı ve sedimanter-konaklı cevherleşmelerin zenginleşme derecesi, boşluklu karbonatlı kayaçlarla birlikte özellikle ince tabakalı ve siltli birimlerin varlığına bağlıdır (Sillitoe, 2010). Diğer taraftan, büyük rezervli ve yüksek sülfidasyonlu epitermal yataklar genellikle piroklastik veya epiklastik kökenli geçirgen kayaç serileri tarafından tercih edilirken, porfiri yataklar genellikle dikey yönlü magmatik stoklarda oluşurlar (Sillitoe, 2010). Bu tür yapılar genellikle dairelerden-uzunlamasına değişmekte olup, dayk serileri şeklinde küçük boyutlu, düzensiz gövdeli sokulumlardan meydana gelirler. Stokların ve daykların çapları ve uzunlukları genellikle ≤ 1 km iken, daha büyük porfiri intrüzyonların cevherleşmeye ev sahipliği yaptığı bilinmektedir (Khashgerel vd., 2008). Birkaç büyük porfiri-Cu yatağındaki madencilik ve derin sondaj çalışmaları, porfiri-ilişkili intrüzyonların >2 km'lik dikey uzanımlara sahip olduğunu göstermektedir (Seedorff vd., 2008).

Porfiri yatakların oluşumu ile ilgili sokulumlar birden fazla fazdan oluşmaktadır (Kirkham, 1971; Gustafson, 1978). Bunlar alterasyon ve cevherleşme olaylarından hemen öncesinde (erken evre porfiriler), onlarla eş zamanlı (mineralize porfiriler), sonuna yakın (geç evre mineralize porfiriler) ve sonrasında (mineralizasyon sonrası porfiriler) yerleşmiş olabilirler (Şekil 3). Bu farklı evreleri içeren porfiri sistem ve mineralizasyon ilişkilerine literatürden verilebilecek örnekler şunlardır: Bajo de la Alumbrera'da yedi aşamalı (Proffett, 2003), Yerington'da beş aşamalı (Proffett, 2009) ve Bingham'da dört aşamalı (Redmond vd., 2001) şeklindedir. Mineralizasyon öncesi, erken fazda oluşan porfiriler ve onlarla eş zamanlı oluşan porfiri kayaçlar çoğu yatakta en yüksek dereceli mineralizasyonu içerirler; fakat bazen istisnai olarak en erken fazda oluşanlar zayıf cevherli olabilirler (Sillitoe, 2010).

Porfiri intrüzyonların göreceli yaşlarını ayırt etmek için baz ve değerli metal içerikleri ile birlikte Cu, Au ve Mo oranları, ayrıca damarların cevherleşme türü ve birbirleri ile olan ilişkileri yanında alterasyon ve mineralizasyon yoğunluğu gibi bazı kriterler

kullanılmaktadır (Sillitoe, 2010). Daha genç fazlar ilk oluşan porfiri damarları kesebilir, bunlar arasında pişme izleri oluşabilir ve genç fazlar eski evrelere ait ksenolitleri içerebilirler.



Şekil 3. Çok fazlı intrüzyonlarla ilişkili porfiri bir Cu±Mo±Au yatağı ve çevresindeki ana kayaçların mekânsal ilişkilerini gösteren teleskopik bir porfiri-epitermal sistemin anatomisi (Sillitoe, 2010).

Porfiri yataklara ev sahipliği yapan porfiri-tip intrüzyonlar genellikle I-tipi ve manyetit serisine aittir (Ishihara, 1981) ve tipik olarak metalümin karaktere sahip, orta-K'lı kalk-

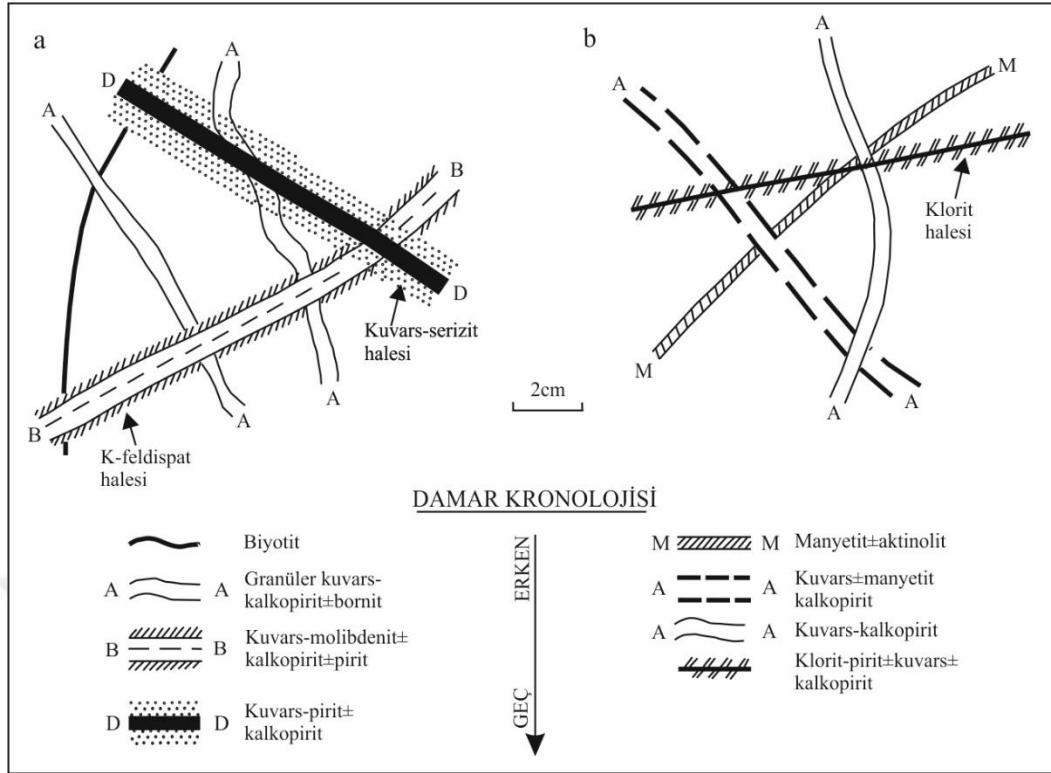
alkalen diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit, kuvars monzonit, monzogranit ile bazen alkali monzonit ve siyenit bileşimlidirler (Enns vd., 1995; Sillitoe, 2010). Fakat bu intrüzyonlar bazen yüksek-K'lı kalk-alkali ve şoşonitik afinite de gösterebilirler (Seedorff vd., 2005). Mo açısından zengin porfiri-Cu yatakları normalde daha felsik intrüzyonlarla ilişkilendirilirken, Au açısından zengin porfiri-Cu yatakları daha mafik uç üyelerle ilişkili olma eğilimindedir. Bununla birlikte, kuvars monzonit ve diyorit gibi felsik intrüzyonlar da Au açısından zengin cevherleşmelere ev sahipliği yapabilir (Kósaka ve Wakita, 1978). Hatta, Cu-açısından fakir porfiri-Au yataklarının özellikle kalk-alkali diyorit ve kuvarsdiyorit porfirilerle birlikte olduğu bilinmektedir (Vila ve Sillitoe, 1991). Porfiri sokulumlar, tipik olarak hornblend ve/veya biyotit dahil olmak üzere değişken miktarlarda mafik sulu fenokristaller ve ince taneli, genellikle aplitik hamur kütlesi içerirler. Bu ayırt edici aplitik kristalize hamur dokusu, hızlı yükseliş sırasında basıncın düşmesi ve bunun sonucunda da uçucu madde kaybının gelişmesine atfedilir (Burnham, 1967). Ayrıca, yüksek düzeyde alterasyona uğramış erken evreye ait porfiri fazlarında dokusal bozulma olağan bir durumdur ve bu onların bazı yataklarda volkanik yan kayaçlardan ayırt edilmesini zorlaştırır (Sillitoe, 2010). Güney Amerika And Dağları Kuşağı'ndaki birçok porfiri stoğun yerleşimi 2 ilâ 5 My arasında sürmüştür; bu da fazların yerleşimi arasında kayda değer bir sürenin (0.5–1.5 My) geçtiğine işaret etmektedir (Ballard vd., 2001; Makshev vd., 2004; Padilla-Garza vd., 2004; Jones vd., 2007; Perelló vd., 2007; Harris vd., 2008). Ayrıca, porfiri yataklarının büyüklüğü ile intrüzif aktivitenin süresi arasında bariz bir ilişki yok gibi görünmektedir. Ayrıntılı jeokronolojik analizler, bazı porfiri sistemlerin 1-1.5 My'dan daha uzun bir sürede yüksek-orta sülfidasyonlu sistemlere evrildiğini göstermektedir (Sillitoe, 2010).

Porfiri sistemlerin derin kısımlarında oluşan breşler, aşırı basınçlı magmatik sıvıların salınmasının ürünleri olan magmatik-hidrotermal tiptedir (Sillitoe, 1985). Çoğu porfiri yatak küçük hacimlerde (%5–10) magmatik-hidrotermal breş içermektedir (Şekil 3). Porfiri sistemlerdeki magmatik-hidrotermal breşler ve subvolkanik sokulumlarla ilişkili endojen baca breşleri, temel olarak kayaç parçası (bileşen) şekline ve bileşimine, bileşen/matriks oranına ve alterasyon türüne bağlı olarak çeşitli dokular gösterebilir. Bu tür breşler freatomagmatik breşlerden farklı olarak düzensiz baca şekilli (dayk- ve sil-benzeri) kütlelerle ilişkilidir ve onlardan genellikle monomikt, köşeli-yarı yuvarlak bileşenler içermesi, bileşence baskın olmaları ve özellikle tüfsü materyaller içermemeleri ile ayrılırlar (Sillitoe, 2010). Breş parçaları, breşi oluşturan kayacın matriksinde, hidrotermal çimentoda, ince taneli yabancı magmatik kayaç içinde veya bu üçünün bir kombinasyonunda bulunabilir

(Sillitoe, 2010). Porfiri yataklarda ilk oluşan breşler potasik alterasyon özelliği gösterebilir; bununla birlikte bu breşler biyotit, manyetit ve kalkopirit minerallerine sahip olabilirler. Daha sonra oluşan breşler genellikle serizitleşir ve bağlayıcı mineraller olarak belirgin kuvars, turmalin, spekülarit, kalkopirit ve/veya pirit içerirler. Serizitleşmiş breşler, aşağıya doğru potasik alterasyona uğramış breşlere dönüşebilir (Sillitoe, 2010). Bazı magmatik-hidrotermal breşlerin metal içerikleri, çevredeki ağsal porfiri mineralizasyonun sahip olduğundan daha yüksek olabilir.

Porfiri yataklardaki damar sistemi ve türleri, ilk olarak El Salvador'da Gustafson ve Hunt (1975) tarafından ortaya konulmuş ve daha sonra bir çok araştırmacı tarafından kullanılarak detaylandırılmıştır (Hunt vd., 1983; Dilles ve Einaudi, 1992; Gustafson ve Quiroga, 1995; Redmond vd., 2001; Pollard ve Taylor, 2002; Cannell vd., 2005; Masterman vd., 2005). Damar sistemi ve türleri bir porfiri sistemi anlamada oldukça ayırt edici önemli kriterlerden biridir (Sillitoe, 2010). Genel olarak damarlar üç gruba ayrılabilir (Şekil 4). (1) Kuvars ve sülfid içermeyen, manyetit±aktinolit-içeren (M tipi), biyotit (EB tipi), ve K-feldispat-içeren ilk evre damarlarıdır. Bunlar tipik olarak alterasyon halesi içermez. (2) Sülfid-içeren, kuvarsca baskın damarlar (A ve B tipleri). Bu damarlar dar bir alterasyon kuşağına sahiptir veya kolayca farkedilebilen alterasyon kuşakları içermezler. (3) Kristalli kuvars-sülfid içeren geç evre damar ve damarcıkları (D tipi). Bu damarlar yaygın feldispat-bozunması sonucunda oluşmuş alterasyon kuşağı içerirler. Grup (1) ve (2) damarları çoğunlukla potasik alterasyon sırasında yerleşirken, Grup (3)'e klorit-serizit, serizitik ve ileri arjilik alterasyon eşlik etmektedir (Sillitoe, 2010). Grup (3) aynı zamanda yüksek tenörlü, yaygın olmayan fakat ekonomik açıdan önemli masif kalkopirit ± bornit ± kalkosit damarcıklarını da içerebilir (Pollard and Taylor, 2002). Pek çok porfiri-Cu yatağı, Şekil 4'de özetlenen tipik damar oluşum sekansını içerir (Sillitoe, 2010). Porfiri-Cu yatağındaki metallerin çoğu, kuvarsın hakim olduğu, Grup-2 damar veya damarcıklarda ve potasik alterasyona uğramış kayaçlarda dağılmış daneler halinde bulunmaktadır. Ancak geç evre Grup (3) kuvars-sülfid damarlarının ve bunların yan kayaçlarının bazılarında da aynı şekilde cevherleşme bulunabilmektedir (Sillitoe, 2010).

Magmatik-hidrotermal kökenli cevher yataklarında olduğu gibi, porfiri yatakların en önemli özelliklerinden biri çok geniş alanlar kaplayan alterasyon zonlarına sahip olmalarıdır (Lowell ve Guilbert, 1970; Corbett ve Leach, 1998). Alterasyon zonları genellikle iç içe geçmiş halkalar şeklinde gözlenir. Bu alterasyon zonları, merkezden dışa doğru başlıca potasik, fillik ± arjilik ve propilitik zon şeklindedir.



Şekil 4. Porfiri sistemlerde kalk-alkali intrüzyonlarla ilişkili (a) Cu-Mo yatakları ve (b) Cu-Au yataklarında erken-geç evre ilişkisini gösteren damar kronolojisi (Sillitoe, 2010).

En içteki potasik zon K-feldispat ve/veya biyotit ($\pm$ amfibol $\pm$ manyetit $\pm$ anhidrit) ile karakterize edilirken, en dıştaki propilitik alterasyon ise kuvars, klorit, epidot, kalsit ve yersel olarak pirit ve albit ile ilişkilidir. Fillik alterasyon zonları (kuvars + serizit + pirit) ve arjilik alterasyon zonları (kuvars + illit + pirit $\pm$ kaolinit $\pm$ smektit $\pm$ montmorillonit $\pm$ kalsit) potasik ve propilitik zonlar arasındaki zonlanmalı modelin bir parçası olabilir veya daha eski alterasyon ve sülfid topluluklarının üzerine baskılanmış düzensiz veya tabuler şekilde, daha genç zonların üst üste bindirmesinden oluşabilir (Moyle et al., 1990; Sillitoe, 1993b).

Alterasyon mineralojisi genellikle ana kayaçların bileşimi tarafından kontrol edilmektedir (Rowins, 2000). Önemli miktarda demir ve magnezyum içeren mafik ana kayaçlarda, potasik alterasyon zonunda biyotit $\pm$ amfibol (aktinolitik) baskın alterasyon minerali iken, daha felsik kayaçlarda K-feldispat yaygındır. Karbonat içeren ana kayaçlarda ise garnet ve piroksen gibi kalk-silikat mineralleri bol miktarda bulunur. Alterasyon mineralojisi aynı zamanda magma bileşimi tarafından da kontrol edilmektedir. Daha oksitlenmiş ortamlarda pirit, manyetit ($\pm$ hematit) ve anhidrit gibi mineraller yaygınken pirotit daha indirgenmiş ortamlarda bulunur. Fillik alterasyon zonları, tüm porfiri yataklarda

mevcut değildir. Ancak bunların mevcut olduğu birçok yatakta fillik alterasyon daha önceki potasik alterasyon topluluklarını etkilediği ve fillik zonu temsil eden minerallerin ve bakır cevherleşmesinin baskın hale geldiği ifade edilmiştir (Carson ve Jambor, 1974; Ossandón vd., 2001). İleri arjilik (yüksek sülfidasyon) ve adularya tipi (düşük sülfidasyon) epitermal alterasyon zonları, ilişkili oldukları değerli metal yataklarıyla birlikte, çeşitli porfiri Cu ve Cu-Mo yataklarının üstünde veya yakınında meydana gelebilmektedir (Hedenquist vd., 1998). Bu alterasyon zonları, yer yer eski potasik ve genç epitermal alterasyonun belirgin bir iç içe geçmesini göstermektedir (Sillitoe, 1993a,b; Eaton and Setterfield, 1993; Richards and Kerrich, 1993). İleri arjilik zonda mineral toplulukları arasında illit, kuvars, alunit, natroalunit, pirofillit, diaspor ve yüksek pirit içeriği bulunur. Kuvars, serizit ve kil minerallerinden oluşan adularya toplulukları daha düşük pirit içeriğine sahiptir. Sillitoe (1993a), ileri arjilik veya yüksek sülfidasyon tipi epitermal sistemlerin, porfiri Cu, Cu-Mo, Cu-Au ve Au yatakları ile mekânsal birliktelik içinde meydana gelebileceğini, ancak porfiri Mo yatakları ile birlikte oluşamayacağını ileri sürmüştür. Ayrıca, Sillitoe (1993a; 2010), baz metal bakımından zengin epitermal yatakların daha konsantre NaCl tuzlu sulardan oluştuğunu ve bu tür epitermal yatakların porfiri sistemlerle ilişkili ana magmatik-hidrotermal sistemin parçaları olduğunu ifade etmiştir (Şekil 3).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Kızıltoprak Tepe yöresindeki (Gümüşhane, KD Türkiye) karmaşık bir magmatik-hidrotermal sistemle ilişkili cevherleşmenin ve magmatik kayaçların oluşum zamanı, petrojenezi ve tektonik ortamı üzerine odaklanan bu çalışmada, inceleme sahasında yüzeyleyen Geç Kretase ve Eosen yaşlı birimlerden hem yüzeyden hem de MTA tarafından yapılan sondajlardan sistematik olarak kayaç ve cevher örnekleri alınmış ve bunlar laboratuvar ve analitiksel çalışmalarda materyal olarak kullanılmıştır. Yapılan çalışmalar, başlıca saha, lâboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmaların her biri aşağıda detaylandırılmıştır.

2.1. Saha Çalışmaları

Saha çalışmalarında, MTA'nın hazırlamış olduğu 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası temel alınmıştır. 2019-2022 yaz-güz aylarında yapılan detaylı saha çalışmaları ile bu harita revize edilmiş, stratigrafik kolon ve enine kesitler hazırlanmış ve sahadaki tüm birimlerden GPS yardımıyla sistematik yüzey numuneleri toplanmıştır. Ayrıca MTA'nın sahada yapmış olduğu bazı sondajlardan da detay örnekleme yapılmıştır. Yapılan örnekleme jeolojik, petrografik, jeokronolojik, jeokimyasal ve izotopik analizlere uygun amaçlarla derlenmiştir. Saha çalışmaları sırasında toplam 110 adet kayaç örneği alımı, sondaj kuyularından ise kayaç ve cevher örneği olarak toplamda 356 örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmaları sırasında özellikle kayaç petrojenezi için ana kayaç litolojisini ve jeokimyasını belirlemek için alterasyondan en az etkilenmiş örnek alımına özen gösterilmiştir. Bunun yanı sıra alterasyon mineralojisini belirlemek için alterasyona uğramış kayaç seçimleri de yapılmış olup, alterasyonun etkisini karakterize edecek şekilde, sistematik bir biçimde gerçekleştirilmiştir.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler

Lâboratuvar çalışmaları, petrografik, kimyasal ve izotopik analizler için örnek hazırlama ve mikroskobik (polarizan, cevher, taramalı elektron mikroskop ve elektron mikroprob) inceleme süreçlerini kapsamaktadır. Bu süreçler için başlıca Karadeniz Teknik

Üniversitesi (KTÜ) Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki kaya kesme, ince ve parlak kesit hazırlama, mineral ayırma, örnek öğütme lâboratuvarları kullanılmıştır. Sıvı (akışkan) kapanım analizleri Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Sıvı Kapanım Lâboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Jeokimyasal ve izotopik analizler için yurtdışındaki bazı üniversite laboratuvarları (Cenevre ve Lozan Üniversiteleri/İsviçre, Durham Üniversitesi/İngiltere, Oregon Üniversitesi/ABD, Göteborg Üniversitesi/İsveç, Ludwig Maximilian Üniversitesi/Münih-Almanya, Aveiro Üniversitesi/Portekiz, Çin Bilimler Akademisi/Pekin-Çin) ile birlikte Geosciences/Ontario-Kanada ve Wuhan/Çin numune hazırlama ve analitiksel teknoloji ticari lâboratuvarları kullanılmıştır.

Örnek hazırlama lâboratuvarında öncelikli olarak seçilmiş kayaç örneklerinin alterasyon süreçlerinden etkilenmiş en dış yüzeyleri kesme makinası kullanılarak temizlenmiştir. Dış yüzeyleri temizlenen her bir kayaç örneğinin en taze kısmı olarak düşünülen merkezinden yaklaşık $3 \times 5 \times 8$ cm boyutlarında plâkalar alınmış ve bu plâkalar tüm kayaç ana oksit, eser element ve Sr-Nd izotopik bileşimlerinin belirlenmesi için öğütülmüş ve toz hâline getirilmiştir. Özellikle jeokimyasal ve izotopik analizler sırasında oluşması muhtemel metal kirlenmelerinden sakınmak için tüm örnekler bilyalı agat havanlar kullanılarak toz haline getirilmiştir. Öğütme süreçlerinde her bir numune için halkalı öğütücü makinası 100 saniyeye ayarlanmış ve her bir numunenin öğütülmesi sonrasında öğütücünün tüm halkalı ekipmanları tek tek dikkatlice alkol ile temizlenerek kurutulmuştur. Diğer taraftan, jeokimya ve izotop analizi için en taze kısmı kullanılan örneklerin ayrıca her birinden üç adet plâkacık daha alınmıştır (yaklaşık $1 \times 3 \times 5$ cm boyutlarında). Bu plâkacıklardan biri petrografik, diğeri mineral kimyası amaçlı kullanılmıştır. Mineral kimyası için 2.54 cm çapında (ilgili mikroprob aletinin numune yuvasına uygun) yuvarlak kesitler hazırlanmış ve bu kesitler çeşitli solüsyonlar kullanılarak aşındırılmış ve sonrasında parlatılmıştır. Üçüncü plaka ise numunenin alterasyona maruz kalmış kısmından alınmış ve alterasyon minerallerinin belirlenmesi için kullanılmıştır.

Cevher örneklerinin petrografik incelemesi ve mikroprop analizleri için, cevherce zengin zonlardan parlak kesitler hazırlanmış olup, parlak kesit hazırlama işlemlerinde kayalar için uygulanan yöntemin aynısı kullanılmıştır.

Sıvı kapanım analizleri için ise kuvars, karbonat ve sfalerit damarları olan örnekler seçilmiş, bunlar $1 \times 3 \times 5$ cm boyutlarında plâkacıklar şeklinde kesilmiş, çift taraflı parlatılarak analize hazır hale getirilmiştir.

Petrografik incelemeler sonucunda seçilen kayaç örneklerinde tüm kayaç ve mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaç örneklerinin ana oksit, eser element, Sr-Nd izotop bileşimlerinin yanı sıra alterasyon mineral içerikleri de belirlenmiştir. Bununla birlikte, seçilen kayaç örnekleri üzerinde mineral kimyası analizleri, taramalı elektron mikroskobu ile doğruluğu test edilen zirkon ve piroksen mineralleri üzerinde radyometrik yaşlandırma (Ar-Ar ve U-Pb), zirkon eser element ve Hf izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Cevher mikroskobu incelemeleri sonucunda belirlenen farklı mineral türleri üzerinde mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Bununla birlikte pirit, galen ve molibdenit mineralleri ayrılarak saflaştırılmış ve bu fazlar üzerinde S-izotop analizleri gerçekleştirilmiş, ayrıca molibdenit minerallerinden Re-Os izotop yaş analizleri yapılmıştır. Tüm bu analiz süreçlerine ait detaylı bilgiler alt başlıklar halinde aşağıda açıklanmıştır.

2.2.1. Mikroskobik İncelemeler

Çalışma sahasında yüzeyleyen kayaçların ve özellikle sondajlardan alınan cevher örneklerinin petrografik ve mineralojik özelliklerinin belirlenebilmesi için hazırlanan ince ve parlak kesitler KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Lâboratuvarı'nda, alttan ve üstten aydınlatmalı "Nicon Eclipse E400 Pol" marka mikroskop ile detaylı bir şekilde incelenmiştir. Seçilen kayaç ve cevher örneklerinin dokusal ve mineralojik özellikleri Kameram 21 görüntüleme programı yardımıyla dijital ortamda fotoğraflanmış ve belgelenmiştir. Ayrıca mineral kimyası analizleri için bu örneklerin mineral parajenezini temsil eden önemli fazlar belirlenmiş, bu fazlar seçilen kesitler üzerinde işaretlenmiş ve yine dijital ortamda fotoğraflanmış ve belgelenmiştir.

2.2.2. Elektron Mikroprob Analizleri

İnceleme sahasındaki cevherleşme ile ilişkili magmatik birimleri temsil eden 21 adet örneğin feldispat, piroksen, amfibol, mika, garnet, klorit ve Fe-Ti oksit minerallerinin kimyasal bileşimini, türlerini ve sonrasında olası oluşum koşullarını belirlemek için elektron mikroprob analizleri gerçekleştirilmiştir. Mineral kimyası analizleri Ludwig Maximilian Üniversitesi (Münih, Almanya), Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'ndeki CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak yapılmıştır. Aletin çalışma şartları 15 kV ve 20 nA'de sabitlenmiştir. Sayma zamanı (counting time) 20 ve 10 sn olarak belirlenmiştir.

Elektron ışın çapı bütün silikat analizlerinde 1 μm iken, feldispat minerallerinin ölçümlerinde 10 μm olarak düzenlenmiştir. Ölçülen elementlerin oksit bazındaki tespit alt limitleri (% ağırlık) Si, Al, K, Ti, Ca, Na için 0.01, Mg için 0.02, Cr için 0.03, Fe ve Ni için 0.04 ve Mn için 0.06 olarak belirlenmiştir.

Sondaj kuyularındaki cevherli zonlardan seçilen 48 adet numuneye ait pirit, kalkopirit, galen, sfalerit, pirotit, molibdenit gibi ana sülfid mineralleri ile farklı sülfotuz minerallerinin kimyasal bileşimini, türlerini ve sonrasında olası oluşum koşullarını belirlemek için elektron mikroprob analizleri gerçekleştirilmiştir. Seçilen cevher numunelerinin 37 tanesi Ludwig Maximilian Üniversitesi (Münih, Almanya), Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'ndeki CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak yapılmıştır. Cevher minerallerinde S, Se, Fe, Cu, Se, As, Bi, Sb, Zn, Si, Ag ve Pb elementleri analiz edilmiştir. Çalışma şartları 15 kV ve 60nA'de sabitlenmiştir. Elektron ışın çapı sülfid mineral analizlerinde 5 μm olarak kullanılmıştır. Cevher mineralleri ölçümleri için aşağıdaki standartlar kullanılmıştır (parantez içindeki X-ışını hattı analiz edildi): S (K_{α}) ve Zn (K_{α}) – ZnS; Pb (M_{β}) ve V (K_{α}) – vanadinite; Fe (K_{α}) – Fe_2O_3 ; Ni (K_{α}) – NiO; Cu (K_{α}) – met. Cu; Au (M_{β}) – met. Au; Ag (L_{α}) – met. Ag; Bi (M_{β}) – met. Bi; Se (L_{α}) – met. Se; Os (M_{α}) – met. Os; Mo (L_{β}) – met. Mo. Sülfid ve sülfotuz minerallerinin analizleri için, her bir elementin X-ışını çizgisi ve arka plan konumları, numuneler üzerinde yapılan tam dalga boyu taramalarına dayalı olarak dikkatlice seçilerek elementler arasındaki pik çakışması engellenmiştir. Ham verilerin element konsantrasyonlarına dönüştürülmesi, “Cameca Peak Sight” yazılımında uygulanan PAP matris düzeltme yöntemi ile gerçekleştirilmiştir.

Ludwig Maximilian Üniversitesi'nde yapılan mikroprob analizlerine ek olarak, inceleme alanındaki farklı sondaj ve seviyelerden alınan 11 adet örneğe ait sülfid ve sülfotuz mineralleri içeren farklı fazlar İsviçre'nin Cenevre Üniversitesi'nde JEOL 8200 marka elektron mikroprob aleti ile ölçülmüştür. Burada cevher mineralleri S, Fe, Cu, Ni, Co, Se, As, Bi, Sb, Zn, Si, Ag, Pb ve Cd elementleri açısından analiz edilmiştir. Elektron ışın boyutu her zaman mümkün olan en düşük değere ayarlanmış ve JEOL yazılımının ara yüzünde maksimum 2 μm uyarma yüzeyi ve/veya hacmini hesaba katılarak '0' olarak okunmuştur.

Her bir element için deteksiyon limitleri, 3σ istatistiksel hassasiyet yaklaşımına göre belirlenmiş ve analiz sonuçlarıyla birlikte ek tablolarda verilmiştir. Tüm kantitatif analizler %5'ten daha iyi bir hassasiyetle elde edilmiştir.

2.2.3. Mineral Ayırma ve Zirkon Katodoluminesans Analizleri

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher minerallerini barındıran porfirik doğaya sahip magmatik kayaçlarının radyometrik yaş tayinleri için zirkon ve piroksen minerallerini ayırma ve zenginleştirme işlemleri uygulanmıştır. Bu işlemler KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Hidroseperasyon (sulu mineral ayırma) Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Zirkon ve piroksen ayırma ve zenginleştirme işlemleri için seçilen kayaç numuneleri, öncelikle agat havan kullanılarak <115 µm tane boyutuna kadar öğütülmüştür. Ardından öğütülmüş malzemeye tek kullanımlık elek bezleri (30, 55, 78, 115 µm) yardımıyla elle dikkatli bir şekilde ıslak eleme uygulanmış ve bu sayede kaba bir ön zenginleştirme işlemi gerçekleştirilmiştir. Islak eleme sonrası tüm malzeme 30–55 µm, 55–78 µm ve 78–115 µm dane boyutuna ait gruplara ayrılmıştır. Dane boyutlarına göre gruplanmış malzeme Hidroseperasyon Laboratuvarı'ndaki bilgisayar kontrollü “Hydroseparator HS-11” cihazı kullanılarak, titreşim ve su yardımıyla ağır minerallerden ayırma süreci uygulanmıştır. Bu aşamada titreşen sulu kayaç konsantresindeki hafif daneler devamlı tüp içerisinde hareket halindedir. Kontrollü arttırılan su miktarı ile birlikte bu hareketli daneler yavaş yavaş dane yoğunluğu yüksek konsantreden uzaklaştırılmıştır. Bu sulu ayırma işleminin son aşamasında zirkon, piroksen ve apatit gibi diğer ağır minerallerle birlikte manyetik mineraller, suyla birlikte titreşimli tüpün dibinde konsantre hale gelmiştir.

Tüpün dibinde kalan ağır mineraller etüvde kurutulduktan sonra, Frantz marka manyetik mineral ayırma cihazı yardımıyla manyetik ve manyetik olmayan minerallere ayrılmıştır. Mineral ayırma cihazı sırasıyla 0.05, 0.5, 1.0 ve 1.5 amper derecelerine ayarlanarak ağır mineral içeren konsantre her amper değişiminde yeniden cihazdan geçirilerek manyetik minerallerden tamamen uzaklaştırmaya çalışılmıştır. Manyetik olmayan minerallerden oluşan bu yeni konsantre içerisinde zirkon, piroksen, apatit gibi mineraller yoğun şekilde bulunur. Yüksek röliyef, parlaklık, renk ve özşekilli yapıları dikkate alınarak binoküler mikroskop altında bu tür mineraller sivri uçlu bir iğne yardımı ile elle titizlikle toplanmıştır. Toplanan zirkon mineralleri cam üzerindeki çift taraflı bant yüzeyine yan yana bir hat boyunca birbiri üzerine çakışmayacak şekilde yapıştırılmıştır. Farklı kayaç gruplarına ait zirkon mineralleri tek bir parlak kesit içerisinde yer alacak şekilde çift taraflı bant üzerine yapıştırıldıktan sonra epoksi kalıpta 24 saat bekletilmiştir. Kuruyan parlak kesit, parlatma cihazı ile birkaç saniye aşındırılarak analizlere hazır hale getirilmiştir.

Ağır mineral ayırma sürecinde işlem boyunca kirliliği veya herhangi bir karışımı önlemek amacıyla kullanılan tüm ekipmanlar tek kullanımlık malzemelerden oluşmalıdır. Tek kullanımlık olmayan bazı ekipmanların temizliği ise ultrasonik temizleyiciler yardımı ile her aşamada sık tekrarlı şekilde sağlanmalıdır.

Parlak kesitleri hazırlanan zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri yaş ve izotop analizleri yapılan laboratuvarlardan alınmıştır. Yaşlandırma için kullanılan zirkon içeren parlak kesitler öncelikle karbon kaplanmıştır. Karbon kaplanan parlak kesitlerdeki zirkon minerallerinin iç yapılarını, kırık-çatlak ve yüzeyini tanımlamak için yaş ve izotop analizi yapılacak yüzeylerinin kusursuz bir alandan ölçülmesi amacıyla katodoluminesans görüntüleri alınmış ve ölçüm yerleri bu katodoluminesans görüntüleri üzerinde önceden işaretlenerek belirlenmiştir. Zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntülerinin bir kısmı Göteborg Üniversitesi (İsveç) Yer Bilimleri Bölümü Mikrojeokimya Laboratuvarı'nda ve bir kısmı da Çin Bilimler Akademisi Jeoloji ve Jeofizik Enstitüsü'nde elde edilmiştir.

Binoküler mikroskop altında toplanan piroksen mineralleri ise çift taraflı bant üzerine yapıştırılarak taramalı elektron mikroskobu cihazı ile doğruluğu test edildikten sonra bir tüp içerisinde biriktirilerek analize hazır hale getirilmiştir. Ar-Ar yaşlandırmasında gerekli olan piroksen miktarını belirlemek için McDougall ve Harrison (1988) tarafından önerilen diyagram kullanılmıştır. Bu diyagramda numunenin muhtemel yaşına karşı piroksenin K_2O (% ağırlık) içeriği dikkate alınarak gerekli olan örnek miktarı belirlenmiştir. Bu çalışmada kullanılan numuneler için yaklaşık 80 My'lık yaş ve % 0.03 K_2O içeriği dikkate alındığında ~20-30 mg örneğin Ar-Ar yaşlandırması için yeterli olduğu tespit edilmiştir.

2.2.4. Taramalı Elektron Mikroskop Çalışmaları

Mineral ayırma işlemleri sonrası zirkon ve piroksen minerallerinin zenginleştirilmesi, bu minerallerin binoküler mikroskop altında tek tek seçilmesi ve her bir mineral grubunun çift taraflı bir bant üzerine sistematik bir şekilde yapıştırılması ile sağlanmıştır. Hazırlanan bu iki mineral grubuna ait daneler KTÜ Merkezi Araştırma Lâboratuvarı'nda bulunan taramalı elektron mikroskobu (TEM) ile detaylı incelenmiş, kristal yapıları ve biçimleri kontrol edilmiştir. Ardından, her bir kristal danesinin bileşimi enerji dağılımlı spektrometre (EDS) kullanılarak analiz edilmiştir. TEM'den elde edilen mikrofotografılar ve ilgili EDS verileri, merkezi lâboratuvarda bulunan 7.5 mm çalışma mesafesi ile 20 kV ve 1 nA'da çalışan Zeiss Evo LS10 cihazı kullanılarak elde edilmiştir.

2.2.5. Zirkon U-Pb Yaşlandırması

KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Hidroseperasyon Laboratuvarı'nda ayrılan ve sonrasında binoküler mikroskopta seçilen zirkon daneleri yaklaşık 2.5 cm çapında bir epoksi içerisine yerleştirildikten sonra, U-Pb izotop analizleri için parlatılmıştır. İnceleme alanındaki farklı kayaç gruplarından seçilen zirkon danelerinin yaş analizlerinin bir kısmı ikili iş birliği kapsamında Götting Üniversitesi (İsveç) Yer Bilimleri Bölümü Mikrojeokimya Laboratuvarı'nda, bazıları ise Çin Bilimler Akademisi Jeoloji ve Jeofizik Enstitüsü'nde LA-ICP-MS teknikleri kullanılarak yapılmıştır. Analiz için doğru yeri ölçmek ve kalıntılar veya çatlaklardan kaynaklanan etkilerden kaçınmak için zirkon danelerinin biçimleri katodoluminesans görüntüleri ile kontrol edildikten sonra lazer analiz noktalarının yerleri belirlenmiştir.

Götting Üniversitesi'ndeki ilgili laboratuvarda yapılan her analiz, 20 saniyelik arka plan ediniminden ve ardından 20 μm 'lik bir lazer nokta boyutu kullanılarak 60 saniyelik veri toplamadan oluşmaktadır. Lazer ışını için 5 Hz tekrarlama oranı ve ~ 0.006 mJ enerji kullanılmıştır. NIST 610 cam standardı (Jochum vd., 2006) ve zirkon standardı GJ 1 (Jackson vd., 2004) üzerindeki ölçümler, numune zirkonlar üzerindeki her 10 ölçümden sonra, daha sonraki kalite kontrolü ve verilerin işlenmesi için makine davranışını ve arka planını izlemeye yardımcı olmuştur. Bu yöntemde; taşıyıcı gaz olarak He-Ar karışımı kullanılmıştır. Numune hücresinden lazerle uzaklaştırılmış numune aerosolünü taşıyan helyum gazı, hassasiyeti arttırmak için ilave di-atomik gaz olarak argon taşıyıcı gaz ve nitrojen ile karıştırılmış ve son olarak ICPMS torkuna aktarılmıştır. Helyum ablasyon kabından ~ 1 ml/dakika hızla bu aktarım gerçekleştirilmiştir. Helyum gazı ablasyon sırasında yüzey birikimini azaltmakta olup, bu da hassasiyeti daha da arttırmakta ve aynı zamanda parçacık boyutu nedeniyle farklılaşmayı da azaltmaktadır (Eggins vd., 1998). Örnekler analiz edilmeden önce numune tutucuya yerleştirilmiş ve yüzeydeki kurşun kirliliğini gidermek için numune hücresine yerleştirilmeden önce ultrasonik bir banyoda titizlikle temizlenmiştir (Frei ve Gerdes, 2008). Lazer, 5 Hz tekrarlama hızında, %54 nominal enerji çıkışında ve 0.06 J/cm^2 ışın enerji yoğunluğunda çalıştırılmıştır. Tüm veriler, 20 μm nokta boyutu kullanılarak zirkon daneleri üzerinde tek nokta analizleriyle elde edilmiştir. Numuneler ve standartlar, U-Pb yaşlandırması için özel olarak geliştirilmiş düşük hacimli bir ablasyon hücresinde tutulmuştur (Horstwood vd., 2003). Numune hücresini yıkamak için helyum gazı kullanılmış ve kütle spektrometresinin Ar numune gazı ile akış yönünde

karıştırılmıştır. Tüm U-Pb analizleri, 60 saniyelik ablasyonla takip edilen 20 saniyelik kütleli arka plan testini içermektedir. Analizler, uyumlu bir zirkonun 2-3 analiziyle parantezlenen 10 bilinmeyenli bloklardan oluşmaktadır. Zirkonlar GJ-1 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaş = 609 ± 1 My; Jackson vd., 2004), 91500 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaş = 1065 ± 1 My; Wiedenbeck vd., 1995) ve A382 (konkordia yaş = 1876 ± 2 My; Huhma vd., 2012) U-Pb standartları olarak kullanılmıştır. Ham veriler çevrim dışı ve kurum içi Excel elektronik tablo programında işlenmiştir. İzokron ve konkordia yaşları, Isoplot versiyon 4.1 (Ludwig, 2012) ile elde edilmiştir. Yaş hesaplamaları, yıllık $^{235}\text{U} = 9.8454 \times 10^{-10}$ ve yıllık $^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$ U bozunma sabitlerine dayanmakta (Ludwig, 2003) ve ortak Pb doğrulamaları da Andersen (2002) yaklaşımıyla gerçekleştirilmiştir.

Diğer taraftan, bazı zirkon ölçümleri ikili iş birliği kapsamında Çin Bilimler Akademisi Jeoloji ve Jeofizik Enstitüsü'nde (IGGCAS) gerçekleştirilmiştir. Zirkonların iç yapısı NOVA NanoTEM taramalı elektron mikroskobu ile incelenmiştir. U-Pb yaşlandırması ölçümleri Song vd., (2005, 2010)'nin önerdiği yöntemlerle yapılmıştır. Lazer ablasyon cihazı, dört kutuplu bir ICP-MS (Agilent 7500a) ve bir UP-193 katı hal lazeri (193 nm, New Wave Research Inc.) ile entegre edilerek otomatik konumlandırma sistemiyle birleştirilmiştir. Mevcut çalışma için, lazer nokta boyutu çoğu analiz için $\sim 20 \mu\text{m}$ 'ye, lazer enerji yoğunluğu 8.5 J/cm^2 'ye ve tekrarlama oranı 10 Hz'ye ayarlanmıştır. Lazer örnekleme prosedürü 5 saniyelik ön ablasyon, 20 saniyelik numune odası yıkama ve 40 saniyelik numune alma ablasyonudur. Kesilen malzeme 0.8 L/dak akışa sahip yüksek saflıkta helyum gazı akışıyla ICP-MS'ye taşınmaktadır. Enerji stabilitesini arttırmak için lazer yolunun tamamı N₂ (15 L/dak.) ve Ar (1.15 L/dak.) ile akıtılmıştır. U, Th, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb ve ^{208}Pb için sayma süresi 20 ms, diğer elementler için 15 ms'dir. Zirkon analizlerine yönelik kalibrasyonlar, dış standart olarak NIST 610 cam ve iç standart olarak Si kullanılarak gerçekleştirilmiştir. U-Pb izotop fraksiyonlama etkileri, harici standart olarak zirkon 91500 (Wiedenbeck vd., 1995) kullanılarak düzeltilmiştir. Avustralya'dan gelen zirkon standardı TEMORA (417 My) (Black vd., 2003) da yaş ölçümü hesaplamasındaki sapmayı denetlemek için ikincil standart olarak kullanılmıştır.

2.2.6. Zirkon Eser Element Analizleri

Zirkon U-Pb tarihlemesinde olduğu gibi, zirkon eser element analizlerinin bir kısmı Göteborg Üniversitesi'nde, bazıları da Çin Bilimler Akademisi'nde gerçekleştirilmiştir. Göteborg Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümü Mikrojeokimya Laboratuvarı'ndaki lazer ablasyon ICPMS aletine bağlı bir Agilent 8800 QQQ cihazı kullanılarak zirkonların eser element analizleri gerçekleştirilmiştir. Zirkon daneleri öncelikle helyum atmosferinde aşındırılmıştır. Daha sonra zirkonlarda ^{27}Al , ^{29}Si , ^{31}P , ^{44}Ca , ^{45}Sc , ^{49}Ti , ^{51}V , ^{56}Fe , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{151}Eu , ^{158}Gd , ^{159}Tb , ^{161}Dy , ^{165}Ho , ^{167}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{232}Th ve ^{238}U izotopları analiz edilmiştir. Veri işleme, Glitter yazılımının 4.4.4 sürümü (GEMOC) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Ölçüm dizisinin tamamında dahili standart element olarak Si kullanılmıştır. Diğer taraftan, Çin Bilimler Akademisi Jeoloji ve Jeofizik Enstitüsü'nde yaşlandırma yapılan zirkon minerallerinin eser element ölçümleri Song vd. (2005, 2010) tarafından önerilen yöntemlere göre yapılmıştır.

2.2.7. Zirkon Lu-Hf İzotop Analizleri

Zirkon mineralleri üzerindeki Lu-Hf izotop analizleri, İsveç Doğa Tarihi Müzesi'ndeki mikroanalitik laboratuvarında bir Nu Plasma HR çoklu toplayıcı ICPMS ve bir ESI NWR193 ArF lazer mikroprob kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Numuneler He gazında ablasyona tabi tutulmuştur (gaz akışları = 0.35 ve 0.82 l/dak). Tüm analizler aşağıdaki parametreler kullanılarak statik ablasyon modunda yapılmış olup ışın çapı 50 mm, darbe frekansı 13 Hz, ışın enerji yoğunluğu 2.3 J/cm^2 şeklindedir. Her ablasyondan önce 35 saniyelik kütleli arka plan ölçümü yapılmıştır. MC-ICP-MS, 9 Faraday dedektörü ve 1011Ω dirençli amplifikatörlerle donatılmıştır. Ablasyon sırasında veriler statik modda toplanmıştır (^{171}Yb , ^{173}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf -Yb-Lu, ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf). Normal Hf konsantrasyonuna sahip zirkonlar için elde edilen toplam Hf sinyali 2.0-4.0 V şeklindedir. İzotopik oranlar, Nu Plazma zamanla çözümlenen analiz yazılımı kullanılarak ölçülmüştür. İzotopik oranlar daha sonra bir Excel elektronik tablosu kullanılarak çevrimdışı olarak hesaplanmıştır. Yb için kütle ayrım faktörü, $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 1.132685$ varsayılarak belirlenmiştir (Chu vd., 2002). ^{176}Hf üzerindeki ^{176}Lu girişiminin düzeltilmesi için 0.02656 'lık bir $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ değeri kullanılmıştır (Scherer vd., 2001; Vervoort vd., 2004). Ayrıca, tüm hesaplamalarda ^{176}Lu bozunma sabiti için $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ değeri kullanılmıştır (Söderlund vd., 2004; Scherer vd.,

2001). Bunlara ek olarak, ϵ_{Hf} değerlerinin hesaplanmasında günümüzün kondritik $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ değerleri kullanılmaktadır (Bouvier vd., 2008). Standart veya referans zirkon GJ-1, sık aralıklarla bilinmeyen olarak çalıştırılmıştır. Mevcut çalışma sırasında referans zirkon GJ-1, MT ve LV11'in aynı ekip parametreleri kullanan çoklu LA-MC-ICP-MS analizleri sırasıyla 0.282033 ± 63 (1s, n=12); 0.282469 ± 40 (1s, n=9); 0.282827 ± 65 (1s, n=9) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ değeri verirken, sertifikalı değerler ise 0.281998 ± 7 (Gerdes vd, 2006); 0.282523 ± 10 (Gain vd., 2019); 0.28283 ± 3 (Heinonen vd, 2010) olarak ölçülmüştür.

2.2.8. Ar-Ar Yaşlandırması

Çalışma sahasındaki piroksence-zengin bazaltik andezit örneklerinden zirkon U-Pb yaşlandırması yeterli zirkon mineralinin bulunamaması nedeniyle gerçekleştirilememiştir. Bu nedenle, piroksence-zengin bazaltik andezit örneklerinden GK4 ve GK9 kodlu numuneler Ar-Ar radyometrik tarihlleme yöntemi kullanılarak yaşlandırılmak üzere seçilmiştir. Bu örnekler öncelikle KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda kırma ve eleme işlemine tabi tutulmuş, sonrasında elde edilen malzemeden aynı bölümdeki Hidroseperasyon Laboratuvarı'ndaki binoküler mikroskop yardımıyla piroksen mineralleri teker teker seçilmiştir. Seçilen piroksen minerallerinin doğruluğu, alterasyon durumu ve yaklaşık potasyum içeriği KTÜ Merkezi Araştırma Laboratuvarı'ndaki TEM cihazı ile test edilmiş ve belirlenmiştir.

Seçilen piroksen minerallerinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizleri Cenevre Üniversitesi (İsviçre)'nde gerçekleştirilmiştir. Piroksen numuneleri üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arttırımlı ısınma analizleri yapılmıştır. Numune parçaları saf su ve %5 HNO_3 ile ultrasonik bir banyoda durulandıktan sonra, bakır folyo ile kapatılarak bir cam tüpe yerleştirilmiş ve ardından Oregon Üniversitesi'ndeki (ABD) TRIGA reaktörünün CLICIT tesisinde ışınlanmaya tabi tutulmuştur. J-değerleri, akı monitörü olarak kullanılan 28.02 ± 0.28 My yaşlı Fish Kanyonu Tüf sanidinin (Renne vd, 1998) numunelerinden enterpole edilmiş ve sütunlu ışınlama paketinde <1 cm'lik mesafelerle ayrılmıştır. Adım adım ısıtma, piroksen danelerinin eşit şekilde ısıtılmasını sağlayan 55 W IR- CO_2 lazer kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Gaz, yaklaşık 150 Kelvin'e soğutulmuş bir soğuk kapandan ve bir paslanmaz çelik ekstraksiyon hattından geçtikten sonra, bir SAES AP10 alıcı ve bir su soğutmalı SAES GP50-ST101 alıcının entegre edildiği otomatik ultra yüksek vakumlu (UHV) paslanmaz çelik gaz

hattından çıkarılmıştır. Daha sonra bu gaz, Cenevre Üniversitesi'ndeki çok toplayıcı bir Argus kütle spektrometresi ile birleştirilmiştir. Bu cihaz, ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar ve ^{39}Ar ölçümü için dört adet yüksek kazançlı ($1012\ \Omega$) Faraday kabı ile donatılmıştır. ^{40}Ar ölçümleri için tek bir $1011\ \Omega$ Faraday kabı kullanılmıştır. Gazın izotopik bileşimi Faraday toplayıcılarında ölçülmüş ve 12 döngüden toplanan verilere sıfır zaman regresyonları uygulanmıştır. Yaşlar, Steiger ve Jaeger (1977)'in ^{40}K bozunma sabiti kullanılarak hesaplanmıştır. Tepe yükseklikleri ve arka plan taban çizgileri, kütle ayrımı, ^{39}Ar ve ^{37}Ar 'ın izotopik bozunması ve müdahale eden nükleojenik Ca-, K- ve Cl'den türetilmiş izotoplar için düzeltilmiştir. Hata hesaplamaları kütle ayrım ölçümündeki ve J değerindeki hataları içermektedir. ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar ve ^{36}Ar boşlukları her yeni numuneden önce ve her üç ısıtma adımından sonra tekrar hesaplanmıştır. ^{40}Ar boşlukları $6.5\text{E}-16$ ile $1.0\text{E}-15$ mol arasındadır. Yaş platoları, Dalrymple ve Lanphere (1974) kriterleri kullanılarak belirlenmiş ve ArArCALC (Koppers, 2002) programı ile hesaplanmıştır.

2.2.9. Molibdenit Re-Os Yaşlandırması

Kızıltoprak Tepe sahasındaki sondaj örneklerinde tespit edilen iki kuyuya ait iki farklı seviyeden molibdenit örnekleri Re-Os yaşlandırması yapmak için seçilmiştir. Molibdenit saflaştırma işlemleri KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Hidroseperasyon Laboratuvarı'nda, Re-Os yaşlandırma işlemleri ise Selby ve Creaser (2001) ve Lawley ve Selby, (2012)'nin önerdiği yöntemlerle Durham Üniversitesi (İngiltere)'nde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemlere göre, molibdenit mineralleri (0.3 - 3 mm dane boyutunda) bir akik havan tokmağı ile 5 elek boyutuna kadar tek tek ezilmiş ve daha sonra molibdenit içermeyen fazları çıkarmak ve kuvars ile molibdenit arasındaki dokusal ilişkiyi incelemek için binoküler mikroskop altında el yardımı ile ayıklanmıştır. Önceden saflaştırılan malzemeler, kuvarsın gece boyunca oda sıcaklığında çözülmesi için 10 ml 32 N HF ile teflon beherlere yüklenmiştir (Lawley ve Selby, 2012). Bu adım molibdenitin tamamı serbest kalana kadar tekrarlanmıştır. Molibdenit, etanol ile durulanmış ve ardından $\sim 35^\circ\text{C}$ 'de kurutulmuştur. Konsantre molibdenit parçaları binoküler mikroskop altında el ile pirit ve kalkopirit gibi fazlardan ayrılarak daha da saf hale getirilmiştir. Daha sonra >20 mg molibdenit ve "spike" çözeltisi (^{185}Re ve izotopik olarak normal Os karışımı), 3 ml 15.5 N HCl ve 6 ml 16 N HNO_3 içeren karışım bir Carius tüpüne yüklenmiş, ağzı kapatıldıktan sonra 220°C 'de ~ 24 saat bekletilmiştir. Osmiyum, oda sıcaklığında solvent ekstraksiyonu (CHCl_3) kullanılarak asit

ortamından izole edilmiş ve mikro-damıtma yoluyla daha da saflaştırılmıştır. Renyum fraksiyonu, NaOH-aseton solvent ekstraksiyonu ve standart anyon kromatografisi ile ayrılmıştır. Renyum ve Os sırasıyla Ni ve Pt filamentlerine yüklenmiştir. İzotopik bileşimler negatif termal iyonizasyon kütle spektrometresi (N-TIMS) (Creaser vd., 1991) ile ölçülmüştür. Kütle spektrometresi analizi, Durham Üniversitesi'ndeki Thermo Scientific TRITON kütle spektrometresi üzerinde gerçekleştirilmiş ve Re-Os izotop bileşimleri, statik Faraday toplama modu kullanılarak ölçülmüştür. Re ve Os izotop bileşiminin analitik belirsizlikleri, pik kalibrasyonları, numune ve pik ağırlık belirsizlikleri, Re ve Os izotop standart değerlerinin tekrarlanabilirliği ve izotop kompozisyonları ile üretilmiştir. Bu çalışma sırasında, Re ve Os boşlukları sırasıyla 4pg ve <1 pg, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.24 ± 0.01 (n = 6) şeklindedir. Bu örneklerdeki yüksek Re ve Os bolluğu nedeniyle boşluk düzeltmesi <0.035 olarak belirlenmiştir. Molibdenit Re-Os model yaşı, λ 'nın bozunum sabiti olduğu $t = \ln(^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re} + 1)/\lambda$ denklemi kullanılarak hesaplanmıştır (Smoliar vd., 1996). Model yaşlarının ^{187}Re bozunumu arasındaki varyasyonları (Smoliar vd., 1996) ve sabitleri ~ 0.008 My'dır (Selby vd., 2007) ve bu da analitik belirsizlikle benzer düzeydedir.

2.2.10. Tüm Kayaç Jeokimya Analizleri

İnceleme alanında cevherleşme ile ilişkili Eosen yaşlı farklı kayaç gruplarına ait seçilmiş 48 adet örneğin tüm kayaç ana element oksit içeriklerinin 30 tanesi Geosciences Lâbaratuvarı'nda (Sudbury-Kanada) Panalytical Axios XRF Spectrometeresi üzerindeki X-ışını floresan spektrometresi (WD-XRF) ile ölçülmüştür. Geriye kalan 18 adet örneğin analizleri ise Wuhan SampleSolution Analitiksel Teknoloji (Wuhan, Çin) Lâboratuvar'ında gerçekleştirilmiştir. Farklı laboratuvarlarda gerçekleştirilen analitik süreçlerin detayı aşağıda açıklanmıştır.

Geosciences Lâbaratuvarı'nda gerçekleştirilen analizlerde, örneklerin uçucu içerikleri giderilmek üzere kalsine edilmiştir (oksijen içinde 1000 °C'ye kadar ısıtılmıştır). 1 g kalsine edilmiş malzeme, 1/6 oranında, %49.75 Li metaborat, %49.75 Li tetraborat ve %0.5 Li iyodür içeren karışım ile karıştırılmıştır. Daha sonra bu karışım platin alaşımlı bir kap içerisinde propan alevi üzerinde eritilmiştir. Eriyen bu karışım önceden ısıtılmış bir platin alaşım kalıbına dökülmüş ve bir cam disk üretilmiştir. Cam disk üzerinde XRF cihazı ile 10 ana elemente (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe) ek olarak 8 eser element (S, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ba) ölçülmüştür. Ölçüm parametreleri, alınan numunelerin türüne göre

dikkatlice optimize edilmiştir. Ana element oksit analizi yapılan kayaç örneklerinin içerdikleri kristal öz suyu ve uçucu miktarını belirlemek için ateşte uçucu kayıpları (AUK) hesaplanmıştır. Buna göre analiz edilecek olan bütün örneklerin, önceden hazırlanan toz örnekleri kullanılmıştır. Kristal suyunu belirlemek için örnekler fırında 110 °C’de tam 12 saat kurutulmuştur. Kurutulan her örnekten yaklaşık 1.5 g kadar (A1) alınmış ve ateşte kaybı hesaplamak için 1000 °C’de 2 saat kadar kavrulmuştur. Fırından alınan örnekler ılık duruma gelince yeniden tartılmıştır (A2). Isıtılmadan önceki örnek ağırlığı ile soğuduktan sonraki örnek ağırlığı arasındaki farkların belirlenmesi için örneklerin ateşte uçucu kayıpları ($Auk = A1 - A2$) şeklinde hesaplanmıştır. Tüm kayaç ana oksit ölçümleri sırasında ölçüm hassasiyetinin belirlenmesi için bazı örneklerde tekrar ölçümler yapılmış ve doğruluğun hesaplanması için ise NPD-1 (diyabaz), OKUM-1 (komatit) ve SY-4 (diyorit-gnays) referans materyalleri kullanılmıştır. Bu ölçümler sonrasında hesaplanan doğruluk ve hassasiyet değerlerinin genellikle sırasıyla %3 ve %1’den iyi olduğu belirlenmiştir.

Farklı kayaç gruplarına ait seçilmiş örneklerin Lantan Grubu Element (LGE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Büyük İyon Yarıçaplı Element (BİYE: Rb, Sr, Cs, Ba) ve Yüksek Çekim Alanlı Element (YÇAE: Zr, Nb, Hf, Ta) içerikleri yanı sıra Y, Th ve U konsantrasyonları yine Geosciences Laboratuvarı’nda Perkin Elmer Elan 9000 indüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) ile ölçülmüştür. Bu cihaz ile hassasiyet ve doğruluk birçok elementte % 10 un altına tutulmuştur. Analizler sırasında, hassasiyeti arttırmak ve algılama alt limitini düşürmek için Ni, Cr ve V için normal 5000 seyreltme gerçekleştirilmiş olup, diğer tüm analizler için 1250 kat seyreltme gerçekleştirilmiştir. Bunun için 0.2 g örneğe 25 ml %10 v/v HNO₃ ilave edilmiş daha sonra analizden önce %2’lik HNO₃ içinde 40 kat daha seyreltilmiştir. Buradaki ölçümler, Burham vd. (2002)’deki standart ve yöntemler kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaç eser element ve LGE ölçümleri sırasında ölçüm hassasiyetinin belirlenmesi için bazı örneklerde ve referans materyallerde tekrar ölçümleri yapılmış ve doğruluğun saptanması için ise AGV-2 (andezit), BHVO-2 (bazalt), UB-N (peridotit) ve OKUM (komatitik bazalt) referans materyalleri kullanılmıştır. Bu ölçümler sonrasında hesaplanan doğruluk ve hassasiyet değerlerinin genellikle sırasıyla %10 ve %5’ten iyi olduğu tespit edilmiştir.

Diğer taraftan, Wuhan SampleSolution Analitiksel Teknoloji (Wuhan, Çin) Laboratuvarı’ndaki tüm kayaç ana ve eser element analizleri ise yukarıda bahsedilen analiz süreçleri ile benzer aşamalardan geçmiş olup, bu analizler sırasıyla Primus II X-ışını floresans spektrometresi (XRF) ve Agilent 7700e ICP-MS cihazları kullanılarak

gerçekleştirilmiştir. Ana elementleri analiz etmek için örnekler 75 mikrona kadar öğütülmüş ve kurutulmuştur. Toplam 6.0 g kimyasal sıvı ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: LiBO_2 : LiF = 9:2:1), 0.6 g numune ve 0.3 g oksidan (NH_4NO_3) karıştırılmış ve bu karışım analiz edilmiştir. İz elementleri analiz etmek için ise yine örnekler 75 mikrona kadar öğütülmüş ve kurutulmuştur. Daha sonra 50 g teflon numune çözme kartuşuna 1 ml yüksek saflıkta HNO_3 ve 1 ml yüksek saflıkta HF yavaş yavaş sırayla eklenmiştir. Daha sonra numune önce ısıtılmış daha sonra soğutularak ikinci bir kurutma işlemi gerçekleştirilerek analiz süreci tamamlanmıştır. Ayrıntılı analiz süreci Gao (2003) tarafından rapor edilmiştir.

Analiz paketinde yer alan ana elementler için hesaplanan doğruluk ve hassasiyet değerleri Ek Tablo 1’de, eser elementler için hesaplanan doğruluk ve hassasiyet değerleri Ek Tablo 2’de verilmiştir.

2.2.11. Tüm Kayaç Sr-Nd İzotop Analizleri

Stronsiyum ve neodimyum analizleri için cevherleşme ile ilişkili Eosen yaşlı farklı kayaç gruplarından toplam 8 adet örnek seçilmiş olup, bunların izotop bileşimleri Aveiro Üniversitesi (Portekiz) Radyojenik İzotop Laboratuvarı’nda ölçülmüştür. Örnekler PTFE kaplı Parr asit parçalama işlemi ile 180°C sıcaklıkta 3 gün boyunca HF/HNO_3 çözeltisi ile çözülmüştür. Çözeltinin buharlaştırılmasından sonra numuneler yine asit parçalama işlemi ile HCl (6.2N) içerisinde çözülerek tekrar kurutulmuştur. Analizler için elementler geleneksel iyon kromatografi tekniği ile iki aşamada saflaştırılmıştır. AG8 50 W Bio-Rad katyon değiştirme reçinesi içeren iyon değiştirme kolonlarında önce Sr ve REE’nin ayrılması, ardından katyon değiştirme reçinesi Eichrom Ln reçinesi içeren kolonlarda Nd’nin diğer lantanitlerden ayrılması işlemi gerçekleştirilmiştir. Sr, H_3PO_4 ile tek bir Ta filamanı üzerine yüklenirken, Nd ise üçlü filaman düzeninde HCl ile bir Ta dış filamanı üzerine yüklenmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları, çok toplayıcı Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (TIMS) VG Sektör 54 ile ölçülmüştür. İzotop verileri, ^{88}Sr için 1–2 V ve ^{144}Nd için 0.5–1.0 V’de tepe ölçümleri ile dinamik modda elde edilmiştir. Sr ve Nd izotop oranları, $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ ve $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ ’a göre kütle fraksiyonlaması için yeniden hesaplanmıştır. SRM-987 standardı, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710255$ (13) (N=13; güven sınırı=%95) ortalama değeri ve JNdi-1 standardı, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121123$ (73) (N=11; güven sınırı = %95) ortalama değeri sağlanmıştır.

2.2.12. TerraSpec Cihazı ile Alterasyon Analizleri

Hidrotermal alterasyon sırasında oluşan minerallerin türünü ve bolluğunu belirlemek için arazi gözlemleri, petrografik inceleme ve Terraspec Halo analizleri birlikte değerlendirilmiştir. Çalışılan sahadaki kayaçların alterasyon derecelerinin belirlenmesi için alterasyona uğramış örneklerin alterasyon mineral türleri Terraspec Halo verileri ile ortaya konulmaya çalışılmış olup, bu veriler petrografik incelemelerle desteklenmiştir.

Saha çalışmaları sırasında çalışma alanından Terraspec Halo analizleri için 300 örnek toplanmıştır. Bunlardan 94 tanesi yüzeyi karakterize edecek şekilde alınmıştır. 206 örnek ise MTA'nın sahada yürütmüş olduğu sondaj çalışmalarından derine doğru olacak şekilde hazırlanmıştır. Terraspec analizleri Cenevre Üniversitesi'nde (İsviçre) Terraspec Halo cihazı ile yaklaşık 5x5 cm boyutlarında plakacık şeklinde kesilen temsili örnekler üzerinde üç günde ölçülmüş, bir günde de veriler düzenlenmiş ve yorumlanmaya hazır hale getirilmiştir.

Terraspec Halo cihazı maden arama sürecinde devrim yaratmak üzere tasarlanmış hafif, taşınabilir ve kablosuz çalışabilir özelliklere sahip bir cihazdır. TerraSpec Halo, görünür ve kısa dalga kızılötesi bölgelerini (350-2500 nm) ölçen tam kapsamlı bir yakın kızılötesi dalga spektrometresidir. Cihaz kolay kullanıma olanak sağlamak için yerleşik GPS, bir ses kaydedici ve dahili bellek içermektedir.

TerraSpec Halo cihazının çalışma şekli oldukça basittir. Plakacıklar halinde kesilmiş kayaç örneklerinin üzerine sabit şekilde nişan alınır ve tetiğe basılarak cihazın mineralleri okuma süresi beklenir. Cihaz mineralojik sonuçları birkaç saniye içinde gösterir. Bu cihaz, numunedeki mineralleri tanımlamak ve ilgili maden arama maliyetlerini azaltmak için tasarlanmış oldukça hızlı sonuç veren bir cihazdır. TerraSpec Halo cihazı maden çalışmalarında örnek alımında kolaylık sağlaması, herhangi başka bir işleme ihtiyaç duyulmaması nedeniyle saha veya sondaj programlarının anında yönlendirilmesi için detaylı mineralojik bulgular sağlamaktadır. Cihaz kapsamlı bir mineral tanımlama kütüphanesine sahip olduğundan, başka yazılımlara ya da yardımcı verilere ihtiyaç duymamaktadır. Cihaz kayaç üzerindeki mineral okumaları sırasında üç yıldız, iki yıldız ve bir yıldız şeklinde okumaların güvenilirliğine puan vermektedir. Bir kayaç numunesi üzerinde üç farklı noktada okuma yapıp, üç yıldız alan mineral bileşimleri dikkate alınarak örneklere ait tablo oluşturulmaktadır.

TerraSpec Halo cihazı ile ölçülen mineralojik bulgular detaylı alterasyon haritası üzerinde düşürülmüştür. Bazı sondajlardan alınan örneklere ait veriler ise enine kesit hatları

üzerinde farklı renk ve semboller ile gösterilmiştir. Yüzeyden alınan farklı örneklerdeki Terraspec Halo sonuçları değerlendirilerek belirlenen alterasyon mineralleri Corbett and Leach (1998) sınıflama tablosuna uygun şekilde gruplandırılmış ve alterasyon minerallerinin bolluklarına göre mekânsal dağılım haritaları oluşturulmuştur.

2.2.13. Sıvı (Akışkan) Kapanım Analizleri

Sıvı kapanım analizleri için KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kesit Hazırlama Laboratuvarı'nda kuvars, karbonat ve sfalerit minerallerinden iki tarafı parlatılmış 200 µm kalınlığında ince kesitler hazırlanmıştır. Hazırlanan bu kesitler üzerinde Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde ısıtma-dondurma tablası içeren Linkam THMG- 600 cihazı kullanılarak ölçümler gerçekleştirilmiştir. Söz konusu cihaz -180 ilâ +600 °C arasındaki sıcaklık ölçümleri için uygun olup, soğutma ve dondurma için sıvı nitrojen kullanılmaktadır. H₂O ve H₂O-CO₂ içeren sentetik sıvı kapanımları kullanılarak cihaz kalibre edilmiştir (Stern ve Bodnar, 1984). Ölçümler Linksys-32 DV programı kullanılarak yapılmıştır. Tekrarlanan deneyler, ölçümlerin dondurma işlemleri için ± 0.2 °C, ısıtma işlemleri için ± 0.5 °C doğrulukla yapıldığını göstermektedir. Ağırlıkça % NaCl denklemi olarak ifade edilen tuzluluk verileri, Bodnar ve Vityk (1994) tarafından bildirilen denklem kullanılarak son buz kristalinin (T_m-buz) erime sıcaklığından hesaplanmıştır. Bu teknikte tuzluluk, ağırlıkça % NaCl eşdeğeri olarak verilir, çünkü bu hesaplamada başka tuz türleri olsa bile hata payı ağırlıkça %5'ten azdır. Mikrotermometrik ölçümlerden önce, Roedder (1984) kriterleri kullanılarak sıvı kapanımları petrografik olarak incelenmiştir. Ölçüm işlemi Shepherd vd., (1985)'e göre yapılmıştır.

2.2.14. S-İzotop Analizleri

İnceleme alanındaki sondajların cevherce-zengin zonlarından seçilen damar/damarcık, ağsal ve saçınımlı saf pirit, galen ve molibdenit mineralleri S-izotop analizleri için kullanılmıştır. Toplam 17 örnek üzerinde S-izotop analizleri yapılmış olup, bunlardan 1 tanesi galen, 2 tanesi molibdenit ve 14 tanesi de farklı pirit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu mineraller KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Hidroseperasyon Laboratuvarı'nda binoküler mikroskop altında tek tek seçilmiş ve bu mineraller içinde bulundukları yan kayacın yaşına göre gruplandırılmıştır (3 tanesi Geç Kretase, 14 tanesi orta

Eosen). Daha sonra agat havanda toz haline getirilen cevher mineralleri analiz edilmek üzere Lozan Üniversitesi (İsviçre) Yerbilimleri Enstitüsü'ne (UNIL-Geopolis) gönderilmiştir. Lozan Üniversitesi'nde numuneler mikro tartı cihazı kullanılarak hassas bir şekilde tartılmıştır. Bu mineraller için standart ağırlıklar; pirit için analiz başına 300-500 µg, molibdenit için 300-400 µg ve galen için 800-1100 µg tozlar şeklinde hazırlanmıştır. Hazırlanan bu tozlar %37 RPE-ISO, ≤ 1 mg/kg sülfat ve ≤ 10.5 mg/kg sülfat, baryum klorür ve 18.2 MΩ cm dirençli 25 °C'de su ile Direct-Q UV 3 Millipore sisteminden geçirilerek, dumanlı hidroklorik asitten oluşan çözeltiler şeklinde hazırlanmıştır. Daha sonra bu tozlar çözülerek kalay kapsüllere kapatılmış ve her kapsüle V₂O₅ tozu ilave edilmiştir (bu aşamada her bir numunenin ağırlığı yaklaşık 500-1500 µg civarındadır). Son olarak bu kapsüller bir cam tepsiye yerleştirilerek, sırayla teker teker analiz edilmiştir.

2.3. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları, sahadan laboratuvara kadar uzanan tüm aşamalarındaki verilerin raporlanması ve devamındaki analitiksel verilerin elde edilmesinden sonraki tüm verilerin değerlendirilmesi, tartışılması ve tez yazım süreçlerini kapsar. İlk olarak saha ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen bilgiler ön büro çalışmaları sırasında bir araya getirilerek derlenmiş ve Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher ve yan kayaçların jeolojik, petrografik ve mineralojik özellikleri detaylı bir şekilde ortaya konularak raporlanmıştır. Daha sonraki büro çalışmalarında tüm kayaç jeokimyası, izotop ve mineral kimyası, Ar-Ar ve zirkon U-Pb yaş verileri değerlendirilerek karmaşık magmatik-hidrotermal sistemle ilişkili olan cevherleşmenin ve ilişkili yan kayaçların yaşı, kökeni ve tektonik ortamı hakkında bulgular elde edilmeye çalışılmıştır.

Sonuç olarak, elde edilen tüm veri ve bulguların değerlendirilmesiyle KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü doktora tez yazım klavuzu dikkate alınarak bu tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

3. BULGULAR

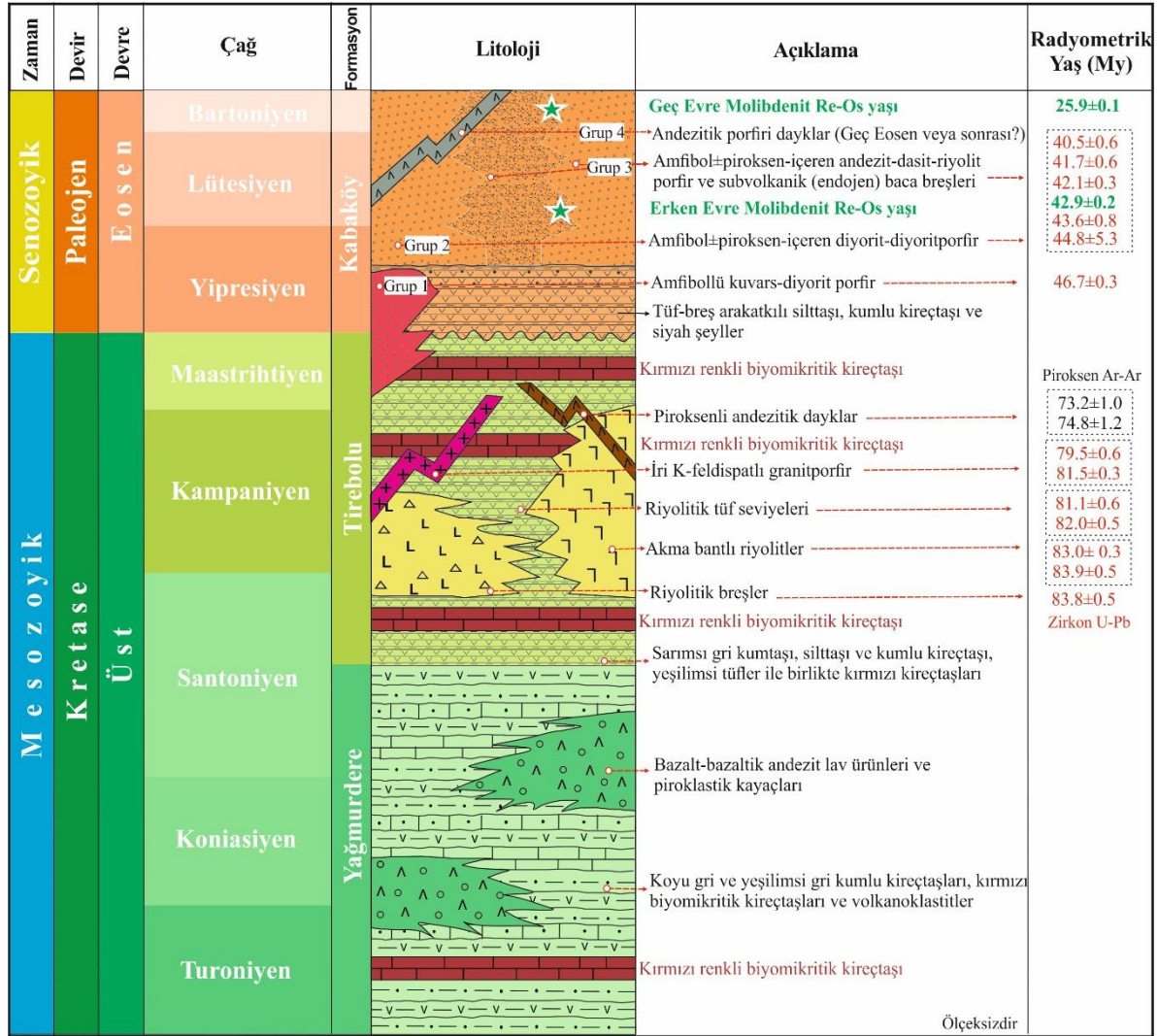
Bu bölümde, Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının jeolojik ve stratigrafik özellikleri ile birlikte cevherleşmeye ev sahipliği yapan magmatik kayaçların radyometrik yaşları, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri verilmiştir. Ayrıca, Kızıltoprak cevherleşmesinin cevher jeolojisi ve jeokimyası, alterasyon türleri ve mineralojisi, cevher parajenezi ve mineral bileşimleri ile birlikte sıvı kapanım ve kükürt izotop verileri de sunulmuştur. Bu kapsamda elde edilen tüm saha ve laboratuvar bulguları ile analiz sonuçları aşağıda detaylıca açıklanmıştır.

3.1. Kızıltoprak Tepe Yöresinin Jeolojisi, Stratigrafisi ve Jeokronolojisi

Kızıltoprak Tepe maden sahasının taban kayaçlarını inceleme alanının güney ve doğusunda geniş yüzeyleme sunan Geç Kretase yaşlı (Turoniyen-Santoniyen) Yağmurdere Formasyonu (Duygu vd., 2013; 2022) oluşturur (Ek Şekil 1). Bu formasyon çoğunlukla volkaniklastik çökellerle ardalanmalı koyu gri ve yeşilimsi gri renkli kumlu kireçtaşları, kırmızı biyomikritik kireçtaşları ile birlikte bazalt-bazaltik andezitik bileşimli lav ürünleri ve piroklastik çökellerden oluşmaktadır (Şekil 5 ve 6a-d). Formasyonun özellikle üst seviyelerine doğru volkaniklastik çökellere bazalt-bazaltik andezit bileşimli lav ürünleri eşlik etmektedir. Bu volkanik kayaçlar arazide koyu gri renkli olup, yer yer eksfoliasyon ve yastık yapıları (Şekil 6c ve d) yanında iri plajiyoklas kristalleri ile tipiktirler. Düşük zirkon konsantrasyonu ve yoğun alterasyon yüzünden volkanik kayaçlar radyometrik olarak yaşlandırılammıştır. Bununla birlikte, volkanik kayaçlarla ara katkılı olarak gözlenen kırmızı renkli pelajik kireçtaşları içerdikleri fosil faunasına göre paleontolojik olarak yaşlandırılabilmiştir. Paleontolojik yaş tayini için araziden on (10) adet örnek alınmış olup, planktonik foraminifer topluluklarının özelliklerini ortaya koyabilmek için ince kesitler hazırlanmıştır. Planktonik foraminifer taksonomisi ve biyostratigrafisi Robaszynski vd. (1998), Caron (1985), Premoli Silva ve Sliter (1995), Robaszynski ve Caron (1995), Robaszynski vd. (2000) gibi temel çalışmalara dayanmaktadır. Planktonik foraminifer oluşumlarından ve dağılımlarından elde edilen yaş verileri, planktonik foraminiferli pelajik kireçtaşlarına bazı volkanik sokulumlardan elde edilen sayısal yaş verileriyle kalibre edilmiş ve değerlendirilmiştir. Yaş verileri Gradstein vd. (2020) tarafından elde edilen verilere göre değerlendirilmiştir. Buna göre, Yağmurdere Formasyonu'nun alt seviyelerindeki

kireçtaşlarından derlenen *M.cf. pseudolinneiana*, *Marginotruncana* sp., *M.cf. pseudolinneiana*, *M. cf. Tarfayaensi* gibi foraminifer topluluklarına göre birimin yaşı Turoniyen-Santoniyen olarak belirlenmiştir (Şekil 5). Bu formasyonun yaşı SZD'nin kuzey bölümündeki Geç Kretase istifinde tanımlanan Çatak, Kızılkaya ve Çağlayan formasyonlarına ait yaş aralığına karşılık gelmektedir (Kandemir vd., 2019; Aydın vd., 2020; Oğuz-Saka vd., 2023).

Yağmurdere Formasyonu üzerine, inceleme alanının özellikle kuzey-kuzeybatı kesimlerinde geniş alanlarda yüzeyleyen, Tirebolu Formasyonu (Güven, 1993) uyumlu olarak gelmektedir (Ek Şekil 1, Şekil 5).



Şekil 5. Kızıltoprak Tepe ve yakın çevresinin stratigrafik kolon kesiti

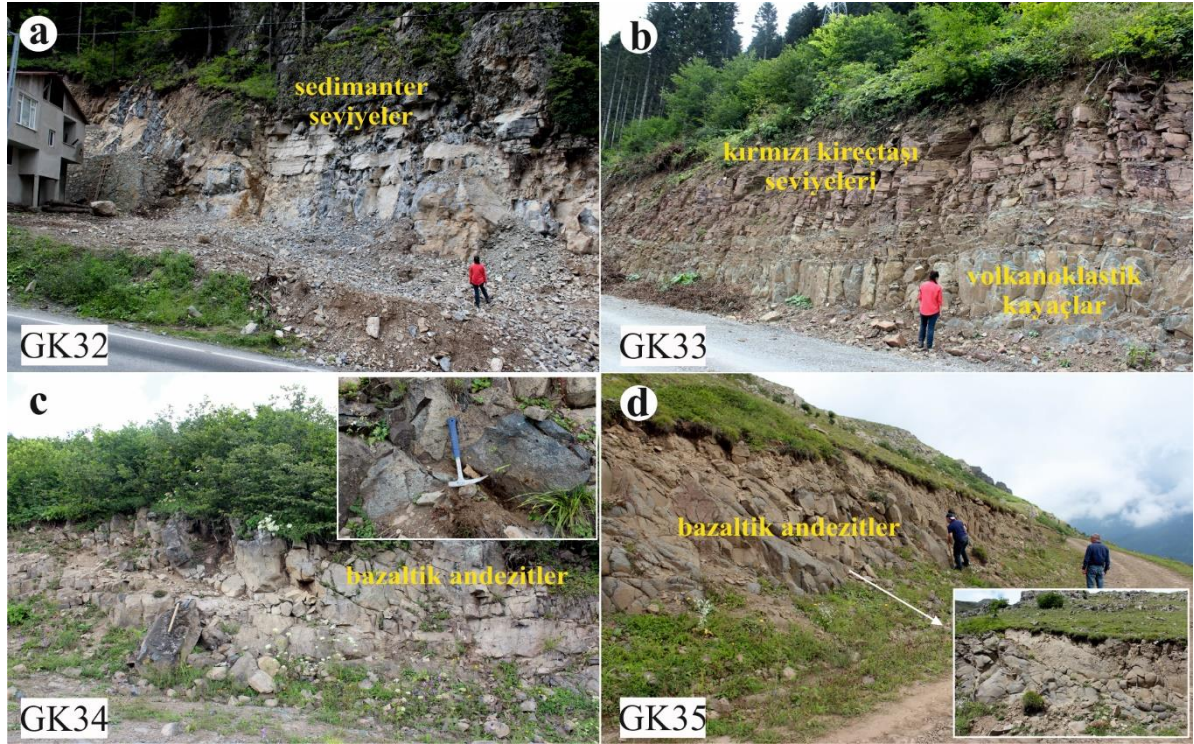
Bu formasyon sarımsı gri renkli kumtaşı, kumlu kireçtaşı, silttaşı, yeşil tuf ve kırmızı biyomikritik kireçtaşı seviyeleri ile birlikte ardalanmalı dasit-riyolitik bileşimli lav akıntıları ve breşlerden oluşmaktadır (Şekil 7a-f). Breşler hem monomiktik (özellikle riyolitik kayaç parçaları) hem de polimiktik (çoğunlukla sedimanter, kısmen riyolitik kayaç parçaları) breşler şeklinde olup, yaygın olarak yüzeyde ve yer yer sondajlarda gözlenmektedir. Bu breşler genellikle kaba bloklu parçalardan oluşmakta olup, blokların boyutları 5 ilâ 10 cm arasında değişmektedir (Şekil 7e ve f). Formasyonun tuf ve breşleri çalışma alanının batısında özellikle Kızıltoprak Tepe cevher sahası çevresinde ve ayrıca doğuya doğru İncesu Yayla, Yayla Dere ve Tilkitaş Sırtı çevresinde mostra verirken, akma yapısı ile tipik olan riyolitik-dasitik stoklar cevherleşme sahası içindeki Kurtfolluk Tepe'nin güneyinde ve doğuda İncesu Yayla civarında yayılım göstermektedir (Ek Şekil 1).

Tirebolu Formasyonu genellikle tuf ve breş gibi porozitesi yüksek kayalardan oluştuğu için, Kızıltoprak Tepe porfiri cevherleşmesinin önemli yan kayaç litolojilerinden birini oluşturmaktadır. Makroskobik olarak porfirik ve akma yapısı gösteren dasitik-riyolitik kayalar başlıca plajiyoklas ve kuvars fenokristalleri içerirler ve yer yer tedrici olarak yanal ve düşey yönde sedimanter birimlere geçiş gösterirler (Şekil 5 ve 7a-d). Sedimanter kayaların tabaka duruşları, K40-45°D / 50-55°GD ve K50°D / 30°GB şeklindedir. Tirebolu Formasyonu'ndaki kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşı seviyelerinden derlenen planktonik foraminifer taksonomisi ve biyostratigrafisine göre *G. linneiana*, *G.cf. arca*, *G. neotricarinata*, *G.cf. orientalis*, *G.cf. bulloides*, *Globotruncanid*, *G. ventricosa*, *G. hilli*, *G. cf. esnehensi* gibi foraminifer toplulukları belirlenmiş olup, birimin yaşı Kampaniyen-Geç Maastrichtiyen olarak belirlenmiştir.

Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter istifin felsik volkanik ve sokulum kayalarından sulu ayırma yöntemi kullanılarak çok sayıda zirkon mineralleri ayrılmıştır. Binoküler mikroskop yardımıyla seçilen zirkonlardan elde edilen KL görüntüleri, U-Pb yaşları ve konkordiya diyagrarımları Şekil 8 ve 9'da gösterilmiştir. Ayrıca, yaş verisi elde edilen tüm örneklerin lokasyonları ayrıca jeoloji haritasında da belirtilmiştir (Ek Şekil 1). Analiz edilen zirkon kristalleri özşekilli ve yarı özşekilli, şeffaf veya yarı şeffaf olup, genellikle kısa prizmatik formlara (<100 µm kristal boyutlarına) sahiptir ve uzunluk-genişlik (en- boy) oranları 1:1 ilâ 1:2 arasında değişir (Şekil 8). Çoğunlukla magmatik zirkonlarda tipik olan iç-içe geçmiş halkalı zonlanma gösterirler.

Tirebolu Formasyonu'na ait 5 adet dasitik-riyolitik kayacın zirkonlarından elde edilen yaş verileri 83.9 ± 0.50 ilâ 81.07 ± 0.63 arasında değişmektedir (Ek Tablo 1; Şekil 9). Geç

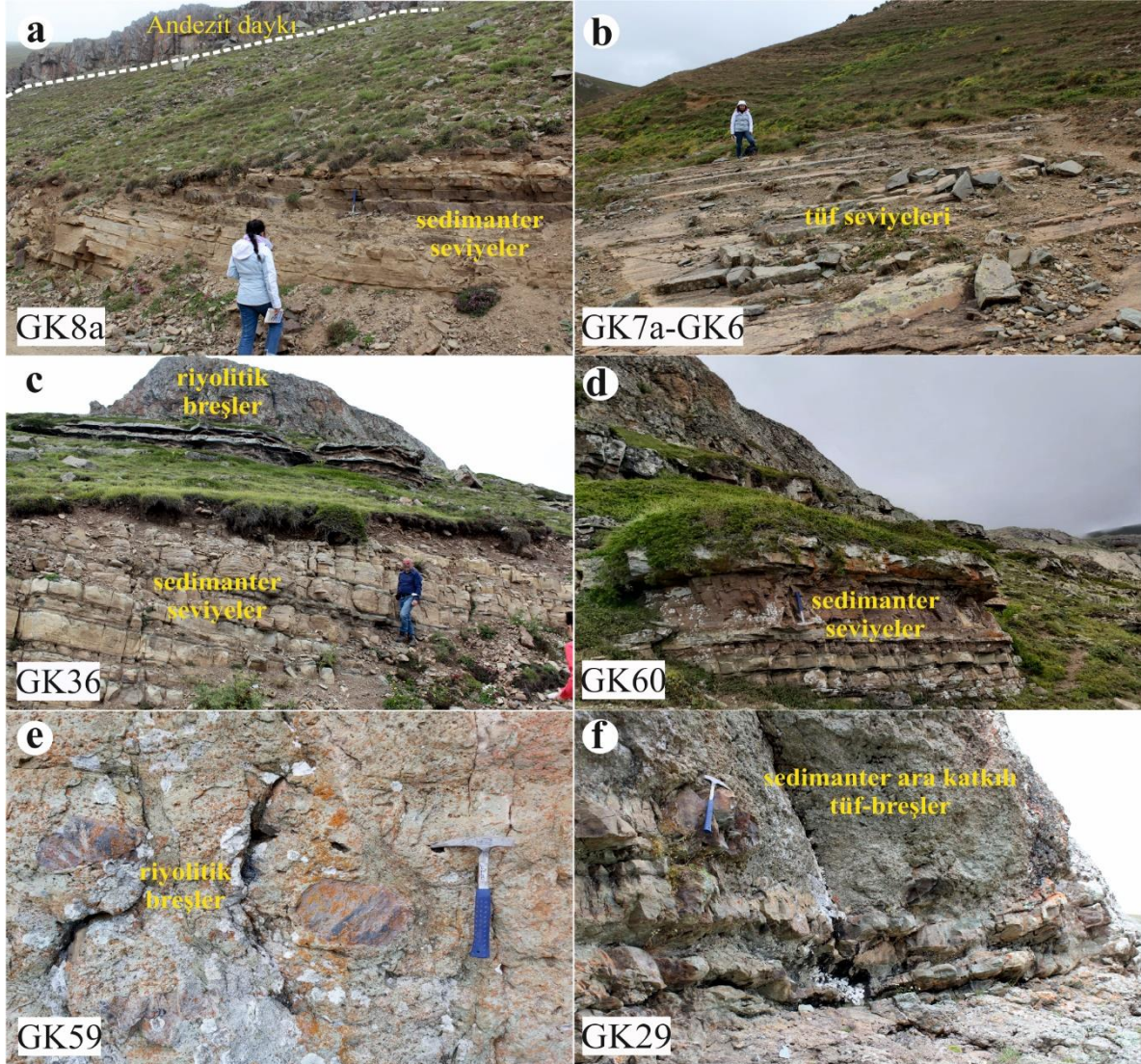
Santoniyen-Erken Kampaniyen dönemine karşılık gelen bu yaş verileri paleontolojik yaş bulgusu ile birlikte değerlendirildiğinde, Tirebolu Formasyonu'na ait felsik-asidik volkanizmanın Geç Santoniyen'de oluşmaya başladığı ve volkanizmaya Kampaniyen'den Maastrihtiyen'e kadar sedimantasyonun eşlik ettiği söylenebilir (Şekil 5). Bu formasyonun yaşı SZD'nin kuzey bölümündeki Geç Kretase istifinde tanımlanan Tirebolu Formasyonu'na ait yaş aralığı (83-75 My) ile uyumludur (Özdamar, 2016; Eyüboğlu vd., 2014; Aydın vd., 2020; Oğuz-Saka vd., 2023).



Şekil 6. Yağmurdere Formasyonu'nun volkano-sedimenter birimlerine ait saha görünümleri. (a ve b) yeşilimsi-sarımsı gri renkli killi ve kumlu kireçtaşı, silttaşı, tüf ve kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşı seviyeleri, (c ve d) bazalt-bazaltik andezitik kayalar

Yağmurdere ve Tirebolu formasyonları, inceleme alanının kuzeyinde ve özellikle Kızıltoprak Tepe güneyinde sınırlı alanlarda yüzeyleme veren iri K-feldispat-içeren granitporfir bileşimli dayk ve sil-benzeri küçük sokulumlar tarafından kesilmektedir (Ek Şekil 1, Şekil 5 ve 10a ve b). Bunların kalınlıkları yaklaşık 5-10 metre olup, takip edilebilir uzunlukları birkaç on metreden yüz metreye değişir. Bu küçük sokulumlara yer yer bazı sondajlarda da rastlanmıştır (örneğin; KRS3-48m, KRS24-140m, K2-243m ve KS9-70m). Granitporfirler pembe renkli, iri taneli ve özşekilli ortoklas kristalleri ile karakteristik mikrokristalen porfirik bir dokuya sahip olup, ayrıca kuvars ve plajiyoklas kristalleri içerirler

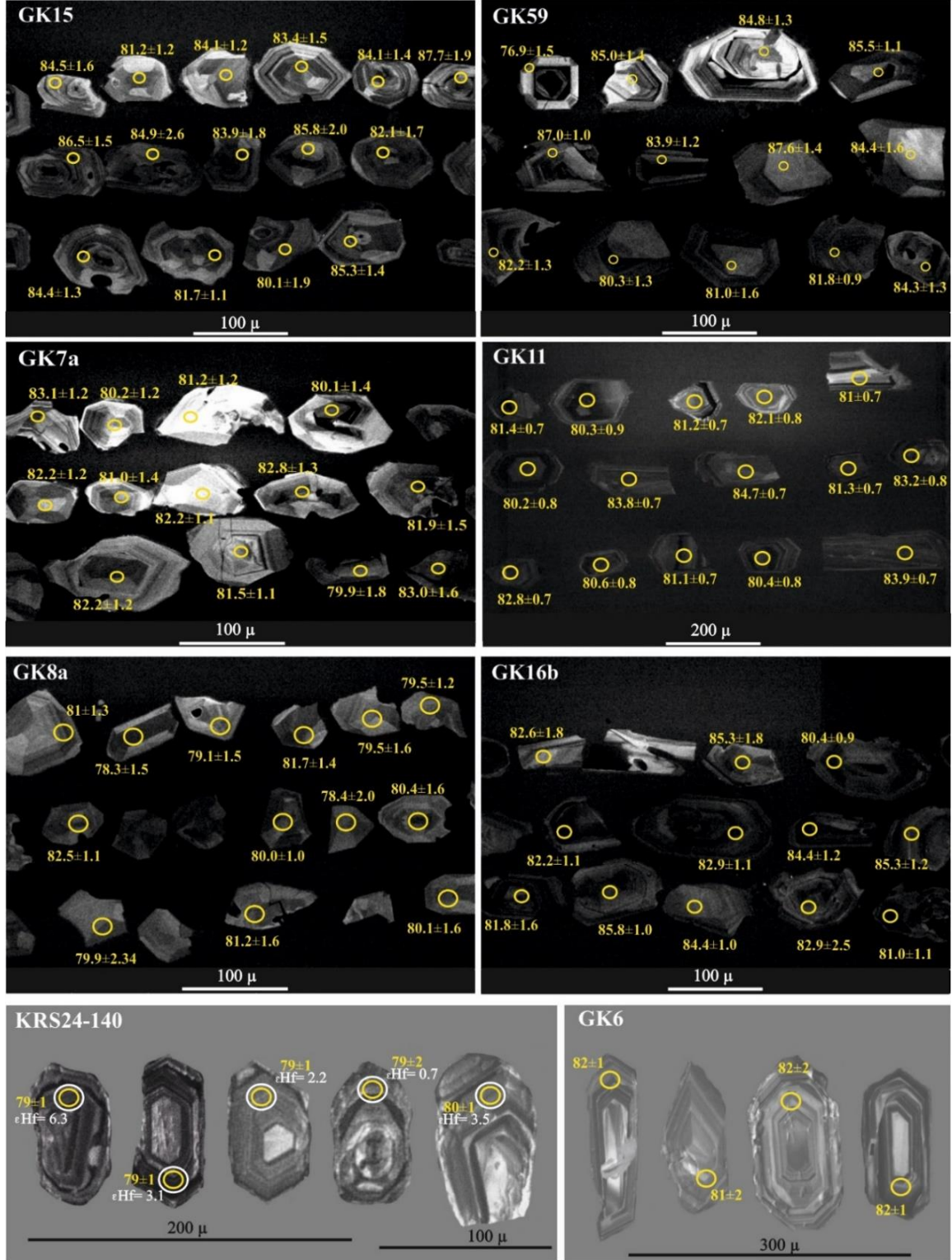
(Şekil 5 ve 10c ve d). Hem yüzeyden (GK11, Şekil 10c) hem de sondajdan alınan (KRS24-140m Şekil 10d) K-feldispat granitporfir örneklerindeki zirkonlardan U-Pb yaşlandırması yapılmış ve birimin yaşı 81.50 ± 0.3 (GK11) ve 79.5 ± 0.6 (KRS24-140m) My olarak belirlenmiştir (Ek Tablo 1; Şekil 5 ve 9).



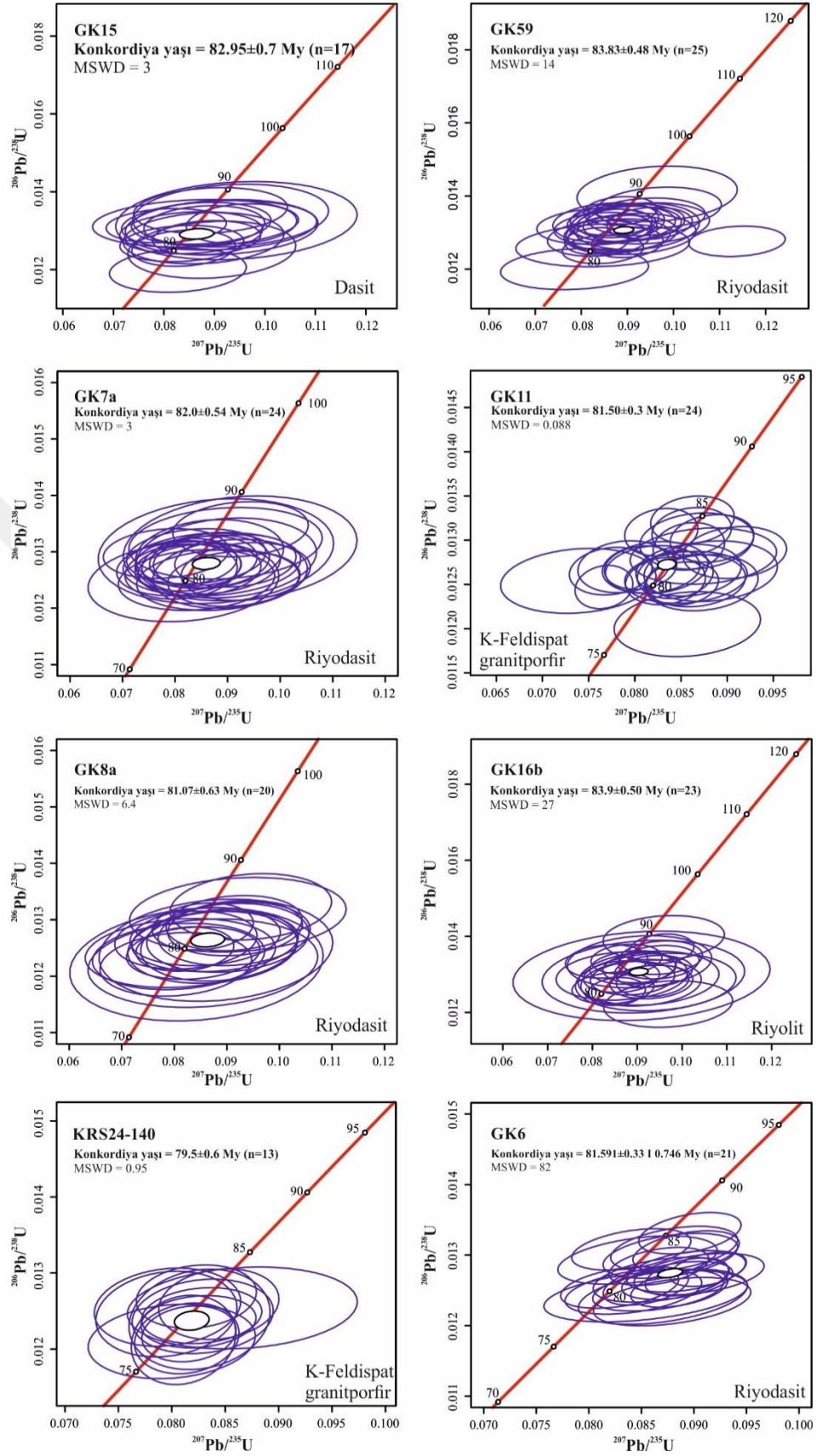
Şekil 7. Tirebolu Formasyonu'nun volkano-sedimanter birimlerine ait saha görünüşleri. (a ve b) gri, sarımsı gri renkli killi kireçtaşı, silttaşı, kumtaşı ve tuf seviyelerini, (c ve d) kırmızı renkli kireçtaşı seviyelerini ve (e ve f) dasitik-riyolitik tuf ve breşlerini temsil eder

Geç Kretase yaşlı tüm bu birimler iri piroksen-içeren andezitik bileşimli dayk/siller (kalınlık birkaç metre ile sınırlı, takip edilebilir uzunluk birkaç on metre) ve küçük intrüzif stoklar ($< 0.5 \text{ km}^2$) tarafından kesilmiştir (Şekil 5 ve 11a-d). Bu andezitik porfirlere hem cevherleşme sahası yakın doğusundaki Hacıhasan ve Düzkaya tepelerinin güneyinde dayklar

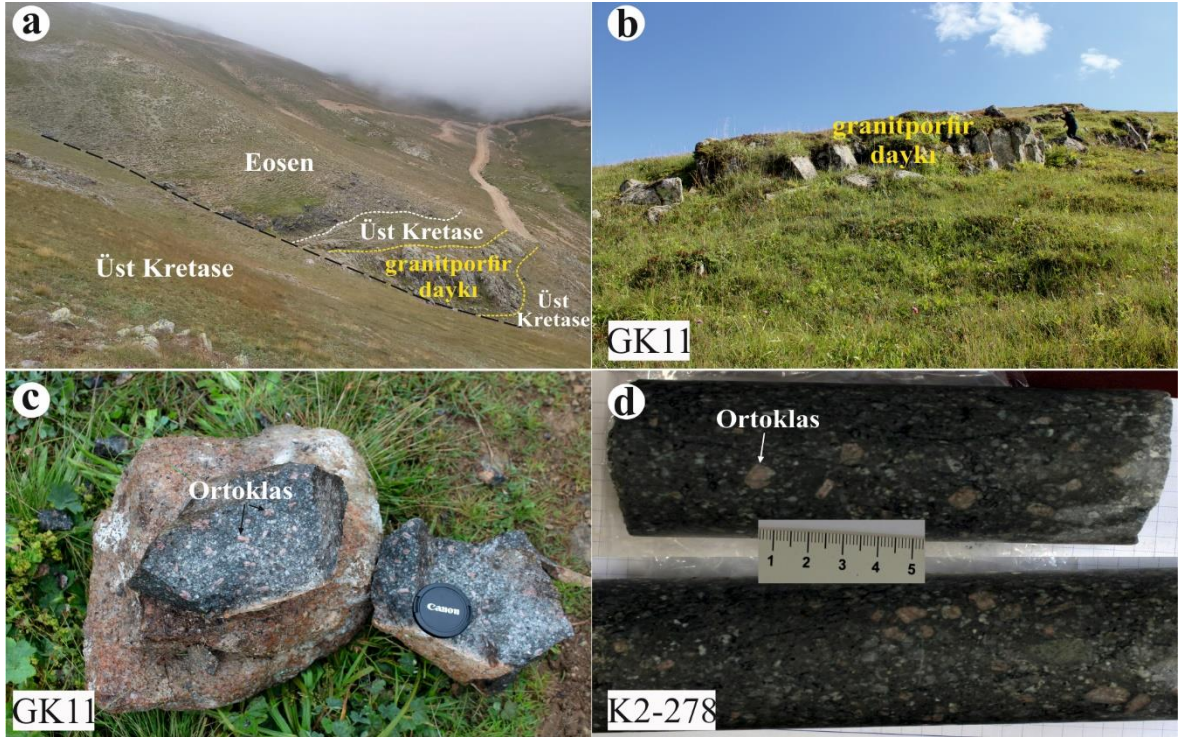
halinde hem de inceleme alanının en doğusunda Kumar Tepe civarında dayk ve Karpuz Tepe güneyinde küçük boyutlu stok ve dayklar şeklinde rastlanmıştır (Ek Şekil 1).



Şekil 8. Geç Kretase yaşlı felsik volkanik ve sokulum kayalarındaki zirkon minerallerinin KL görüntüleri, zirkon U-Pb yaşları ve lokasyonları



Şekil 9. Geç Kretase yaşlı felsik volkanik ve sokulum kayaçlarındaki zirkon minerallerinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaşları.

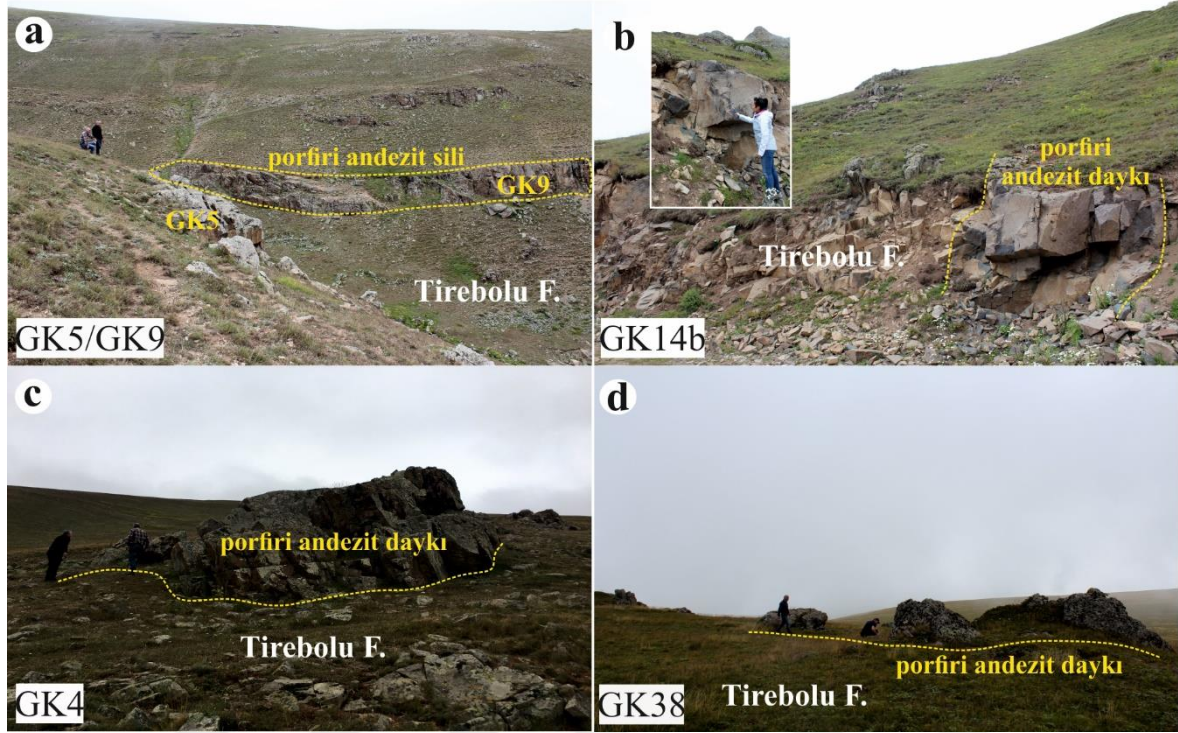


Şekil 10. Dayk şekilli granitporfir sokulumlarının sahada mostrada görünüşleri (a ve b) ve bunlar içindeki iri K-feldispat kristallerinin sahadan alınan el (c) ve sondaj örneklerinde (d) yakından görünümü

Andezit porfirler açık gri, gri, koyu-gri renklerde olup, tipik olarak porfirik dokuya sahiptirler ve bunların başlıca minerallerini plajiyoklas ve piroksen oluşturur. Bu kayaçların zirkon konsantrasyonları düşük olduğu için, U-Pb yaşlandırması yapılamamıştır. Ancak, bu gruba ait kayaçlardan GK4 ve GK9 numaralı örneklerdeki nispeten taze piroksen minerallerinden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırması yapılmıştır. Buna göre GK4 numaralı örnekten 73.17 ± 1.02 (Ek Tablo 2; Şekil 12a) ve GK9 numaralı örnekten ise 74.82 ± 1.21 My (Ek Tablo 2; Şekil 12b) ağırlıklı plato yaşlar elde edilmiş ve bunların Geç Kretase döneminin en genç ürünleri olduğu belirlenmiştir (Şekil 5).

Geç Kretase yaşlı birimler, bölgede Eosen yaşlı birimleri temsil eden Kabaköy Formasyonu'nun (Güven, 1993) tabanındaki andezitik bileşimli tuf-breş arakatkılı silttaş, kumlu-killi kireçtaşı ve siyah renkli şeyller tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 5). Bu sedimentlerce baskın seviye inceleme alanında sadece Kurtfolluk ve Kızıltoprak tepelerin güney yamaçlarında sınırlı bir alanda gözlenmiştir (Ek Şekil 1). Bu seviyede fosil bulgusuna rastlanmadığı için paleontolojik yaş verisi elde edilememiştir. Bununla birlikte, bu birim Gümüşhane ve yakın çevresinde yaygın yüzeyleme veren Eosen yaşlı volkanik kayaçların tabanındaki kumtaşı ve silttaş arakatkılı Numulit-içeren kireçtaşı seviyesi ile

korele edilebilir (Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Arslan vd., 2013) ve buna göre söz konusu tortul seviyenin yaşı erken Eosen? olarak düşünülebilir.



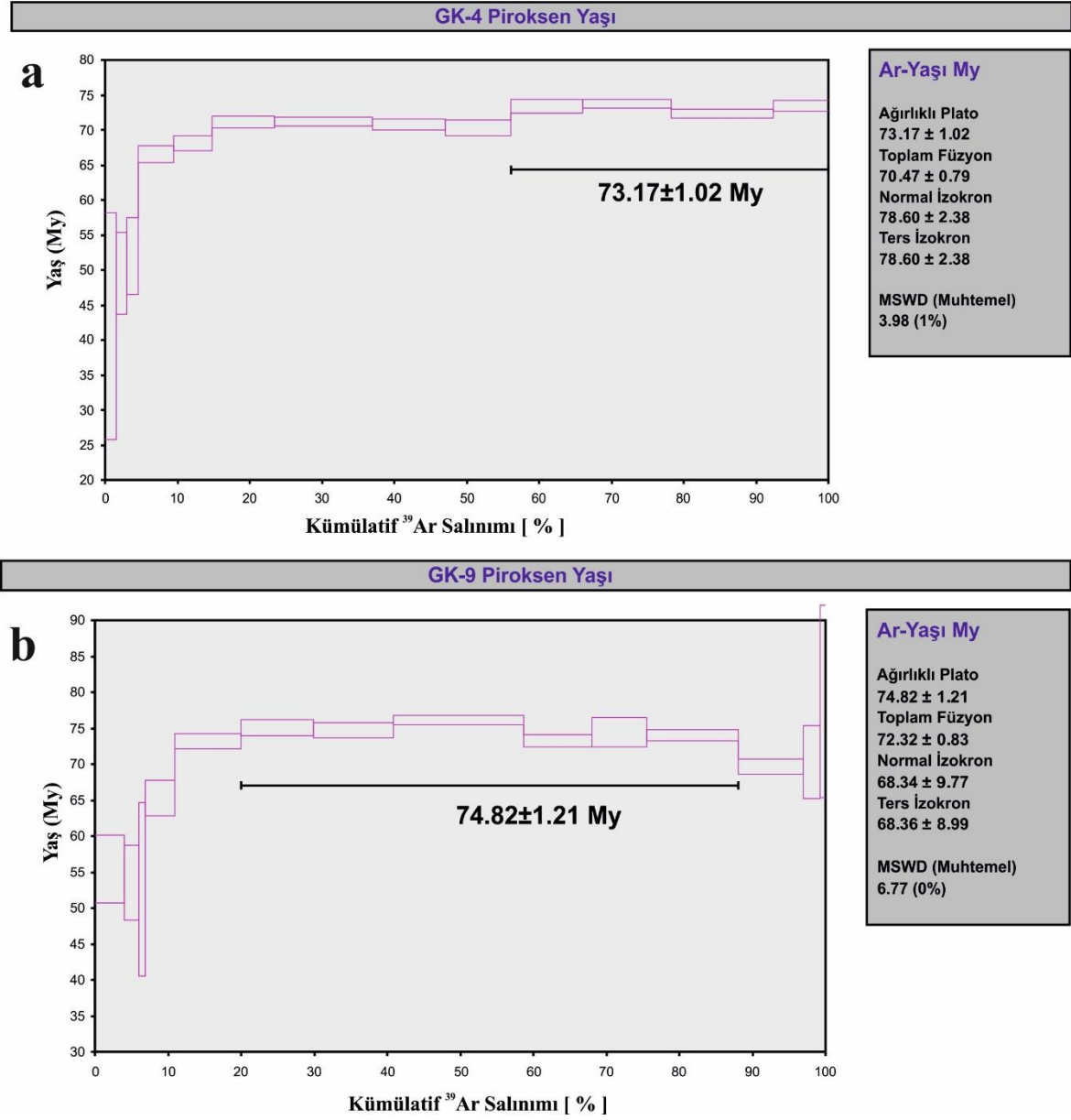
Şekil 11. İri piroksen-içeren porfiri andezitik dayk ve sillerin arazide (a-d) görünüşleri

İnceleme alanında Eosen öncesi volkano-sedimanter temele çok sayıda ortaç-felsik porfiri dayk/sil, stok ve dom sokulum yapmıştır (Ek Şekil 1 ve Şekil 5). Litolojik özelliklere, stratigrafik ilişkilere ve radyometrik yaş verilerine göre Eosen yaşlı magmatik kayalar 4 gruba ayrılabilirler. Bunlar: (Grup 1) erken Eosen (erken Lütesiyen) yaşlı kuvarslı diyorit-diyoritporfirler, (Grup 2) orta-geç Eosen (orta Lütesiyen-erken Bartoniyen) yaşlı diyorit-diyoritporfirler, (Grup 3) orta-geç Eosen (orta Lütesiyen-erken Bartoniyen) yaşlı andezit-dasit-riyolit porfir ve subvolkanik baca breşleri ve (Grup 4) geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri dayklar şeklindedir (Şekil 5).

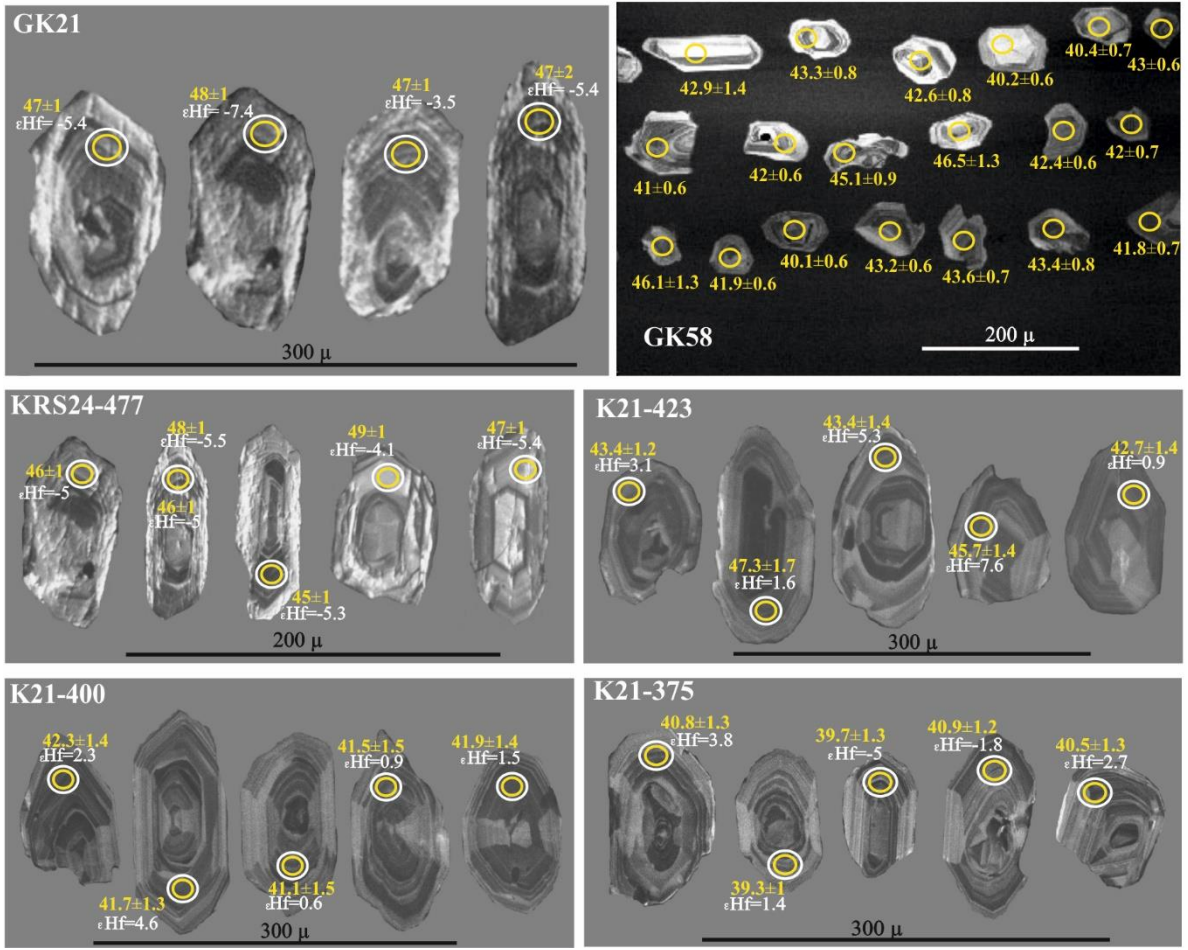
Grup 4 hariç, Eosen yaşlı diğer grupların (Grup 1-3) felsik-silisik kayalarından sulu ayırma yöntemi kullanılarak çok sayıda zirkon mineralleri ayrılmıştır. Binoküler mikroskop yardımıyla seçilen zirkonlardan elde edilen KL görüntüleri, U-Pb yaşları ve konkordiya diyagramları Şekil 13 ve 14’de gösterilmiştir.

Yaş verisi elde edilen tüm örneklerin lokasyonları ayrıca jeoloji haritasında da belirtilmiştir (Ek Şekil 1). Analiz edilen zirkon kristalleri özşekli ve yarı özşekli, şeffaf

veya yarı saydam olup, magmatik zirkonlarda tipik olan iç-içe geçmiş halkalı zonlanma gösterirler (Şekil 13). Genellikle kısa ilâ uzun prizmatik formlara (50-200 μm kristal boyutlarına) sahip olan zirkonlarda en-boy oranları 1:1 ilâ 1:3 arasında değişir.



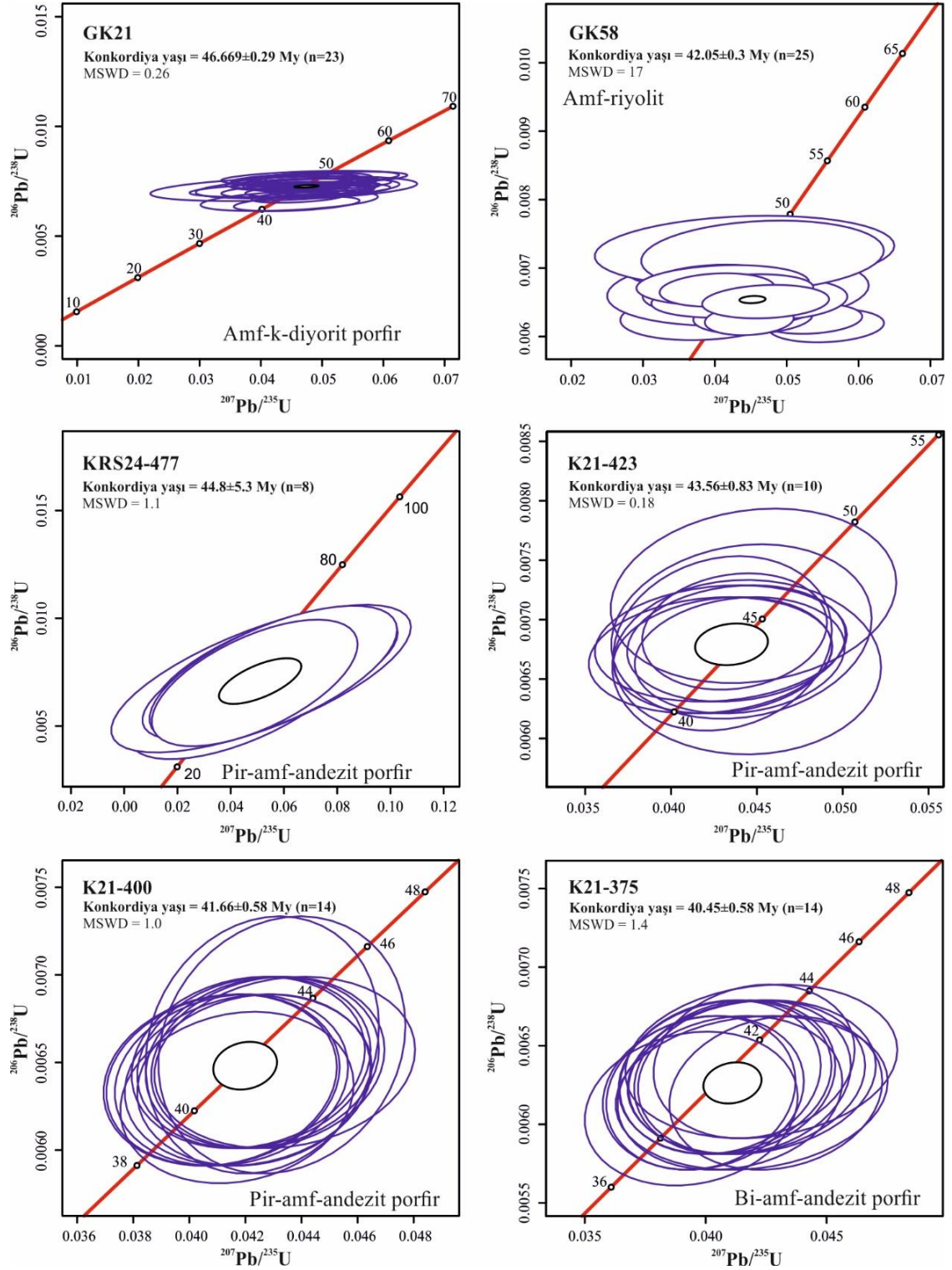
Şekil 12. Geç Kretase yaşlı andezitik porfirlerden (a) GK4 ve (b) GK9 numaralı örneklerle ait piroksen minerallerinden elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mini-plato yaşları



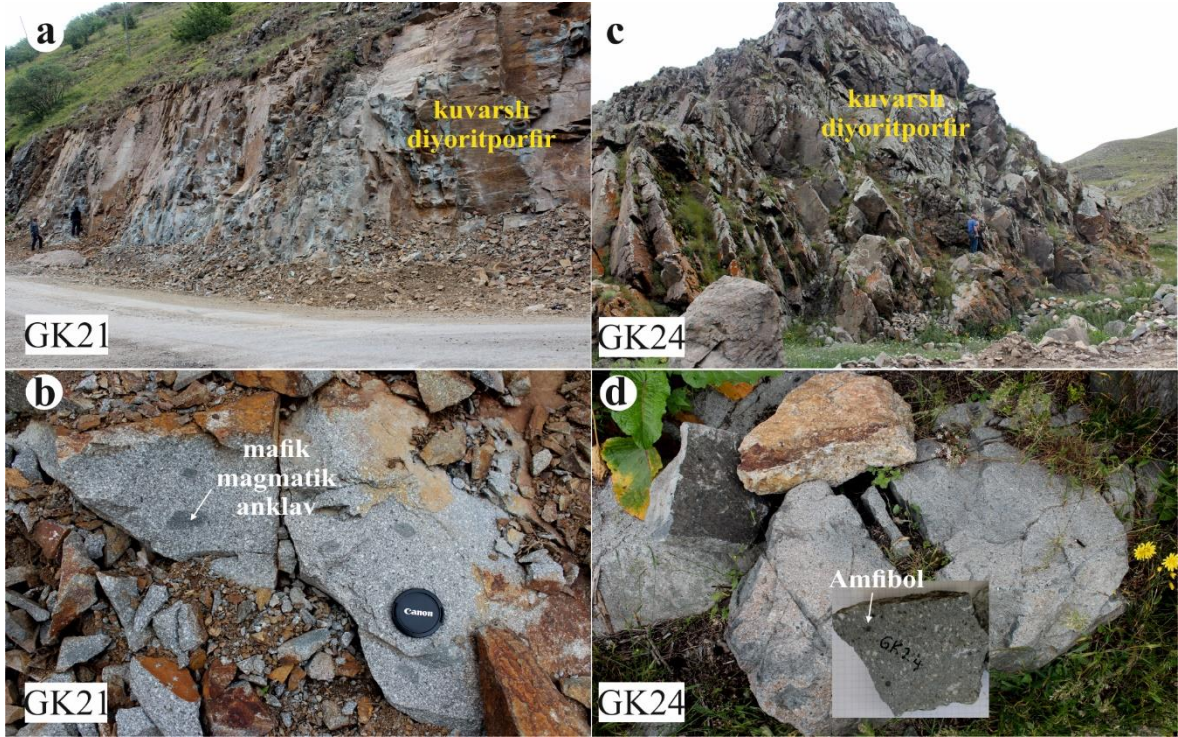
Şekil 13. Eosen yaşı magmatik kayalardaki zirkon minerallerinin KL görüntüleri, zirkon U-Pb yaş ve Hf-izotop analiz lokasyonları

(Grup 1) erken Eosen yaşı kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler açık gri renkli, porfirik görünümlü olup, yer yer magmatik anklav içermektedir (Şekil 15a-d). Bu kayalar inceleme alanının güneyinde (Kızıltoprak cevherleşme sahasının dışında) genellikle küçük stoklar halinde ($< 1 \text{ km}^2$) ve yer yer dayklar şeklinde (kalınlık birkaç metre, takip edilebilir uzunluk birkaç on metre) yüzeyleme vermektedir (Ek Şekil 1). Zirkon U-Pb yaşlandırmasına göre, birimin yaşı $46.67 \pm 0.29 \text{ My}$ olarak belirlenmiştir (Ek Tablo 1; Şekil 14).

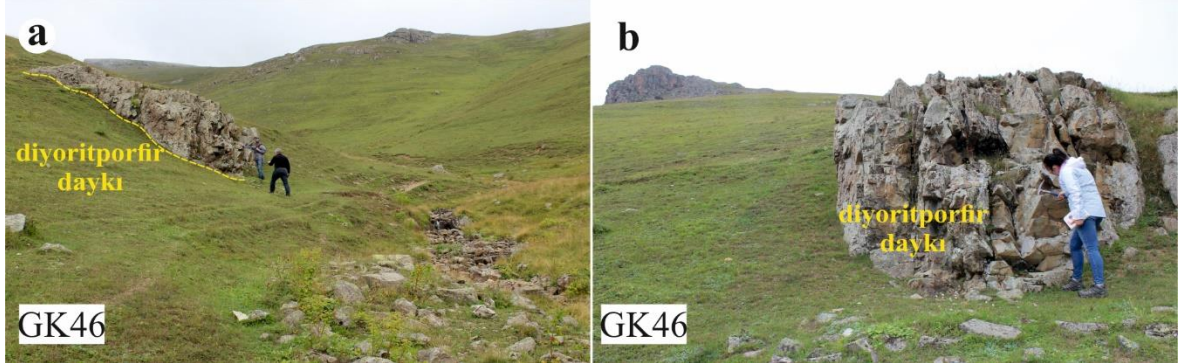
(Grup 2) orta-geç Eosen yaşı diyorit-diyoritporfirler genellikle gri ve koyu gri renklidir ve özellikle Kızıltoprak Tepe ve çevresindeki sondajlarda stok ve dayklar şeklinde gözlenmiştir (Ek Şekil 1, Şekil 16a ve b). Bu birim çoğunlukla porfirik bir görünüme sahip olup (yer yer taneli dokuya geçiş gösterir), aynı sondaj kuyusunda diyorit-diyoritporfirlerden bazen keskin bazen de tedrici olarak andezit-dasit-riyolit porfirlere ve hatta bunlarla ilişkili breşlerine geçiş gözlenir. Dolayısıyla, bu birimin yaşının andezit-dasit-riyolit porfirlerle eş yaşı (orta-geç Eosen) olduğu söylenebilir (Şekil 14).



Şekil 14. Çalışma sahasındaki Eosen yaşlı magmatik birimlerdeki zirkon minerallerinden elde edilen U-Pb konkordiya yaşları



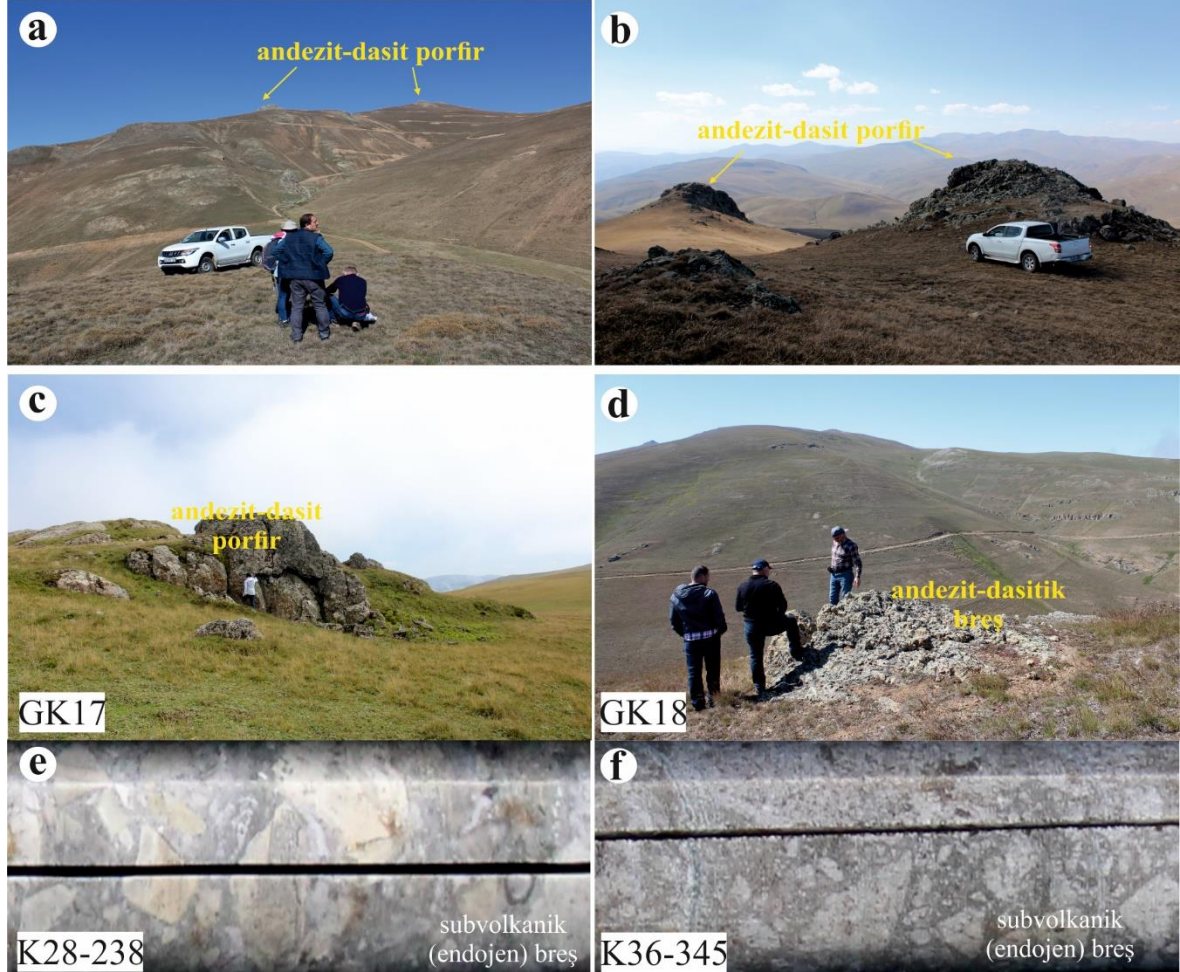
Şekil 15. Erken Eosen (erken Lütésiyen) yaşlı Grup 1'e ait kuvarşlı diyorit-diyoritporfirlerin sahada genel (a, c) ve içerdikleri magmatik anklavların yakından (b, d) görünümlemleri



Şekil 16. Orta-geç Eosen (orta Lütésiyen-erken Bartonian) yaşlı diyorit-diyoritporfir dayklarının (Grup 2) arazide (a ve b) görünümlemleri

(Grup 3) orta-geç Eosen yaşlı andezit-dasit-riyolit porfir ve subvolkanik baca breşleri çalışma sahasında yüzeyde ve sondajlarda Eosen birimlerinin en yaygın ürününü oluşturmaktadır (Şekil 5 ve Ek Şekil 1). Genellikle açık gri-bejimsi gri renklere sahip bu grup kayalar sahada küçük tepcikler şeklinde bulunan dom, stok ve dayk benzeri yapılarla temsil edilirler (Şekil 17a, b ve c). Bu grup kayalarla ilişkili olarak Kızıltoprak Tepe'nin G-GD'sunda gözlenen breşler dikkat çekicidir (Şekil 17d). Bu bölgedeki sondaj kuyuları

detaylı incelendiğinde, breşlerin derine doğru daha baskın gözlemlendikleri ve geometrilerinin sil ve dayk-benzeri olduğu söylenebilir.



Şekil 17. Orta-geç Eosen (orta Lütesiyen-erken Bartoniyen) yaşlı andezit-dasit-riyolit porfir ve ilişkili subvolkanik breşlerin (Grup 3) arazide (a-d) ve ayrıca breşlerin sondaj örneğinde (e-f) görünüşleri

Breşleri oluşturan parçalar çoklukla ortaç bileşimli akraba (cognate) volkanik ve subvolkanik (diyoritporfir gibi) kayaç parçalarıdır (monomiktik özellikte); yer yer bunlara yan kayaç parçaları (temele ait bazaltik ve sedimanter kökenli yabancı kayaç parçaları) eşlik eder (Şekil 17c). Breşi oluşturan bağlayıcı yine ince taneli kristaller ve hamurdan oluşan magmatik bir görünüme sahiptir. Bu breşler genellikle hamur destekli olup, yer yer parça (bileşen) destekli oldukları da görülmüştür (Şekil 17e ve f). Aynı zamanda bu breşler baskın bir şekilde mm'den cm'ye değişen boyutlarda parçalar içeren kötü boylanmaya sahiptir. Bu breşlerin yan kayaçlar ile ilişkisine bakıldığında genellikle keskin dokanaklı yer yer de tedrici dokanak ile andezit-dasit-riyolit porfirlere geçtiği söylenebilir. Bu breşler ile ilişkili

ne yüzeyde ne de sondaj örneklerinde herhangi bir piroklastik çökele (tuf vb.) rastlanmamıştır. Bu özellikler düşünüldüğünde, söz konusu breşler endojen volkanik breş veya subvolkanik baca breşleri şeklinde tanımlanabilirler (Sillitoe, 1985; Corbett and Leach, 1998). Bu kayaç grubuna ait farklı seviyeden alınan örneklerden zirkon U-Pb tarihlemesi yapılmış ve 44.79 ± 5.3 ilâ 40.45 ± 0.6 My arası yaşlar elde edilmiştir (Ek Tablo 1; Şekil 14).

(Grup 4) geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri dayklar inceleme alanının son magmatik ürünlerini temsil eder (Şekil 5). Bu dayklar özellikle Kızıltoprak Tepe'nin kuzeybatısında ve güneyinde Kom mevkii ve civarında Üst Kretase litolojilerine sokularak yüzeyleme vermektedir (Ek Şekil 1; Şekil 18a ve b). Genellikle gri renkli olan bu grup kayaçlarda makroskobik olarak vesiküler ve amigdüler dokular tipiktir. Vesiküller kalsit, epidot ve klorit gibi ikincil mineraller tarafından doldurulmuştur. Bu daykların yüzeyde ve derinde yayılımları oldukça sınırlıdır.



Şekil 18. Geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri daykların (Grup 4) Kom mevkii yakın civarındaki (a ve b) arazi görünümüleri

3.2. Kızıltoprak Tepe Yöresindeki Magmatik Kayaçların Petrografisi

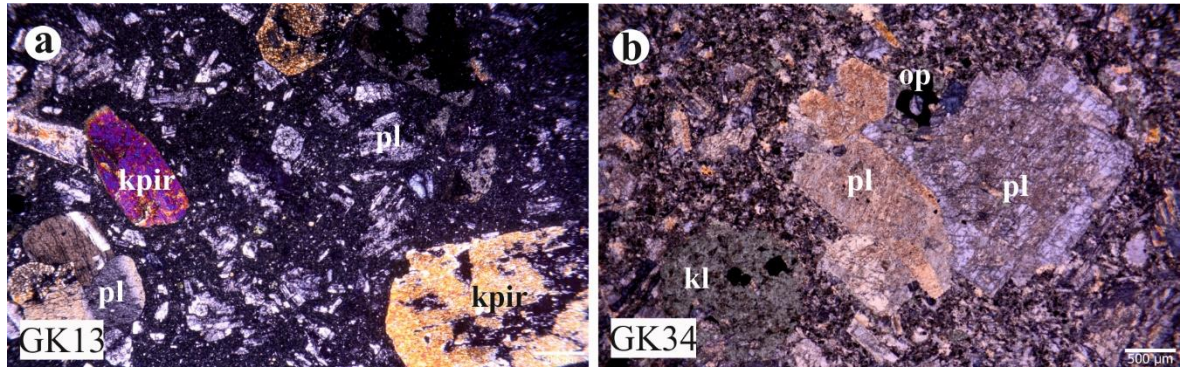
3.2.1. Geç Kretase Yaşlı Magmatik Kayaçlar

Çalışma alanındaki en yaşlı magmatik kayaçları Geç Kretase yaşlı (Turoniyen-Santoniyen) Yağmurdere Formasyonu'na ait bazalt, bazaltik andezit ve bunların piroklastik çökel eşlenikleri oluşturur. Tirebolu Formasyonu'na ait erken Kampaniyen yaşlı (~84-81

My) riolitik-riyodasitik kayaçlar ve dasitik bileşimli tuf-breşler stratigrafik olarak bunların üzerine gelir.

Yağmurdere Formasyonu'nun bazaltik kayaçları genellikle hyalo-mikrokristalen porfiritik ve mikrolitik porfiritik dokulara sahip olup, plajiyoklas ve klinopiroksen (ojit) fenokristalleri ana mineralleri oluşturur (Şekil 19a ve b). Öz ve yarı öz şekilli plajiyoklas fenokristallerinde serizit ve killeşme yaygındır ve bunlara yer yer kalsitleşme de eşlik eder. Ojitler öz şekilli ve genelde taze görünümlüdür; bazen parçalı ve kırıklı, bazen de kısmen veya tamamen kloritleşmiş şekilde gözlenirler. Hamurda ara sıra opak mineral kümelenmeleri tipiktir (çoklukla Fe-Ti oksitler). Ayrıca, kalsitleşme ve kloritleşme (Şekil 19b) başta olmak üzere yer yer silisleşme ve killeşme mevcut alterasyon türlerini oluşturur.

Tirebolu Formasyonu'nun riolit-dasitik kayaçları tipik olarak akma, porfiritik ve mikrokristalen porfiritik dokulara sahiptir ve ana fenokristalleri kuvars ve plajiyoklaslar oluşturur (Şekil 20a-d). Bu kayaçlardaki kuvarslar genelde öz şekilsiz veya yarı özşekilli, küçük ve dağınık kristaller şeklinde bulunur ve bazılarında yer yer kemirilme dokusu gözlenir. Plajiyoklaslar yarı özşekilli fenokristal ve mikrofenokristaller halinde ve bazen de mikrokristaller şeklinde hamurda yaygın olup, yer yer zonlanma ve nadiren biraraya gelerek kümelenme gösterirler. Taze mafik minerale rastlanmamıştır, ancak tamamen kloritize ve kalsifiye olmuş küçük mafik kristaller az da olsa mevcuttur.

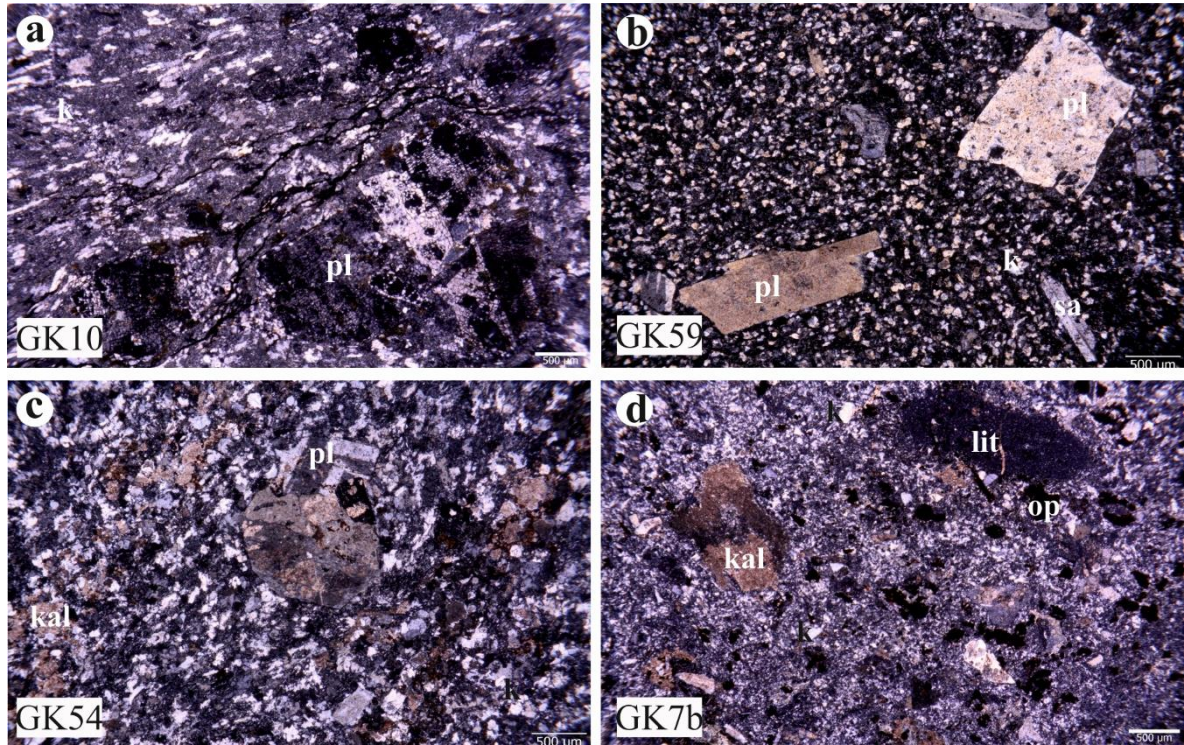


Şekil 19. Yağmurdere Formasyonu'na ait (a) bazalt ve (b) bazaltik andezitlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri. pl: plajiyoklas, kpir: klinopiroksen, kl: klorit, op: opak mineral

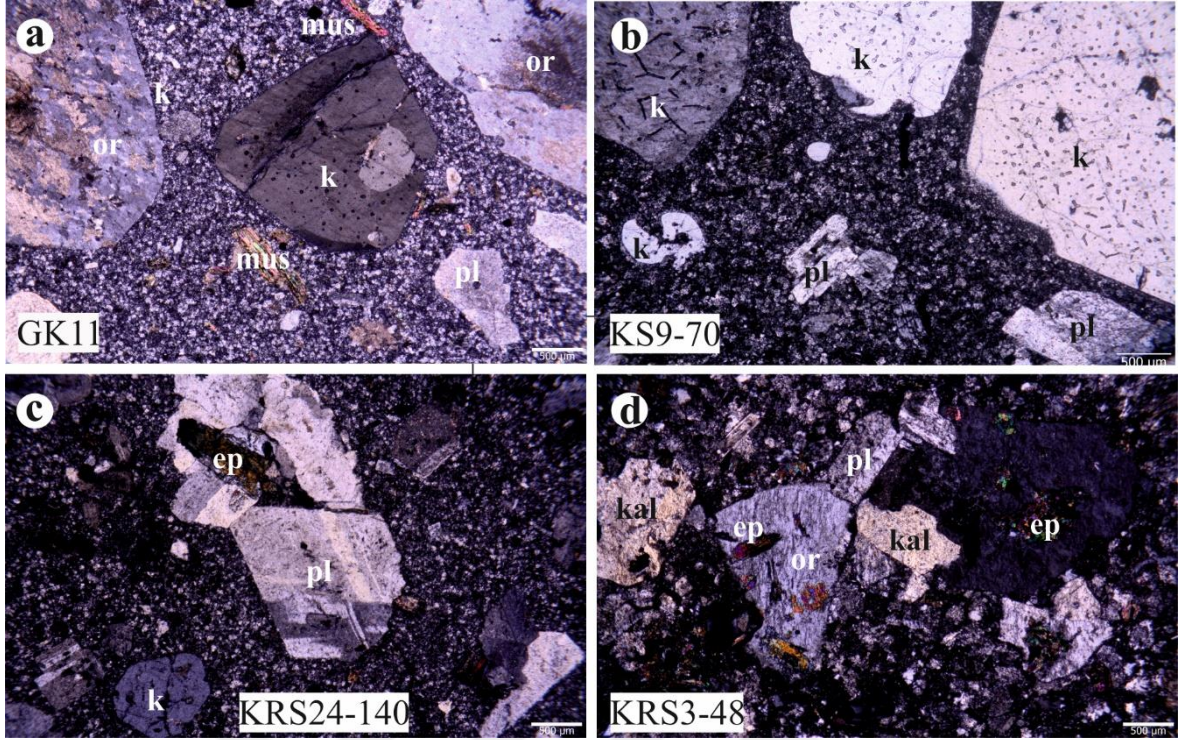
Zirkon ve apatit yaygın tali minerallerdir. Mikrokristalen ve hyalo-mikrokristalen bir doğaya sahip olan matrikste genellikle silisleşme, kalsitleşme, killeşme ve yer yer de opak mineral oluşumlarına eşlik eden epidotlaşma ve kloritleşme tipiktir. Özellikle porozitesi yüksek olan dasitik litik-kristal tuf ve breşlerin matriksinde saçınımlı halde bulunan ve yer

yer damar boyunca gelişen ikincil minerallere (kalsit-klorit-epidot) eşlik eden özşekilli ve yarı özşekilli opak mineraller (muhtemelen pirit ve manyetit) gözlenmiştir.

İnceleme alanındaki Geç Kretase birimlerinden bir diğeri, Erken-Orta Kampaniyen yaşlı (~81.5-79.5 My) iri K-feldispat-içeren granitporfir bileşimli küçük intrüzif kayaçlardır ve bu kayaçlar tipik olarak mikrokristalen porfiritik dokuya sahiptir (Şekil 21a-d). Ortoklas, plajiyoklas ve kuvars kayacın ana fenokristallerini oluşturur ve bunlara yer yer hidromikalar (çoğunlukla hidromuskovitler), klorit ve epidot eşlik eder (Şekil 21a ve d). Öz ve yarı öz şekilli kuvars ve feldispat fenokristalleri hamurda aynı minerallerin mikrokristalleri ile birlikte bulunur ve bazen bunlar kümelenip bir araya gelerek glomeroporfirik doku gösterirler (Şekil 21c ve d). Ortoklaslarda karlspad ikizi, plajiyoklaslarda albit ikizi ve kuvarslarda yer yer kemirilme dokusu tipiktir. Yaygın tali mineraller zirkon, apatit ve rutildir. Opak mineraller (Fe-Ti oksitler) hem iri hem de küçük kristaller halinde bulunur ve genellikle köşeli, düzensiz öz ve yarı-öz şekillidirler. Serizitleşme, killeşme, kalsitleşme ve bazen de epidotlaşma ve kloritleşme önemli alterasyon ürünleridir.

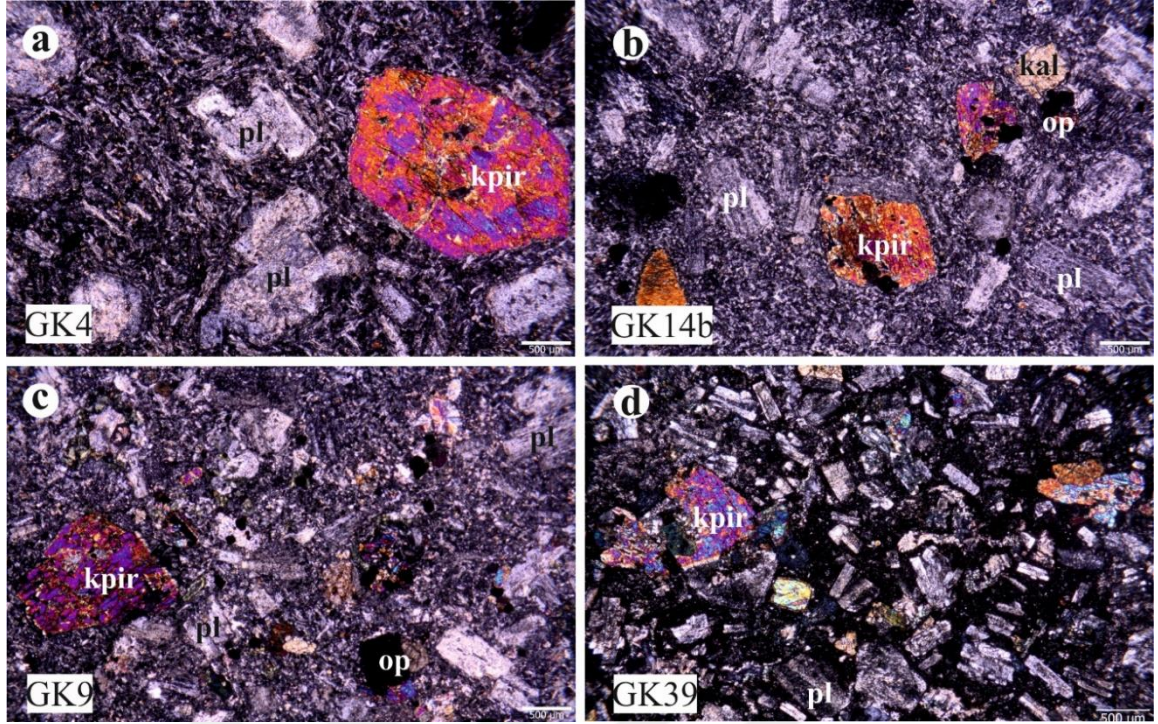


Şekil 20. Tirebolu Formasyonu'na ait (a-b) riyoilitik ve (c-d) dasitik örneklerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri. k: kuvars, pl: plajiyoklas, sa: sanidin, kal: kalsit, lit: litik, op: opak mineral



Şekil 21. K-feldispat granitporfirlerin porfirik doğasının polarizan mikroskop altında (Ç.N.) görünümleri (a-d). pl: plajiyoklas, k: kuvars, or: ortoklas, mus: muskovit, kal: kalsit, ep: epidot

Geç Kretase birimlerinin en genç ürünlerini geç Kampaniyen yaşlı (~75-73 My) piroksence-zengin porfiri andezit intrüzyonları oluşturur ve bunlar sahada dayk/sil-benzeri küçük stoklar halinde gözlenirler. Porfiri andezitlerde mikrolitik porfiritik, glomeroporfiritik ve seri dokuları hakimdir; ana fenokristalleri plajiyoklas, klinopiroksen (ojit) ve nadiren amfibol (hornblend) oluşturmaktadır (Şekil 22a-d). Öz ve yarı öz şekilli plajiyoklas mineralleri hem fenokristal olarak hem de mikrofeno-kristal ve mikrolitler şeklinde gözlenmektedir. Ojitler genelde özşekilli olup taze görünüme sahiptir; yer yer bazı iri kristallerde parçalı ve kırıklı bir yapı gözlenir. Hamur plajiyoklas, piroksen ve opak minerallerin mikro- ve kriptokristallerinden oluşmaktadır. Ayrıca, hamurda dağınık olarak bulunan opak mineraller (çoğunlukla Fe-Ti oksitler) yarı özşekilli ve özşekilsizdir. Alterasyon ürünleri kloritleşme, epidotlaşma, kalsitleşme ve yer yer serizit ve killeşme şeklindedir.

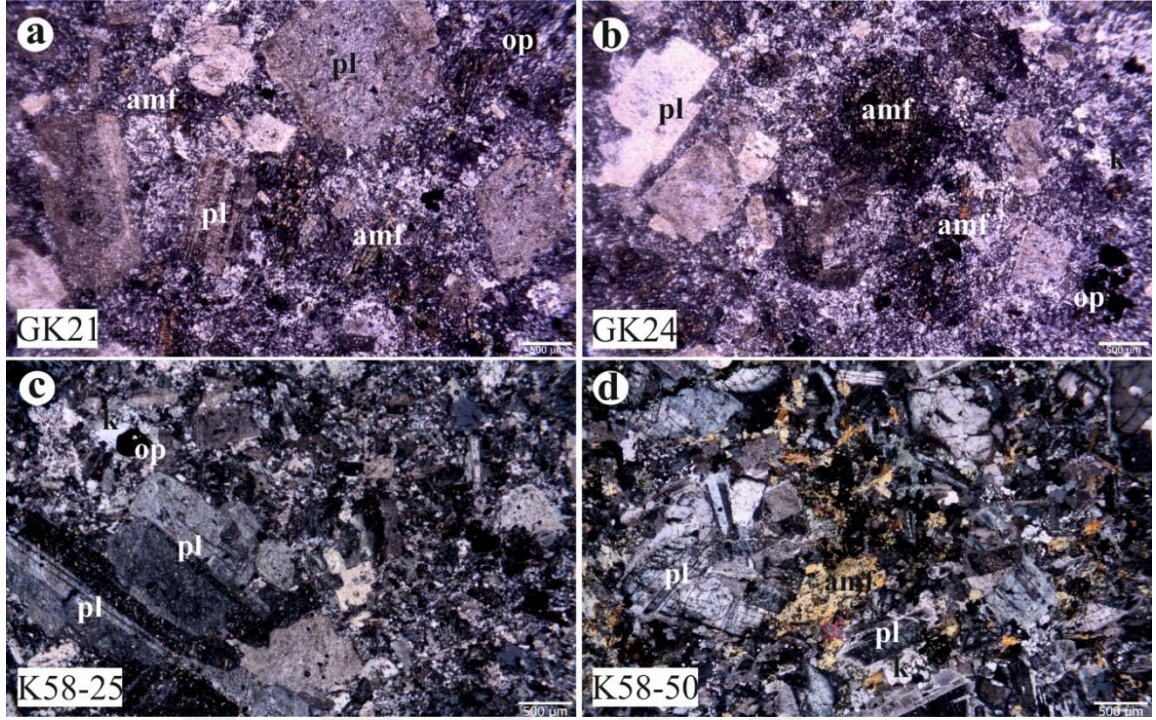


Şekil 22. Piroksen-içeren andezitik porfiri sil/dayklardan alınan örneklerin polarizan mikroskop altındaki görünüşleri (a-d). pl: plajiyoklas, kpir: klinopiroksen, kal: kalsit, op: opak mineral

3.2.2. Eosen Yaşlı Magmatik Kayaçlar

Bir önceki bölümde litolojik ve kronolojik açıdan gruplandırılan Eosen yaşlı magmatik kayaçların petrografik özellikleri ve cevher içeriği de dikkate alındığında, bu kayaçlar; (Grup 1) Erken Eosen yaşlı amfibol-içeren kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler (cevherleşme öncesi), (Grup 2) orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyorit-diyoritporfirler (cevherleşme ile eş zamanlı), (Grup 3) orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren porfiri andezit-dasit ve subvolkanik baca breşleri (cevherleşme ile eş zamanlı) ve (Grup 4) geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri dayklar (cevherleşme sonrası) şeklinde 4 ana gruba ayrılabilirler (Şekil 5).

(Grup 1) erken Eosen yaşlı amfibol-içeren kuvarşlı diyoritporfirlerde mikrokristalen porfiritik ve glomeroporfiritik dokular hakimken, özellikle kuvars diyoritlerde taneli doku gözlenir. Bu kayaçlarda baskın olarak plajiyoklas minerallerine ve sınırlı olarak kuvars ve amfibol ile nadiren de klinopiroksenlere (ojit) rastlanmıştır (Şekil 23a-d). Plajiyoklas fenokristallerinde yer yer elek ve seri dokuları yanında polisentetik ikizlenme tipiktir (Şekil 23c).



Şekil 23. Erken Eosen yaşlı amfibol-içeren kuvarşlı diyorit ve diyoritporfirlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri (a-d). pl: plajiyoklas, amf: amfibol, k: kuvars, op: opak mineral

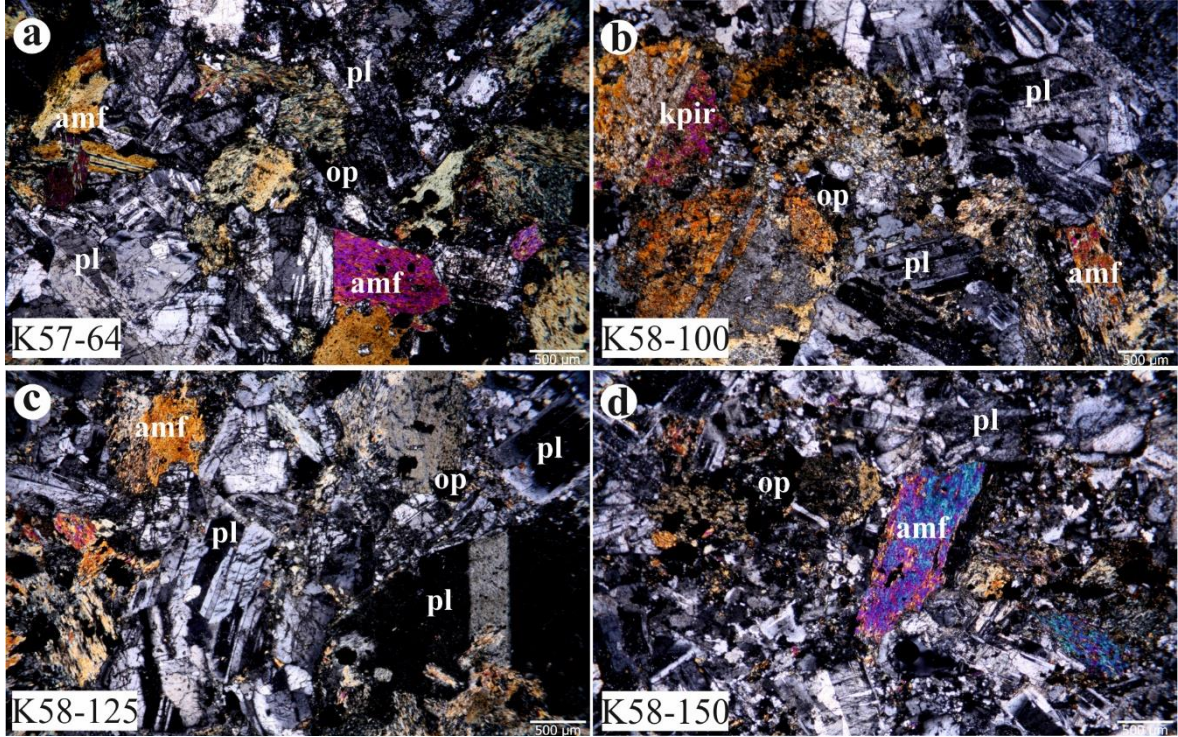
Öz ve yarı öz şekilli olan amfibol (hornblend) kristalleri genellikle parçalı-kırıklı olup kenarları opasitleşmiş olarak gözlenir ve bunlarda yer yer kloritleşme ve Fe-oksidleşme eşlik eder. Kuvarşlar genellikle küçük boyutlu, yarı öz şekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Bu grup kayaçların diğer Eosen yaşlı magmatik kayaçlara göre daha altere olduğu söylenebilir. Hem fenokristallerde hem de matrikste alterasyon yaygındır (Şekil 23a-d). Alterasyon mineralleri olarak klorit, kalsit ve killeşmenin yaygın olduğu bu birim cevherleşme açısından kısırdır.

(Grup 2) orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyoritporfirler genellikle fenokristaller bakımından zengin porfiritik ve glomeroporfiritik dokular sergilemektedir; özellikle diyoritlerde taneli dokuya geçiş gözlenir. Bu grup kayaçlar baskın olarak plajiyoklas ve amfibol (hornblend) ile daha az oranda klinopiroksen (ojit) ve biyotit içerir (Şekil 24a-d). Plajiyoklaslar öz ve yarı özşekilli olup, yer yer polisentetik ikizlenme, elek ve seri dokular ile zonlanma gösterirler (Şekil 24b ve c). En yaygın mafik mineral olan hornblendler tek nikolde açık sarıdan-yeşile değişen belirgin bir pleokroizma gösterirler; bazen kenarlarında reaksiyon kuşağı gelişmiş olup yer yer kloritleşmiştir. Ojit mineralleri hornblendlere göre daha azdır ve genellikle aktinolit dönüşmüştür. Bu dönüşüm bazen

ojitin merkezinde bazen de onun merkezini kuşatan bir kuşak şeklindedir. Ayrıca bazı ojit kristalleri kısmen veya tamamen kloritleşmiş olarak gözlenirler. Biyotitler küçük kristaller şeklinde olup, yaygın değildir ve genellikle hornblendde eşlik ederler. Bazı kesitlerde belli alanlarda (özellikle sondajların derin kesimlerinde potasik-alterasyonla ilişkili zonlarda) yoğunlaşmış, çok küçük ikincil biyotit kümeleri tipiktir. Özellikle sondaj kuyularından derlenen bu grup kayaçlarda silisleşme, cevher içeren-damar/damarcık oluşumları ve saçınımlı cevher mineralleri yoğundur ve bu yüzden bu kayaçlar ile cevherleşmenin eş zamanlı olarak olduğu düşünülmüştür. Ayrıca, bu grup kayaçlarda (özellikle sondajların derin kesimlerinde) silisleşmenin yanında yer yer epidotlaşma, kloritleşme ve killeşme ile birlikte bazı lokasyonlarda ikincil biyotit, aktinolit ve magnetit oluşumları yaygındır.

(Grup 3) orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit-riyolit porfiri ve ilişkili breşler yaygın olarak plajiyoklas, amfibol (hornblend ve aktinolit) ve kısmen de ortoklas, klinopiroksen (ojit) ve biyotit fenokristalleri içeren afanitik porfiritik bir doğaya sahiptir (Şekil 25a-d). Bu grup kayaçların matriksi yine ince taneli kristaller (feldispat, amfibol, biyotit ve opak mineraller) ve kriptokristalen hamurdan oluşmaktadır. Plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenme yanında seri, elek ve zonlu dokular yaygındır ve yer yer biraraya gelmiş plajiyoklas kümeleri tipiktir (Şekil 25a ve c).

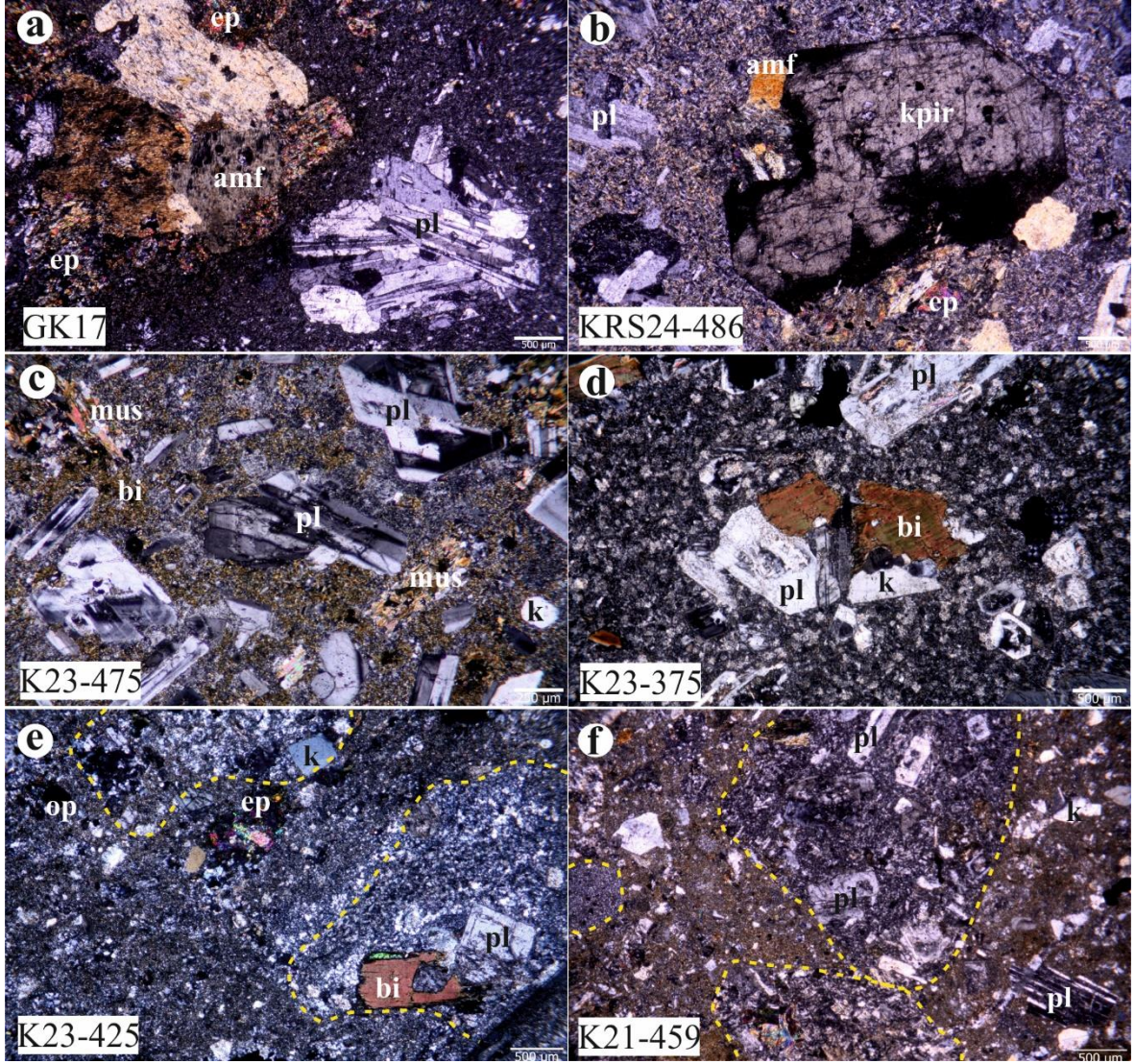
En yaygın mafik mineral olan hornblendler genellikle öz ve yarı özşekilli, bazen altıgen biçimdedir ve yer yer kenarlarında reaksiyon kuşağı gelişmiştir (Şekil 25a). Ojit mineralleri hornblendlere göre daha azdır ve genellikle kenarları veya merkezi aşınmıştır (Şekil 25b). Bazı ojit fenokristallerinin kısmen veya tamamen uralitleştiği (özellikle lifsi aktinolitlerin varlığı) veya sadece kloritleştiği gözlenmiştir. Birincil (veya yeniden dengelenmiş) ve ikincil biyotitler bu grup kayaçlarda daha yaygındır (Şekil 25c ve d). Birincil olarak düşünülen biyotit mineralleri öz-yarı öz şekilli, kenarları kısmen tırtıklı olup yer yer reaksiyon kuşağına sahip iken, ikincil biyotitler küçük, yarı özşekilli veya öz şekilsiz kristaller halinde bulunurlar ve genellikle diğer alterasyon minerallerinin (aktinolit ve klorit gibi) de eşlik ettiği ikincil mineral kümeleri ile tipiktirler. Bu grup kayaçlarda, özellikle sondaj örneklerinde yaygın silis damarları ve cevher mineralleri mevcut olup, diyorit-diyoritporfirilerdeki gibi, bunların da mineralizasyon ile eş zamanlı olduğu düşünülmektedir. Ayrıca bu kayaçlarda alterasyon etkisi çok yoğun olup özellikle sondak örneklerinde derine doğru epidotlaşma, kloritleşme, killeşme ve silisleşme artmaktadır.



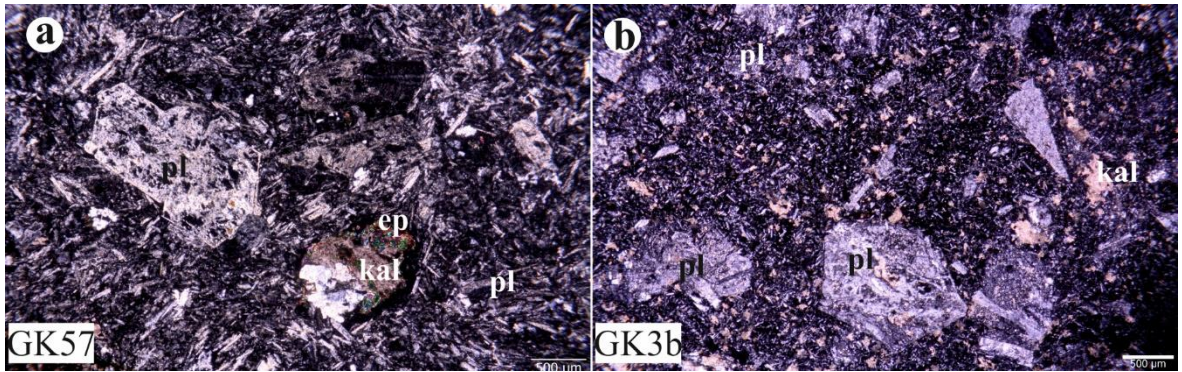
Şekil 24. Orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyorit-diyoritporfirlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri (a-d). pl: plajiyoklas, amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, op: opak mineral.

Orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit-riyolit porfirilerle ilişkili breşler (Grup 3) özellikle mikroskop altında breşik bir görünüm sergilemekte olup (Şekil 25e ve f), makro olarak breşik görünümün tanımlanması zordur ve aynı gruba ait porfiri kayalarla birlikte genellikle biyotit mineralleri içerirler.

(Grup 4) geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri dayklarda tipik olarak vesiküler, amigdüler, mikrokristalen ve mikrolitik porfiritik dokular mevcuttur (Şekil 26a). Vesiküller genellikle kalsit, epidot ve klorit gibi ikincil mineraller tarafından doldurulmuştur. Söz konusu vesiküllerin cevher mineralleri açısından kısır olması ve diğer Eosen litolojilerini kesmeleri nedeniyle, bu grup kayaların cevherleşme sonrası oluşmuş ürünler olabileceği düşünülmüştür (Şekil 5). Ana fenokristal fazını öz ve yarı öz şekilli plajiyoklaslar oluşturur ve bunlar yer yer serizit ve killeşmiştir (Şekil 26a ve b). Plajiyoklaslarda kısmen polisentetik ikizlenme ile birlikte seri ve elek dokusu gözlenir. Herhangi bir mafik minerale rastlanmamıştır. Opak mineraller (Fe-Ti oksitler) matrikste az oranda ve dağınıktır. Bazı kesitlerde kalsitleşme ve epidotlaşma tipik alterasyon ürünleridir (Şekil 26a).



Şekil 25. Orta-geç Eosen yaşlı amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit-riyolit porfir ve ilişkili breşlerin polarizan mikroskopta (Ç.N.) görünüşleri (a-f). pl: plajiyoklas, amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, bi: biyotit, mus: muskovit, ep: epidot, op: opak



Şekil 26. Geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri daykların (a ve b) mikroskop altındaki görünüşleri. pl: plajiyoklas, ep: epidot, kal: kalsit

3.3. Cevherleşme ile Eş Zamanlı (Eosen Yaşlı) Magmatik Kayaçların Mineral Kimyası ve Sınıflaması

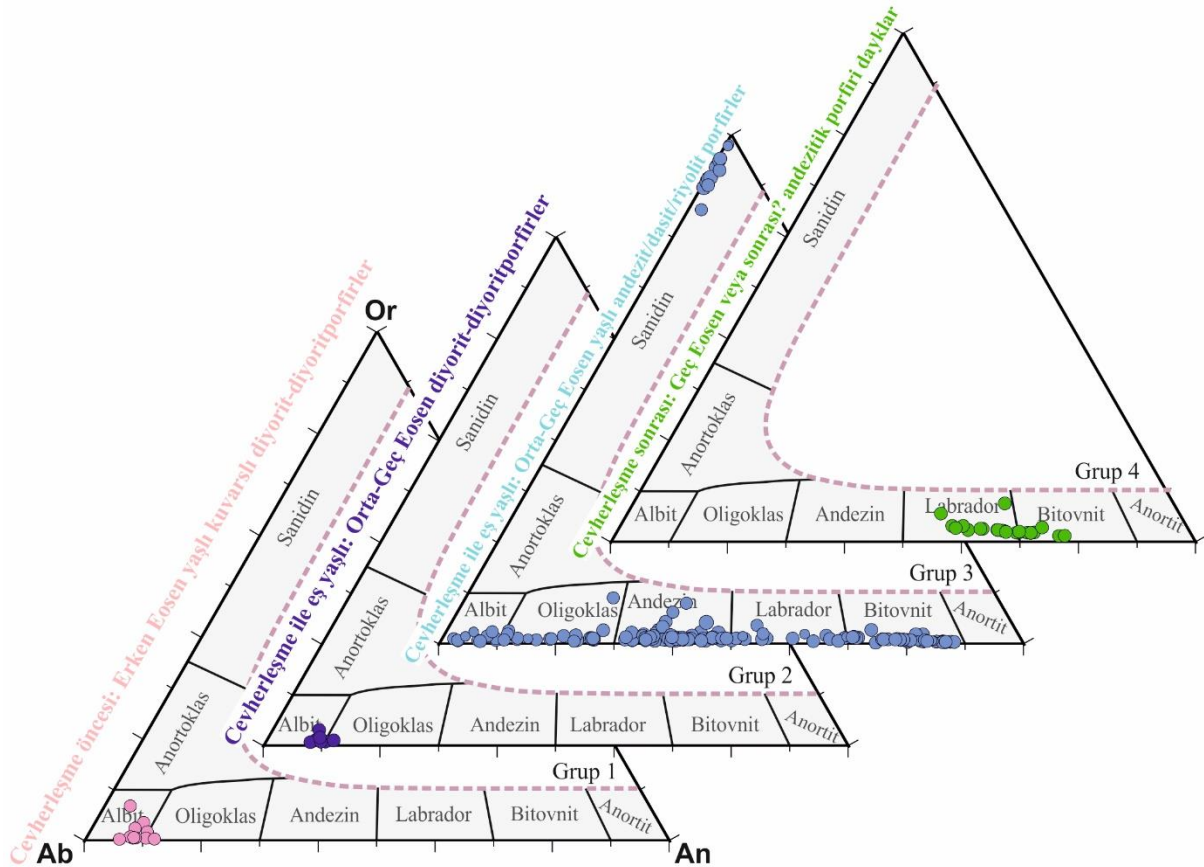
Bu bölümde, cevherleşme ile eş zamanlı oluşan Eosen (Lütesiyen-erken Bartoniyen) yaşlı farklı magmatik kayaç gruplarına ait (Grup 1 - 4) örneklerde bulunan kayaç yapıcı önemli minerallerin bileşimleri, ayrıca zirkon minerallerinin eser element kimyası ve Hf-izotop bileşimleri sunulmuştur (Tablo 1 ve 2).

Eosen yaşlı magmatik kayaçların ana minerallerini feldispat grubu mineraller, amfibol, klinopiroksen, biyotit ve Fe-Ti oksit mineralleri ile garnet ve klorit oluşturur. Bu minerallerin kimyasal bileşimleri, türleri ve özellikle zonlu plajiyoklas ve klinopiroksenlerin bileşimsel değişimleri aşağıda ayrıntılı olarak verilmiştir.

3.3.1. Feldispat

Eosen yaşlı magmatik kayaçların en yaygın mineral grubunu feldispatlar (özellikle plajiyoklaslar) oluşturur. Bunların her birinin feldispat mineral bileşimleri ek tablo halinde verilmiştir (Ek Tablo 3 ve 4). Bu kayaç gruplarının feldispat bileşimlerinden yararlanarak 8 oksijene göre katyon değerleri ve sonrasında An-Or-Ab uç üyeleri hesaplanmış, ayrıca feldispat türleri Deer vd. (1996) sınıflama diyagramı kullanılarak belirlenmiştir (Şekil 27). Buna göre, Kızıltoprak Tepe maden sahasında yüzeyleyen Eosen yaşlı farklı magmatik kayaçlardaki feldispatların bileşimleri, türleri ve zonlu plajiyoklasların bileşimsel değişimleri aşağıda tek tek açıklanmaktadır.

Cevherleşme öncesi ilk magmatik fazı (Grup 1) temsil eden erken Eosen yaşlı amfibollü kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler ile cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) erken magmatik fazı (Grup 2) temsil eden amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyorit-diyoritporfirlerdeki plajiyoklasların çoğu albitik bileşimde olup, çok azı oligoklas bileşime sahiptir (Grup 1 = An_{4.3-11.7}; Grup 2 = An_{7.6-11.4}).



Şekil 27. Eosen yaşlı farklı gruplara ait (Grup 1-4) porfiri kayaçların feldispat bileşimlerini gösteren An-Or-Ab sınıflama diyagramı (Deer vd., 1992).

Buna karşın, cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit-riyolit porfirlerdeki ve bunlarla ilişkili breşlerdeki plajiyoklasların bileşimleri albitik ($An_{1.9-9.8}$) bileşimler dışında, oligoklastan-bitovnite ($An_{10.2-87.3}$) kadar uzanan çok geniş aralıkta değişim göstermektedir. Ortoklas bileşimli K-feldispatlar sadece Grup 3'te belirlenmiştir ve K'ca zengin olup, bileşimleri sınırlıdır ($Or_{85.4-98.3}$).

Cevherleşme sonrası magmatik fazı (Grup 4) temsil eden geç Eosen veya sonrası? andezitik porfiri dayklara ait kayaçlardaki plajiyoklaslar kalsik plajiyoklas sınıfında olup, bunların bileşimleri labradordan-bitovnite ($An_{53.2-76.5}$) kadar nispeten sınırlı bir aralıkta değişim gösterir (Şekil 27).

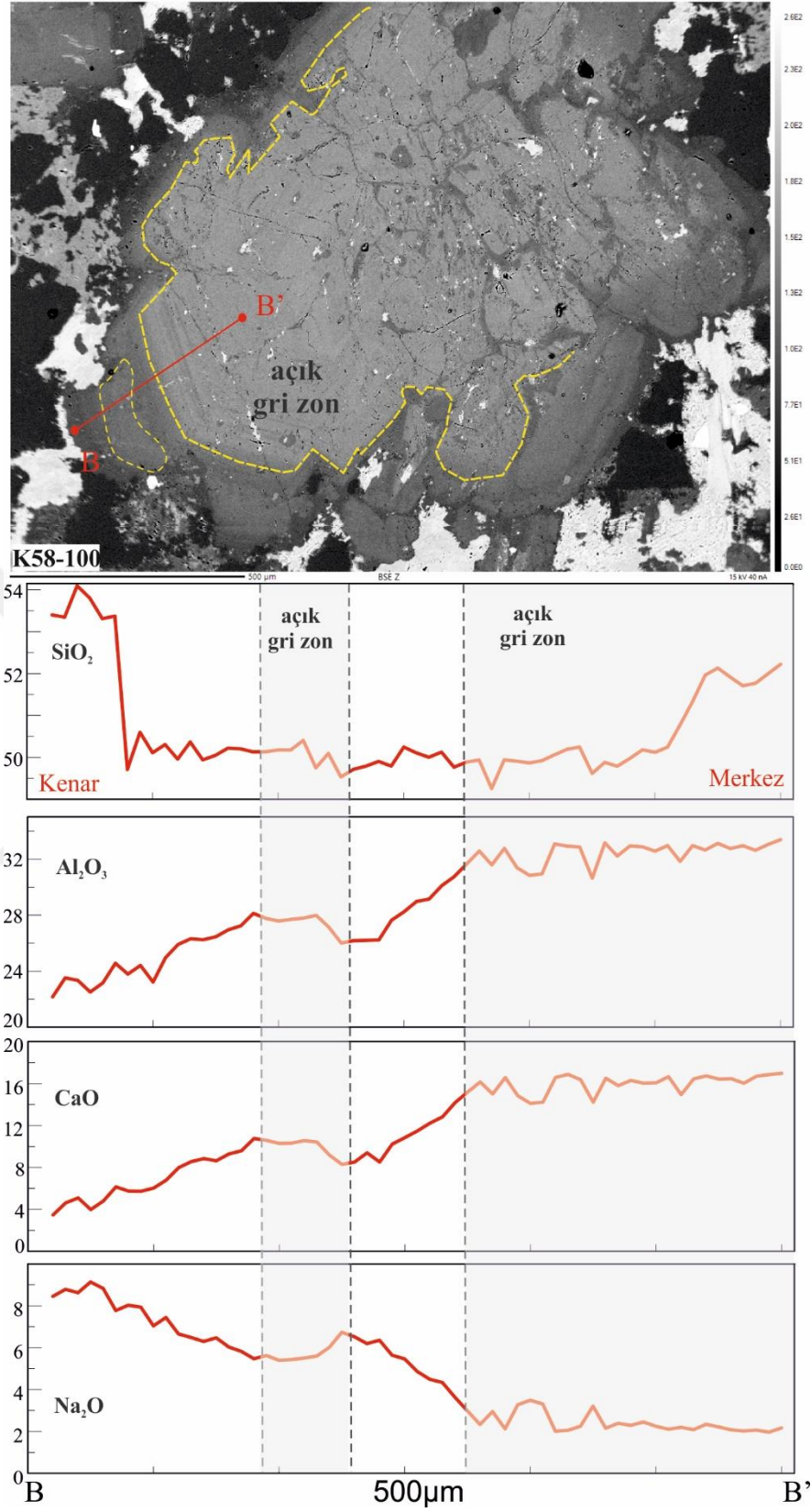
Cevherleşme ile eş yaşlı erken ve geç magmatik fazları (Grup 2 ve 3) temsil eden orta-geç Eosen yaşlı diyorit/diyoritporfir ve andezit-dasit-riyolit porfirlerde yaygın bir şekilde bulunan zonlu plajiyoklas minerallerinden merkez-kenar profili boyunca detaylı noktasal analizler yapılmış ve bunların geri saçınımlı elektron (GSE) görüntüleri alınmıştır. Zonlu

plajiyoklasların GSE görüntülerinde açık renkli alanlar nispeten Ca-zengin bileşimleri, koyu renkli alanlar ise nispeten Na-zengin bileşimleri göstermektedir (Şekil 28-30). Bu profil hatlarının detaylı kimyasal analiz sonuçları Ek Tablo 4’de verilmiştir.

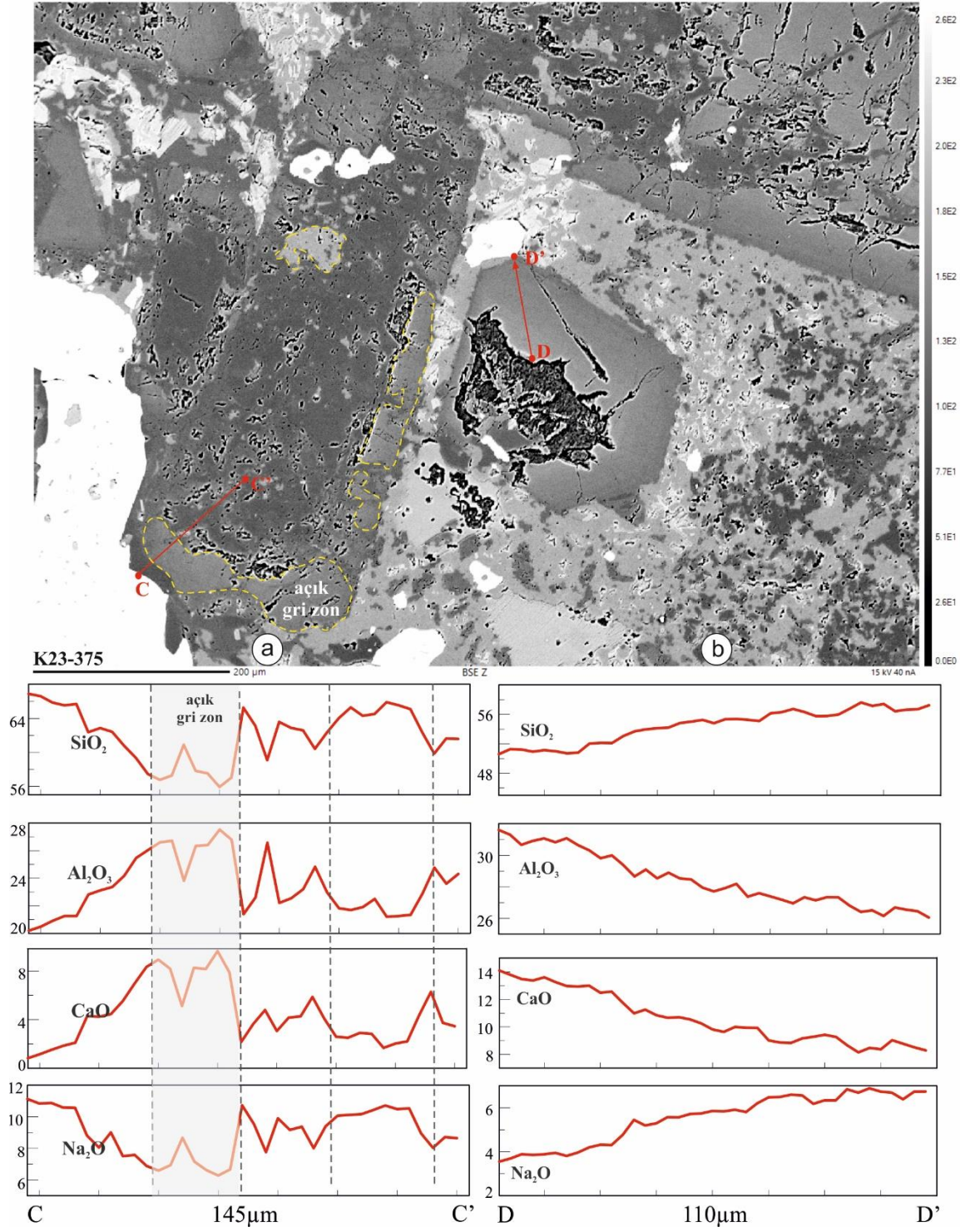
Cevherleşme ile eş zamanlı diyorit-diyoritporfirleri (Grup 2) temsil eden K58-100 numaralı örnekteki zonlu plajiyoklas fenokristalinin merkezinden (açık-gri alan) kenarına (orta- ve koyu-gri alana) doğru (B-B’) 500 μm ’lik bir hat boyunca profil analizi yapılmıştır. Zonlu plajiyoklas mineralinin açık gri alanından (bitovnit) orta ve koyu-gri alanına (labradordan-oligoklasa) doğru geçildiğinde, Al_2O_3 ve CaO içeriklerinin azaldığı, buna karşın Na_2O içeriğinin arttığı ve SiO_2 içeriğinin (en dış zon haricinde) nispeten sabit kaldığı gözlenmiştir. Bu genel olarak normal zonlu bir oluşumu işaret etse de, özellikle plajiyoklas fenokristalinin kenarına doğru Ca ve Na elementlerinde belli aralıklarda ani zig-zaglı değişimler gözlenir (Şekil 28).

Cevherleşme ile eş zamanlı andezit-dasit-riyolit porfirlerini (Grup 3) temsil eden K23-375 numaralı örnekteki iki farklı plajiyoklas fenokristalinin merkezinden kenarına doğru C-C’ ve D-D’ profil hatları boyunca analiz yapılmıştır. C-C’ profil hattı boyunca (145 μm), merkezden kenara “oligoklas-andezin-albit” şeklinde ani bileşimsel değişimler söz konusu iken (Şekil 29a). D-D’ profil hattı boyunca (110 μm), labradoritten-andezine doğru normal zonlu bir bileşim değişimi gözlenmiştir (Şekil 29 b). Ayrıca, K23-375 nolu örnekteki bazı plajiyoklasların merkezinde çözünme-emilme (dissolution-absorption) ve parçalı (patchy) zonlu dokular gibi dengesiz kristallenmeyi işaret eden özellikler dikkat çekicidir (Şekil 29a ve b).

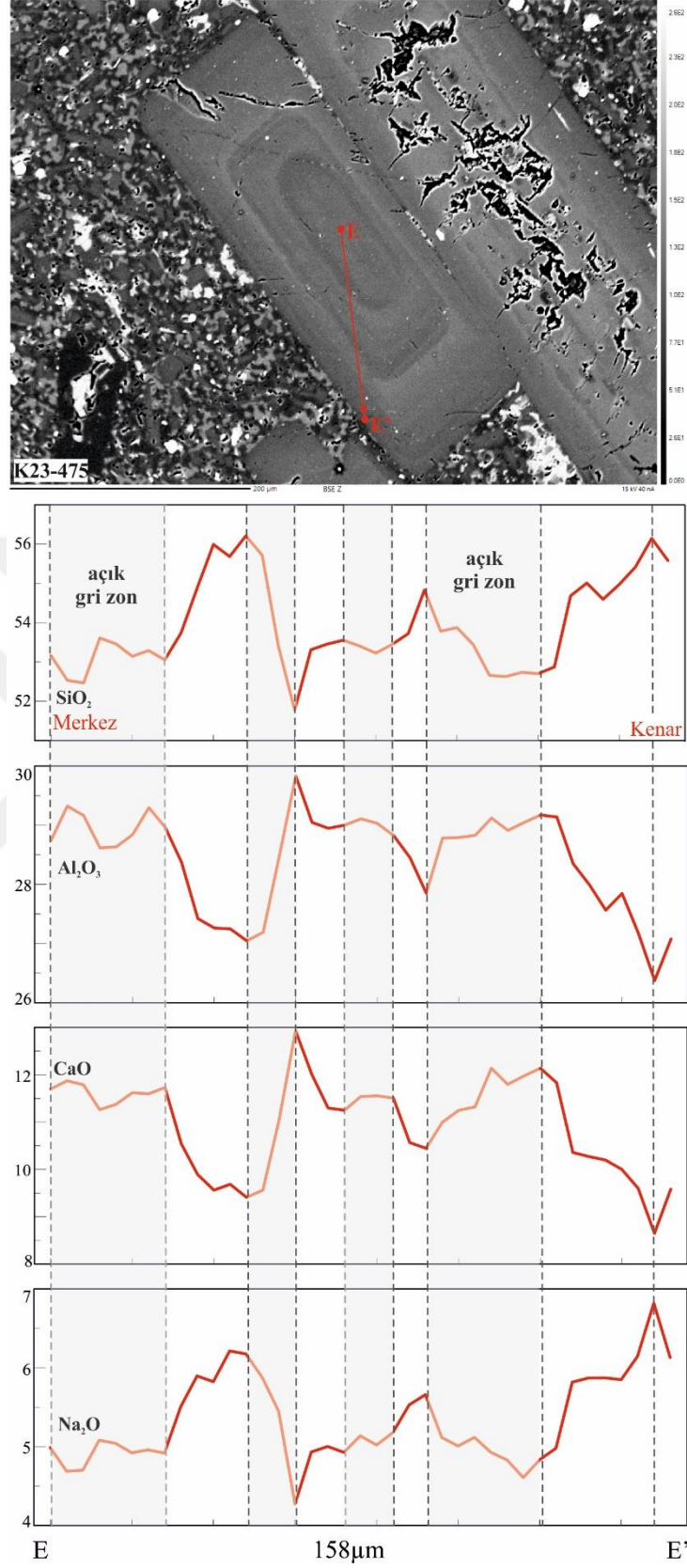
Benzer şekilde, Grup 3’ün andezit-dasit-riyolit porfirlerine ait K23-475 numaralı örnekteki belirgin halkalı zonlu plajiyoklas fenokristalinin merkezinden kenarına doğru E-E’ profil hattı boyunca analiz yapılmıştır. E-E’ hattı boyunca (158 μm), merkezden kenara “labradorit-andezin-labradorit-andezin” şeklinde ani bileşimsel değişimler mevcuttur (Şekil 30). Merkezden kenara ani bileşimsel değişim gösteren bu plajiyoklas fenokristaline, yine merkezinde çözünme-emilme dokuları bulunan başka bir plajiyoklas fenokristalinin eşlik etmesi, dengesiz kristallenme şartlarını doğrulamaktadır.



Şekil 28. Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) erken magmatik fazı (Grup 2) temsil eden diyorit-diyoritporfirlerdeki (K58-100 örneği) zonlu plajiyoklas fenokristalinin merkez-kenar bileşim değişimi



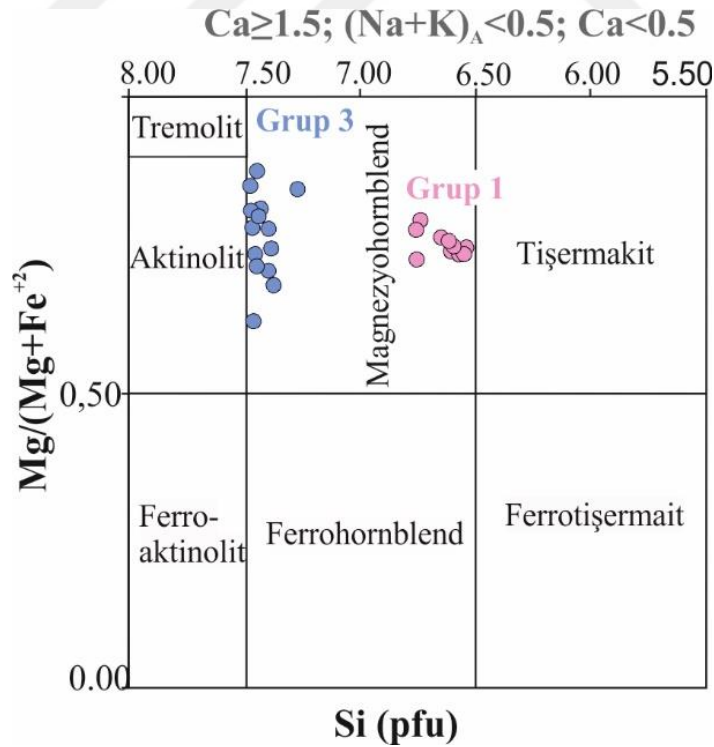
Şekil 29. Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasit-riyolit porfirlerdeki (K23-375 nolu örnek) iki zonlu plajiyoklas kristalinin merkez-kenar (a: C-C' ve b: D-D') bileşim değişimi.



Şekil 30. Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Lütəsiyen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasit-riyolit porfirlerdeki (K23-475 nolu örnek) zonlu plajiyoklas kristalinin merkez-kenar (E-E') bileşim değişimi

3.3.2. Amfibol

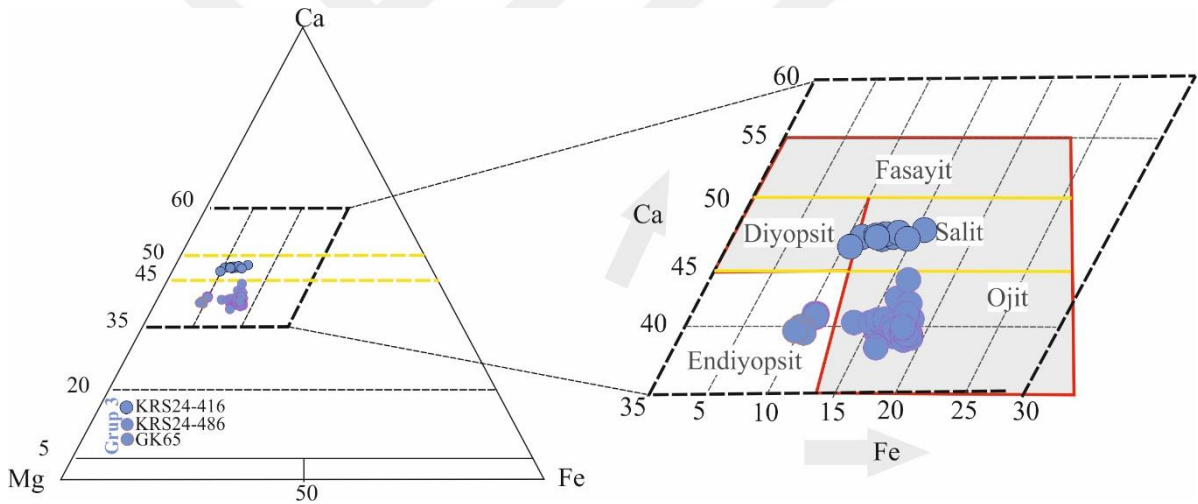
Eosen yaşı magmatik kayaların (özellikle Grup 1-3) en yaygın ikinci mineral grubunu amfibol mineralleri oluşturur. Bu grup kayalardaki taze amfibollerin kimyasal analizleri cevherleşme öncesi erken Eosen yaşı amfibollü kuvarslı diyorit-diyoritporfirlerde (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit porfirlerde (Grup 3) gerçekleştirilmiştir (Ek Tablo 5). Amfibol katyon hesaplaması 23 oksijene göre, Fe^{+2} ve Fe^{+3} ayrımı Schumacher (1991)'e göre yapılmıştır. Amfibol grubu mineraller Leake vd. (1997) tarafından önerilen sınıflama diyagramındaki parametreler dikkate alınarak ($\text{Ca} \geq 1.5$; $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.5$; $\text{Ca} < 0.5$) sınıflandırılmıştır (Şekil 31). Buna göre cevherleşme öncesi (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşı (Grup 3) magmatik kayalardaki amfibol minerallerinin genel olarak magnezyo-hornblend bileşiminde olduğu tespit edilmiştir. Ancak, cevherleşme öncesine göre (Grup 1 için $\text{Si} = 6.3-7.4$ bfad ve $\text{Mg\#} = 0.63-0.66$) cevherleşme ile eş yaşı (Grup 3) amfibollerin birim formüldeki Si atom değerinin nispeten daha yüksek (aktinolit doğru, $\text{Si} = 7.1-7.6$ bfad) ve $\text{Mg\#} [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})]$ değerinin daha geniş aralıklarda (0.56-0.91) değiştiği görülmüştür (Şekil 31).



Şekil 31. Cevherleşme öncesi erken Eosen yaşı (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlerdeki (Grup 3) amfibollerin Si (bfad) – $\text{Mg\#} [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})]$ sınıflama diyagramı (Leake vd., 1997).

3.3.3. Piroksen

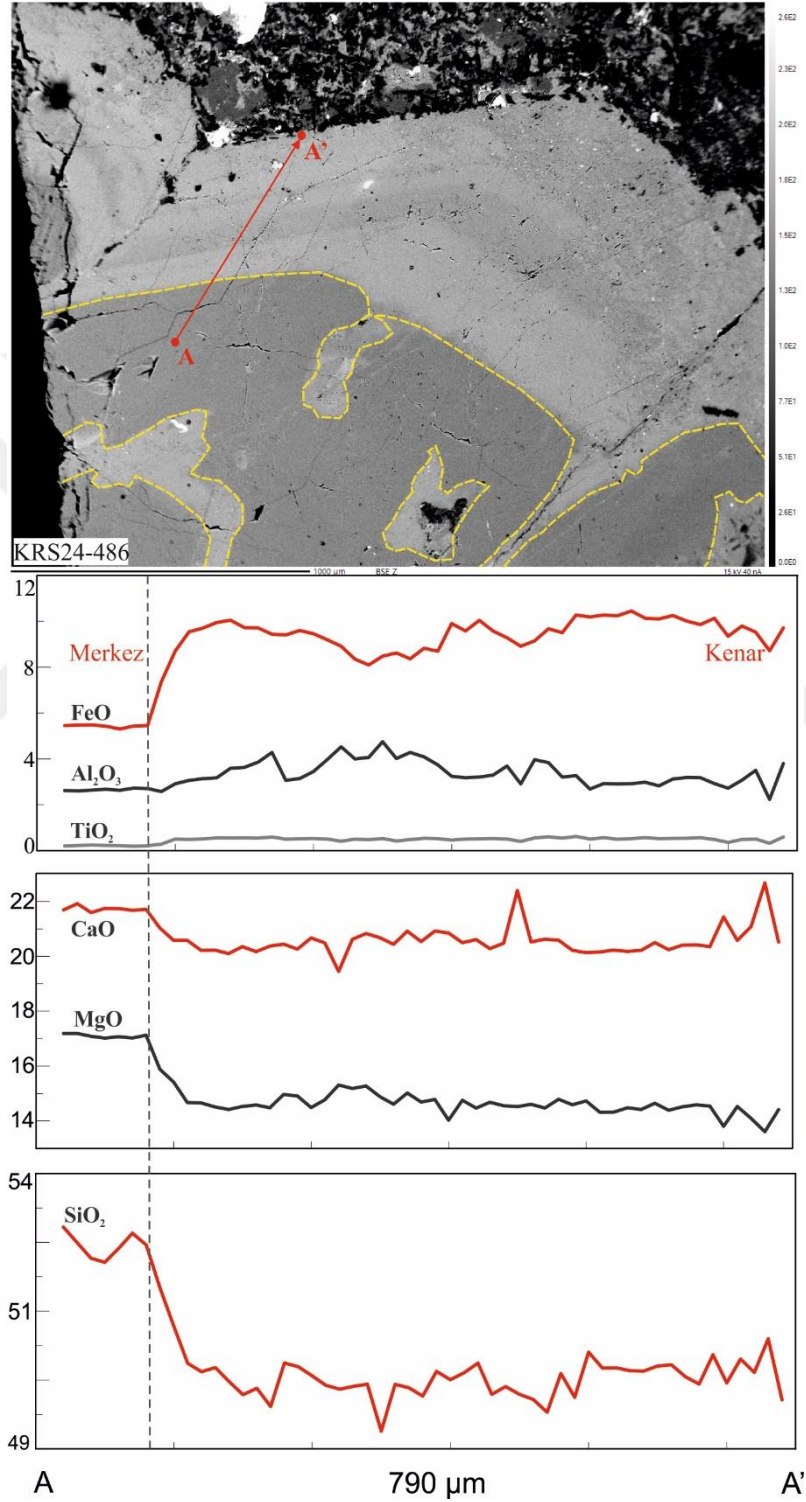
Piroksen (klinopiroksen) mineralleri Eosen yaşı magmatik kayaların özellikle cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) amfibol±piroksen±biyotit-içeren andezit-dasit porfirlerde (Grup 3) amfibollerden sonra en sık rastlanan mineral grubudur. Klinopiroksenlerin çoğu epidot, kalsit ve kloritin eşlik ettiği lifsi aktinolitlere dönüşmüş iken (uralitleşme), bazıları taze ve ayrı bir faz olarak ya homojen görünümlüdür ya da parçalı zonlu dokuludur (Şekil 32). Mikroprob ile ölçülen klinopiroksenlerin mineral kimyası analizleri Ek Tablo 6'da verilmiş olup, bunların katyon hesaplaması 6 oksijene göre, Fe^{+2} ve Fe^{+3} ayrımı Droop (1987)'ye göre yapılmıştır. Morimoto (1988) tarafından önerilen Ca-Mg-Fe (Wo-En-Fs) üçgen sınıflama diyagramına göre, klinopiroksenlerin çoğunlukla ojit, daha az oranda da diyopsitik-salit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 32).



Şekil 32. Cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlerdeki klinopiroksenlerin Ca-Mg-Fe (Wo-En-Fs) üçgen sınıflama diyagramı (Morimoto, 1988).

Cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirler grubuna ait KRS24-416 nolu sondaj örneğindeki klinopiroksen mineralleri çoğunlukla salit ($Wo_{50.50-51.31} En_{35.63-39.61} Fs_{9.59-13.06}$) ve sınırlı olarak diyopsit ($Wo_{49.81-50.70} En_{40.72-42.10} Fs_{8.09-8.57}$) bileşimindedir. Buna karşın, aynı gruptaki KRS24-486 nolu diğer bir sondaj örneğinde belirlenen klinopiroksen mineralleri genellikle ojit iken ($Wo_{40.76-46.84} En_{39.11-45.22} Fs_{11.77-16.58}$), sınırlı olarak mineral merkezinde endiyopsit ($Wo_{43.50-43.80} En_{47.68-47.96} Fs_{8.34-8.62}$) bileşimindedir. Diğer taraftan, yüzeyden alınan bu grubun GK65 nolu örneğindeki klinopiroksen mineralleri sadece endiyopsit bileşimine ($Wo_{42.08-42.66} En_{49.50-50.12} Fs_{7.60-8.38}$) sahiptir (Şekil 32).

KRS24-486 nolu örnekte rastlanan parçalı (GSE’de koyu gri ve açık gri alanlar) zonlu bir klinopiroksen fenokristalinde gerçekleştirilen profil analizinin (790µm uzunluğunda 53 nokta) sonuçları Ek Tablo 6’da verilmiş, element değişim grafiği Şekil 33’de sunulmuştur.

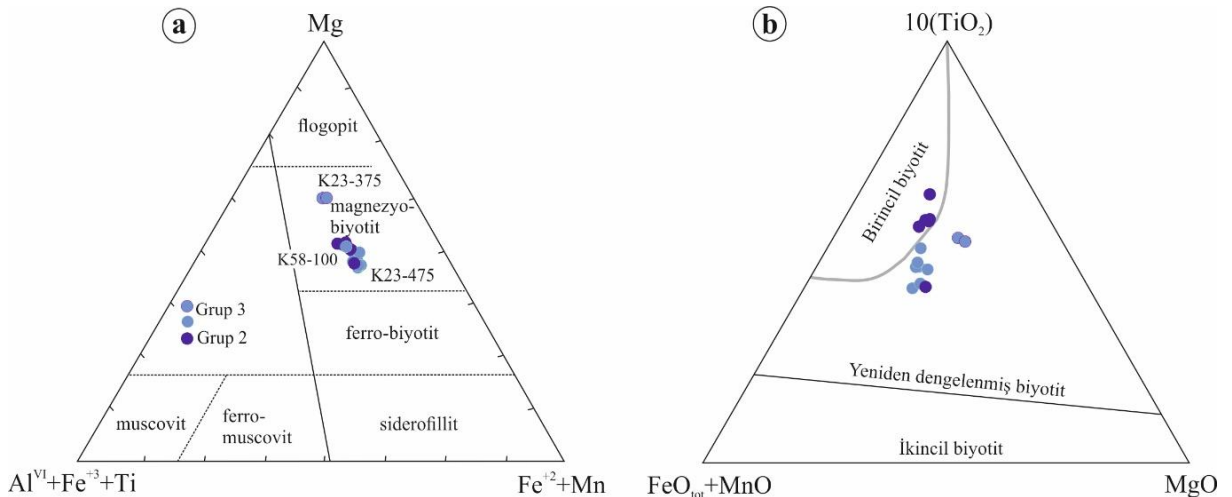


Şekil 33. Cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) andezit-dasit porfirlere ait KRS24-486 nolu örnekteki parçalı zonlu klinopiroksenin (A-A') hattı boyunca bileşimsel değişimi

Buna göre, koyu gri alanlarda CaO, MgO ve SiO₂ içerikleri belirgin bir şekilde yüksek iken, açık gri alanlarda söz konusu içerikler azalmakta ve FeO, Al₂O₃ ve TiO₂ değerlerinde belirgin bir artış görülmektedir. Diğer bir ifadeyle, klinopiroksen fenokristalinin kimyasal bileşimi koyu gri alanlarda endiyopsit bileşimde iken (Mg'ca zengin), açık gri alanlara doğru ojitik (Fe'ce zengin) bileşimdedir (Şekil 33). Bu tür parçalı zonlu klinopiroksen fenokristallerinin kenarları genellikle korrede olmuştur ve bu kristallerde koyu ve açık gri alanlar heterojen dağılım sergilemektedir.

3.3.4. Biyotit

Biyotit mineralleri cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) amfibol±piroksen±biyotit-içeren diyorit/andezit-dasit porfirlerde (Grup 2 ve 3), özellikle sondajların derin kesimlerinde potasik-alterasyonla ilişkili zonlarda bulunan, sınırlı orandaki sulu mafik mineralden biridir. Biyotitler için temsili mineral kimyası analizleri Ek Tablo 7'de verilmiş olup, katyon hesaplamaları 22 oksijene göre yapılmıştır. Kimyasal analizlerden elde edilen toplam Fe, Droop (1987)'ye göre stokiyometrik için gereken oranlarda Fe⁺² ve Fe⁺³ arasında paylaştırılmıştır. Ayrıca, biyotit bileşimleri Foster (1960) tarafından önerilen Mg-(Al^{VI}+Fe⁺³+Ti)-(Fe⁺²+Mn) ve Nachit vd. (2005)'in önerdiği (10*TiO₂)-(FeO_{tot}+MnO)-(MgO) üçgen diyagramlarına göre sınıflandırılmıştır (Şekil 34a, b).

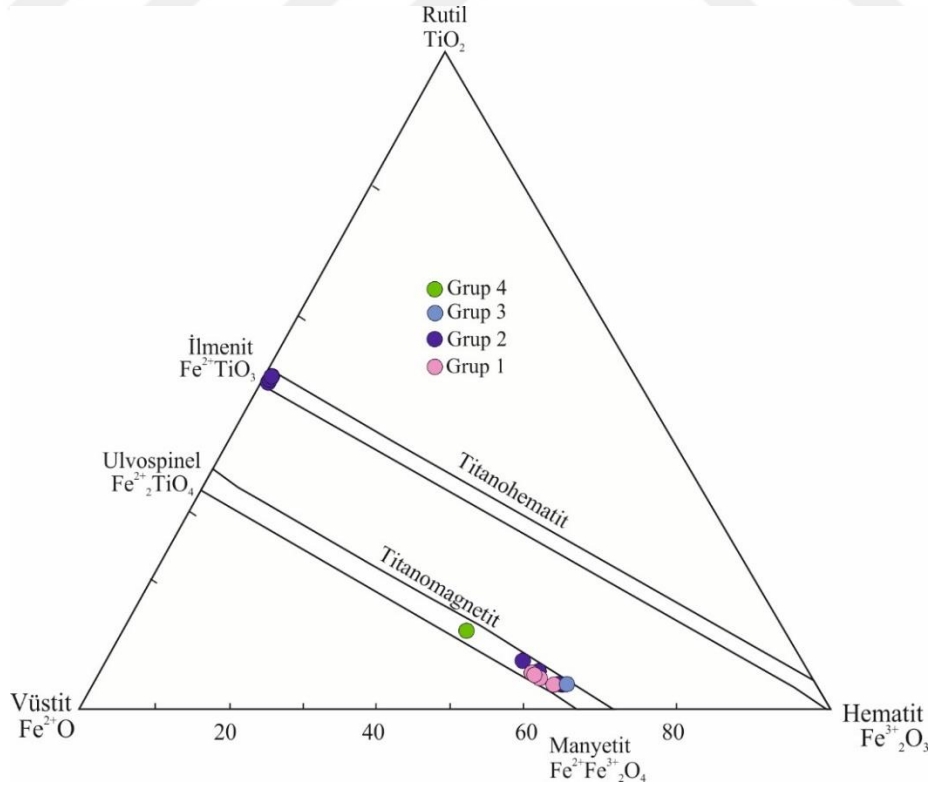


Şekil 34. Cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) diyorit/andezit-dasit porfirlerdeki biyotitlerin (a) Mg-(Al^{VI}+Fe⁺³+Ti)-(Fe⁺²+Mn) (Foster, 1960) ve (b) (10*TiO₂)-(FeO_{tot}+MnO)-(MgO) (Nachit vd., 2005) sınıflama diyagramları.

Buna göre, cevherleşme ile eş yaşlı diyorit/andezit-dasit porfirlerdeki (Grup 2 ve 3) tüm biyotitlerin Mg'ca zengin biyotit bileşiminde (magnezyo-biyotit) olduğu tespit edilmiştir (Şekil 34a). Diğer taraftan, Nachit vd. (2005)'e göre, diyorit-diyoritporfirlerdeki (Grup 2; K58-100 nolu örnek) biyotit mineralleri genellikle “birincil biyotit” olarak tanımlanırken (biri hariç), andezit-dasit porfir ve ilişkili breşlerdeki (Grup 3; K23-375 ve K23-475 nolu örnekler) biyotitler “yeniden dengelenmiş biyotit” olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 34b).

3.3.5. Fe-Ti Oksit

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayaçların hepsi az ya da çok Fe-Ti oksit minerallerine sahiptir. Söz konusu kayaçlarda bulunan Fe-Ti oksitlerin kimyasal analiz sonuçları Ek Tablo 8’de verilmiş olup, hesaplamalar 4 oksijene göre yapılmıştır ve toplam Fe, Droop (1987)’ye göre stokiometrik için gereken oranlarda Fe^{+2} ve Fe^{+3} arasında paylaştırılmıştır. Ayrıca, Fe-Ti oksit bileşimleri geleneksel Rutil-Wüstit-Hematit ($\text{TiO}_2\text{-Fe}^{+2}\text{O-Fe}^{3+}_2\text{O}_3$) üçgen diyagrama göre sınıflandırılmıştır (Şekil 35).



Şekil 35. Eosen yaşlı farklı gruplara ait (Grup 1-4) kayaçların Fe-Ti oksit sınıflama diyagramı (Wang vd., 2004).

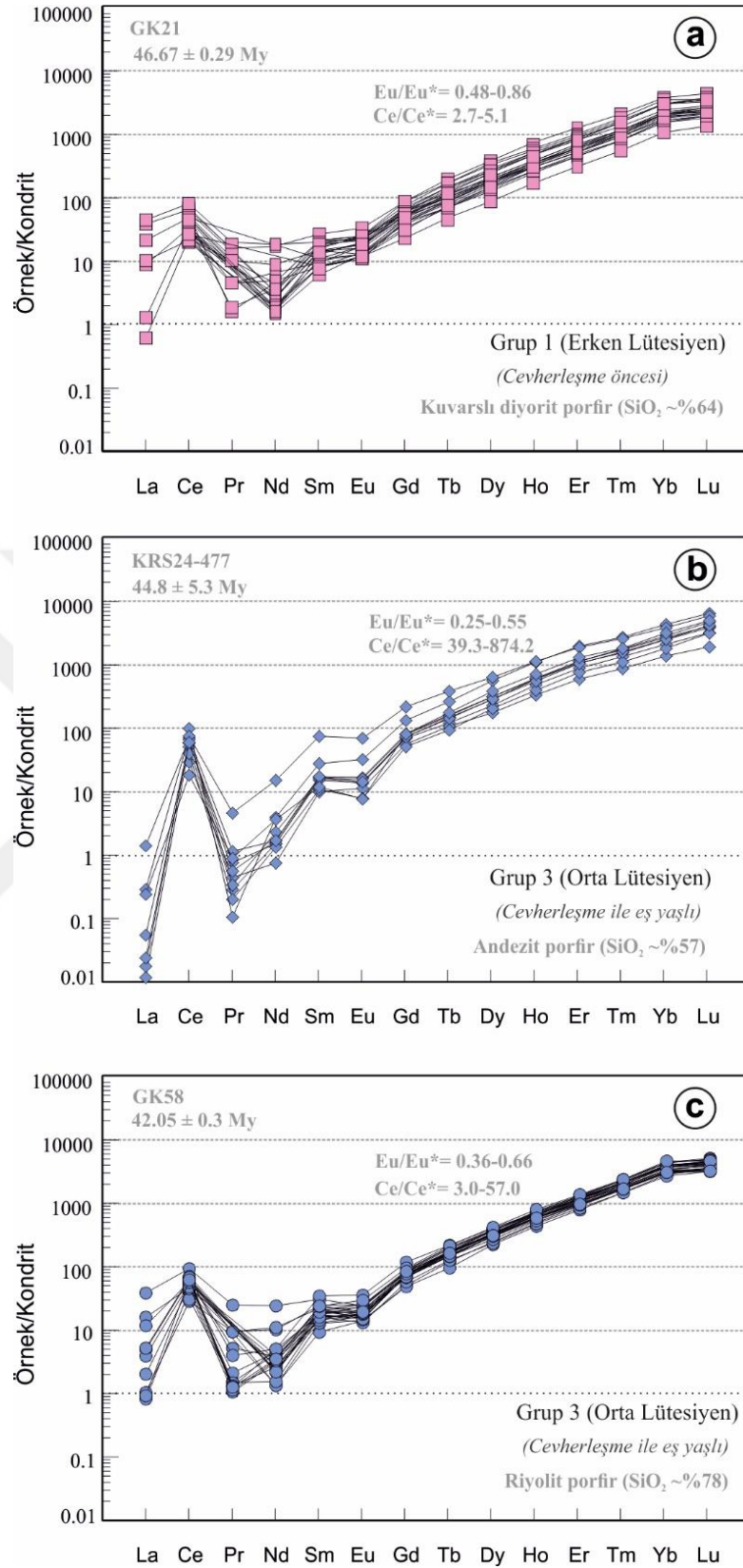
Buna göre, cevherleşme sonrası (Grup 4) genç andezitik porfiri dayklardaki Fe-Ti oksitler Ti içeriği açısından zengin iken, cevherleşme öncesi (Grup 1) ve cevherleşme-ilişkili (Grup 3) andezit/dasit porfirlerdeki Fe-Ti oksit minerallerinin bileşimleri Ti'ce fakir olup, magnetit uç üyesine daha yakındırlar. Bununla birlikte, cevherleşme ile eş yaşlı diyorit-diyoritporfirlerdeki (Grup 2) Fe-Ti oksitler hem magnetit hem de ilmenit uç üyeleri içermektedir (Şekil 35).

3.3.6. Zirkon Eser Element Bileşimi

Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme öncesi (Erken Eosen; ~46.7 My) kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler (Grup 1, GK21 örneği) ile cevherleşme-ilişkili (orta-geç Eosen; ~44.8-40.5 My) andezit-dasit-riyolit porfirlerden (Grup 3) seçilen andezit porfir (KRS24-477) ve riyolit porfir (GK58) örneklerine ait zirkonların eser element bileşimleri (NYE içerikleri) LA-ICP-MS cihazı kullanılarak belirlenmiştir. Bu zirkonların eser element analiz sonuçları Tablo 1'de sunulmuş ve NYE değişim desenleri Şekil 36a-c'de gösterilmiştir.

Eosen yaşlı farklı grup kayalarla ait zirkonların NYE desenleri benzerdir ve her birinde belirgin bir Ce anomalisi ve küçük Eu anomalisi ile hafif NYE'den ağır NYE'ye göre zenginleşme mevcuttur. Ancak, hafif NYE'lerdeki La'nın bazı zirkonlarda zenginleşmesi (kondrite göre 20-50 kat), hidrotermal kökenli zirkonların özelliğine atfedilir (Hoskin 2005). Bununla birlikte, zirkonların çoğundaki nispeten yüksek $(Sm/La)_N$, Ce/Ce^* (Tablo 1) ile düşük La_N ve Pr_N değerleri (Şekil 37a), onların alterasyondan etkilenmemiş magmatik zirkon olduklarını desteklemektedir.

Magmanın metal verimliliğini ve fizikokimyasal şartlarını (özellikle hidrasyon ve oksidasyon koşullarını) anlamak için magmatik zirkonların Eu/Eu^* ($Eu/[(Sm)_N*(Gd)_N]^{0.5}$), Ce/Ce^* ($Ce/[(La)_N*(Pr)_N]^{0.5}$) ve Dy/Yb oranları ile $10^4*[(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ formülü sıklıkla kullanılmaktadır (Ballard vd., 2002; Lu vd., 2016; Loader vd., 2017; 2022). Buna göre, cevherleşme öncesi (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşlı (Grup 3) kayalarla ait zirkonlar arasında belirgin bir fark vardır. Grup 1 kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler 0.48-0.86 (ort. 0.67 ± 0.1) ile en yüksek zirkon Eu/Eu^* oranına sahiptir. Grup 3 porfirlerine ait zirkonlarının Eu/Eu^* oranları 0.25-0.55 (KRS24-477 nolu andezit porfir için ort. 0.43 ± 0.17) ve 0.36-0.66 (GK58 riyolit porfir için ort. 0.52 ± 0.15) şeklinde olup, nispeten düşük zirkon Eu/Eu^* oranlarına sahiptirler (Şekil 37b).



Şekil 36. (a) Cevherleşme öncesi (Grup 1) ve (b-c) cevherleşme-ilişkili (Grup 3) Eosen yaşlı magmatik kayalardaki zirkonların kondritte normalize edilmiş NYE desenleri. Kondrit değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Tablo 1. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait zirkonların eser element (ppm) bileşimleri

Grup 1									
Örnek No	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21
Analiz No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La		175.63				10.54	4.77		
Ce	27.2	385.32	15.29	20.66	29.16	48.96	29.44	13.1	19.94
Pr		42.68		0.172		1.76	0.933		
Nd	0.7	167.68		1.67	0.85	8.45	3.93	1.41	1.23
Sm	2.08	27.42	1.16	2.64	1.94	2.89	2.11	2.61	2.08
Eu	1.038	5.52	0.658	1.367	1.098	1.283	0.7	1.268	1.047
Gd	9.93	29.89	6.14	11.14	12.36	11.81	9.5	10.1	9.99
Tb	4.18	6.5	2.67	3.7	4.74	3.93	3.46	3.62	4.02
Dy	58.43	65.91	36.24	48.35	64.59	51.34	46.69	44.86	50.41
Ho	25.34	26.2	16.39	19.3	28.07	21.09	19.21	17.1	21.6
Er	133.8	128.32	85.08	98.69	142.37	108.08	100.3	82.76	107.68
Tm	38.5	34.43	23.48	27.34	39.66	29.2	27.22	22.36	29.61
Yb	514.84	417.8	303.15	360.25	503.88	386.18	347.82	283.96	375.89
Lu	88.54	83.09	57.4	58.89	92.76	66.04	61.25	47.01	63.26
Örnek No	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21
Analiz No	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La			8.57	2.26	0.143			2.035	5.52
Ce	18.91	17.19	38.69	12.48	13.9	12.08	29.46	19.18	36.83
Pr			1.437	0.403				0.416	2.25
Nd	1.11	1.09	7.57	2.12	2.08	0.82		2.84	15.11
Sm	2.23	2.16	4.03	1.17	3.25	1.47	1.61	1.42	15.54
Eu	0.887	1.004	1.91	0.658	1.217	0.721	0.935	0.975	1.194
Gd	9.65	11.77	17.55	4.7	12.51	6.42	11.96	9.99	61.1
Tb	3.46	3.75	6.07	1.68	4.12	2.58	4.5	3.23	20.3
Dy	44.59	49.6	79.35	21.85	50.13	34.09	62.22	44.75	226.13
Ho	18.41	19.99	30.93	9.1	19.12	14.4	27.09	17.89	76.86
Er	94.27	104.23	149.04	48.88	94.06	72.39	140.71	92.46	308.33
Tm	26.08	27.96	40.67	13.41	24.69	20.19	39.97	25.13	66.81
Yb	338.29	338.4	508.91	175.98	321.23	261.99	513.84	333.75	675.62
Lu	57.84	61.87	89.91	32.64	52.22	46.98	88.42	58.8	86.49
Örnek No	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21
Analiz No	19	20	21	22	23	24	25	26	27
La					0.294				
Ce	40.77	10.09	34.59	13.31	20.64	30.04	17.15	18.5	12.81
Pr									
Nd	1.46	0.54	1.47	0.67	0.71	1.15	0.82	0.9	0.72
Sm	3.2	0.97	2.26	0.92	1.16	2.69	1.21	1.23	1.62
Eu	1.34	0.355	1.38	0.702	0.624	1.233	0.778	0.613	0.708
Gd	15.16	5.38	13.08	7.51	8.09	14.12	9.12	8.15	8.24
Tb	6.22	1.84	5.17	2.56	2.87	5.15	3.06	3.09	2.61
Dy	85.07	22.5	63.33	31.26	37.87	70.71	40.22	42.12	35.74
Ho	33.24	10.13	25.92	13.41	17.07	28.23	16.78	18.14	15
Er	167.19	52.14	127.57	70.57	85.31	138.25	84.25	95.11	75.43
Tm	43.99	14.83	33.42	19.25	24.42	37.86	22.43	26.96	20.42
Yb	600.79	212.69	419.98	267.47	342.95	493.21	290.66	342.77	275.72
Lu	89.26	36.17	69.67	44.01	59.09	80.43	51.94	64.07	49.86

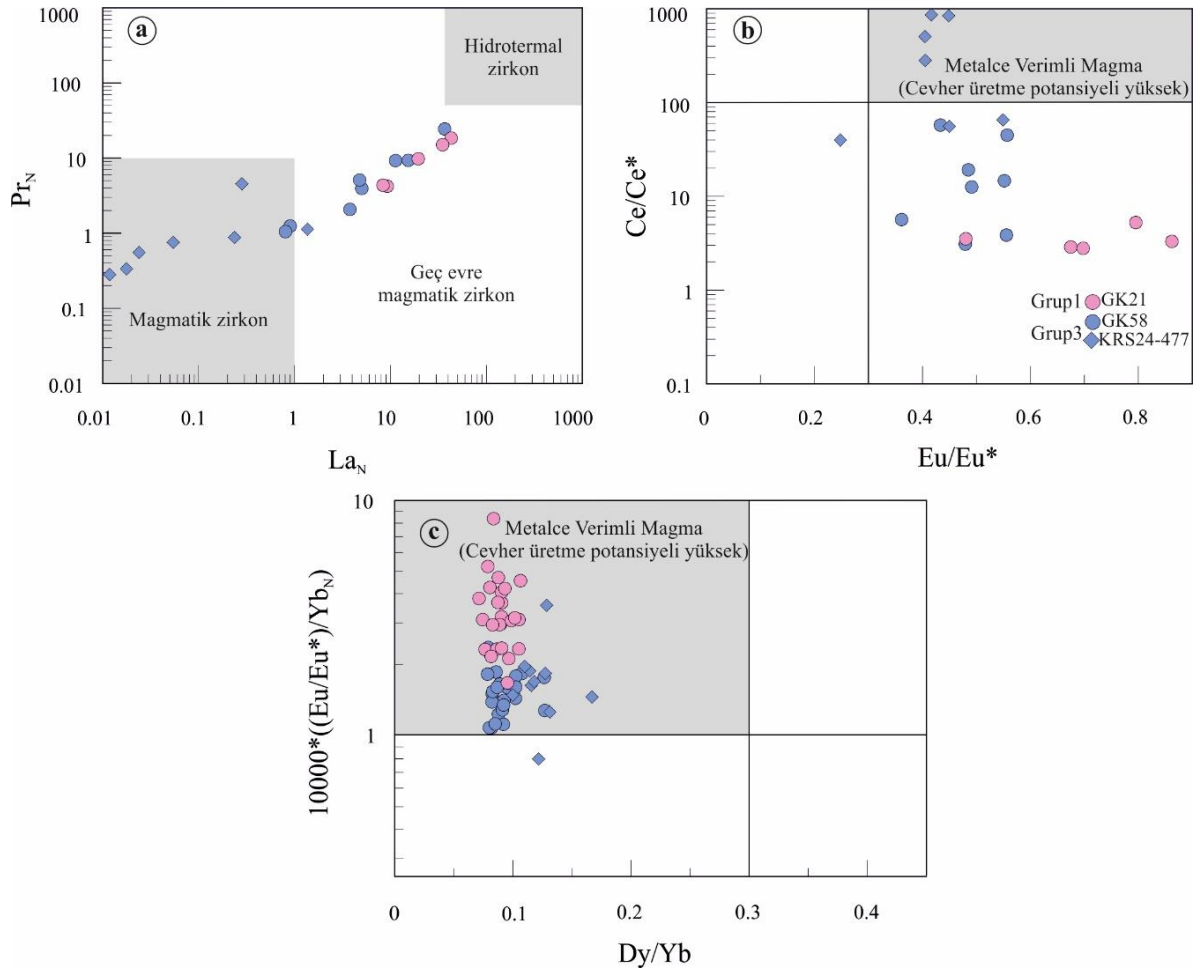
Tablo 1'in devamı

Grup 3								
Örnek No	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477
Analiz No	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0.057	0.0057	0.068			0.0042		0.0028
Ce	11.1	36.1	45.5	60.1	24.2	40.4	17.7	31
Pr	0.084	0.053	0.435	0.01	0.019	0.032	0.042	0.027
Nd	1.7	0.79	7	1.83	0.62	1.07	0.35	0.71
Sm	1.8	2.62	11.3	4.2	1.64	2.48	1.5	2.31
Eu	0.44	0.82	3.99	1.85	0.45	0.92	0.65	0.79
Gd	16.5	14.8	44.1	26.9	10.4	16	11.4	14.7
Tb	6.51	5.28	14.19	9.68	3.45	5.8	3.98	5.45
Dy	96	72.4	158.9	141	51.4	79	43.9	70.7
Ho	39.7	30.9	63.1	61.5	22.1	34.4	18.6	33.3
Er	213	171	306	320	123.9	185.2	97	185.4
Tm	45.7	39.9	64.8	68.3	27.8	43.2	21.9	44.6
Yb	531	422	641	723	303	451	230	477
Lu	124	104.4	147.4	161.8	79	101.5	47.9	117.5
Örnek No	KRS24-477	KRS24-477						
Analiz No	9	10						
La	0.013	0.33						
Ce	35.3	42.6						
Pr	0.072	0.108						
Nd	0.7	0.78						
Sm	2.48	2.59						
Eu	0.78	0.96						
Gd	14.1	16.6						
Tb	4.48	6.01						
Dy	57.3	78.8						
Ho	27	33.1						
Er	144.5	174.3						
Tm	33.7	38.6						
Yb	351	417						
Lu	80	96.6						

Tablo 1'in devamı

Grup 3									
Örnek No	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58
Analiz No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0.218								1.222
Ce	37.47	40.82	34.36	34.69	29.09	27.46	42.42	40.32	39.81
Pr	0.119	0.107			0.12			0.126	0.377
Nd	1.62	1.54	1.02	1.09	2.34	1.57	1.05	1.21	2.32
Sm	3.64	3.6	2.93	2.42	5.21	2.16	2.67	2.93	2.69
Eu	1.112	1.69	1.062	1.03	2.04	1.026	0.862	1.185	1.149
Gd	17.08	19.25	15.74	13.99	23.9	13.69	14.54	16.39	15.22
Tb	6.01	7.85	6.1	5.38	8	5.38	5.98	6.43	6.08
Dy	77.63	104.26	79.52	75.44	101.69	67.43	81.5	94.48	82.65
Ho	32.59	44.3	34.12	32.76	39.55	29.58	35.67	41.52	37.58
Er	157.13	222.32	173.52	173.51	190.51	152.6	187.01	215.33	192.1
Tm	42.11	59.46	46.05	48.68	47.59	41.84	51.66	59.43	54.5
Yb	512.23	770.22	579.82	616.19	541.43	529.77	669.74	725.94	676.37
Lu	80.27	115.5	94.53	98.75	88.07	84.53	101.74	120.23	109.19
Örnek No	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58
Analiz No	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La		9.01	2.76	3.75			0.92	0.245	0.194
Ce	31.68	56.01	35.09	27.96	18.62	38.33	32.81	17.31	25.25
Pr		2.33	0.884	0.892	0.14		0.198		0.1
Nd	1.85	11.14	5.09	4.7	0.72	0.62	2.07	1.45	1.45
Sm	2.69	4.61	3.34	3.7	2.4	1.95	3	2.98	3.11
Eu	1.347	1.378	0.84	1.421	0.752	0.953	1.059	0.916	1.311
Gd	17.17	16.92	15.27	16.69	11.69	14.24	15	18.29	16.82
Tb	6.96	6.04	5.31	6.46	4.66	5.56	5.72	7.43	6.34
Dy	91.49	85.86	75.26	82.29	59.15	75.71	74.29	95.78	80.7
Ho	38.95	36.37	32.22	33.24	26.48	33.98	30.72	37.16	32.86
Er	204	188.71	170.29	162.72	135.73	180.53	153.58	177.47	159.48
Tm	53.01	52.04	44.92	42.17	36.63	49.66	41.66	43.8	43.63
Yb	647.84	635.04	551.41	515.46	448.86	614.82	496.29	507.82	529.95
Lu	112.25	107.82	99.54	83.93	79.04	101.61	80.29	83.52	88.07
Örnek No	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58	GK58		
Analiz No	19	20	21	22	23	24	25		
La		1.16					0.476		
Ce	36.76	37.83	33.16	23.65	37.22	38.97	29.37		
Pr		0.488	0.143						
Nd	1	1.78	1.96	0.63	1.24	1.01	1.23		
Sm	2.39	2.49	3.2	1.41	2.27	2.45	1.93		
Eu	0.884	1	1.427	0.805	1.117	0.957	0.82		
Gd	14.88	15.7	17.77	9.86	13.52	15.26	10.26		
Tb	6.12	6.07	7.27	3.53	5.95	6.27	4.46		
Dy	85.41	84.77	93.55	56.02	84.71	92.19	61.67		
Ho	38.61	36.58	39.88	24.25	36.11	41.05	27.51		
Er	206.88	195.53	201.21	127.57	196.08	212.31	147.71		
Tm	56.81	52.32	52.75	37.04	53.34	59.27	41.48		
Yb	718.39	620.26	615.83	477.48	658.4	730.47	528.88		
Lu	122.31	112.5	106.44	84.14	114.45	127.23	90.09		

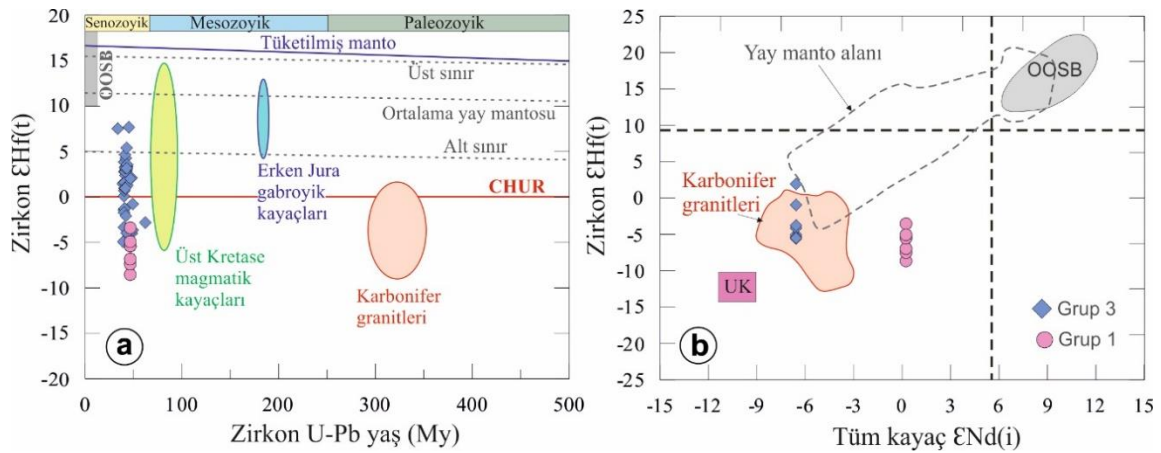
Eosen yaşı farklı grup kayalara ait zirkonlar $10^4 \cdot [(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ formülü (Lu vd., 2016) açısından değerlendirildiğinde, cevherleşme-ilişkili (Grup 3) porfirlerin zirkon $10^4 \cdot [(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ değerlerinin (KRS24-477 nolu andezit porfir için: 0.8-3.6; ort. 1.8 ± 1.4 ve GK58 riolit porfir için: 1.1-2.4; ort. 1.5 ± 0.3) cevherleşme öncesine (Grup 1) ait olanlardan (GK21 için: 1.7-8.3; ort. 3.4 ± 1.4) daha düşük olduğu söylenebilir. Benzer şekilde, Dy/Yb oranı Grup 1 zirkonları için nispeten düşüktür (0.07-0.10; ort. 0.09 ± 0.01) ve Grup 3 ait GK58 zirkonları (0.08-0.13; ort. 0.09 ± 0.01) ile benzerlik gösterir. Buna karşın, Grup 3'ün KRS24-477 zirkonlarında Dy/Yb oranı (0.10-0.17; ort. 0.12 ± 0.02) nispeten daha yüksektir (Şekil 37c).



Şekil 37. Cevherleşme-içermeyen (Grup 1) ve cevherleşme-içeren (Grup 2) Eosen yaşı magmatik kayalardaki zirkonların eser (ppm) elementlerine ait (a) La_N 'ya karşılık Pr_N , (b) Eu/Eu^* 'ya karşılık Ce/Ce^* , (c) Dy/Yb 'ye karşılık $10000 \cdot ((Eu/Eu^*)/Yb_N)$ ikili değişim diyagramları (Ballard vd., 2002; Lu vd., 2016; Loader vd., 2017; 2022).

3.3.7. Zirkon Hf-İzotop Bileşimi

Zirkon Lu-Hf izotop analizleri, zirkon U-Pb yaş ve eser element analizleri için kullanılan örneklerden seçilen zirkon kristalleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme öncesi kuvarslı diyorit porfirler (Grup 1, GK21 örneği) ve cevherleşme-ilişkili andezit porfirlerden (Grup 3, KRS24-477, K21-375, K21-400 ve K21-423 örnekleri) seçilen zirkonların Lu-Hf izotop bileşimleri çoklu kollektör ICP-MS'e entegre edilmiş bir lazer mikroprob kullanılarak ölçülmüştür. Analiz edilen zirkonların Hf-izotop bileşimleri Tablo 2'de verilmiş ve ilişkili grafikler Şekil 38a, b'de gösterilmiştir. Zirkon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerlerini hesaplamak için aynı zirkon minerallerinin U-Pb yaşları kullanılmıştır. Zirkon-Hf izotopları özellikle magmatik kayaların kökenini belirlemede kullanılan önemli analiz tekniklerinden biridir (Jiang vd., 2015, Zhang vd., 2020). Zirkon-Hf izotop bileşimleri için Grup 1 ve 3'e ait kalıntı çekirdekleri olmayan 48 zirkonun özellikle kenar kısımları analiz edilmiştir. Bu analizlerden 7 tanesi cevher-içermeyen kuvarslı diyorit-diyoritporfire ait Grup 1 zirkonlarını, 41 tanesi ise cevher-içeren andezit porfirlere ait Grup 3 zirkonlarını temsil eder. Genel olarak, Eosen kayaları için zirkon ϵ_{Hf} değerleri -8.6 ilâ +7.6 arasında değişmektedir. Ancak, cevher-içermeyen Grup 1 zirkonlarının ϵ_{Hf} değerleri -8.6 ilâ -3.5 arasında değişen negatif değerlere sahipken, cevher-içeren Grup 3 zirkonlarının ϵ_{Hf} değerleri (-5.5 ilâ +7.6) geniş aralıkta değişmekte olup, yay manto alanına doğru yönseme gösterirler (Şekil 38a, b). Ayrıca, cevher-içermeyen Grup 1 zirkonlarının T_{DM} yaşları (865 ilâ 1036 My), cevher-içeren Grup 3'e göre (398 ilâ 914 My) daha yüksektir.



Şekil 38. Cevherleşme-içermeyen (Grup 1) ve cevherleşme-içeren (Grup 3) Eosen yaşlı magmatik kayaların a) zirkon ϵ_{Hf} – zirkon U-Pb yaş ve b) zirkon ϵ_{Hf} – Tüm kayaç ϵ_{Nd} diyagramı. Tüketilmiş manto, ortalama kabuk ve mafik kabuk aralıkları Griffin vd., 2004'den alınmıştır.

Tablo 2. Kızıltoprak Tepe çevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait zirkon minerallerinin Lu-Hf izotop analizleri

Örnek No	Analiz	Yaş	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	ϵ_{Hf}	T_{DM} (My)	T_{DM2} (My)
Grup 1														
GK21	2	47	0.282514	0.000017	1.46721	0.000019	0.00113	0.00003	0.0536	0.0015	0.282513	-8.6	1036	1605
GK21	3	47	0.282604	0.000022	1.46719	0.000058	0.00276	0.00001	0.0884	0.0006	0.282602	-5.4	952	1411
GK21	4	47	0.282547	0.000014	1.46722	0.000022	0.00169	0.00002	0.0608	0.0016	0.282546	-7.4	1005	1534
GK21	6	47	0.282562	0.000033	1.46719	0.000070	0.00130	0.00002	0.0666	0.0012	0.282561	-6.9	974	1500
GK21	7	47	0.282660	0.000013	1.46724	0.000022	0.00255	0.00003	0.1264	0.0009	0.282658	-3.5	865	1288
GK21	8	47	0.282605	0.000012	1.46719	0.000020	0.00366	0.00011	0.1675	0.0053	0.282602	-5.4	974	1410
GK21	9	47	0.282616	0.000009	1.46721	0.000017	0.00140	0.00001	0.0577	0.0006	0.282615	-5.0	900	1382
Grup 3														
KRS24-477	2	46	0.282616	0.000011	1.46719	0.000021	0.00093	0.00001	0.0428	0.0002	0.282615	-5.0	889	1382
KRS24-477	3	48	0.282601	0.000011	1.46721	0.000025	0.00108	0.00003	0.0487	0.0019	0.282600	-5.5	914	1414
KRS24-477	4	45	0.282609	0.000017	1.46729	0.000035	0.00118	0.00002	0.0500	0.0006	0.282608	-5.3	905	1398
KRS24-477	5	48	0.282813	0.000016	1.46723	0.000023	0.00102	0.00002	0.0433	0.0010	0.282812	2.0	616	947
KRS24-477	6	50	0.282731	0.000014	1.46720	0.000022	0.00167	0.00013	0.0743	0.0062	0.282729	-0.9	744	1128
KRS24-477	8	49	0.282641	0.000008	1.46722	0.000022	0.00141	0.00001	0.0629	0.0002	0.282640	-4.1	865	1326
KRS24-477	9	50	0.282650	0.000006	1.46722	0.000022	0.00117	0.00002	0.0491	0.0010	0.282649	-3.7	847	1305
KRS24-477	10	47	0.282603	0.000012	1.46719	0.000027	0.00084	0.00003	0.0367	0.0013	0.282602	-5.4	905	1409
Grup 3														
K375	4	41	0.282761	0.000077	1.467480	0.000197	0.001804	0.000031	0.08047	0.0025	0.282759	0.03	704	1067
K375	5	41	0.282866	0.000062	1.467129	0.000139	0.001203	0.000009	0.05464	0.0006	0.282865	3.8	544	833
K375	8	40	0.282719	0.000054	1.467514	0.000166	0.001589	0.000024	0.06542	0.0019	0.282718	-1.5	759	1160
K375	9	41	0.282722	0.000060	1.467415	0.000164	0.001564	0.000018	0.06749	0.0022	0.282721	-1.3	754	1152
K375	10	39	0.282801	0.000062	1.467166	0.000110	0.001833	0.000031	0.08239	0.0020	0.282799	1.4	647	980
K375	11	40	0.282621	0.000084	1.468267	0.000309	0.002122	0.000049	0.09497	0.0026	0.282619	-5.0	911	1377
K375	17	43	0.282845	0.000058	1.467206	0.000284	0.002131	0.000046	0.07472	0.0042	0.282844	3.0	588	880
K375	20	41	0.282710	0.000091	1.467785	0.000254	0.001041	0.000012	0.04676	0.00159	0.282709	-1.8	761	1178
K375	22	44	0.282851	0.000109	1.467263	0.000490	0.002419	0.000143	0.07637	0.0030	0.282849	3.3	584	867
K375	23r	43	0.282839	0.000069	1.467638	0.000297	0.002682	0.000108	0.08469	0.0050	0.282837	2.8	606	895
K375	23c	41	0.282664	0.000074	1.468104	0.000293	0.001565	0.000032	0.06407	0.0038	0.282663	-3.4	836	1280
K375	25	41	0.282837	0.000068	1.467047	0.000127	0.001987	0.000028	0.08831	0.0006	0.282835	2.7	598	900

Tablo 2'nin devamı

Örnek No	Analiz	Yaş	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	ϵ_{Hf}	T_{DM} (Ma)	T_{DM2} (Ma)
Grup 3														
K400	1	43	0.282842	0.000055	1.467198	0.000143	0.001656	0.000016	0.06986	0.0009	0.282840	2.9	585	887
K400	2	42	0.282852	0.000070	1.467108	0.000143	0.001908	0.000028	0.08342	0.0007	0.282850	3.2	575	866
K400	3	42	0.282699	0.000075	1.467232	0.000176	0.001778	0.000037	0.07627	0.0041	0.282698	-2.1	791	1203
K400	4	42	0.282824	0.000069	1.467059	0.000179	0.001871	0.000016	0.08135	0.0009	0.282822	2.3	614	927
K400	5	42	0.282836	0.000075	1.467155	0.000175	0.001772	0.000120	0.05954	0.0017	0.282835	2.7	596	901
K400	6	34	0.282974	0.000066	1.467048	0.000111	0.001806	0.000020	0.07798	0.0005	0.282973	7.4	398	598
K400	7	42	0.282877	0.000072	1.467054	0.000156	0.001611	0.000021	0.07124	0.0005	0.282876	4.2	534	808
K400	8	42	0.282889	0.000072	1.467111	0.000277	0.002009	0.000033	0.07016	0.0054	0.282888	4.6	523	784
K400	9	42	0.282848	0.000071	1.467171	0.000132	0.001806	0.000047	0.08464	0.0011	0.282846	3.1	579	875
K400	10	41	0.282779	0.000074	1.467529	0.000190	0.002513	0.000068	0.08973	0.0030	0.282777	0.6	691	1029
K400	11	41	0.282786	0.000098	1.467847	0.000326	0.002453	0.000034	0.11974	0.0022	0.282784	0.9	679	1013
K400	12	41	0.282803	0.000058	1.467428	0.000191	0.001997	0.000031	0.09870	0.0009	0.282801	1.5	647	975
Grup 3														
K423	1	44	0.282794	0.000046	1.467302	0.000139	0.003076	0.000170	0.14618	0.0054	0.282791	1.2	680	995
K423	3c	63	0.282666	0.000042	1.467112	0.000128	0.001420	0.000039	0.06863	0.0026	0.282664	-2.9	830	1264
K423	3r	44	0.282857	0.000050	1.467037	0.000108	0.001090	0.000013	0.05161	0.0004	0.282856	3.5	556	853
K423	5	43	0.282846	0.000051	1.467209	0.000159	0.001913	0.000024	0.08621	0.0013	0.282844	3.1	583	878
K423	6	47	0.282812	0.000054	1.467077	0.000124	0.001673	0.000019	0.07965	0.0009	0.282810	1.9	629	952
K423	7c	43	0.282645	0.000049	1.467183	0.000104	0.001287	0.000040	0.06014	0.0020	0.282644	-4.0	857	1320
K423	7r	43	0.282909	0.000052	1.467103	0.000105	0.001256	0.000008	0.05980	0.0006	0.282908	5.3	485	738
K423	9	46	0.282971	0.000070	1.467089	0.000114	0.001478	0.000037	0.06815	0.0023	0.282970	7.6	398	598
K423	10	42	0.282785	0.000044	1.467208	0.000125	0.001938	0.000036	0.09163	0.0022	0.282784	0.9	671	1014

3.4. Cevherleşme ile Eş Zamanlı (Eosen Yaşlı) Magmatik Kayaçların Kimyası ve Sınıflaması

Bu bölümde, cevherleşme ile eş zamanlı oluşan Eosen (Lütesiyen-erken Bartoniyen) yaşlı farklı magmatik kayaç gruplarına ait (Grup 1 - 4) örneklerin ana oksit, iz ve nadir yerküre element içerikleri ve tüm kayaç Sr-Nd izotop bileşimleri sunulmuştur (Tablo 3 ve 4).

3.4.1. Tüm Kayaç Element Bileşimi

Kızıltoprak Tepe ve çevresindeki Eosen yaşlı magmatik kayaç gruplarının (Grup 1-4) kimyasal bileşimini belirlemek, ayrıca bu kayaçları jeokimyasal olarak sınıflamak ve petrolojik açıdan değerlendirmek için, bu tez kapsamında toplam 27 adet kayaç örneğinin ana oksit, iz ve nadir yerküre element analizleri gerçekleştirilmiştir (Tablo 3). Güvenilir jeokimyasal ve petrolojik veriler elde etmek için, magmatik kayaç örneklerinin en taze veya en az altere olanlarının sahadan alınmasına ve laboratuvarında jeokimyasal analizlere hazırlanması süreçlerinde örneklerin kontaminasyona uğramamasına azami ölçüde dikkat edilmiştir. Buna rağmen, bazı örneklerde ateşte uçucu kaybı (Auk) değerlerinin nispeten yüksek (% 2.5-3.7) olduğu görülmüştür. Bunun nedeni, söz konusu örneklerin amfibol ve biyotit gibi sulu mineral içermeleri ve/veya belli oranlarda alterasyona (kloritleşme, kalsitleşme ve killeşme gibi) maruz kalmalarıdır. Alterasyon etkisini en aza indirmek için, tüm ana oksit element bileşimleri uçucu-içermeyen bir temelde yeniden %100'e normalize edilerek hesaplanmıştır. Ayrıca, alterasyonun eser elementler üzerindeki etkisini değerlendirmek için, hem hareketli hem de hareketsiz eser elementler Auk ile birlikte ikili değişim diyagramlarında karşılaştırılmıştır (Şekil 39a-m). Sonuç olarak, cevherleşme-öncesi (Grup 1), cevherleşme-iliskili (Grup 2 ve 3) ve cevherleşme-sonrası (Grup 4) gruplara ayrılan Eosen yaşlı magmatik kayaçlar için oluşturulan Auk-eser element değişim grafiklerinde belirgin pozitif bir yönseme gözlenmemiştir. Bu bulgu, seçilen ve analiz edilen örneklerin alterasyondan önemli derecede etkilenmediğini ve mevcut verilerin jeokimyasal sınıflama ve petrolojik değerlendirme açısından güvenilir olduğunu göstermektedir.

Kızıltoprak Tepe sahasındaki erken Eosen yaşlı (cevherleşme-öncesi) Grup 1 kayaçlarının SiO_2 içeriği % ~64-67, K_2O içeriği % ~1.7-3.1, MgO içeriği (% ~1.6-2.0) ve $\text{Mg\#}$ değeri ~42–48 arasında dar bir aralıkta değişim gösterir. Diğer taraftan, orta-geç Eosen

yaşlı cevherleşme-ilişkili Grup 2 kayaçlarının SiO_2 (% ~54-57), K_2O (% ~1.2-1.9) ve MgO (% ~3.2-4.5) içerikleri ile $\text{Mg\#}$ değeri (~48–64) nispeten sınırlı bir aralıkta değişirken, Grup 3 örneklerinin SiO_2 (% ~54-78), K_2O (% ~0.9-4.4) ve MgO (% ~0.1-5.9) içerikleri ile $\text{Mg\#}$ değeri (~8–66) oldukça geniş bir değişim aralığına sahiptir. Nihayet, geç Eosen veya sonrası? (cevherleşme-sonrası) Grup 4 kayaçlarının SiO_2 içeriği % ~53-61, K_2O içeriği % ~0.1-2.9, MgO içeriği % ~2.7-4.2 ve $\text{Mg\#}$ değeri ~46–64 arasında değişmektedir (Tablo 3).

İnceleme alanındaki Eosen yaşlı magmatik kayaç gruplarına (Grup 1-4) ait tüm örnekler, bölgedeki yaşlı volkanik ve plütonik kayaçlarla birlikte, ilk olarak toplam alkali-silika (TAS; Le Maitre, 2002) diyagramında sınıflandırılmıştır (Şekil 40a). Bu kimyasal sınıflamaya göre, hem Kızıltoprak Tepe hem de bölgedeki Eosen yaşlı magmatik kayaçlar baskın olarak andezit ve dasit bileşimli olup, daha az orandaki bir kısmı bazaltik andezit ve riyolitik bileşimdedir. Detaylı incelendiğinde, Kızıltoprak Tepe sahasındaki Grup 1 ilâ 4 arasındaki kayaçlar sırasıyla dasit, bazaltik andezit, bazaltik andezit-riyolit ve andezitik kayaçlar olarak sınıflandırılabilir. TAS'a göre yarı alkalen (subalkalen) olarak tanımlanan Eosen yaşlı Kızıltoprak Tepe yöresi magmatik kayaçları, Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından önerilen SiO_2 - K_2O sınıflama diyagramında (Şekil 40b), hemen hemen tümüyle orta-yüksek-K'lu kalk-alkalen kayaçlar alanında yer alırlar. Eosen yaşlı magmatik kayaç örnekleri Moniar ve Piccoli (1985) tarafından önerilen A/CNK-A/NK diyagramında ise çoğunlukla metalümin ve I-tip karakterlidir (Şekil 40c). Diğer taraftan, örneklerin Sr (145-506 ppm), Y (11-24 ppm), La (11-36 ppm) ve Yb (1.1-2.6 ppm) içerikleri ve Sr/Y (6-41) ve La/Yb (5-22) oranları değişkendir.

Bu verilerle birlikte Drummond ve Defant (1990)'ın adakit ve normal magmatik yay kayaçlarının ayrımı için önerdiği Y- Sr/Y diyagramı dikkate alındığında (Şekil 40d), Eosen kayaçlarının çoğu normal yay kayaçları alanında yer alırlar. Ancak, farklı gruplara ait bazı Eosen örneklerinin nispeten düşük Y (< 18 ppm) ve Yb (<1.9 ppm) içerikleri ile hafif yüksek La/Yb ve Sr/Y (> 20) oranları dikkate alındığında, bunların Martin vd., (2005) ve Castillo (2012)'ye göre adakitik afiniteye sahip oldukları söylenebilir ve hatta Sr/Y diyagramında adakitik alana doğru yönseme sundukları görülür. İleride tartışma bölümünde bu adakitik afinitenin nedeni tartışılmaktadır.

Tablo 3. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait tüm kayaç ana oksit (%) ve eser element (ppm) jeokimya analizleri

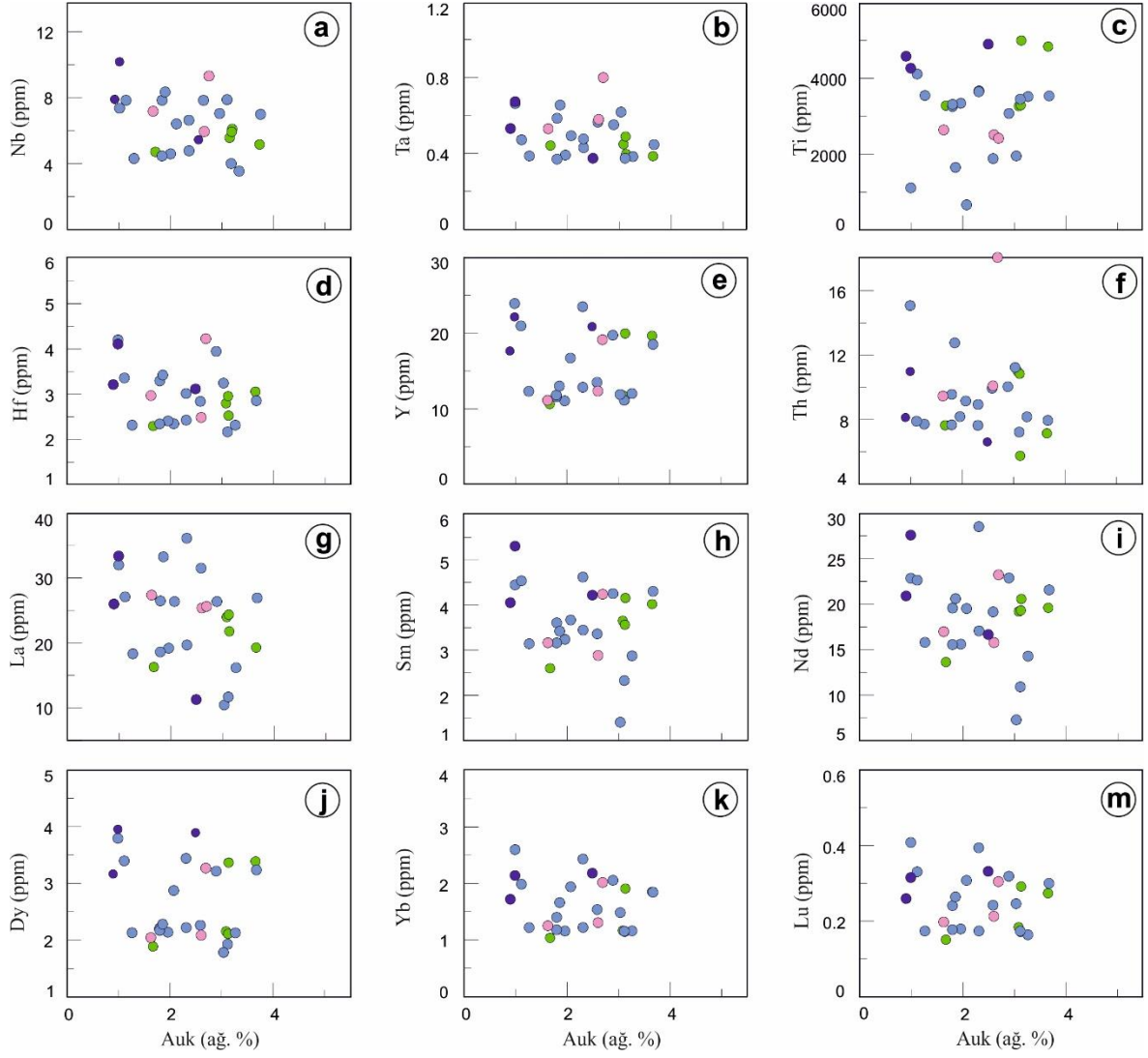
Örnek No	Grup 1		Grup 2			Grup 3			
	GK21	GK24	K58-25	GK46	K58-125	K58-75	KRS24-486	KRS24-477	GK58
SiO ₂	64.03	66.04	64.79	55.47	54.02	56.68	55.63	57.06	78.11
TiO ₂	0.42	0.44	0.39	0.82	0.76	0.71	0.59	0.58	0.11
Al ₂ O ₃	16.14	16.33	15.08	18.61	17.73	17.77	16.97	16.58	13.67
Fe ₂ O ₃	4.84	4.26	3.87	4.98	9.10	7.11	6.61	5.44	1.54
FeO	4.35	3.83	3.48	4.48	8.19	6.40	5.95	4.90	1.39
MnO	0.11	0.03	0.03	0.09	0.10	0.07	0.08	0.09	0.01
MgO	2.00	1.59	1.82	4.52	4.21	3.18	5.16	5.29	0.07
CaO	3.25	0.58	2.92	9.33	8.72	7.32	5.75	9.10	0.38
Na ₂ O	5.02	5.60	5.09	5.49	2.98	3.31	4.68	4.17	4.82
K ₂ O	3.18	2.81	1.73	1.19	1.17	1.88	2.60	0.94	2.05
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.11	0.13	0.15	0.19	0.12	0.12	0.02
Cr ₂ O ₃	0.003			0.004				0.014	0.00
Toplam	99.15	99.45	98.53	100.63	99.83	99.20	99.46	99.37	100.80
AUK	2.60	1.63	2.69	2.49	0.90	0.99	1.26	3.11	2.07
Mg#	45.1	53.2	52.2	64.2	48.2	49.2	50.2	65.8	8.4
Sc	11	8	11	26	25	20	26	27	7
V	114	104	82	195	251	169	196	197	76
Co	11	8	13	12	17	10	18	54	8
Ni	5	5	4	18	12	10	23	21	2
Ga	15	16	16	19	19	19	20	18	15
Rb	77	63	53	40	45	72	113	27	122
Sr	506	364	289	455	388	395	353	400	394
Y	12	11	19	21	18	22	12	11	17
Zr	88	105	150	112	109	150	78	75	85
Nb	6	7.2	9.3	5	7.9	10.2	4.3	4	6
Cs	0.5	1.0	1.6	0.2	2.4	3.4	3.7	0.4	1.3
Ba	1254	884	550	286	369	592	367	147	2161
Hf	2.5	3.0	4.2	3.1	3.2	4.1	2.3	2.2	2.4
Ta	0.6	0.5	0.8	0.4	0.5	0.7	0.4	0.4	0.5
Th	10.1	9.5	18.1	6.6	8.1	11.0	7.7	7.2	9.2
U	2.1	2.5	5.6	0.9	2.3	3.0	3.6	2.9	2.3
La	25.40	27.38	25.64	11.30	26.01	33.40	18.35	11.70	26.40
Ce	42.45	46.91	56.24	26.61	50.30	65.63	36.27	24.13	48.31
Pr	4.48	4.94	6.59	3.83	5.74	7.53	4.21	2.89	5.42
Nd	15.78	16.99	23.24	16.67	20.92	27.61	15.80	10.91	19.53
Sm	2.89	3.17	4.24	4.22	4.05	5.31	3.14	2.33	3.67
Eu	0.76	0.88	0.85	1.05	1.05	1.29	0.75	0.48	0.87
Gd	2.50	2.52	3.40	4.06	3.49	4.38	2.68	2.12	3.19
Tb	0.35	0.34	0.53	0.63	0.53	0.66	0.38	0.32	0.48
Dy	2.09	2.05	3.27	3.89	3.17	3.95	2.13	1.93	2.88
Ho	0.42	0.41	0.67	0.78	0.65	0.80	0.44	0.41	0.59
Er	1.27	1.20	1.93	2.25	1.81	2.22	1.25	1.24	1.82
Tm	0.19	0.18	0.28	0.33	0.25	0.32	0.17	0.18	0.27
Yb	1.31	1.25	2.02	2.18	1.72	2.14	1.22	1.16	1.94
Lu	0.21	0.20	0.30	0.33	0.26	0.32	0.17	0.17	0.31
Ti	2534	2608	2365	4541	4557	4239	3516	3234	2200

Tablo 3'ün devamı

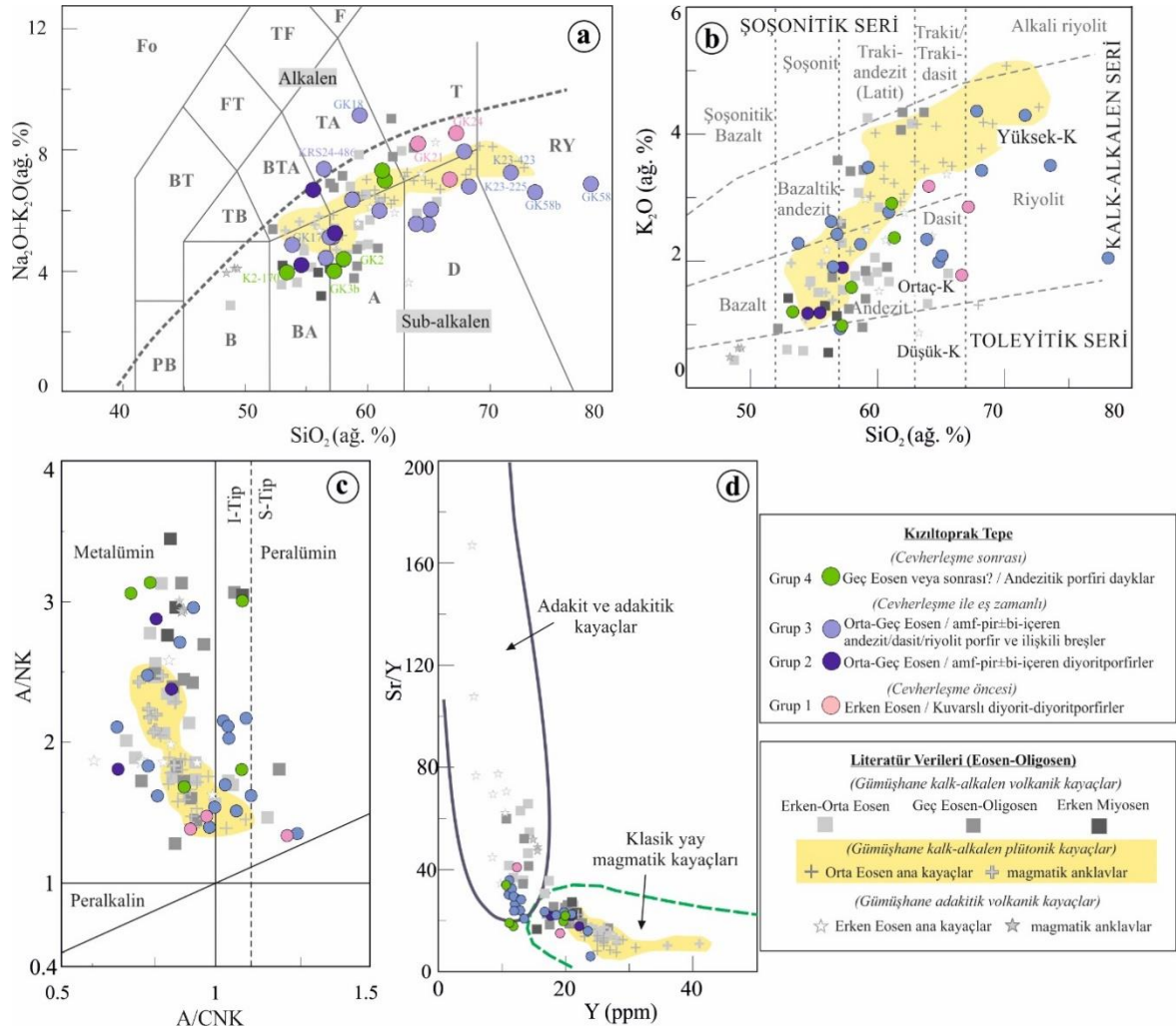
Grup 3										
Örnek No	GK17	GK18	GK58-e2	GK65	K23-475	K36-275	K23-375	K23-423	K36-482	GK3a
SiO ₂	53.77	59.27	55.69	57.60	60.20	63.56	66.51	69.74	62.41	56.51
TiO ₂	0.59	0.52	0.55	0.54	0.68	0.60	0.27	0.31	0.57	0.61
Al ₂ O ₃	18.17	18.21	17.07	16.46	17.28	17.28	15.70	14.19	16.64	18.31
Fe ₂ O ₃	8.04	6.40	6.25	6.44	6.77	2.06	3.28	2.02	4.63	7.18
FeO	7.24	5.76	5.62	5.80	6.09	1.85	2.95	1.81	4.16	6.46
MnO	0.11	0.13	0.09	0.11	0.06	0.02	0.03	0.03	0.02	0.11
MgO	5.92	2.13	4.05	3.85	2.56	2.70	0.95	0.96	1.30	4.87
CaO	7.64	3.05	8.29	6.66	4.66	4.45	2.39	2.77	4.14	7.48
Na ₂ O	2.57	5.67	2.63	4.01	3.17	3.84	3.51	2.87	3.41	2.51
K ₂ O	2.29	3.48	2.38	2.23	2.75	2.04	4.29	4.19	1.92	1.91
P ₂ O ₅	0.09	0.19	0.12	0.12	0.23	0.21	0.12	0.11	0.22	0.12
Cr ₂ O ₃	0.009	0.002								0.014
Toplam	99.21	99.05	99.07	99.81	99.47	99.07	98.92	99.77	98.92	99.63
AUK	3.26	2.89	1.96	1.80	1.11	2.31	1.86	2.58	3.67	2.31
Mg#	59.3	39.8	56.2	57.2	59.2	60.2	61.2	62.2	65.2	57.4
Sc	32	10	26	23	15	12	3	5	10	29
V	209	103	180	172	148	127	35	56	116	184
Co	30	11	8	19	4	5	3	3	14	23
Ni	26	2	22	19	7	4	2	3	6	24
Ga	20	19	19	18	19	20	13	13	15	21
Rb	91	83	103	98	149	77	93	116	65	71
Sr	319	460	335	377	473	376	368	282	411	310
Y	12	20	11	12	21	24	13	14	19	13
Zr	80	151	82	76	129	115	125	105	111	88
Nb	4	7	4.6	4.5	7.8	6.6	8.4	7.8	7.0	5
Cs	1.1	1.6	1.4	2.5	5.5	0.9	1.8	3.1	2.6	3.6
Ba	418	881	501	404	421	393	881	664	226	409
Hf	2.3	4.0	2.4	2.3	3.4	3.0	3.4	2.8	2.9	2.4
Ta	0.4	0.6	0.4	0.4	0.5	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4
Th	8.2	10.1	8.2	7.7	7.9	7.7	12.8	10.0	8.0	8.9
U	3.6	3.2	3.7	3.9	2.7	2.0	3.9	3.2	1.7	4.0
La	16.20	26.40	19.20	18.63	27.12	36.14	33.28	31.54	26.95	19.70
Ce	32.32	51.87	37.58	36.48	52.08	73.05	58.11	55.48	51.36	38.55
Pr	3.84	6.01	4.28	4.24	6.07	7.88	6.01	5.87	5.75	4.40
Nd	14.29	22.89	15.61	15.56	22.65	28.54	20.62	19.17	21.58	17.07
Sm	2.88	4.26	3.24	3.16	4.54	4.62	3.42	3.36	4.31	3.45
Eu	0.74	1.06	0.76	0.77	1.03	0.87	0.94	0.82	1.05	0.82
Gd	2.63	3.52	2.50	2.53	3.77	3.97	2.64	2.44	3.42	2.93
Tb	0.38	0.54	0.36	0.36	0.58	0.59	0.39	0.38	0.53	0.38
Dy	2.13	3.22	2.14	2.21	3.40	3.44	2.28	2.26	3.24	2.22
Ho	0.43	0.66	0.42	0.45	0.70	0.75	0.46	0.48	0.66	0.45
Er	1.21	2.06	1.23	1.22	2.06	2.21	1.44	1.40	1.87	1.30
Tm	0.18	0.30	0.18	0.17	0.31	0.33	0.22	0.22	0.28	0.18
Yb	1.16	2.06	1.16	1.18	1.99	2.43	1.66	1.54	1.85	1.22
Lu	0.16	0.32	0.18	0.18	0.33	0.39	0.26	0.24	0.30	0.17
Ti	3399	2963	3291	3210	4083	3575	1631	1846	3417	3565

Tablo 3'ün devamı

Grup 3			Grup 4					
Örnek No	K23-325	K23-225	GK58-b	GK2	GK3b	K2-170 (GK56)	GK57	GK58-d
SiO ₂	62.70	66.10	72.84	57.95	57.19	53.33	61.32	59.20
TiO ₂	0.55	0.32	0.19	0.84	0.55	0.81	0.55	0.53
Al ₂ O ₃	16.47	15.16	14.20	18.99	18.80	17.76	18.30	16.90
Fe ₂ O ₃	4.77	3.93	2.78	7.08	5.75	8.59	6.37	5.42
FeO	4.29	3.53	2.50	6.37	5.17	7.73	5.73	4.87
MnO	0.03	0.03	0.08	0.15	0.11	0.13	0.10	0.08
MgO	2.55	1.11	0.62	3.76	3.37	4.20	2.75	2.62
CaO	4.65	3.19	2.20	6.16	9.86	10.30	3.73	4.84
Na ₂ O	3.14	3.25	3.05	2.80	3.00	2.74	4.61	4.26
K ₂ O	2.30	3.33	3.48	1.59	0.99	1.20	2.37	2.82
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.04	0.24	0.12	0.18	0.15	0.15
Cr ₂ O ₃				0.004	0.008	0.005	0.011	
Toplam	99.13	99.58	100.47	99.56	99.74	99.26	100.27	99.95
AUK	1.80	3.03	0.99	3.13	1.67	3.65	3.08	3.12
Mg#	67.2	69.2	70.2	51.2	53.7	49.2	46.2	64.2
Sc	15	5	8	21	22	31	15	12
V	133	61	11	207	147	283	146	108
Co	5	4	2	6	15	28	16	16
Ni	8	3	4	11	16	20	25	18
Ga	18	15	15	19	19	18	22	18
Rb	123	95	135	46	44	37	80	110
Sr	349	284	145	439	362	389	211	214
Y	12	12	24	20	11	20	12	11
Zr	120	121	134	99	82	117	105	103
Nb	7.8	7.9	7.4	6	5	5	6	5.9
Cs	3.1	4.1	3.8	0.9	2.8	2.0	2.7	4.2
Ba	319	622	592	329	255	356	515	451
Hf	3.3	3.2	4.2	2.5	2.3	3.1	2.8	3.0
Ta	0.6	0.6	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Th	9.6	11.2	15.1	5.8	7.7	7.2	11.0	10.8
U	3.0	3.5	3.9	1.3	3.6	2.3	4.6	4.3
La	26.50	10.46	32.02	21.80	16.30	19.30	24.00	24.37
Ce	48.58	19.85	61.60	40.52	31.11	39.52	46.84	47.48
Pr	5.40	2.06	6.68	4.98	3.62	4.91	5.39	5.41
Nd	19.58	7.28	22.86	20.58	13.64	19.61	19.20	19.33
Sm	3.61	1.41	4.45	4.16	2.60	4.02	3.65	3.57
Eu	0.90	0.56	0.89	1.25	0.73	0.96	0.81	0.78
Gd	2.82	1.49	3.60	3.76	2.28	3.76	2.79	2.59
Tb	0.38	0.25	0.61	0.54	0.32	0.56	0.36	0.38
Dy	2.17	1.79	3.80	3.37	1.89	3.39	2.16	2.11
Ho	0.42	0.41	0.81	0.66	0.37	0.69	0.41	0.42
Er	1.24	1.25	2.46	2.06	1.09	1.97	1.25	1.23
Tm	0.18	0.20	0.38	0.29	0.15	0.30	0.18	0.17
Yb	1.40	1.48	2.60	1.91	1.04	1.85	1.17	1.14
Lu	0.24	0.25	0.41	0.29	0.15	0.27	0.18	0.17
Ti	3268	1905	1109	5122	3264	4659	3254	3201



Şekil 39. Eosen yaşlı magmatik kayaçların ateşte uçucu kaybı (Auk ağ. %) ile bazı eser ve nadir yerküre elementlerin değişimleri. Semboller Şekil 36'daki gibidir

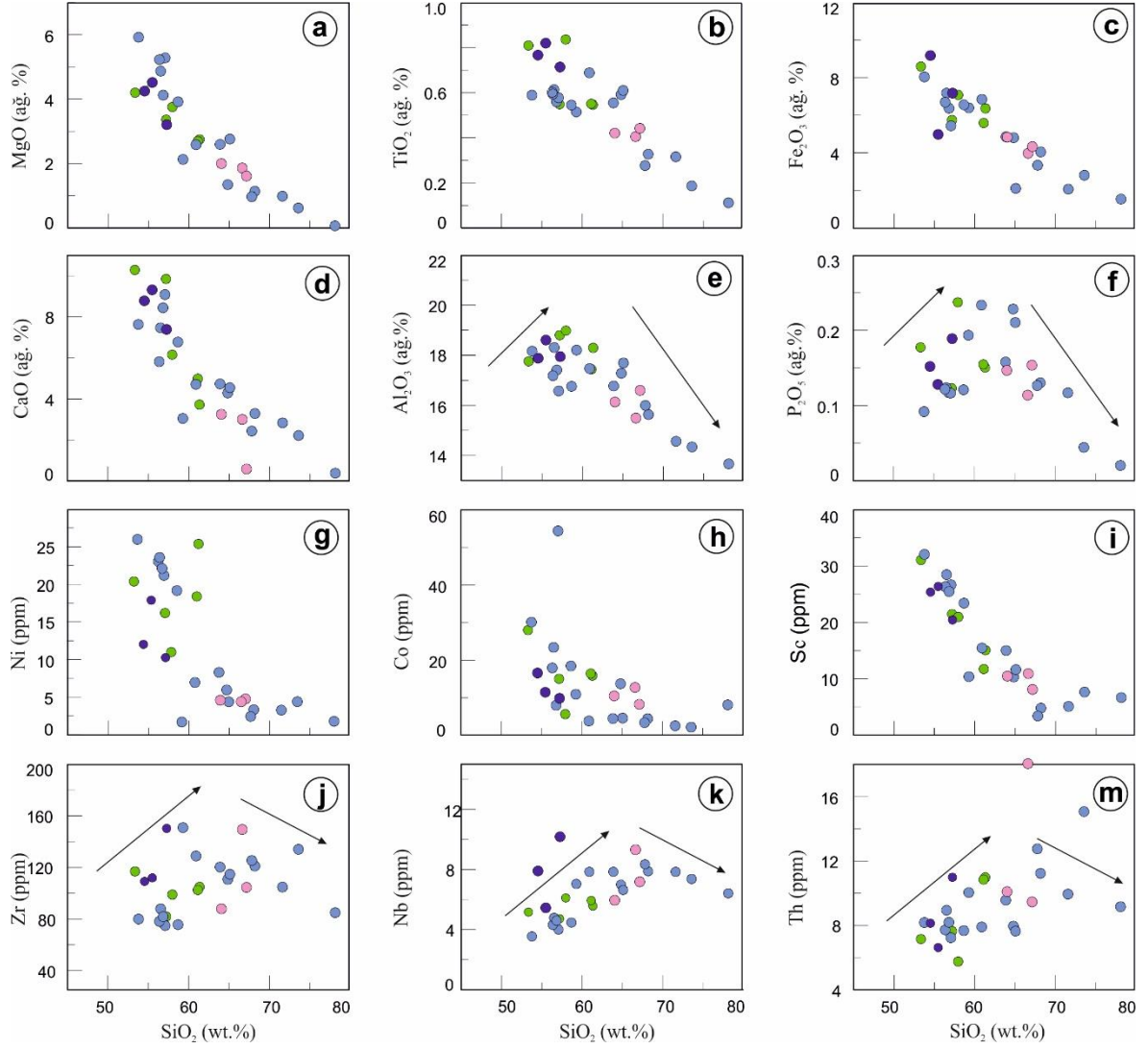


Şekil 40. Eosen yaşlı magmatik kayaların jeokimyasal sınıflaması. (a) Toplam alkali-silika (TAS) (SiO₂ - (Na₂O+K₂O)) diyagramı (Le Maitre vd.,1989). (b) SiO₂ - K₂O diyagramı (Peccorillo ve Taylor, 1976). (c) Molar A/CNK-A/NK (Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)) - (Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)) diyagramı (Moniar ve Piccoli, 1985). I- ve S-tip ayrımı Chappell ve White (1974)'den alınmıştır. (d) Y - Sr/Y diyagramı (Drummond ve Defant, 1990). Literatür verileri, Gümüşhane yöresindeki kalk-alkalen volkanik kayalar Kaygusuz vd. (2011); Arslan vd. (2013) ve Aslan vd. (2014)'den, kalk-alkalen plütonik kayalar Karşı vd. (2007)'den ve adakitik kayalar Karşı vd. (2010) ve Gücer (2021)'den alınmıştır.

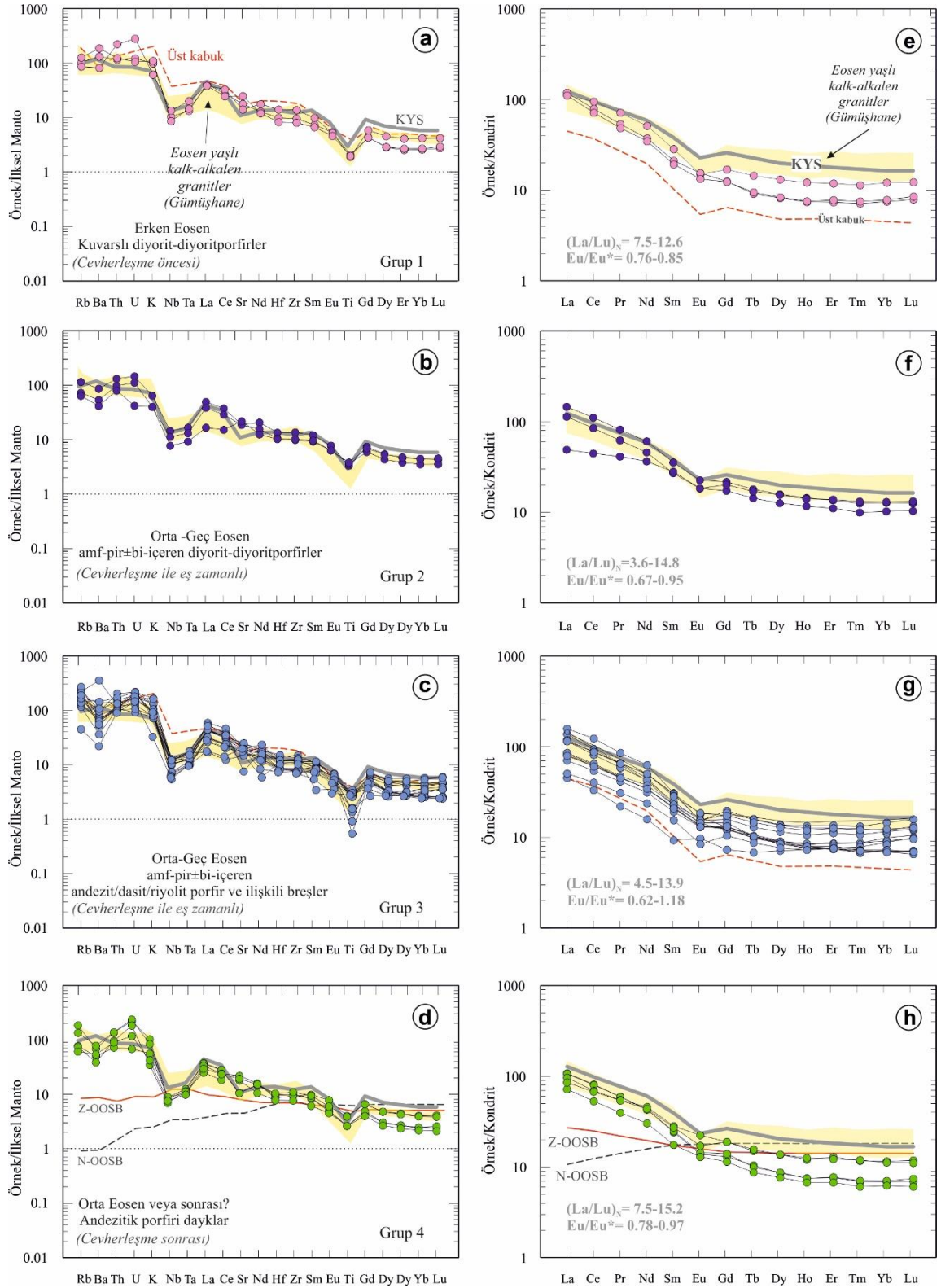
Harker diyagramları göre, Eosen yaşlı magmatik kayac örneklerinin değişen SiO₂ içeriği ile MgO, TiO₂, Fe₂O₃, CaO, Ni, Co ve Sc arasında belirgin negatif lineer bir korelasyon gözlenirken (Şekil 41a-d, g-i), silika içeriği ile Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Nb ve Th arasındaki negatif korelasyon (Şekil 41e, f, j-m) silika içeriği % 65'den sonraki örnekler için söz konusudur. Bu belirgin negatif korelasyonlar bazaltik örneklerden andezitik-dasitlere, hatta riolitik olanlara doğru özellikle amfibol (hornblend), klinopiroksen (ojit), Fe-Ti oksit ve plajiyoklas ayrımlaşmasını işaret eder. Fraksiyonel kristallenme (veya kristallenme

yoluyla farklılaşma), Eosen yaşlı magmatik kayaç gruplarından özellikle cevherleşme-ilişkili olanlarda (Grup 2 ve 3) daha baskın olup, cevherleşme öncesi (Grup 1) ve sonrası (Grup 4) kayaçlarda daha sınırlıdır (Şekil 41). Grup 4'e ait andezitik kayaçların evriminde piroksen ve Fe-Ti oksit ayrışması önemli katkı sağlarken, Grup 2 ve 3'ün andezitik-dasitik kayaçlarının evriminde amfibol±piroksen+Fe-Ti oksit±plajiyoklas ayrışması ana rol oynamaktadır. Ancak, dasitik örneklerden riyolitlere doğru, bu ayrışmaya biyotit, apatit ve zirkon gibi mineraller önemli oranda eşlik etmektedir (Şekil 41a, c, f, j).

Eosen yaşlı magmatik kayaç grupları (Grup 1-4) ilksel mantoya göre normalize edilmiş büyük iyon yarıçaplı elementlerce (BİYE; Rb, Ba, Th, U, K gibi) zenginleşme sunarken, yüksek alan enerjili elementlerden (YAEE) Nb, Ta ve Ti açısından belirgin tüketilme gösterirler (Şekil 42a-d). Bu tür zenginleşme ve tüketilmeler bölgedeki yaşıt granitik kayaçlarla, ayrıca ortalama küresel yitim sedimanları (KYS) ve üst kıtasal kabuk deseni ile uyumludur. Kondrite-normalize edilmiş nadir yerküre element (NYE) diyagramları, Eosen yaşlı farklı gruplara ait kayaçların genel olarak benzer NYE desenine sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 42e-h). Ayrıca, tüm gruplarda hafif NYE (HNYE; La ve Ce gibi) açısından bir zenginleşme söz konusu olup, bir örnek hariç (KRS23-225) diğerlerinde az veya çok negatif Eu anomalisi görülmektedir (Şekil 42e-h). Grup 1 ilâ 4 kayaçları için Eu/Eu^* oranları sırasıyla, 0.76-0.85, 0.67-0.95, 0.62-1.18 ve 0.78-0.97 arasında değişmekte olup, çoğunda belirgin negatif Eu anomalisi gözlenir. Kızıltoprak yöresindeki Eosen yaşlı magmatik kayaçların HNYE desenleri bölgedeki yaşıt granitik kayaçlar ve KYS ile benzer iken, ağır NYE (ANYE) açısından önemli bir farklılık söz konusudur. Eosen yaşlı granitlerin ANYE içerikleri Kızıltoprak Tepe örneklerine göre daha yüksektir.



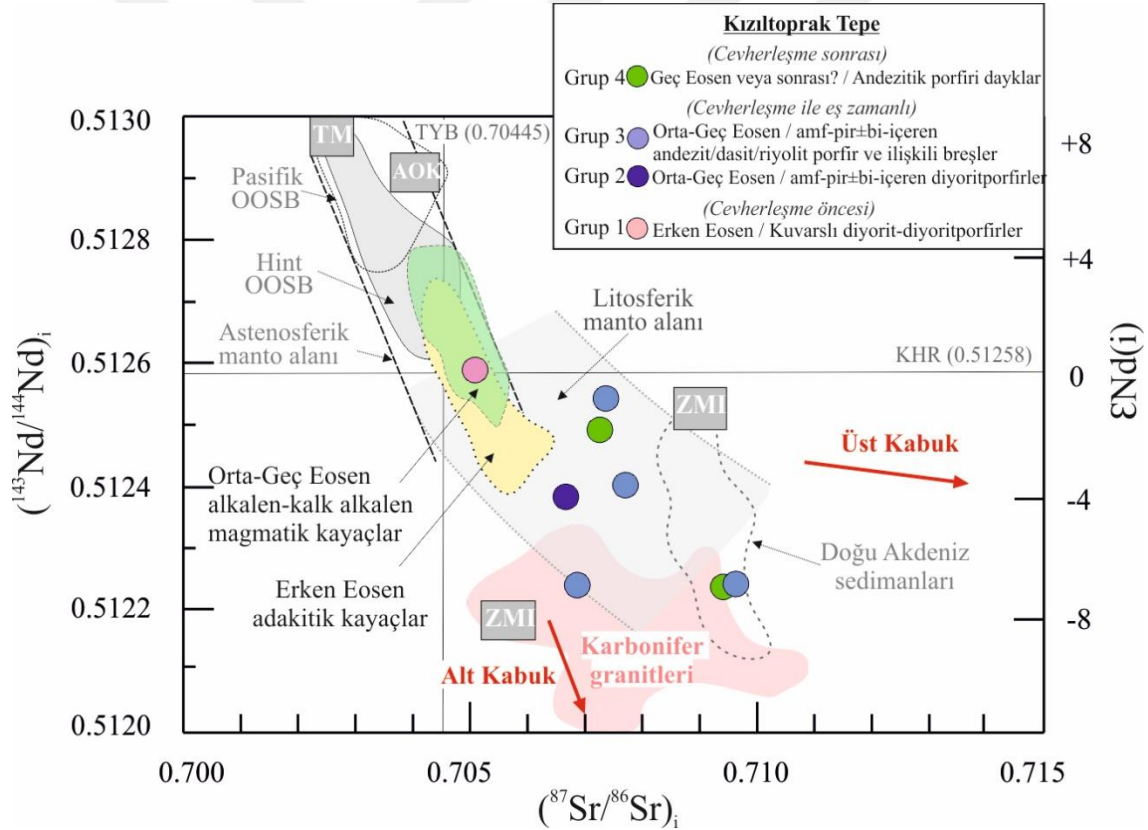
Şekil 41. Eosen yaşlı magmatik kayaların SiO_2 'ye karşı ana oksit (a-f) ve eser element (g-m) değişim diyagramları. Semboller Şekil 36'daki gibidir.



Şekil 42. Eosen yaşlı magmatik kayaçların ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu eser element değişimleri (a-d) ve kondrite normalize edilmiş nadir yerküre element (NYE) değişimleri (e-h). İlksel manto ve kondrit verileri Sun ve McDonough (1989)'dan, üst kabuk verileri Rudnick ve Fountain (1995)'den, küresel yitim sedimanları (KYS) Plank ve Langmuir (1993)'den, Gümüşhane yöresi kalk-alkalen plütonik kayaçlar Karşı vd., 2017'den alınmıştır.

3.4.2. Tüm Kayaç Sr-Nd İzotop Bileşimi

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayaçların tüm kayaç Sr-Nd izotop bileşimleri Tablo 4'de verilmiştir. Erken Eosen yaşlı cevherleşme-öncesi (Grup 1) kuvarslı diyorit-diyoritporfirlerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ve $\epsilon\text{Nd}(i)$ izotop oranları sırasıyla 0.7051, 0.5126 ve +0.2 şeklinde olup, nispeten tüketilmiş izotop oranlarına sahiptir. Buna karşın, cevherleşme-ilişkili orta-geç Eosen yaşlı diyoritik ve andezit-dasit-riyolitik porfirlerin (Grup 2 ve 3) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ve $\epsilon\text{Nd}(i)$ oranları sırasıyla 0.7067-0.7096, 0.5122-0.5125 ve -0.8 ilâ -6.6 arasında ve cevherleşme sonrası geç Eosen yaşlı? (veya daha genç) andezitik porfiri daykların (Grup 4) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ve $\epsilon\text{Nd}(i)$ oranları sırasıyla 0.7073-0.7094, 0.5122-0.5125 ve -1.8 ilâ -6.7 arasında geniş bir aralıkta değişim gösterir (Şekil 43).



Şekil 43. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ izotop diyagramı. Pasifik ve Hint OOSB (Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları) alanı Moghadam vd. (2023), TM (Tüketilmiş Manto), ZM1 ve ZM2 (Zenginleşmiş Manto) alanları Workman ve Hart (2005), erken Eosen adakitik kayaçlar Topuz vd. 2005; 2011; Karşı vd., 2010; 2011; Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013'den ve orta-geç Eosen kalk-alkalen/alkalen magmatik kayaçlar Karşı vd., 2007; Aydın vd. 2008, Arslan vd., 2013 ve Yücel vd., 2017'den alınmıştır.

Tablo 4. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayalara ait tüm kayaç Sr-Nd izotop analizleri

Grup No	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$e_{\text{Nd}}(0)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM}	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$
Örnek No	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)			(42 My)					(42 My)	(Ga)	
Grup 1														
GK 21	77	506	2.89	15.8	0.4413	0.705689	0.70509	0.1106	0.512623	-0.3	-0.44	0.2	0.78	0.51259
Grup 2														
GK 46	39.8	455	4.22	16.7	0.2537	0.707014	0.70667	0.1528	0.512429	-4.1	-0.22	-3.8	1.80	0.51239
Grup 3														
GK17	91.4	319.3	2.88	14.29	0.8305	0.710123	0.70963	0.1217	0.512277	-7.0	-0.38	-6.6	1.44	0.51224
GK58	87.1	433.9	4.55	22.80	0.5821	0.707715	0.70737	0.1206	0.512578	-1.2	-0.39	-0.8	0.94	0.51254
KRS24-477	27.1	400.0	2.33	10.91	0.1965	0.706993	0.70687	0.1291	0.512279	-7.0	-0.34	-6.6	1.57	0.51224
GK 18	83.4	460	4.26	22.9	0.5258	0.708021	0.70771	0.1125	0.512435	-4.0	-0.43	-3.5	1.08	0.51240
Grup 4														
GK3b	44.3	361.9	2.60	13.64	0.3547	0.709621	0.70941	0.1153	0.512270	-7.2	-0.41	-6.7	1.36	0.51224
K2-170	36.5	388.7	4.02	19.61	0.2726	0.707426	0.70726	0.1240	0.512528	-2.1	-0.37	-1.8	1.06	0.51249

Bölgedeki erken Eosen yaşlı adakitik kayalar ve orta-geç Eosen yaşlı kalk-alkalen/alkalen magmatik (volkanik ve plütonik) kayalarla karşılaştırıldığında, Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı magmatik kayaların radyojenik Sr ve Nd izotop oranlarına sahip kıta altı litosferik manto alanı ile uyumlu oldukları ve belli oranda kabuksal bileşen (özellikle kıtasal kabuk-türevli ve/veya denizel sedimentler) katkısına sahip oldukları görülür.

3.5. Kızıltoprak Tepe Cevherleşmesi

Gümüşhane ili Yağmurdere Köyü kuzeybatısında yer alan Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahası yaklaşık 2.6x2.8 km boyutlarında olup toplam 7.28 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir. Bu cevherleşme baz (Cu, Mo, Pb, Zn ve Fe) ve değerli (Au ve Ag) metallerin yanında As, Sb, Bi, Te'ce zengin sülfotuzları içermesi bakımından ekonomik potansiyele sahip önemli bir sahadır. 2016-2022 yılları arasında MTA tarafından yapılan detay sondajlardan elde edilen jeokimyasal verilere göre, cevherli sahanın üst zonlarında Au zenginleşmesi, derine doğru ise baz metal olarak Cu±Mo zenginleşmesi rapor edilmiş ve cevherleşme Au – (Cu-Mo) şeklinde tanımlanmıştır (Özkan vd., 2023). MTA raporuna göre, cevherleşme yan kayaç porozitesi ve sahanın yapısal unsurlarına bağlı olarak KB-GD yönlü mercek-benzeri morfolojilere sahiptir (özellikle Au cevherleşmesi için).

Cevherleşmenin kaynak rezerv tahminine göre (Özkan vd., 2023); Au zenginleşmesi “Au Zon” olarak (2700-2300 m kotlarında), Cu zenginleşmesi “Cu zon” olarak (2591-1925 m kotlarında) ve Mo zenginleşmesi “Au zon” ile “Cu zon” arasındaki kesişimde (2591-1893 m kotlarında) belirlenmiştir. Altın zonu için 12.0 milyon ton (Mt) @ 0.79 g/ton Au kaynak tahmini yapılmıştır. Ayrıca, bakırlı zon için 5.9 milyon ton (Mt) @ 0.89 g/ton Cu ve Mo için ise @ 0.95 g/ton Mo rezervi hesaplanmıştır. Bakır zonu içinde sınırlı da olsa, Au zenginleşmesi mevcuttur. MTA tarafından hazırlanan kaynak tahmin raporunda limit tenörü ≥ 230 ppb üzerindeki Au içeriğine sahip sondaj kuyuları dikkate alınarak bu zonlar ve değerler hesaplanmıştır.

Bu bölümde; özellikle Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin jeolojisi, alterasyon türleri ve mineralojisi, cevher mineral parajenezi ve kimyası, cevherleşmenin yaşı, cevher jeokimyası ile birlikte sıvı kapanım özellikleri ve kükürt izotop bileşimlerinden bahsedilmiştir.

Cevher mikroskobu ve mikroprob analizleri ile cevher minerallerinin türü, parajenezi ve kimyası belirlenmiştir. Molibdenitlerden Re-Os izotop tarihlmesi yapılarak cevherleşmenin oluşum zamanı tespit edilmiş ve bunlar yan kayaç zirkon U-Pb yaş verileri ile denştirilmiştir. Özellikle sondajlardan elde edilen jeokimyasal veriler değerlendirilerek litoloji-cevherleşme ilişkisi, element değişimi ve zenginleşmesi irdelenmiştir. S-izotop analizleri ile cevherleşmenin kökeni, sıvı kapanım analizleri ile magmatik ve hidrotermal sistemin sıcaklığı ve çözeltilerin özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

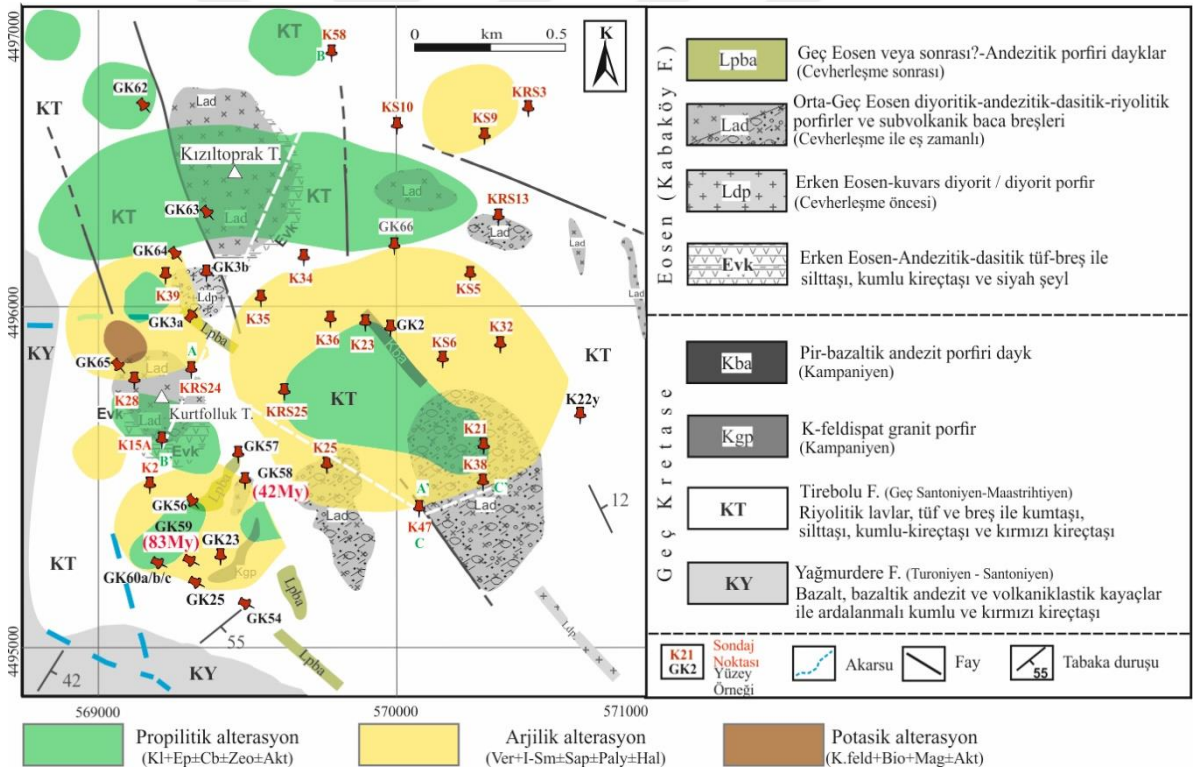
3.5.1. Cevher Jeolojisi, Alterasyon Türleri ve Mineralojisi

Kızıltoprak Tepe sahasının detaylı maden jeolojisi ve alterasyon haritaları (Şekil 44) ile birlikte sondaj verileri kullanılarak yeraltına ait jeolojik enine kesitler (Şekil 45-48) oluşturulmuştur. Böylece hem yüzeyde hem derine doğru cevherleşme ve litoloji ilişkisi ile birlikte cevherleşmenin bulunuş ve yerleşim şekli ortaya konulmaya çalışılmıştır. MTA tarafından yapılan 120 adet sondaj kuyusundan elde edilen verilere ek olarak, bu tez kapsamında ulaşılabilen toplam 13 sondaj kuyusu sistematik bir şekilde örneklenmiştir. Örnekleme ortalama her 25m aralıklarla ve özellikle cevher-içeren zonları dikkate alarak gerçekleştirilmiş olup, toplam 356 adet kayaç ve cevher örneği derlenmiştir. Ayrıca, Kızıltoprak Tepe cevher sahasındaki farklı litolojileri temsil eden 110 adet yüzey örneği de alınmıştır.

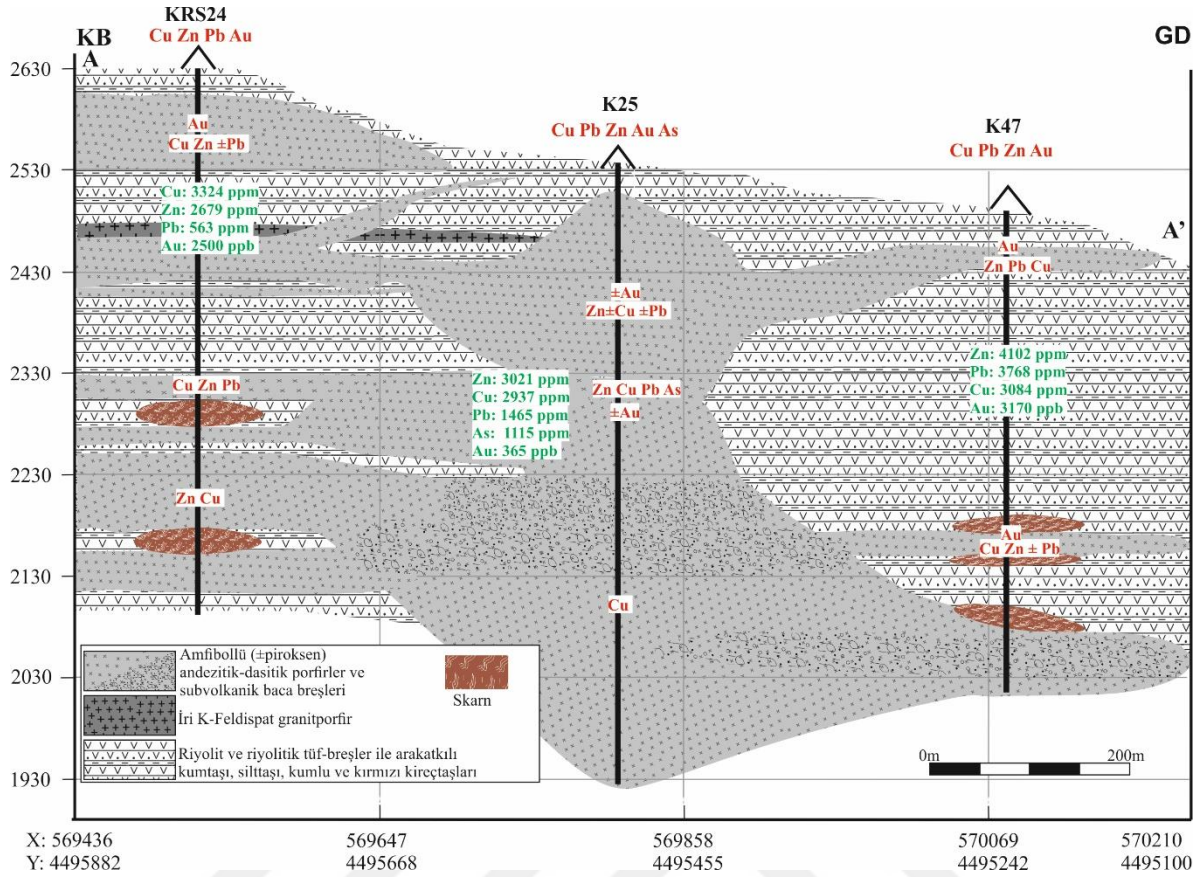
Saha gözlemleri ve sondaj çalışmalarına göre, cevherleşme genellikle KB doğrultulu fay zonlarında (Şekil 49a) ve bu faylarla ilişkili, kalınlığı birkaç mm'den birkaç cm'ye değişen damar ve ağsal damarcıklarda bulunur. Yan kayaç litolojisine, bulunuş şekline ve cevher parajenezine göre, cevherleşme başlıca iki grupta toplanabilir. İlk gruba ait cevherleşme, esas olarak orta-geç Eosen yaşlı diyoritik (Şekil 49b) ve andezit-dasit-riyolitik porfir (Grup 2 ve 3; Şekil 49b) ve bunlarla ilişkili breşlerde, daha az oranda da Geç Kretase yaşlı Tirebolu Formasyonu'nun riyolitik tüf-breşlerinde (Şekil 49c) ve yer yer karbonat-marnlı seviyelerde bulunmaktadır (Ek Şekil 1 ve Şekil 44). Baz metal (Au) ve sülfidler (pirit+kalkopirit+galen+sfalerit+pirotit) açısından zengin bu cevherleşmeler hem Eosen hem de Geç Kretase yaşlı kayaçlarda (a) breş dolgusu, (b) saçınımlı, (c) ağsal damar/damarcıklar şeklinde ve özellikle Eosen yaşlı porfirlerde (d) birbirine paralel bantlı silis damarları (molibdenit-içeren) olmak üzere dört farklı şekilde gözlenmiştir (Şekil 49d-e).

Litoloji kontrollü olarak (Tirebolu Formasyonu'nun kireçtaşı-marn seviyeleri ile porfirlerin dokanaklarında) garnet+epidot+aktinolit±piroksen açısından zengin ince daneli ve sınırlı skarn zonlarına rastlanmıştır. Diğer taraftan, ikinci gruba ait cevherleşme ise, sadece orta-geç Eosen yaşlı porfirlerde ve bunlarla ilişkili breşler ile hidrotermal breşler içinde bulunmaktadır (Şekil 49f). Bu son grup özellikle Pb-Zn±Bi±Ag açısından zenginleşme gösterir.

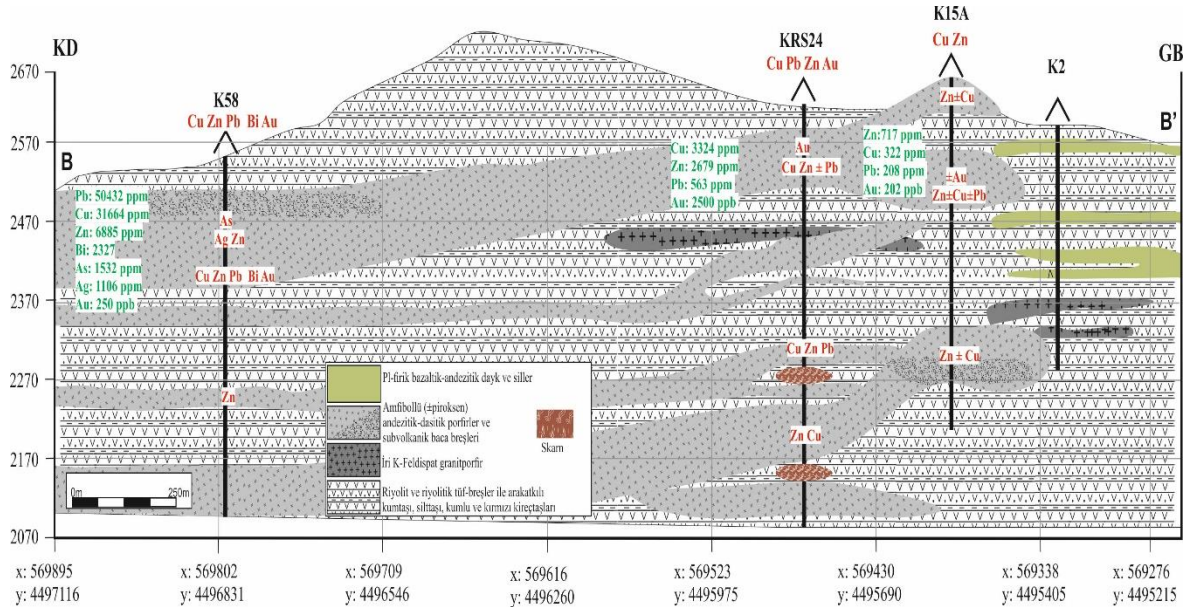
Orta-geç Eosen yaşlı porfirlerle ilişkili damarların çoğu ince kristalli, düzlemsel veya hafif kıvrımlı kuvars damarlarından oluşur ve bunlar genellikle (i) bantlı kuvarsca zengin damarlar veya (ii) merkezi pirit±kalkopirit birlikteliğinden oluşan kuvars damarları olarak bulunurlar (B-tip). Ayrıca, (iii) klorit-serizit alterasyon haleleri ile çevrelenmiş sülfidli mineraller bakımından zengin (başlıca pirit+kalkopirit) damarlarla da karakterize edilirler (D-tip; Şekil 49d ve e).



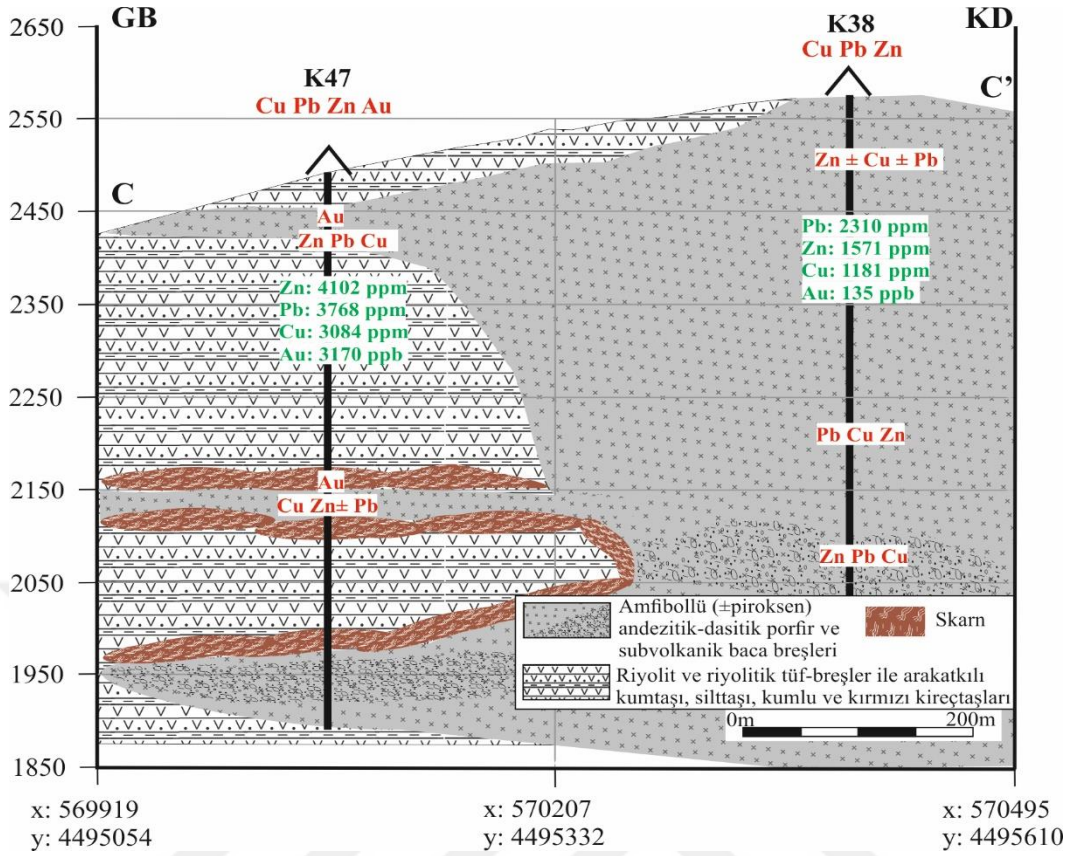
Şekil 44. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının detay jeoloji ve alterasyon haritası. MTA tarafından yapılan ve bu tez çalışması kapsamında detay örneklenen sondaj noktalarının arazideki konumları. Pl: plajiyoklas, Amf: amfibol, Pir: piroksen. Kl: klorit, Ep: Epidot, Cb: karbonat, Zeo: Zeolit, Akt: Aktinolit, Ver: Vermikülit, I-Sm: Illit-smektit, K: Kaolinit, Sap: Saponit, Paly: Paligorskit, Hal: Halloysit, K.feld: K-feldispat, Bio: Biyotit, Mag: Manyetit



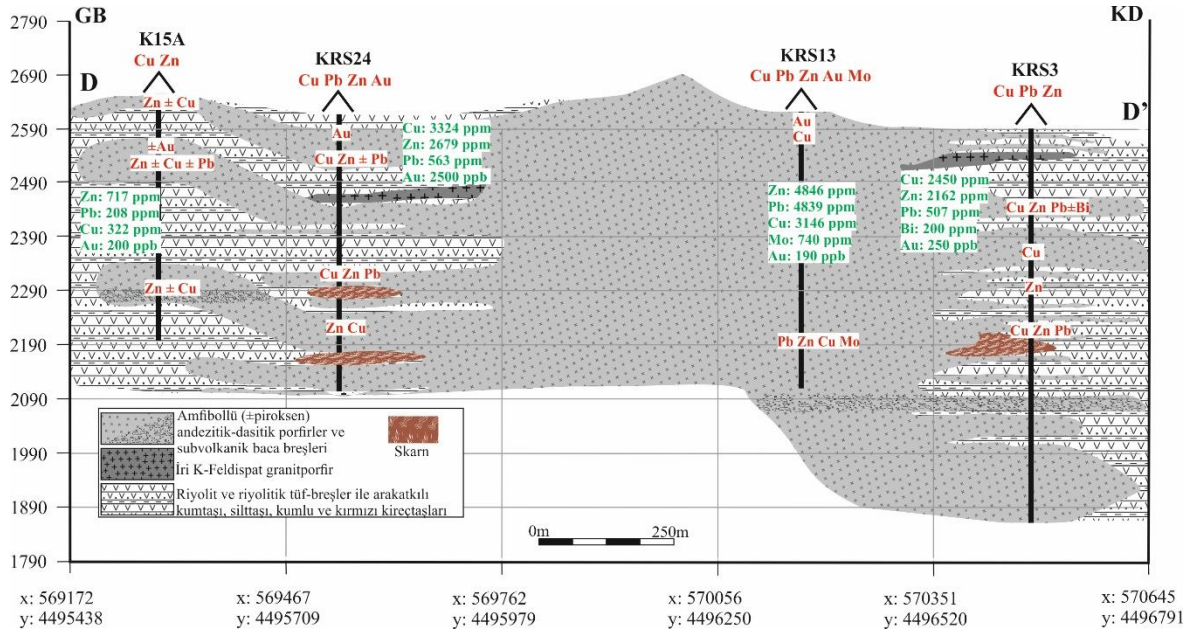
Şekil 45. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda A-A' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri



Şekil 46. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda B-B' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri

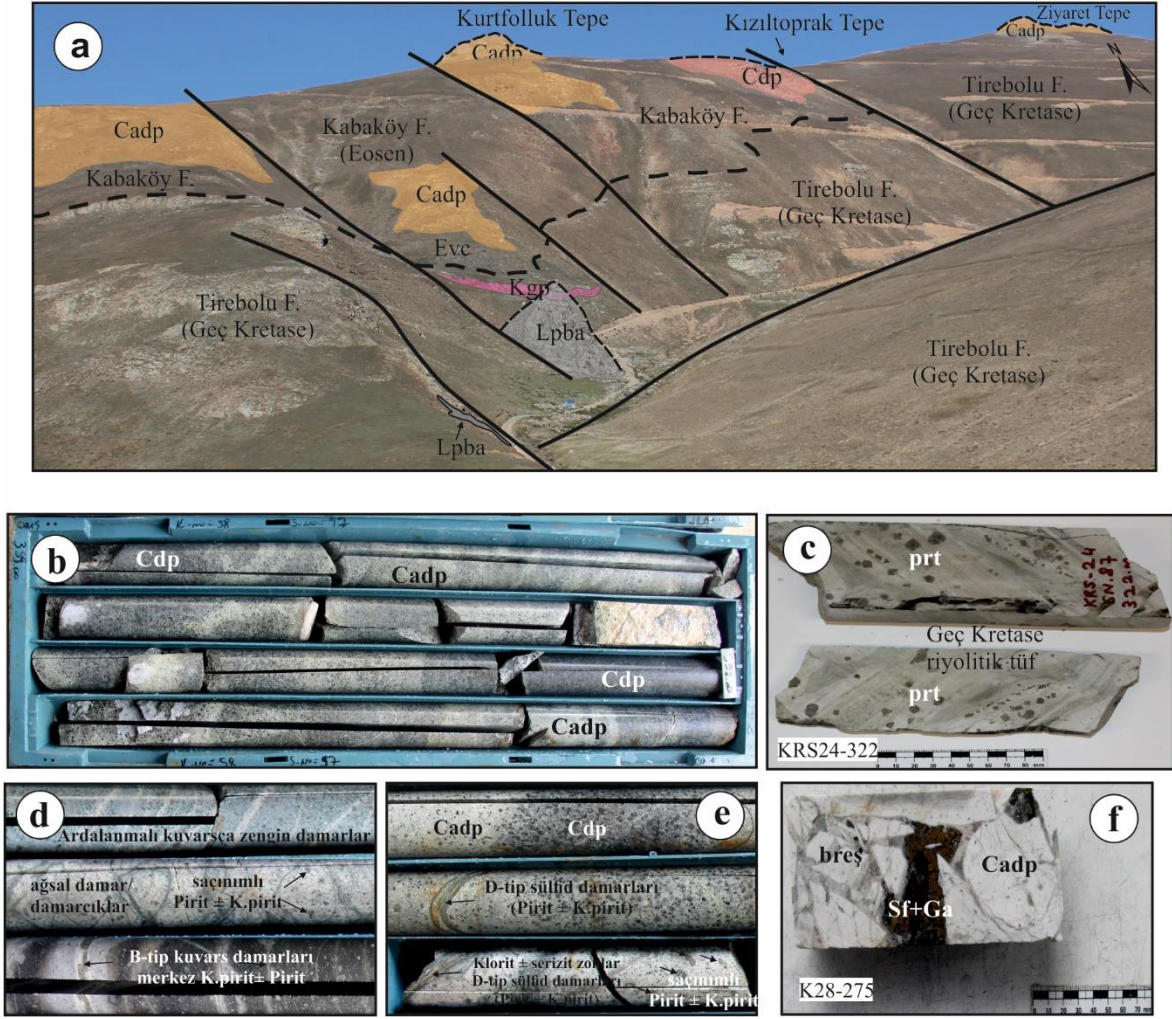


Şekil 47. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda C-C' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri



Şekil 48. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan sondajlardan elde edilen veriler doğrultusunda D-D' kesit hattı boyunca oluşturulan tahmini litolojiler ve yapısal ilişkileri

Cdp : Amf-(±pir±bi) diyorit / diyorit porfirler (Orta-Geç Eosen / erken evre-cevherleşme ile ilişkili) **Cadp** : Amf-(±pir±bi) andezitik-dasitik porfirler (Orta-Geç Eosen / geç evre-cevherleşme ile ilişkili)



Şekil 49. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının ve sondaj örneklerinde litoloji-cevherleşme ilişkisinin görünümü (a) Cevherleşmeye ev sahipliği yapan Geç Kretase ve Eosen yaşlı litolojilerin ve ilişkili fayların arazide görünümü. (b) Orta-geç Eosen yaşlı cevherleşme-ilişkili porfirlerin (diyoritik ve andezitik-dasitik) sondaj örneklerindeki tedrici geçiş ilişkisi. (c) Geç Kretase yaşlı riyolitik tüflerde bulunan saçınımlı-zonlu öz şekilli pirit kristalleri. (d-e) Orta-geç Eosen yaşlı cevherleşme-ilişkili porfirlerdeki aralanmalı silis damarları, cevherleşmenin B-tip, D-tip, ağsal ve saçınımlı şekilde bulunuş biçimleri (f) Orta-geç Eosen yaşlı cevherleşme-ilişkili dasitik porfirlerdeki hidrotermal breşlerde oluşmuş sfalerit-galen birlikteliği

Kızıltoprak Tepe cevher sahasında hidrotermal alterasyon yaygındır ve alterasyon-cevherleşme ilişkisini anlamak için hem sondaj hem de yüzeyde alterasyona maruz kalmış örneklerden Terraspec-Halo cihazı yardımıyla alterasyon mineralleri belirlenmiş ve elde edilen alterasyon mineralleri Ek Tablo 9’da sunulmuştur.

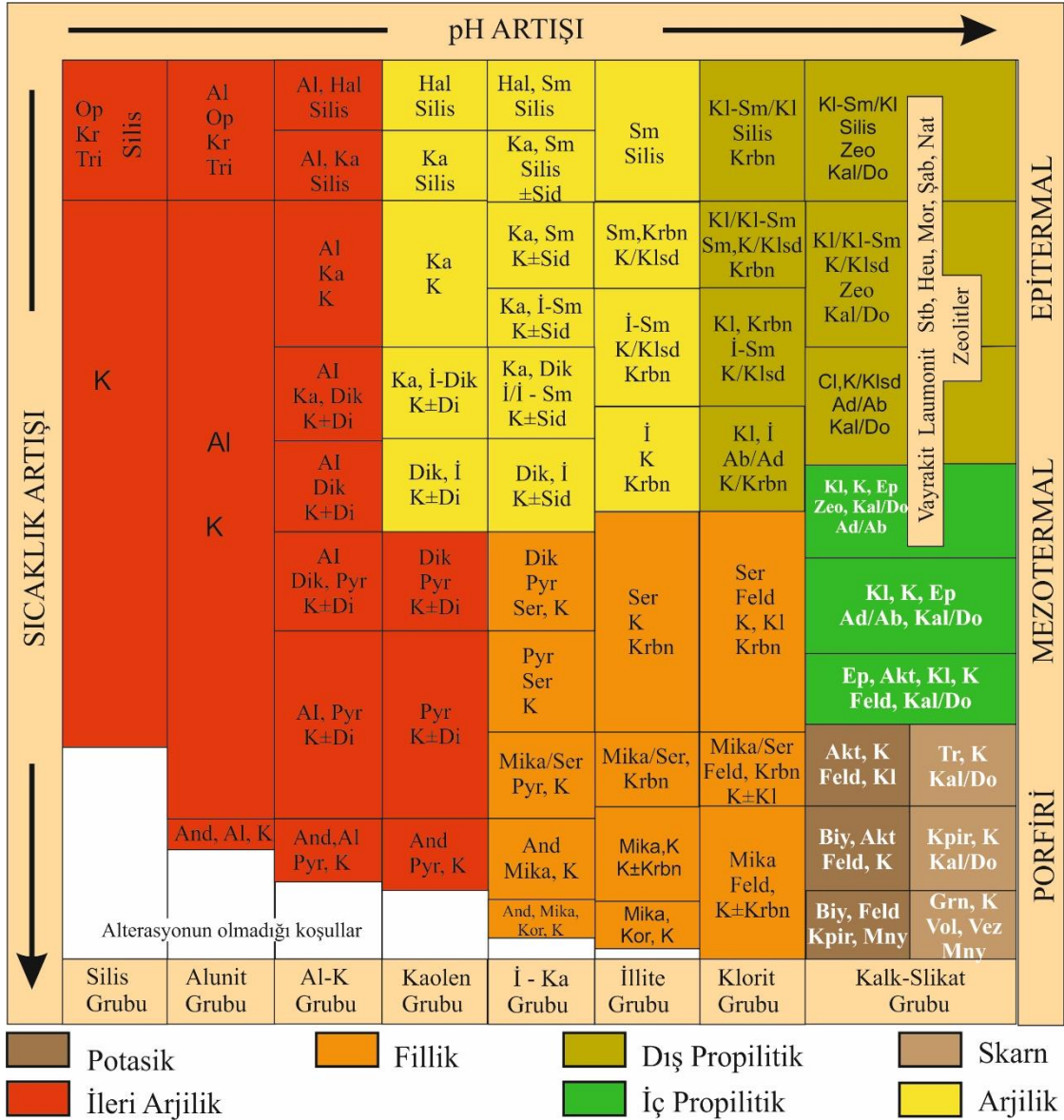
Cevherleşme ile ilişkili sistemi tanımlamak için Corbett ve Leach (1998) tarafından önerilen alterasyon minerallerine ve zonlarına dayalı (renklendirilmiş) sınıflama tabloları

kullanılmıştır (Şekil 50 ve 51). Söz konusu tablolar porfiri ve epitermal sistemlerdeki cevherleşme-alterasyon ilişkisini anlamak için hidrotermal alterasyon çalışmalarında sıklıkla kullanılmaktadır. Saha çalışmalarında çok fazla değişken parametre olmasına rağmen, bu tablolarda sadece pH ve sıcaklık değerleri dikkate alınarak alterasyon mineralleri gruplandırılmıştır. Temelde benzer pH değerlerine sahip mineral gruplarında farklı oluşum sıcaklıkları görülebilir (Şekil 50'deki dikey sütunlar). Diğer taraftan, Şekil 51'deki tabloda aynı alterasyon zonu içinde birlikte bulunan minerallerin tahmini oluşum sıcaklıklarında değişkenlik söz konusudur. Bu tablolara göre, Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yaygın gözlenen alterasyon minerallerinin oluşum sıcaklıklarını ve pH değerlerini tahmin etmek mümkündür (Şekil 51 ve Tablo 5).

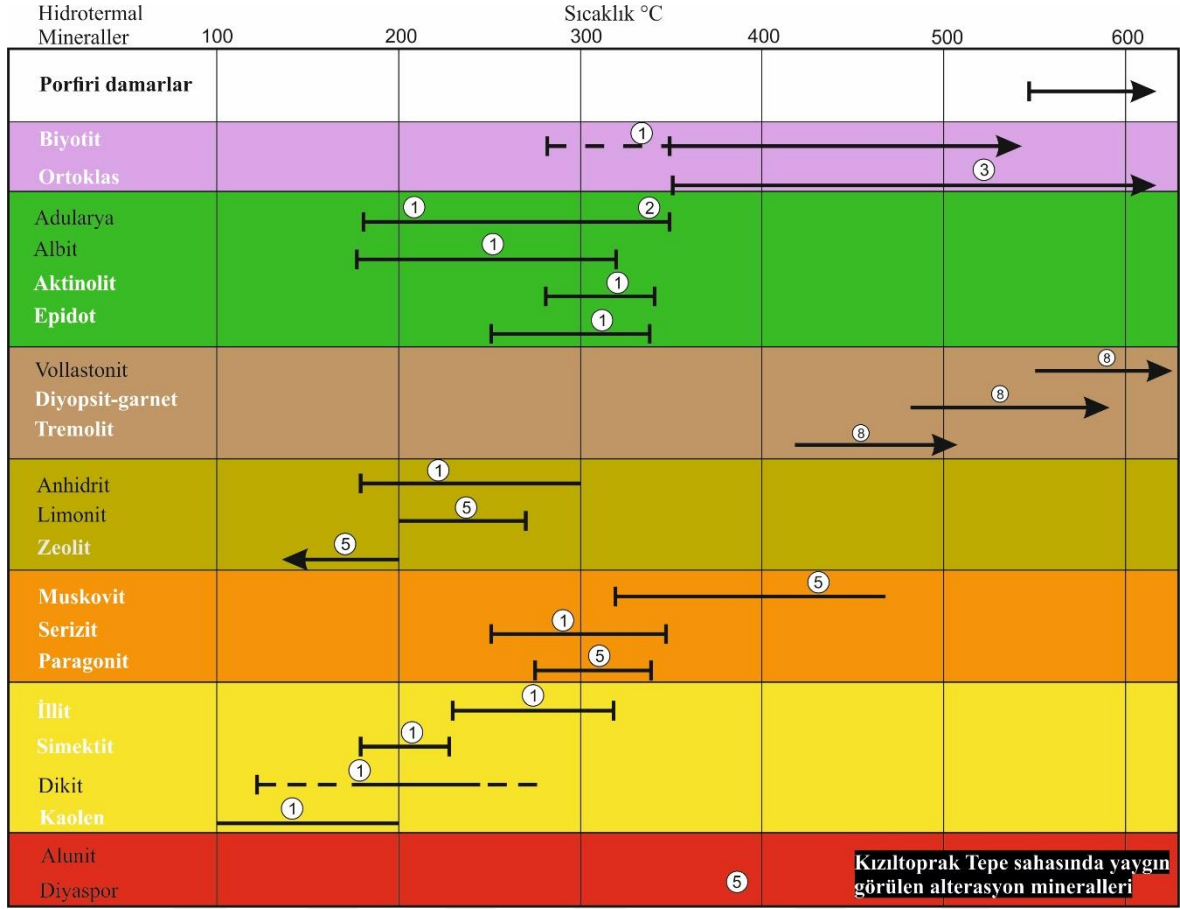
Bu tez çalışması kapsamında yüzeyden ve sondajlardan alınan kayaç örnekleri üzerinde Terraspec Halo cihazı ile kayaçların sahip olduğu alterasyon mineralleri belirlenmiştir. Elde edilen mineraller, petrografik inceleme ve silikat mineral kimyası bileşimleri dikkate alınarak Corbett ve Leach (1998) sınıflama tablosuna uygun şekilde gruplandırılmıştır. Bu gruplamalar ile oluşturulan alterasyon dağılım haritası, jeoloji haritası üzerine işlenmiştir (Şekil 44). Alterasyon dağılım haritasında kullanılan sarı, yeşil ve kahverengi ile temsil edilen alanlar, sırasıyla arjilik, propilitik ve potasik zona karşılık gelir. Corbett ve Leach (1998) sınıflamasına göre, inceleme alanındaki arjilik zonu kaolinit, illit-smektit, halloysit ve vermikülit (Şekil 52a) mineralleri karakterize eder. Propilitik zon başlıca klorit, epidot, (Şekil 52b) aktinolit ile birlikte kalsit-dolomit, illit-smektit ve zeolit grubu minerallerden oluşur. Potasik zon ise biyotit (Şekil 52c), aktinolit, feldispat, manyetit ve karbonat (kalsit-dolomit) mineralleri ile temsil edilir.

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasından sistematik olarak alınan yüzey örneklerindeki alterasyon mineralleri dikkate alındığında, sahada en yaygın olan alterasyon tipinin propilitik alterasyon olduğu ve propilitik zonun özellikle Kızıltoprak Tepe ile Kurtfolluk Tepe ve yakın doğusunda baskın olduğu belirlenmiştir. Arjilik alterasyon zonları özellikle Kızıltoprak Tepe güneyindeki Kurtfolluk Tepe ve çevresi ile yakın doğusundaki propilitik alterasyonu kuşatır şekilde dağılım göstermektedir. Potasik zon inceleme alanında oldukça sınırlı olup, Kurtfolluk Tepe'nin yakın kuzeydoğusunda bulunur (Şekil 44). Yüzeyde fillik zon ayırt edilememiştir. Sondajlardan elde edilen örneklerin sahip olduğu alterasyon mineral topluluğuna göre ise, derine doğru yaygın şekilde propilitik zon, arjilik zon, sınırlı olarak potasik zon ve fillik zonun varlığı gözlenmektedir. Sondajlarda sınırlı olarak gözlenen fillik zonu ayırt etmek için serizit, muskovit, flogopit minerallerinin

varlığından yararlanılmıştır. Ayrıca sondajlarda bazı seviyelerde farklı zonları temsil eden alterasyon mineral birlikteliklerinin bir arada gözlemlendiği ve yer yer bunlara garnet ve epidotca baskın skarn zonunu temsil eden minerallerin de (Şekil 52d) eşlik ettiği tespit edilmiş olup, bu konuda detaylı bilgi cevher jeokimyası bölümünde verilecektir.



Şekil 50. Hidrotermal sistemlerde gözlenen yaygın alterasyon mineralleri (Corbett ve Leach, 1998). Kısaltmalar: Ab-albit, Akt-aktinolit, Ad-adularya, Al-alunit, And-andaluzit, Biy-biyotit, Krbn-karbonat, Kl-klorit, K-kuvars, Klsd-kalsedon, Kl-Sm-klorit-smektit, Kor-korundum, K.pir.-klinopiroksen, Kr-Kristobalit, Kal-kalsit, Do-dolomit, Dik-dikit, Di-diaspor, Ep-epidot, Feld-feldispat, Grn-garnet, Hal-halloysit, Heu-heulandit, İ-illit, İ-Sm-illit-smektit, Ka-kaolinit, Lau-Laumontit, Mny-manyetit, Mor-mordenit, Nat-natrolit, Op-opal, Pyr-piopilit, Ser-serizit, Sid-siderit, Sm-smektit, Tr-tremolit, Tri-tridimit, Vez-vezüvyanit, Vol-volastonit, Zeo-zeolit, Şab-şabazit, Stb-stibnit.

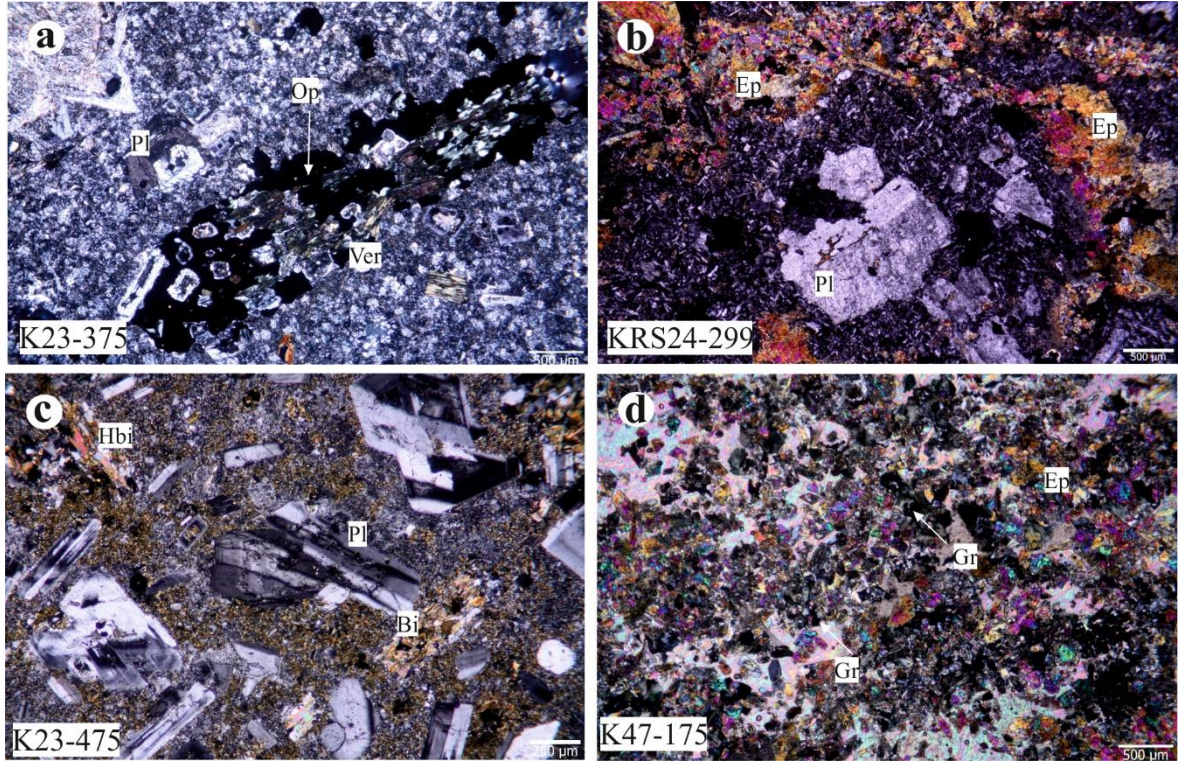


Şekil 51. Hidrotermal alterasyon mineralleri ve oluşum sıcaklık aralıkları (Corbett ve Leach, 1998). Aynı zamanda beyaz renkle yazılan mineraller, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi ile ilişkilidir. 1- Reyes, 1990; 2- Reyes vd., 2003; 3-Dilles ve Einaudi, 1992; 4- Rusk vd., 2008; 5- Reyes vd., 1993; 8- Einaudi vd., 1981.

3.5.2. Cevher Parajenezi, Oluşum Sırası ve Mineral Kimyası

Yukarıda detaylı bir şekilde verilen birinci ve ikinci gruba ait cevherleşmeler, burada erken ve geç evre cevherleşmeler olarak tanımlanmıştır. Cevher mikroskobu çalışmalarına göre, erken evreye ait sülfidli cevher minerallerini başlıca pirit±bornit, galen, kalkopirit, sfalerit, molibdenit ve pirotit ile birlikte daha az oranda oksit mineralleri (manyetit, hematit, titanit, ilmenit ve rutil) oluşturur (Şekil 53-55). Buna karşın; geç evrede, ilk evrenin galen ve sfalerit minerallerine ek olarak, Bi-galen, Ag-sfalerit, bizmutinit-aikinit ve tetrahedrit-tenantit serisi mineraller, Bi-Pb-Ag içeren tellürosulfotuzlar, nabit bizmut ve altın ile *elektrum* ve *hessit* alaşımları eşlik etmektedir (Şekil 54-55). Kalkosit mineralleri geç evrenin son ürünleri olarak özellikle sfaleritlerin üzerinde ve kenarlarında gelişmiştir. Ayrıca, cevherleşme sahasında sınırlı sayıda enarjit-luzonit minerallerinin bizmutinit-aikinit ve

tetrahedrit-tenantit serisi minerallere eşlik ettiği MTA raporunda da ifade edilmiştir (Özkan vd., 2023). Kızıltoprak Tepe sahasında tespit edilen cevher minerallerinin kimyasal bileşimleri, bolluk sırasına göre aşağıda detaylıca açıklanmıştır.



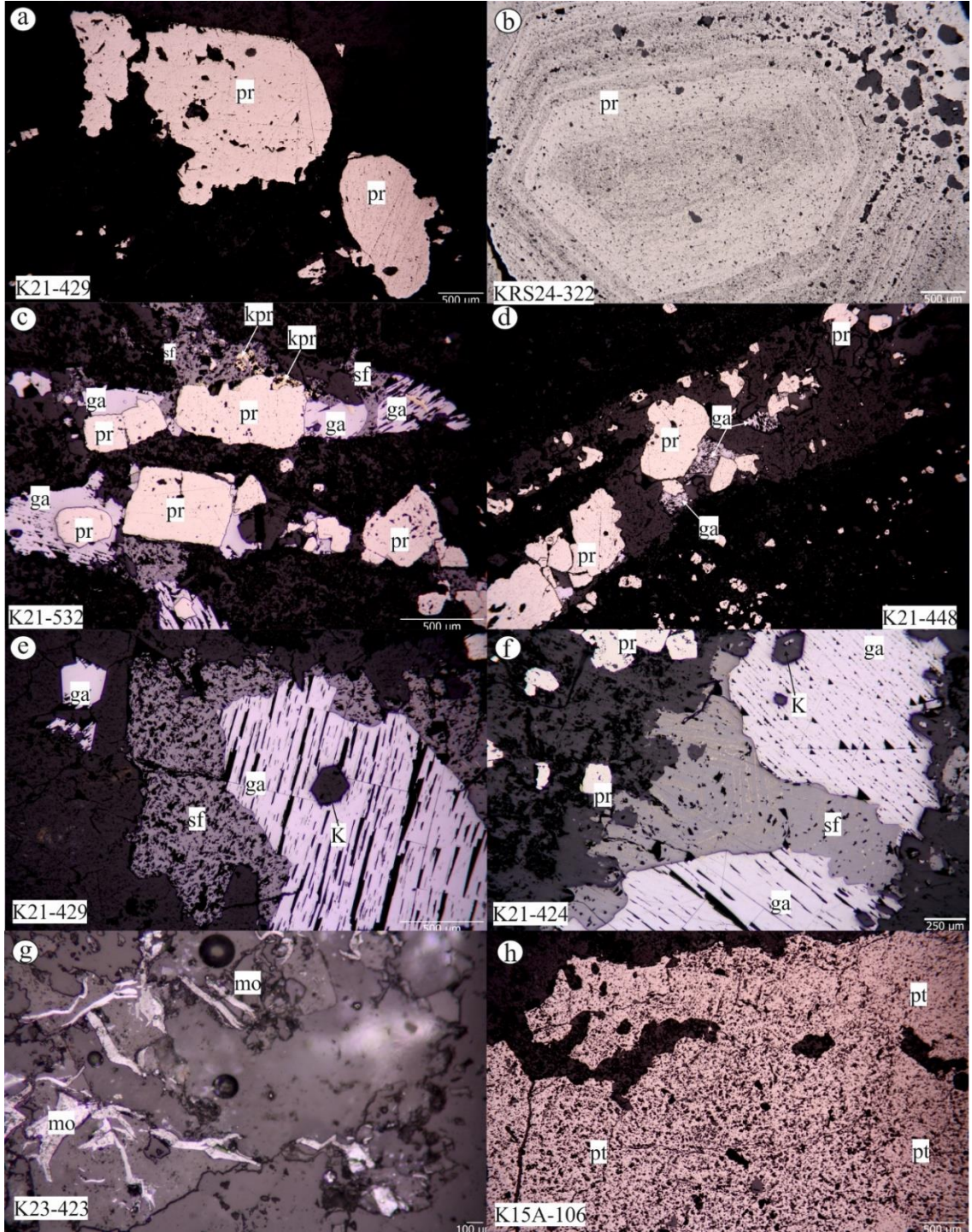
Şekil 52. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki kayalarda cevherleşmeye bağlı olarak gelişen bazı alterasyon minerallerinin ince kesit altında görünüşleri. Pl: plajiyoklas, ep: epidot, ver: vermikülit, gr: garnet, hbi: hidrobiyotit, bi: biyotit, op: opak mineral

3.5.3. Sülfid Mineralleri ve Bileşimleri

Pirit (FeS_2)

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında pirit en yaygın sülfid mineralidir. Piritler, genellikle yarı öz şekilli veya öz şekilsiz olup, nadiren zonlu ve öz şekillidirler. Bunlar kalınlıkları birkaç mm'den cm'ye varan ağsal damar/damarcıklar halinde veya kuvars damarları boyunca ve matrikste saçınımlı olarak gözlenmektedir (Şekil 53a-f). Saçınımlı piritler dışındaki piritlere (damarlarda) sfalerit+galen+kalkopirit veya sfalerit+galen eşlik etmektedir (Şekil 53a, c). Farklı sondaj kuyularından alınan örneklerdeki farklı pirit mineralleri üzerinde çok sayıda (324 nokta) mineral kimyası analizi yapılmıştır (Ek Tablo 10). Pirit minerallerinin kimyasal bileşimleri (i) kuvarslı ve/veya sülfidli damarlar boyunca

bulunan piritler (Şekil 53c-d), (ii) saçınımlı-zonsuz piritler (Şekil 53a, c), (iii) saçınımlı-zonlu süngerimsi piritler (Şekil 53b ve Şekil 55a-b) şeklinde üç gruba ayrılarak değerlendirilmiştir.



Şekil 53. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher minerallerinin cevher mikroskobu altındaki görünüşleri ve birbirleri ile ilişkileri. pr: pirit, ga: galen, sf: sfalerit, kpr: kalkopirit, k: kuvars, mo: molibdenit, pt: pirotit

Tür	Mineral Adı	Formül	Çok	Orta	Az
Cevher Mineralleri	Pirit	FeS ₂	✓		
	Kalkopirit	CuFeS ₂	✓		
	Galen	PbS	✓		
	Bornit	Cu ₅ FeS ₄		✓	
	Sfalerit	ZnS	✓		
	Molibdenit	MoS ₂		✓	
	Pirotit	Fe _{1-x} S		✓	
	Kalkosit	Cu ₂ S			
	Bizmutinit	Bi ₂ S ₃		✓	
	Zn-Tenantit	(Cu ₆ [Cu ₄ (Fe,Zn) ₂]As ₄ S ₁₃)		✓	
	Zn-Tetrahedrit	(Cu ₆ [Cu ₄ (Fe,Zn) ₂]Sb ₄ S ₁₃)			
	Aikinit Grubu	PbCuBiS ₃			✓
	Hedleyit	Bi ₇ Te ₃			✓
	Aleksit	PbBi ₂ Te ₂ S ₂			✓
	Sadlebakit	Pb ₂ Bi ₂ Te ₂ S ₃			✓
	Enarjit (MTA)	Cu ₃ AsS ₄			✓
	Luzonit (MTA)				✓
Nabit Elementler	Altın	Au			✓
	Elektrum	(Au,Ag)			✓
	Bizmut	Bi			✓
Oksitli Mineraller	Hematit	Fe ₂ O ₃		✓	
	Sfen	CaTiSiO ₅			✓
	Rutil	TiO ₂			✓
	İlmenit	FeTiO		✓	
	Manyetit	Fe ₃ O ₄	✓		
Gang Mineralleri	Kuars	SiO ₂	✓		
	Kalsit	CaCO ₃		✓	
	Dolomit	CaMgCO ₃		✓	
	Jips	CaSO ₄ .2H ₂ O		✓	

Şekil 54. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında bulunan cevher ve gang minerallerinin türleri ve bollukları

Tür	Mineral Adı	Erken Evre	Geç Evre
Cevher Mineralleri	Pirit	—————→	
	Galen	—————→	
	Bi-Galen		-----→
	Ag-Bi Galen		-----→
	Kalkopirit	—————→	
	Sfalerit	—————→	
	Kalkosit	-----→	
	Molibdenit	—————→	
	Pirotit	—————→	
	Bornit	—————→	
	Bizmutinit		-----→
	Aikinit Grubu		-----→
	Zn-Tenantit		-----→
	Zn-Tetrahedrit		-----→
	Hedleyit		-----→
	Aleksit		-----→
	Sadlebakit		-----→
	Enarjit (MTA)		-----→
	Luzonit (MTA)		-----→
Nabit Elementler	Altın	—————→	
	Bizmut		-----→
Alaşımalar	Elektrum		-----→
	Hessit		-----→
Oksitli Mineraller	Hematit	-----→	
	Sfen	-----→	
	Rutil	-----→	
	İlmenit	-----→	
	Manyetit	—————→	
Gang Mineralleri	Kuars	—————→	
	Kalsit	—————→	
	Epidot	—————→	
	Dolomit	—————→	
	Jips		-----→

Şekil 55. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher ve gang minerallerinin oluşum sırası (süksesyonu)

Damar boyunca gelişmiş pirit minerallerinin % (ağırlıkça) S içeriği 52.3-54.2, Fe içeriği 45.6-47.0 arasında olup, As, Ag ve Ni içerikleri ise < 0.1 şeklindedir. Saçınımlı-zonsuz pirit minerallerinin % (ağırlıkça) As içeriği hariç (< 1.82), diğer ana ve eser elementler açısından (S: % 50.9-55.3; Fe: % 44.7-46.8; Ag ve Ni < 0.07) damarlardaki pirit mineralleri ile benzer olduğu belirlenmiştir. Saçınımlı-zonlu piritlerin (özellikle Geç Kretase yaşlı riyolitik kayalarda mevcuttur, Şekil 56a ve b) Ag ($\leq \% 0.02$), As ($\leq \% 0.08$), Ni ($\leq \% 0.22$) ve Co ($\leq \% 0.35$) içerikleri diğer tiplerden çok farklı olmamakla birlikte, kenardan merkeze yer yer bileşimsel değişimler sunmaktadır (Şekil 56c-f).

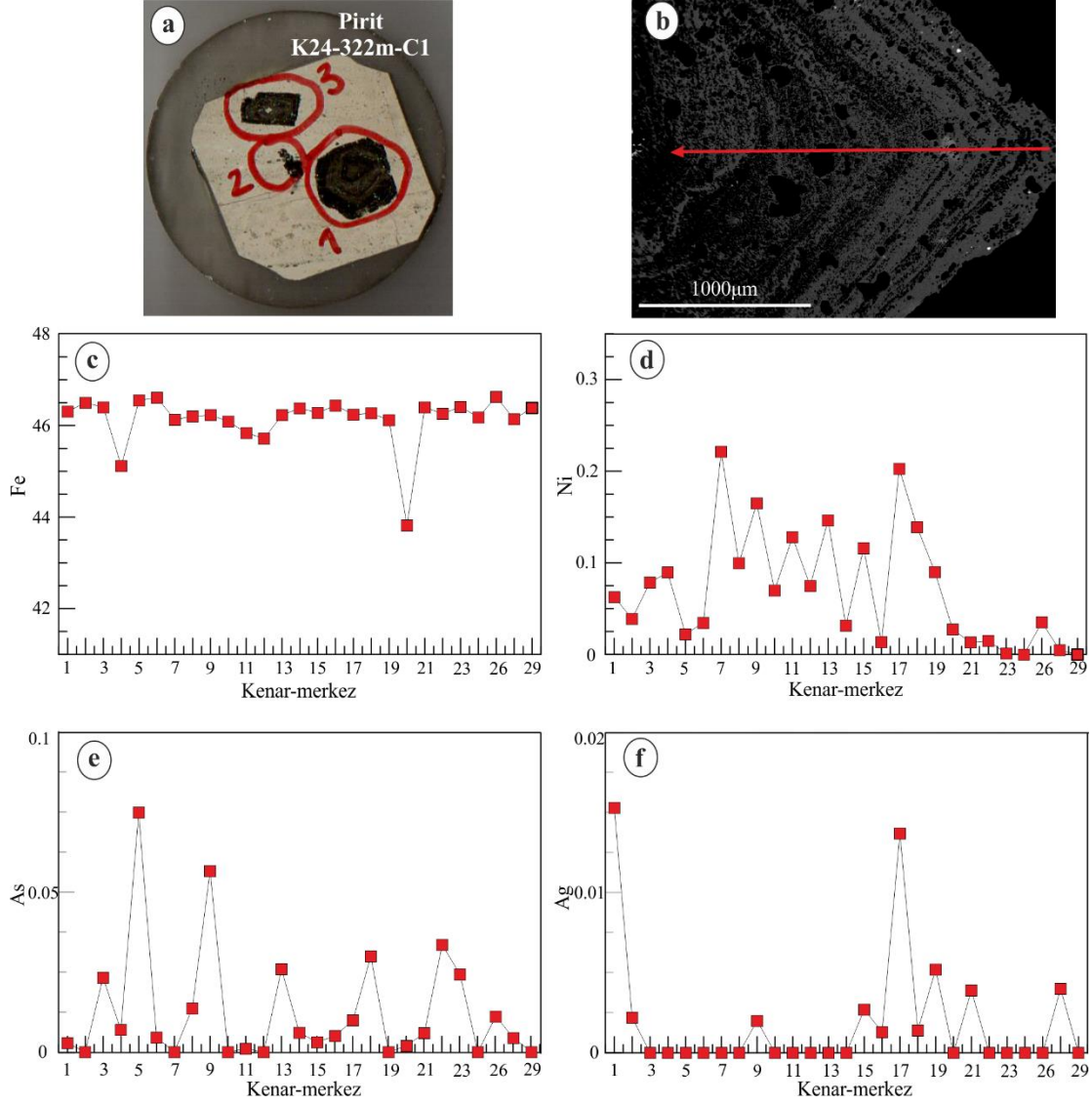
Galen (PbS)

Galen mineralleri piritten sonra en yaygın ikinci mineral olup, son ürün olduğu için genellikle öz şekilsiz ya da yarı özşekillidir ve kendinden önce oluşan sülfid minerallerini (kalkopirit, sfalerit gibi) ornatır (Şekil 53c-f). Çok sayıda galen minerali üzerinde toplam 112 adet kimyasal analizi yapılmıştır (Ek Tablo 11). Mineral kimyası verilerine göre, galen minerallerinin % (ağırlıkça) S içeriği 12.7-14.1 ve Pb içeriği 73.7-88.4 arasında değişmektedir. Bazı galenler eser miktarda % (ağırlıkça) Re (0.1'e kadar), Os (0.06'ya kadar), Se (0.17'ye kadar) ve Cd (0.43'e kadar) elementleri içermektedir. Galenler Bi-içermeyen (saf galen) ve Bi-içerenler şeklinde iki grupta toplanabilir (Şekil 57a-b). Bi'ce zengin galenler GSE görüntülerinde farklı yansıma renkleri ile daha parlak bir görünüme sahip olup, Bi içeriği ağırlıkça % 0.5-2 arasında yoğunlaşırken, % 8.7'ye kadar çıkmaktadır. Bi'ce zengin galenlerde başlıca Ag (% 1.5'e kadar) ile birlikte Cu (% 2.7'ye kadar) içeriği de zenginleşmektedir (Şekil 57a-d).

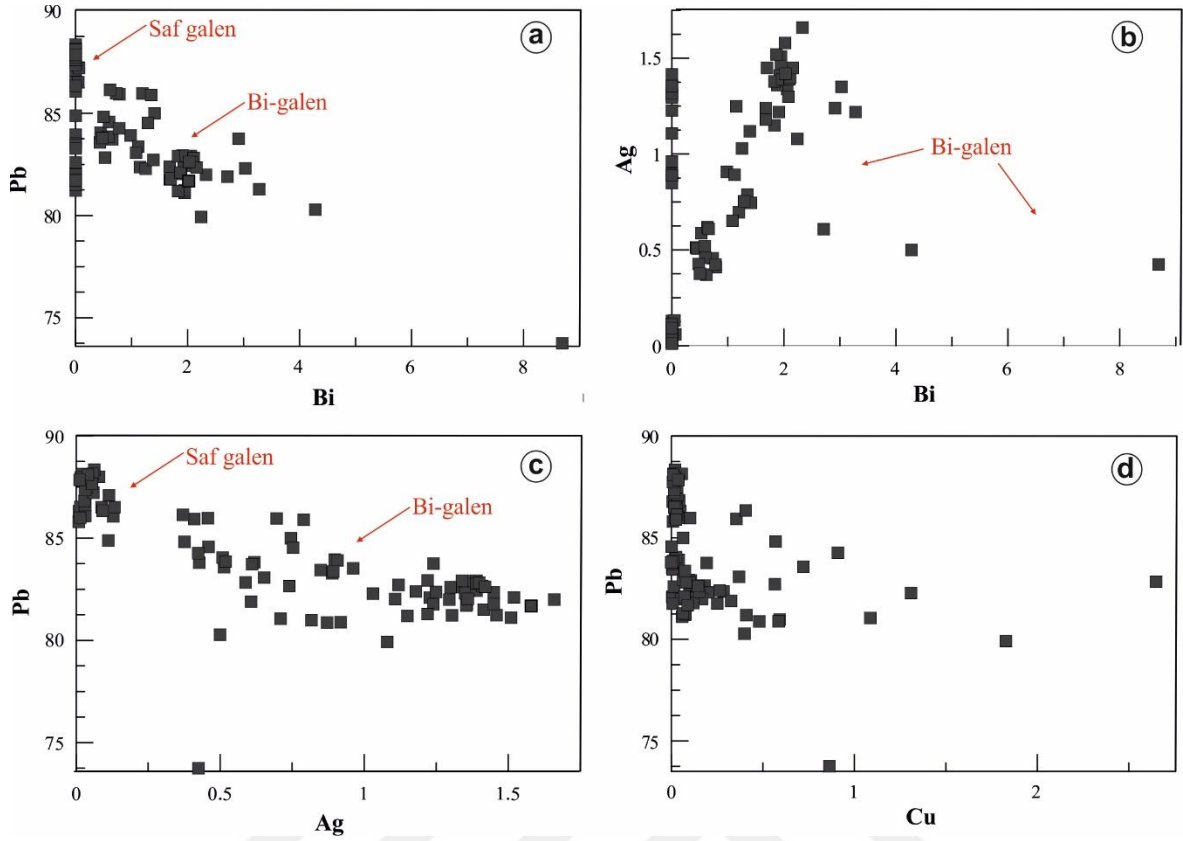
Kalkopirit (CuFeS₂)

Kalkopirit mineralleri diğer sülfid minerallerine göre daha sınırlı, nispeten küçük ve öz şekilsizdir. Genellikle piritle birlikte bulunan kalkopiritlere yer yer galen ve sfalerit eşlik etmektedir (Şekil 53c). Kalkopiritler (i) bornit-kalkopirit birlikteliği, (ii) sfalerit ile birlikte oluşan kalkopiritler, (iii) sfaleritin kalkopiriti ornattığı ve (iv) kenarlarında kovellin gelişen kalkopirit oluşumları gibi dört farklı şekilde bulunmaktadır. Çok sayıda kalkopirit minerali analiz edilmiş olup, toplam 87 adet mineral kimyası analizi yapılmıştır (Ek Tablo 12). Mineral kimyası verilerine göre, kalkopirit minerallerinin ağırlıkça % S içeriği 33.8-35.7, Fe içeriği 28.5-30.8 ve Cu içeriği 32.7-35.5 arasında değişmektedir. Özellikle sfalerit tarafından

ornatılan kalkopiritler Ag ($\leq \% 0.15$ 'e kadar) ve Au ($\leq \% 0.14$ 'e kadar) bakımından kısmi bir zenginleşme gösterir (Ek Tablo 12).



Şekil 56. KRS24-322 örneğine ait saçınımlı, özşekli ve zonlu özelliklere sahip pirit mineralinin kenar-merkez boyunca değişen mineral kimyası bileşimi. Zonlu pirit mineralinin (a) makro görünümü, (b) GSE görüntüsü, (c) kenar-merkez Fe içeriği (%), (d) kenar-merkez Ni içeriği (%), (e) kenar-merkez As içeriği (%), (f) kenar-merkez Ag içeriği değişimi



Şekil 57. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki galen minerallerinin barındırdığı (a) Bi-Pb, (b) Bi-Ag, (c) Ag-Pb, (d) Cu-Pb element konsantrasyonlarının (ağ. %) değişimini gösteren diyagramlar

Sfalerit (ZnS)

Sfalerit mineralleri genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz olup, ya eş zamanlı sfalerit+kalkopirit birlikteliği şeklinde ya da kalkopiriti ornatmış sfaleritler şeklinde oluşmuştur. Bu sonraki sfaleritler öz şekilsiz sülfotuz ve tellürosülfid kapanımları içermektedir (Şekil 53c, e-f). Farklı sfalerit mineralleri üzerinde toplam 71 adet mineral kimyası analizi yapılmıştır (Ek Tablo 13). Mineral kimyası verilerine göre, sfalerit minerallerinin ağırlıkça % S içeriği 32.4-34.1 ve Zn içeriği 63.8-67.3 arasında değişmektedir. Ayrıca, sfaleritler Fe (% 2.1'e kadar) ve Pb (% 0.27'ye kadar) açısından kısmi bir zenginleşme göstermektedir. Sfaleritlerin Au ($\leq$ % 0.14) ve Ag ($\leq$ % 0.05'e kadar) içerikleri oldukça düşüktür (Ek Tablo 13).

Molibdenit (MoS_2)

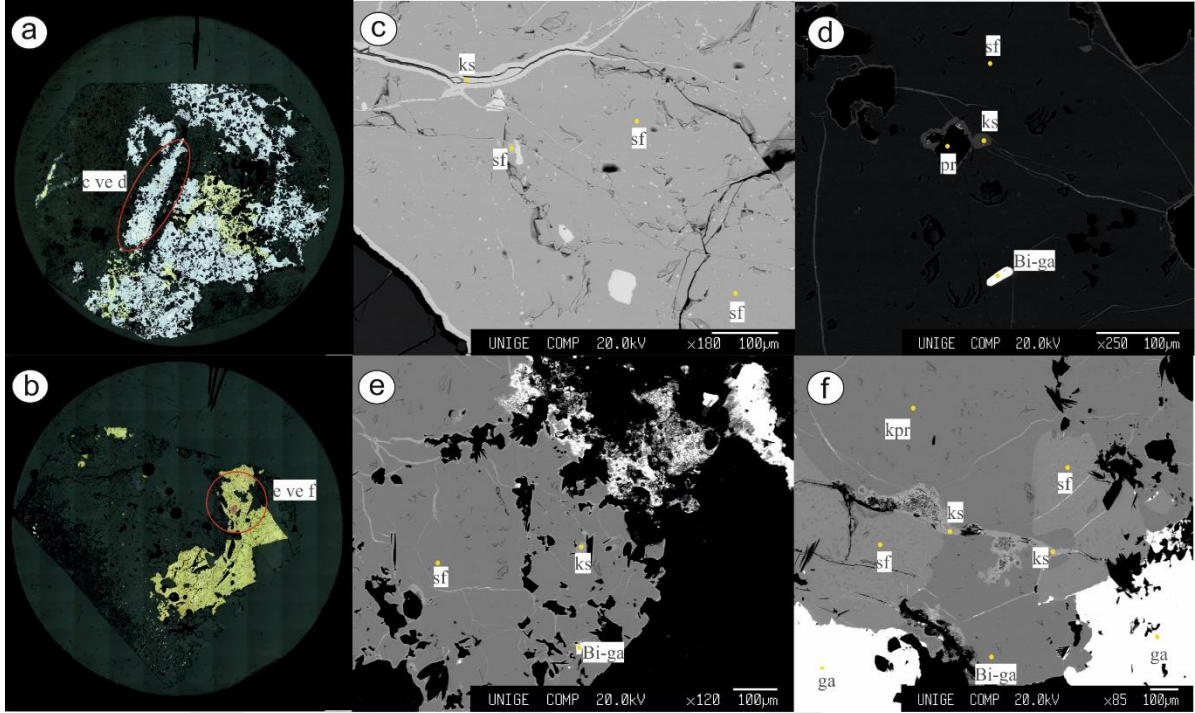
Molibdenit mineralleri özellikle sondaj örneklerinde ve nispeten derinlerde (yaklaşık 350-500 m kotlarında) sınırlı olarak gözlenmiştir. Genellikle Grup 2 ve 3'e ait porfiri kayaçlardaki silisli damarlarda bulunan molibdenitler, bazen bu kayaçların kırık-çatlak yüzeyinde sıvama şeklinde gözlenmiştir. Cevher mikroskobu çalışmalarında bu minerallerin parlak gri renkli, kurtçuk şeklinde (Şekil 53g) ve ince taneli biçimlerde oldukları belirlenmiştir. Molibdenit minerallerinden toplam 34 adet mineral kimyası analizi gerçekleştirilmiştir (Ek Tablo 14). Analiz edilen molibdenitlerin Mo içerikleri ağırlıkça % 55.6-63.2 arasında değişmektedir. Ayrıca bu molibdenitlerde düşük, fakat değişken konsantrasyonlarda Re (% ≤ 0.27), Os (% ≤ 0.08), Ag (% ≤ 0.05) ve Pb (% ≤ 0.33) içerikleri tespit edilmiştir (Ek Tablo 14).

Pirotit (Fe_{1-x}S)

Pirotit minerali örneklenen kuyular içerisinde sadece K15A-106 nolu kuyudan alınan örneklerde tespit edilmiş, sınırlı sülfid minerallerinden biridir ve özellikle pirit ve hematitle birlikte gözlenmiştir. Yarı öz şekilli olan pirotitlerden toplam 8 adet mineral kimyası analizi gerçekleştirilmiştir. Bunların Fe içeriği ağırlıkça % 58.8-63.9 arasında değişmekte olup, Ag içeriği % ≤ 0.09 ve Pb içeriği % ≤ 0.23 arasında değerlere sahiptir (Ek Tablo 15).

Kalkosit (Cu_2S)

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında tespit edilen sınırlı sülfid minerallerinden biri de kalkositir. Bu mineral genellikle kalkopirit ve sfalerit minerallerinin çevresinde bir kuşak şeklinde gözlenmiştir (Şekil 58a-f). Kalkosit minerallerinden toplam 25 adet mineral kimyası analizi yapılmıştır (Ek Tablo 16). Kalkositler Fe-Cu-S sınıflama diyagramında, pirit ve kalkopiritlerle birlikte değerlendirildiğinde, onların Fe bakımından zenginleştiği (ağırlıkça % 6.2'ye kadar) ve nadiren de olsa bornit-kalkopirit-kübanit arasında değişen oranlarda Fe'ce zengin bileşenler de (ağırlıkça % 46.2'ye kadar) içerdikleri tespit edilmiştir (Şekil 59).



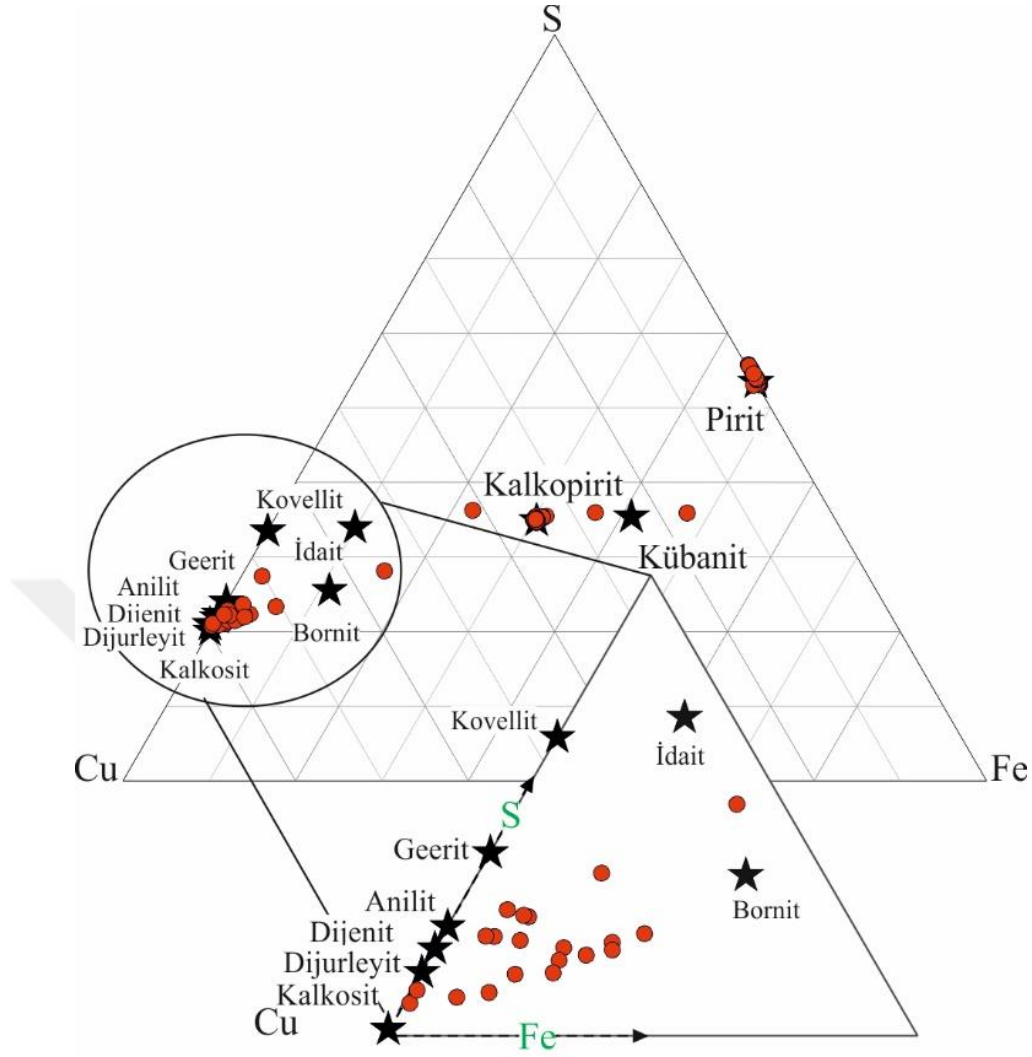
Şekil 58. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki cevher minerallerinin (a ve b) binoküler mikroskop altındaki görünüşleri. (c-f) sülfür minerallerinin GSE görüntüleri

3.5.4. Sülfotuz Mineralleri

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında en yaygın sülfotuz minerallerini bizmutinit-aikinit ve tetrahedrit-tenantit serisi sülfotuzlar ile birlikte Bi-Pb-Ag tellürosulfotuzlar oluşturmaktadır.

Bizmutinit-Aikinit Serisi ($\text{Bi}_2\text{S}_3 - \text{CuPbBiS}_3$)

Bizmutinit-aikinit serisi mineraller özellikle cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasit-riyolit porfirlerde ve bunlarla ilişkili breşlerde gözlenmektedir. Bizmutca-zengin mineraller genellikle diğer cevher mineralleri ile birlikte (galen, sfalerit, pirit ve kalkopirit) kuvars damarları boyunca veya bazen de ayrı ve saçınımlı olarak gözlenmektedir (Şekil 60a-c). GSE görüntülerinden de görüleceği gibi, bizmutlu fazlar özellikle galen minerallerinin yüzeylerinde genelde özşekilsiz, bazen de yarı öz şekilli küçük kapanımlar şeklinde gözlenmiştir (Şekil 60d-j).



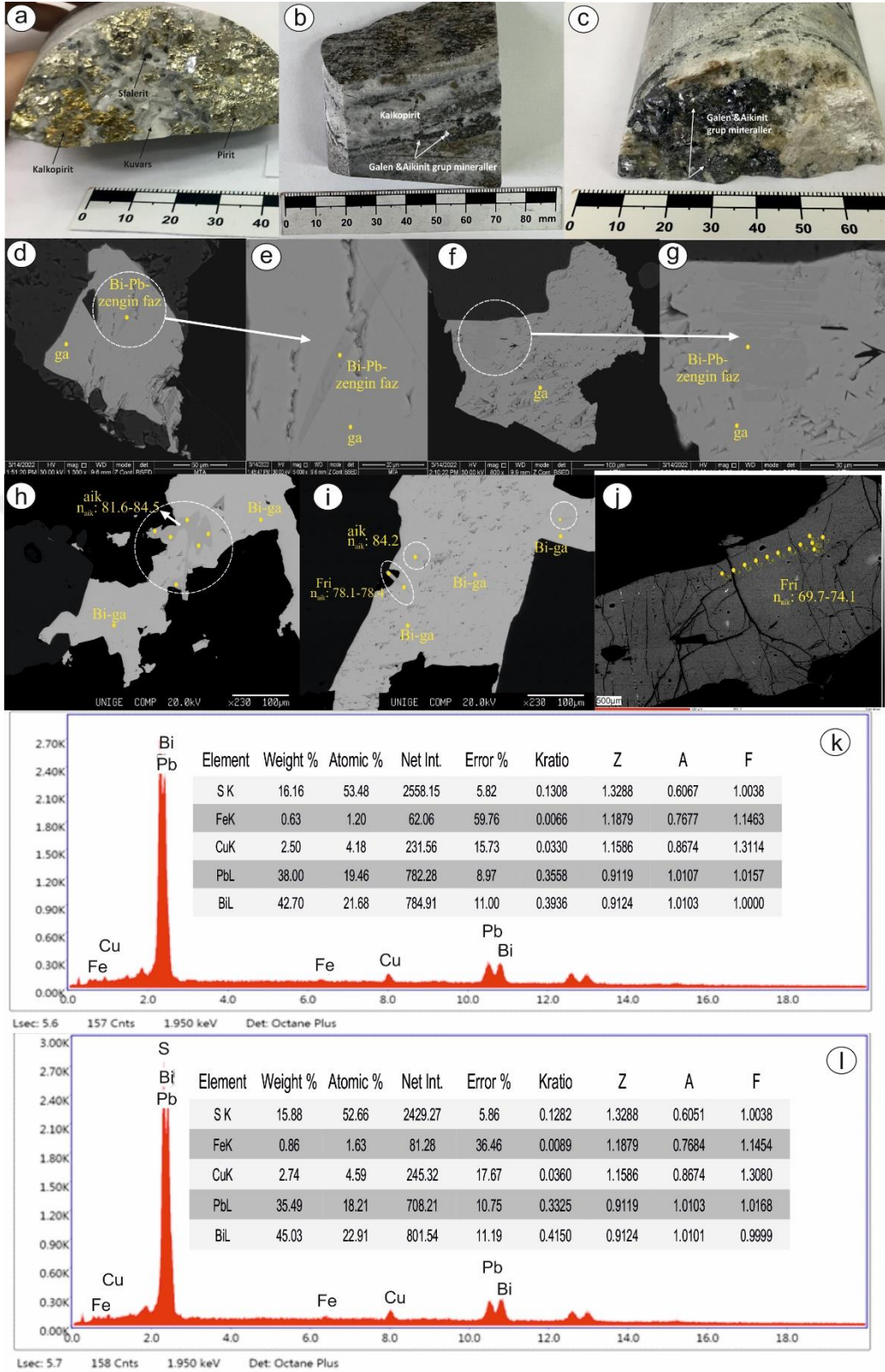
Şekil 59. Kızıltoprak cevherleşme sahasındaki pirit, kalkopirit ve kalkosit minerallerinin Fe-S-Cu içeriklerine göre üçgen sınıflama diyagramı üzerindeki dağılımları (Yund ve Kullerud, 1966).

Bu bizmutlu fazları temsil eden TEM analizlerine göre, Bi, Pb, Cu ve S içerikleri dikkat çekicidir (Şekil 60k, l). Bizmutinit-aikinit serisine ait minerallerden toplam 35 adet mikroprob analizi yapılmıştır (Ek Tablo 17-18). Bizmutinit-aikinit serisine ait bizmutinit minerallerinin kimyasal bileşimleri (7 adet) Bi-Cu-Pb üçgen diyagramına aktarıldıklarında (Şekil 61), onların bizmutinit uç üyesine yakın oldukları ve %6.8'e kadar Cu içerdikleri görülmüştür. Bizmutinitlerin Bi içeriği ağırlıkça %70.6-73.5 ve Cu içeriği %5.3-6.8 aralığında değişmektedir (Ek Tablo 17). Bizmutinitlerde Bi içeriği arttıkça Cu içeriği azalmakta (Şekil 62a) ve artan Bi içeriği ile Ag ($\% \leq 1.0$) ve Se ($\% \leq 0.4$) içerikleri de artmaktadır (Şekil 62a-d).

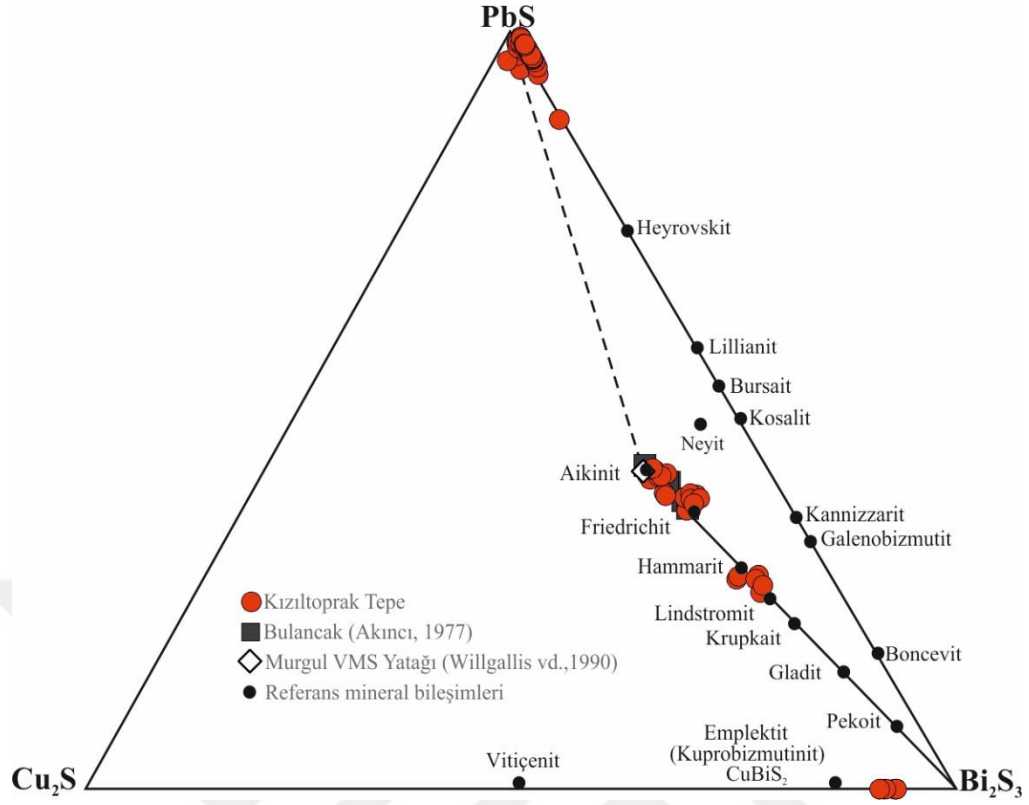
Aikinit serisi mineraller sülfotuzlar arasında en karmaşık bileşimli grubu oluşturur ve bunların kimyasal bileşimleri (25 adet) Ek Tablo 18'de verilmiştir. Kızıltoprak Tepe aikinit serisi minerallerin Bi içerikleri ağırlıkça %31.3-52.4, Cu içerikleri %6.8-10.2 ve Pb içerikleri ise %21.0-40.8 arasında geniş bir dağılım göstermektedir. Sülfotuz üyesini temsil eden aikinit ilk olarak Chapman (1843) tarafından tanımlanmış ve daha sonra Johansson (1924)'ın detaylı çalışması ile aikinitler; aikinit, gladit, lindströmit ve hammarit gibi farklı kimyasal bileşimlere sahip olan alt türlere ayrılmıştır.

Kızıltoprak Tepe cevherleşmesindeki aikinit serisi minerallerin kimyasal formülü belirlenirken, öncelikle mineral kimyası verilerinden "aikinit uç-üye yüzdesi" ($n_{aik} = [12.5(x + y)] \%$; Makovicky ve Makovicky, 1978) hesaplanmış (Ek Tablo 18) ve hesaplamaların doğruluğu Cu:Pb oranının 1'e eşit veya yakın olması ile test edilmiş ve doğrulanmıştır. Buna göre aikinit serisi mineraller olarak aikinit ($n_{aik} = 82.2-84.5$), fredriht ($n_{aik} = 78.1-81.8$), hammarit ($n_{aik} = 69.7-74.1$) ve lindstromit ($n_{aik} = 53.9-61.5$) bileşimleri belirlenmiş ve bunlar Moore (1967) tarafından önerilen Bi-Cu-Pb üçgen sınıflama diyagramında gösterilmiştir (Şekil 61). Sınıflama diyagramında yer alan Kızıltoprak bizmutinitlerin hesaplanan n_{aik} değeri 4.9-6.2 arasında değişmektedir.

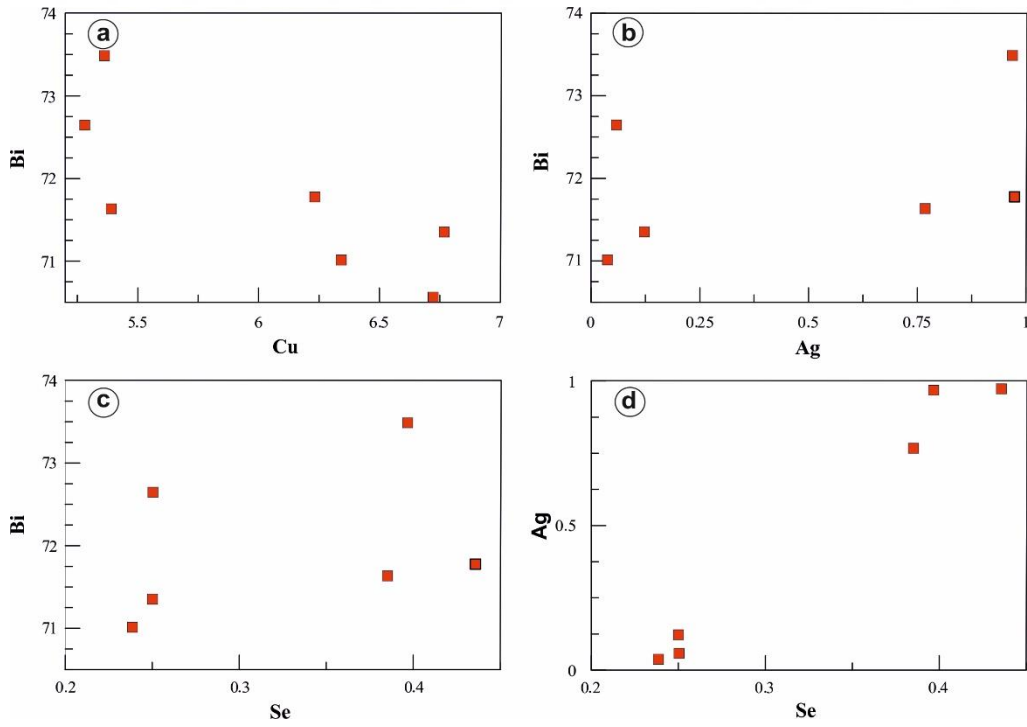
İncelenen aikinitler Giresun-Bulancak (Akıncı, 1977) ve Artvin-Murgul (Willgallis vd.,1990) bölgelerinde belirlenen sınırlı sayıdaki aikinitlerle karşılaştırılmıştır (Şekil 61). Buna göre; Giresun-Bulancak aikinitleri 5 adet mikroprob analizine göre aikinit ve fredriht arasında dar bir bileşim değişimi sunarken, Artvin-Murgul'dakiler tek bir analiz sonucuna göre sadece aikinit olarak sınıflandırılmıştır.



Şekil 60. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki aikinit grup mineralleri içeren cevher mineral birlikliğin (a-c) makro görünüşleri, (d-j) aikinit grubu minerallerin GSE görüntüleri. (k ve l) Aikinit grubu minerallerin TEM-EDS analiz sonuçları. Ga: galen, aik: aikinit, fri: friedricht, Bi-ga: bizmutlu galen



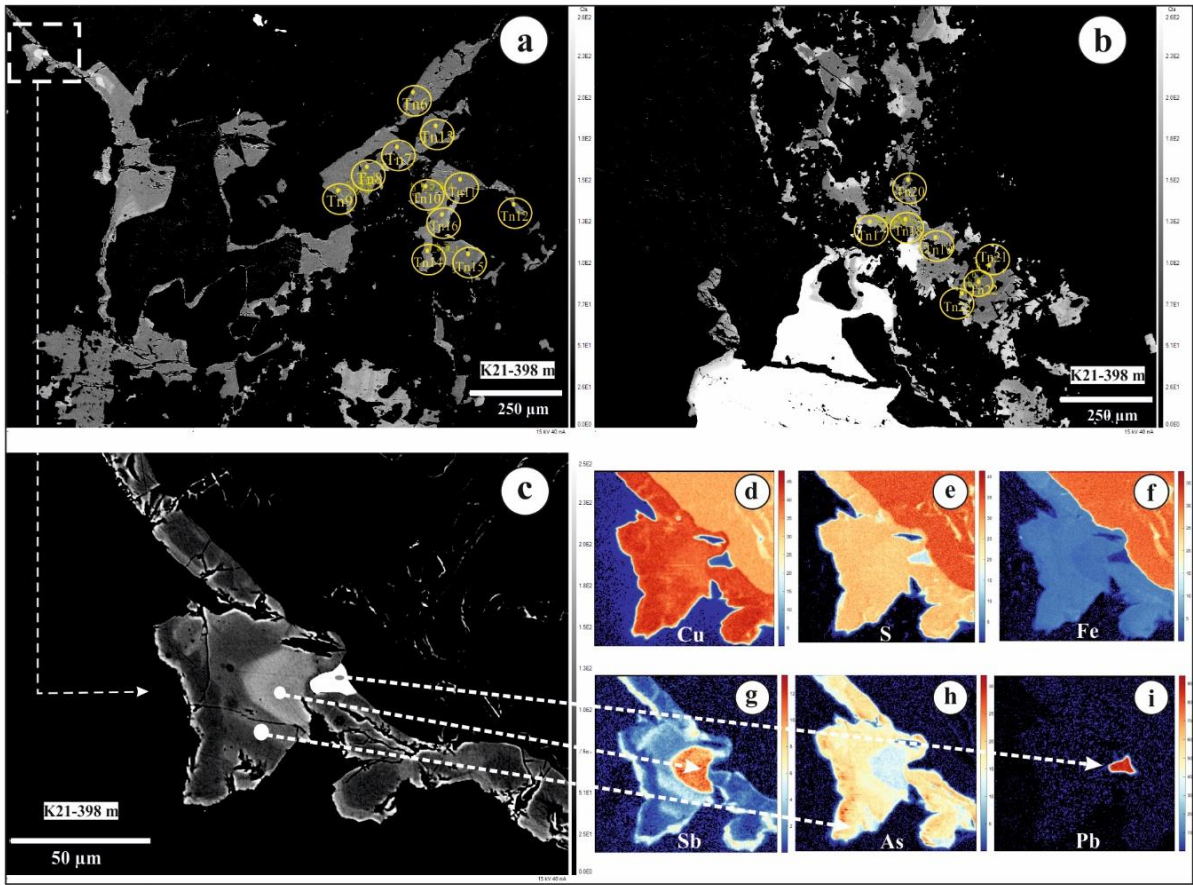
Şekil 61. Aikinit grup sülfotuz mineraller için oluşturulmuş Bi-Cu-Pb üçgen sınıflama diyagramı (Moore, 1967).



Şekil 62. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki K21-398 numaralı örnekte belirlenen bizmutinit mineralinin barındırdığı (a) Cu-Bi, (b) Ag-Bi, (c) Se-Bi, (d) Se-Ag element konsantrasyonlarının (ağ. %) değişimini gösteren diyagramlar

Tetrahedrit ve Tenantit Serisi ($\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Zn}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{12}\text{S}$ - $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Zn}_2)\text{As}_4\text{S}_{12}\text{S}$)

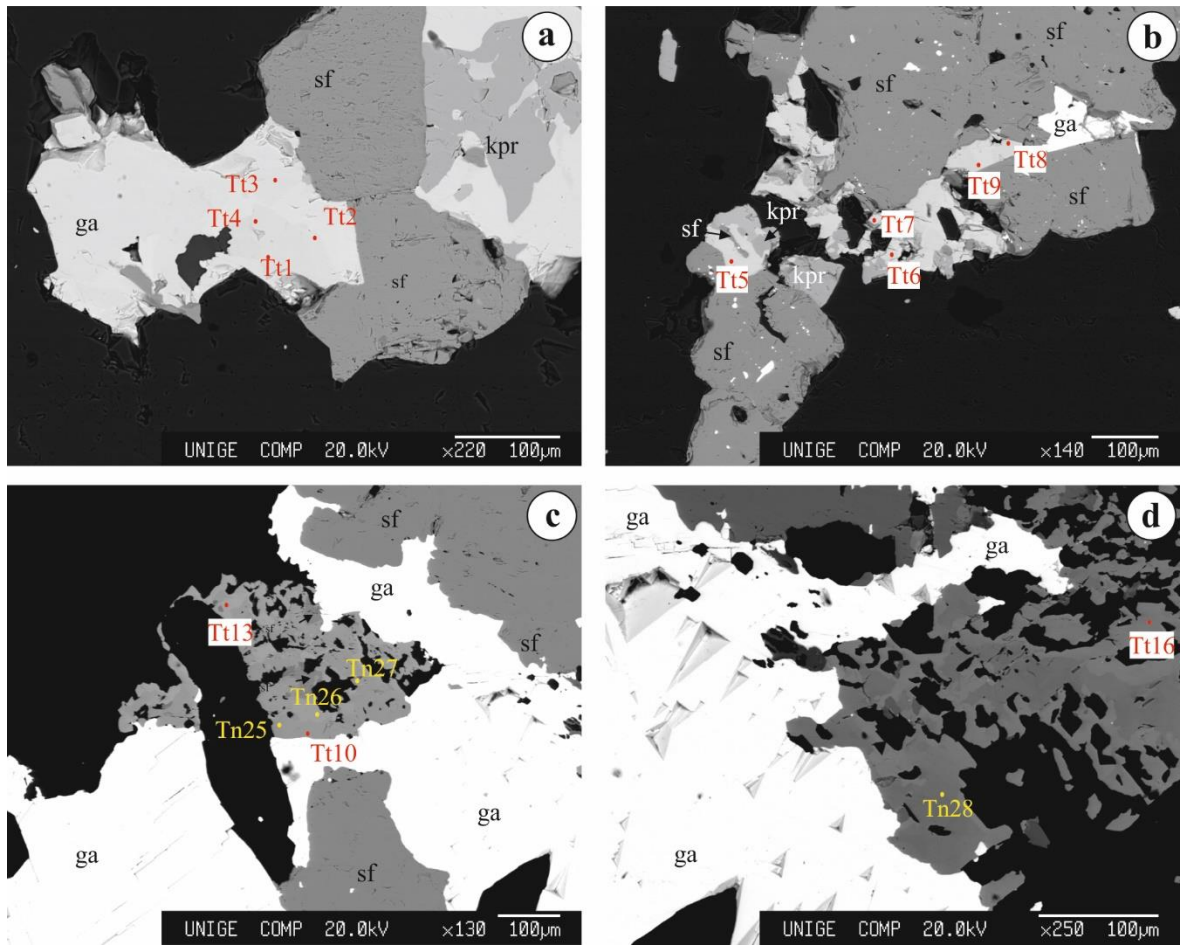
Tetrahedrit-tenantit serisine ait mineraller Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki en yaygın ikinci sülfotuz grubunu oluşturur. Bu gruba ait mineraller, bizmutinit-aikinit serisinde olduğu gibi, özellikle cevherleşme ile eş yaşlı (orta-geç Eosen) andezit-dasit-riyolit porfirlerde ve ilişkili breşlerde gözlenmekte olup (K21-398m ve K21-459m nolu örneklerde), bu minerallere galen, sfalerit, pirit ve kalkopirit gibi sülfidli mineraller eşlik eder. Genellikle silisli damarlarda veya nadiren ayrı fazlar olarak tetrahedrit-tenantit serisi minerallere rastlanmıştır (Şekil 63a-c).



Şekil 63. Zn-tenantit (Tn, sarı daireler) içeren K21-398 örneğinin GSE görüntüleri (a-c). K21-398 örneğindeki Zn-tenantit Cu, S, Fe, Sb, As ve Pb element haritalama görüntüleri (d-i)

GSE görüntülerinden de görüleceği gibi, bu grup mineraller özellikle galenlerin yüzeyinde öz şekilsiz küçük ayrılım fazları (<50 µm) şeklinde veya erken evre öz ve yarı öz şekilli sfaleritleri ornatan fazlar şeklinde (Şekil 63d-j ve 64a-d) ya da ayrı öz şekilli iri kristaller (400-600 µm) halinde gözlenmiştir (Şekil 65a).

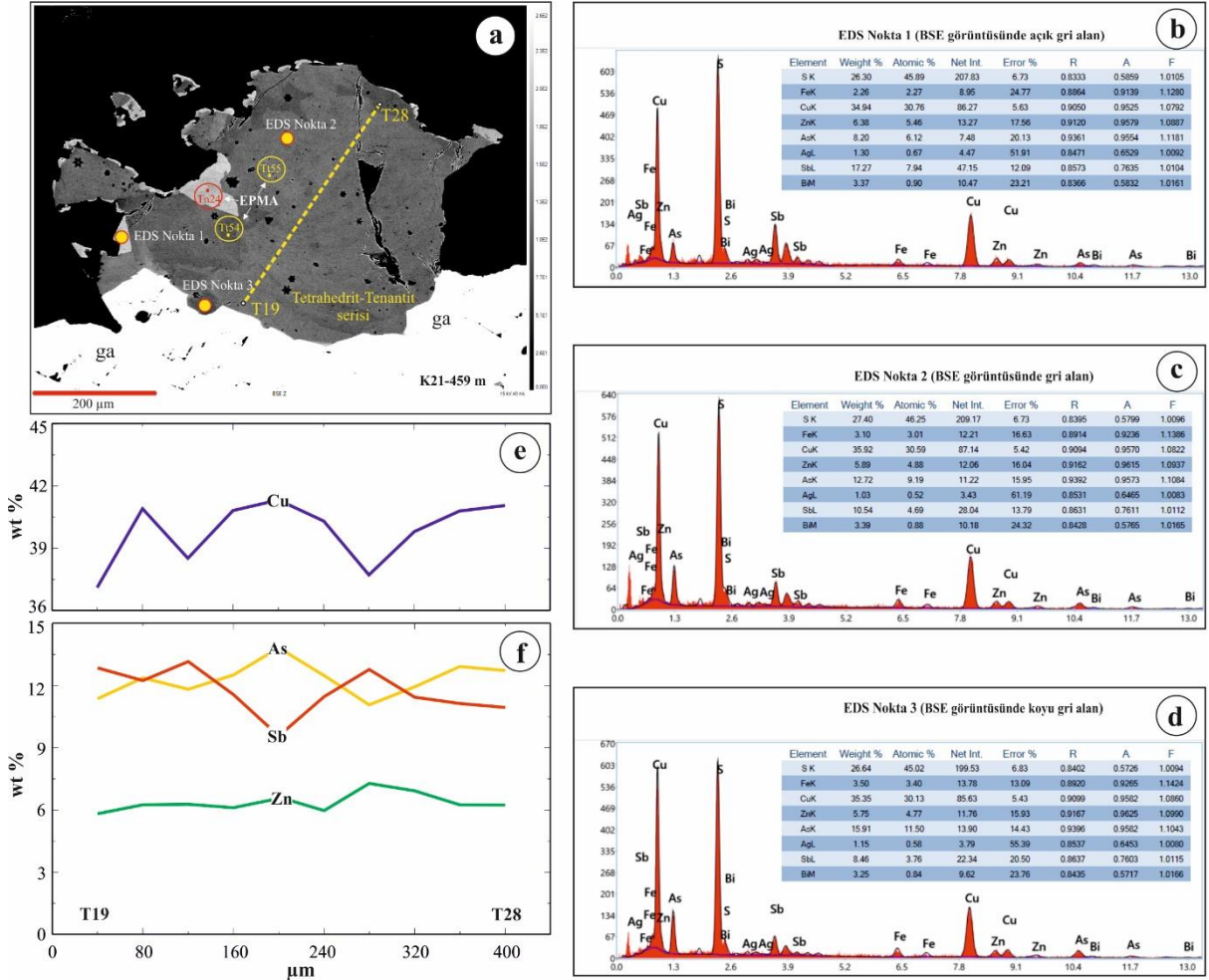
Tetrahedritler GSE’de nispeten büyük atom ağırlığı yüzünden açık gri renkli iken, daha küçük atom ağırlığına sahip tenantit bileşimlileri koyu gri renkte gözükmektedir. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki K21-398 ve K21-459 numaralı sondaj örneklerindeki tennantit-tetrahedrit serisi minerallerden toplam 52 adet analiz yapılmış (Ek Tablo 19) ve mineral yüzeylerinde detaylı element haritaları oluşturulmuştur (Şekil 63d-i). Mineral kimyası sonuçlarına göre tetrahedrit-tenantit serisi mineral bileşimleri; (i) Zn-tenantit, (ii) Sb-içeren Zn-tenantit ve (iii) Zn-tetrahedrit şeklinde üç grupta toplanmıştır. Bu grupların detaylı bilgileri ve bileşimleri aşağıda tek tek açıklanmıştır.



Şekil 64. Zn-tetrahedrit minerallerinin (tt, kırmızı daireler) ve Sb-zengin Zn-tenantit minerallerinin (sarı daireler) ile galen, sfalerit ve kalkopirit minerallerini içeren K21-459 örneğinin GSE görüntüleri (a-d). ga: galen, sf: sfalerit, kpr: kalkopirit

K21-398 nolu örnekte bulunan Zn-tenantit mineralleri yarı öz şekilli veya özşekilsiz çok sayıda küçük (<50 µm) kristal danelerinden oluşmaktadır. Bu tür Zn-tenantit minerallerinin As içerikleri çok yüksek iken (ağırlıkça %19.0-20.5), Sb içeriklerinin

(ağırlıkça %0.2-0.5) çok sınırlı olduğu belirlenmiştir. Bununla birlikte, sınırlı bir alanda (<100 µm) yapılan detaylı element haritalamasında, iç-içe büyümüş Sb- ve As-zengin farklı zonlar şeklinde Zn-tenantit bileşimi tespit edilmiştir.

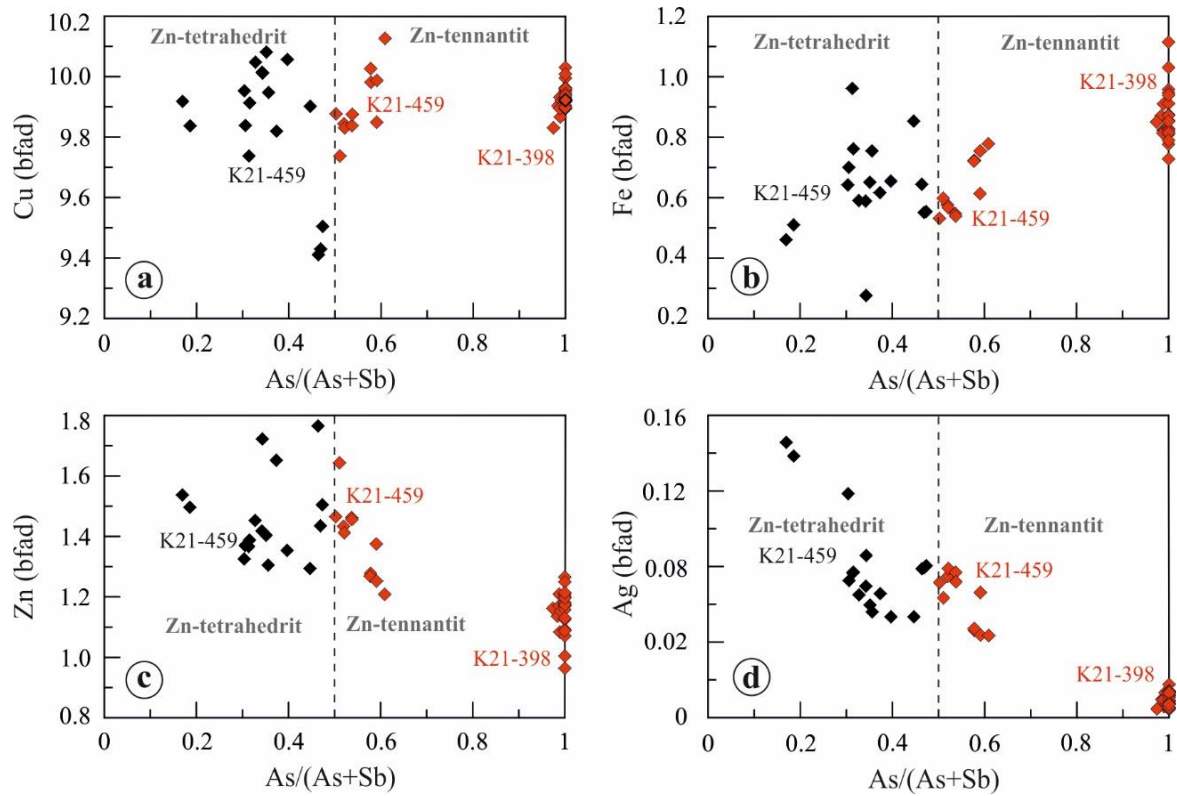


Şekil 65. Zn-tetrahedrit minerallerini (açık gri-kırmızı daire) ve Sb-zengin Zn-tenantit minerallerinin (gri/koyu gri-sarı daireler) içeren K21-459 örneğinin GSE görüntüsü (a).

Sarı kesikli çizgi, incelenen Zn-tetrahedrit - Zn-tenantit serisine ait mineralin EPMA kenardan kenara profilini göstermektedir. GSE görüntüsündeki farklı gri alanlar için TEM EDS nokta analizleri ve temel tepe noktaları (b-d). Homojen olmayan tetrahedrit-Zn-tenantit serisine ait fenokristalin Cu, As, Sb ve Zn değişimleri (e-f).

GSE görüntülerinden de açıkça görüleceği gibi, iç zonda nispeten öz şekilli Sb-zengin (açık gri) ve onun çevresini sırasıyla kuşatan As-zengin (koyu gri) ve Sb-zengin Zn-tenantit minerallerinin varlığı oldukça ilginçtir. Sonuç olarak, nadiren Sb-zengin bileşimler de olsa, bu seviyedeki tenantit minerallerinin çoğu hemen hemen “Zn-tenantit” olarak tanımlanmıştır. Diğer taraftan, nispeten daha derindeki K21-459 nolu örneğe ait tetrahedrit-tenantit serisi mineraller ya özşekilli galen ve sfalerit minerallerinin içinde küçük (<100 µm), özşekilsiz

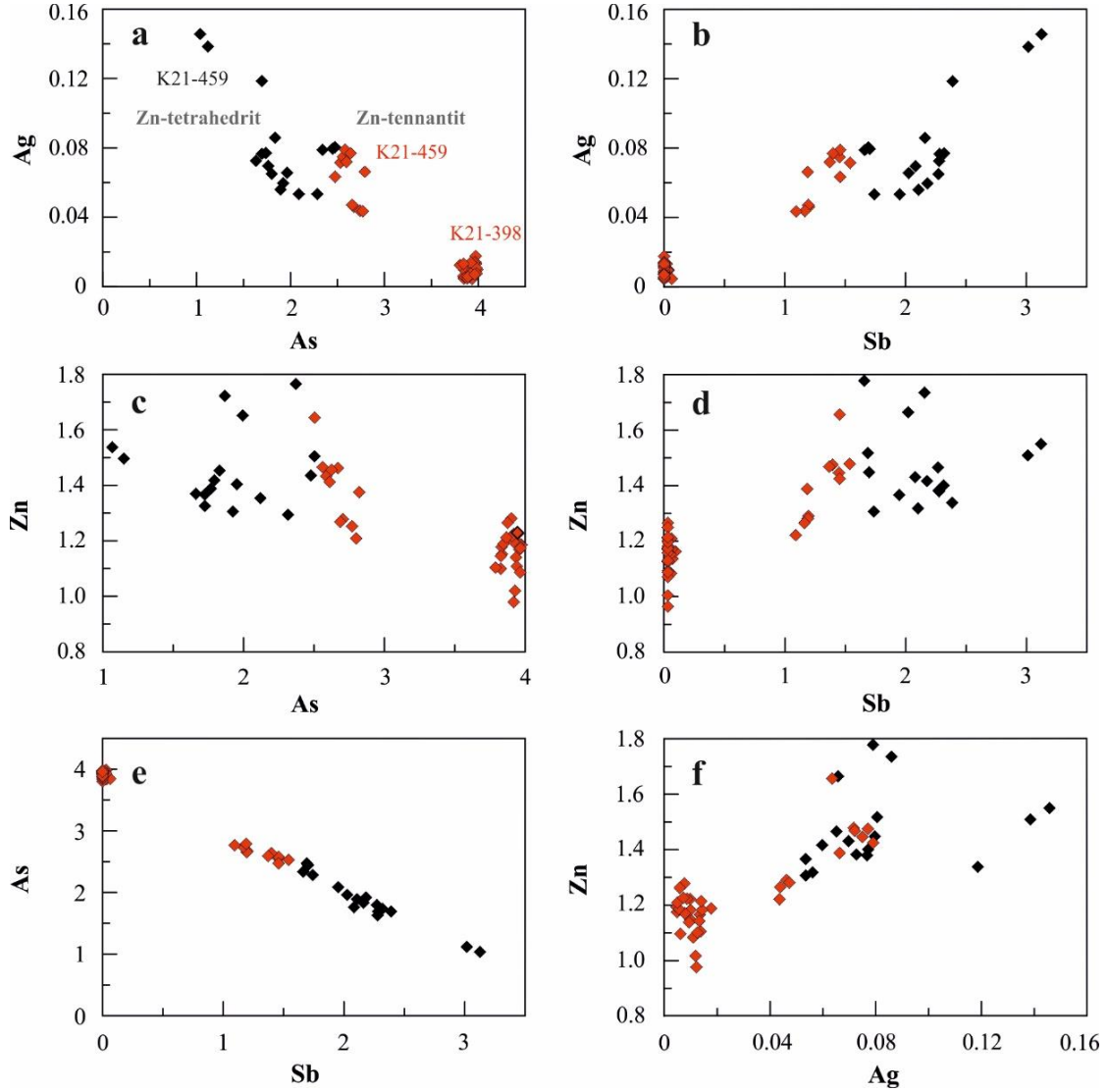
kapanımlar halinde (ayrılım veya eksolüsyon yapıları gibi) veya iç-içe büyümeler şeklinde ya da galen ve sfalerit mineralleriyle birlikte tek başına yarı öz şekilli, parçalı (ing. patchy) veya osilatory zonlu kristaller (400-600 μm) olarak bulunurlar (Şekil 65a). Galen ve sfalerit içindeki tetrahedrit-tenantit serisi mineraller tamamen Sb-zengin bileşiminde iken, sfalerit ile iç-içe büyüme gösterenler Sb- ve As-zengin bileşimlerinin her ikisini de içerirler (Şekil 64a-d). Ayrıca, ayrı faz olarak gözlenen zonlu ve iri tenantit-tetrahedrit serisi minerallerde genellikle iç-içe büyüme gösteren Sb- ve As-zengin fazlar birlikte gözlenir ve bunlarda As-zengin bileşim (tenantit) baskın olup, As ve Sb arasında bileşimsel değişim tipiktir (Şekil 65e ve Şekil 66a-d).



Şekil 66. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Zn-tetrahedrit - Zn-tennantit serisine ait minerallerinin kimyasal sınıflama ve değişim diyagramları. (a) As/(As+Sb)'ye karşılık Cu (bfad) değişim diyagramı. (b) As/(As+Sb)'ye karşılık Fe (bfad) değişim diyagramı. (c) As/(As+Sb)'ye karşılık Zn (bfad) değişim diyagramı. (d) As/(As+Sb)'ye karşılık Ag (bfad) değişim diyagramı

Sb-içeren Zn-tennantit minerallerinin As (ağırlıkça %11.9-13.8) ve Sb (ağırlıkça %8.7-12.2) içerikleri, Zn-tetrahedrit minerallerinden (As içeriği: % 4.7-11.8; Sb içeriği: %12.8-23.2) bileşimsel olarak kolayca ayrılabilir. Zn-tetrahedrit minerallerinin S içeriği

ağırlıkça % 24.9-27.0, Cu içeriği % 37.1-40.2 ve Fe içeriği %1.0-3.4 arasında değişmektedir (Şekil 65b-d, 66a-d, 67a-f).



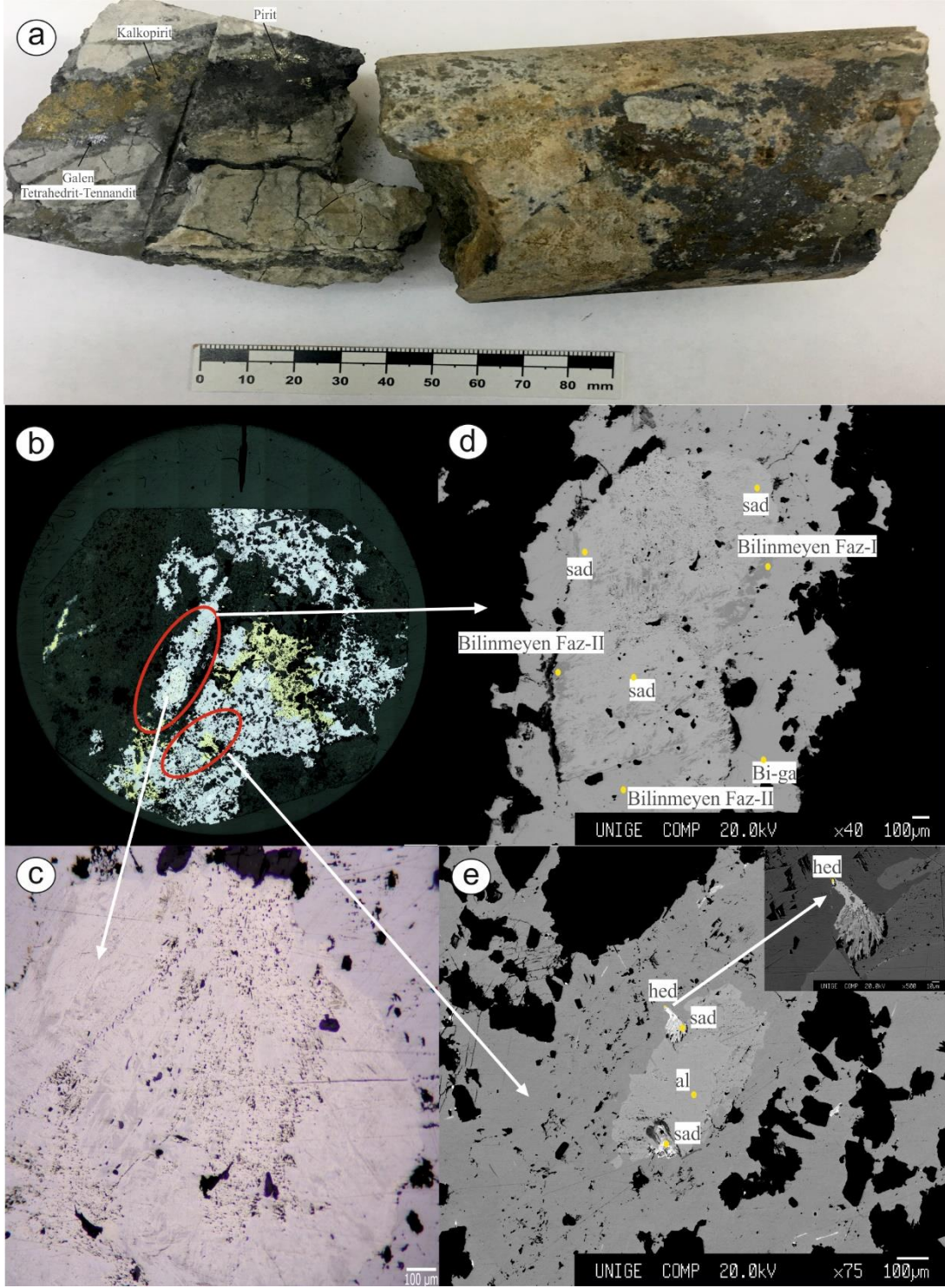
Şekil 67. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Zn-tetrahedrit - Zn-tennantit serisine ait minerallerin elementsel korelasyon diyagramları. (a) As'ye karşılık Ag, (b) Sb'ye karşılık Ag, (c) As'ye karşılık Zn, (d) Sb'ye karşılık Zn, (e) Sb'ye karşılık As, (f) Ag'ye karşılık Zn değişim diyagramları

Bu bileşimler, Sb-içeren Zn-tennantit minerallerine göre (S ağırlıkça % 26.8-27.8; Cu ağırlıkça % 39.8-41.9; Fe ağırlıkça %1.9-2.8) nispeten daha düşüktür. Buna karşılık, Zn-tetrahedrit minerallerinin Zn (ağırlıkça %5.4-7.3) ve Ag (ağırlıkça %0.4-1.0) içerikleri Sb-içeren Zn-tennantitlere göre (Zn ağırlıkça %5.2-6.9; Ag ağırlıkça %0.3-0.4) daha yüksektir (Şekil 66a-d, 67a-f). Bunun yanında, Zn-tennantit minerallerinde birkaç ölçümde ağırlıkça % 1.9'lara ulaşan Bi zenginleşmesi dikkat çekicidir (Ek Tablo 19).

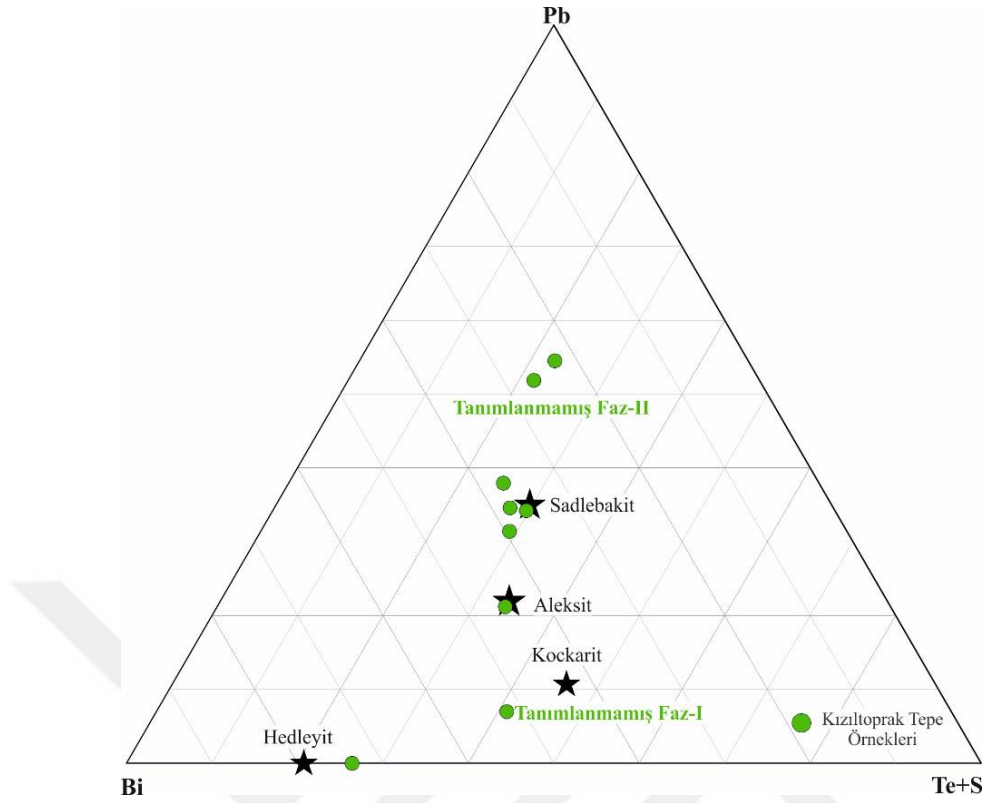
Bi-Pb-Ag Tellürosulfotuzlar

Bu gruba ait mineraller, diğer sülfotuzlarında olduğu gibi, yine cevherleşme ile eş yaşlı porfirlerde ve ilişkili breşlerde gözlenir (K58-179m ve K58-180m nolu örneklerde). Genellikle ağsal veya yoğun silisli damarlarda bulunan bu grup minerallere özellikle galen ve pirit eşlik eder (Şekil 68a ve b). GSE görüntülerinden de görüleceği üzere, bu grup mineraller özellikle saf galenlerin yüzeyinde öz şekilsiz ayrılım fazları (100-500 μ m) halinde gözlenmiştir (Şekil 68d-e).

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki K58-179 numaralı örnek üzerinde toplam 8 adet analiz yapılmış (Ek Tablo 20) ve bu analizlerle Bi-Te-Ag ve Pb içeren fazlar belirlenmiştir (Şekil 68a-e). Bu fazlar sadlebakit, aleksit ve hedleyit minerallerinden oluşmaktadır. Sadlebakit minerallerinin Bi içeriği ağırlıkça %35.5-37.5, Pb içeriği %33.5-36.8, Te içeriği %18.8-22.7 arasında değişmektedir. Sınırlı olarak Sb (ağırlıkça % 0.15-0.19) ve Ag (ağırlıkça %0.2-0.8 ağırlıkça %) varlığı da belirlenmiştir (Ek Tablo 20). Aleksit mineralinin ise Bi içeriği ağırlıkça %44.6 ve Te içeriği %25.8 şeklindedir. Bu değerler ile aleksit ve sadlebakit mineralleri kısmen benzerlik göstermektedir. Ancak, aleksit mineralinde Pb içeriği nispeten daha düşük olup, ağırlıkça %24.9'dur. Hedleyit mineralinin Bi içeriği ağırlıkça %73.20 ve Te içeriği %26.28 içeriği ise hem sadlebakit hem de aleksitten daha yüksektir. Bununla birlikte, hedleyit mineralinin Pb içeriği oldukça düşük olup, ağırlıkça %0.13'dür. Bu minerallere ait bileşimler Bi-Pb-Te+S üçgen sınıflama diyagramı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 69). Bunun yanında bazı örnekler üzerinde yapılan mineral kimyası analizlerinden Ag-Pb-Te ve Bi-Pb-Te fazları tespit edilmiş, ancak isimlendirilememiş ve literatürde de tanımlanmamıştır (Ek Tablo 20). Bu bileşimler yine üçgen diyagram üzerinde gösterilmiştir (Şekil 69). Ag-Pb-Te içeriğine sahip "Tanımlanmamış faz-I" bileşiminin Ag içeriği ağırlıkça %0.4, Pb içeriği %6.9, Bi içeriği %51.2 ve Te içeriği ise %33.4 şeklindedir. Bi-Pb-Te içeriğine sahip "Tanımlanmamış faz-II" bileşiminin Ag içeriği ağırlıkça %0.13-3.01, Pb içeriği %51.5-52.8, Bi içeriği %22.1-26.4 ve Te içeriği ise %11.7-12.5 arasında değişmektedir. Buna göre; Tanımlanmamış faz-I'de Bi ve Te, Tanımlanmamış faz-II'de ise Pb zenginleşmesi dikkat çekicidir. GSE görüntüleri ile Bi-Pb-Ag içeren tellürosülfid minerallerinin varlığı ortaya konulmuştur (Şekil 69).



Şekil 68. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki (a) bizmutlu sülfotellür mineralleri ile galen ve kalkopirit minerallerinin makro görünüşleri, (b) galen içindeki bizmutlu sülfotellür minerallerin binoküler mikroskopta görünüşleri (c-e) bizmut sülfotellür minerallerine ait GSE görüntüleri. Sad: sadlebakit, hed: hedleyit, al: aleksit



Şekil 69. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasına ait bizmut sülfotellür mineralleri için oluşturulmuş Te+S-Pb-Bi üçgen sınıflama diyagramı (Cook vd., 2007).

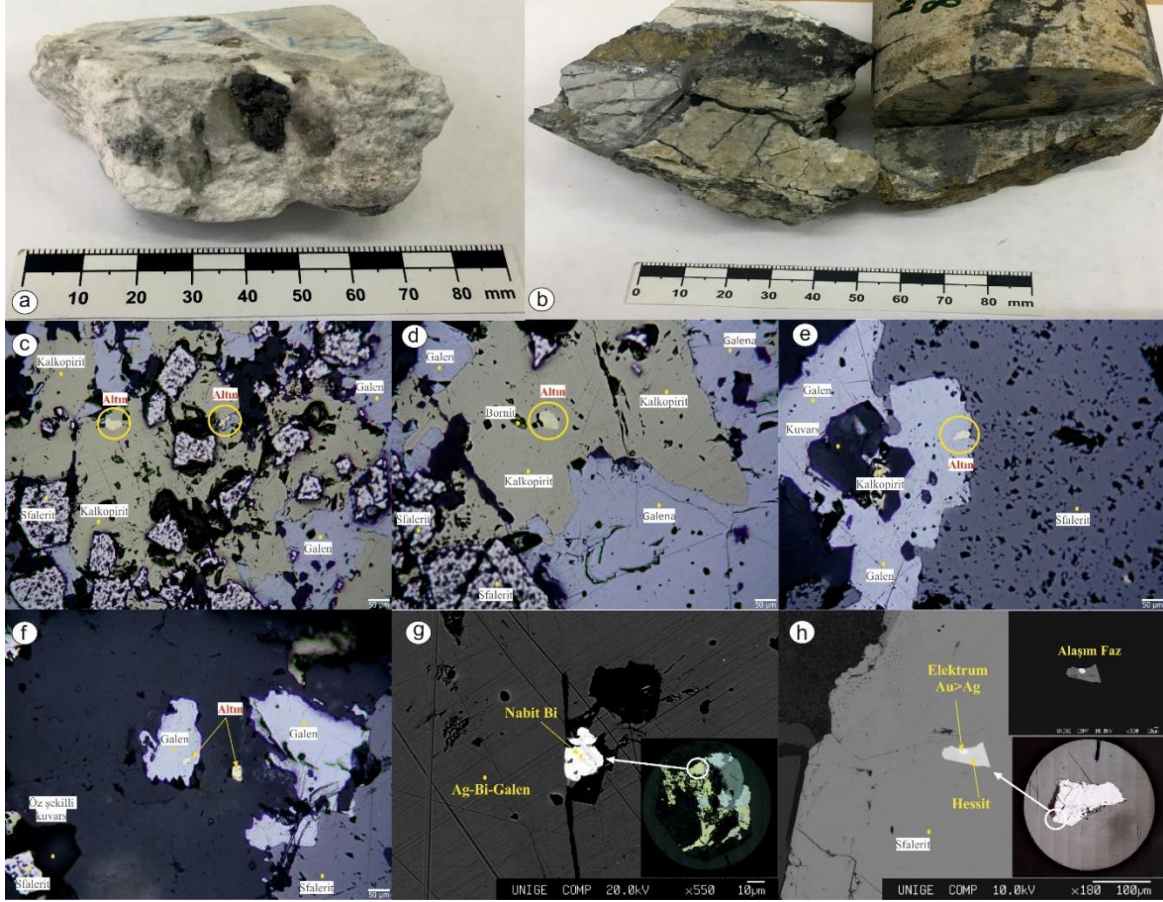
Nabit Element ve Alaşımlar

Nabit Altın (Au)

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında, özellikle cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Eosen) porfirlerde ve ilişkili breşlerdeki (K28-275 ve K58-180 nolu örneklerde; Şekil 70a ve b) ağsal damarlarda nabit altın belirlenmiştir. Cevher mikroskobu incelemelerinde bazen galen ve kalkopirit gibi sülfidli fazlar içinde bazen de kuvars gangı içinde serbest gözlenen nabit altın, yarı öz şekilli veya öz şekilsiz küçük kapanımlar (<50 µm) halinde bulunmaktadır (Şekil 70c-f).

Nabit Bizmut (Bi)

Yukarıda nabit altın için ifade edilen litolojik özellikler ve bulunuş şekli nabit bizmut için de geçerlidir. GSE görüntülerinde de görüleceği gibi, nabit bizmut kristalleri özellikle Ag-Bi galenlerin içinde yarı öz şekilli veya öz şekilsiz çok küçük kapanımlar (<30 µm) halinde gözlenmiştir (Şekil 70g). Toplam 5 adet nabit bizmut kristalinde yapılan mikroprob analizinde (Ek Tablo 21), bu fazın bileşiminin ağırlıkça %96.2 ve 98.2 arasında değiştiği belirlenmiştir.



Şekil 70. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki (a ve b) nabit element ve alaşımlar içeren cevher minerallerinin makro görünüşleri, (c-f) nabit altın ve ilişkili minerallerin cevher mikroskobunda görünüşleri, (g) Ag-Bi-galen içindeki nabit bizmutun GSE görüntüsü, (h) hessit ve elektrüm alaşım fazlarının GSE görüntüleri

Alaşımlar (Au-Ag / Ag-Te)

Cevherleşme ile eş yaşlı porfirlerle ilişkili hidrotermal breşlerde bulunan Au>Ag (*elektrum*) ve Ag>Te (*hessit*) alaşımları Şekil 70h'deki GSE görüntülerinde de görüleceği gibi, özellikle sfaleritler içinde yarı öz şekilli kristal kapanımları şeklinde gözlenmiştir. Bu alaşımların mikroprob analiz sonuçları Ek Tablo 21'de sunulmuştur.

Sfalerit içindeki *hessit* fazı yaklaşık 75x25 µm boyutlarında olup, çapı yaklaşık 10 µm boyutunda yuvarlağımsı şekilli *elektrum* kapanımı içermektedir (Şekil 70h). *Hessit* fazının Ag içeriği ağırlıkça %61.8-61.9 ve Te içeriği %35.9-36.0 arasında değişmektedir. Bunun yanında sınırlı olarak Zn (%1.2-1.4), Au (%0.1-0.2), Sb (%0.2-0.3) ve Cd (%0.8-0.9) içerikleri de belirlenmiştir. Diğer taraftan, *Elektrum* fazının Ag içeriği ağırlıkça %22.4 ve Au içeriği %76.5 şeklinde olup, nispeten düşük Zn (%1.6), Te (%0.12) ve Sb (%0.02)

Kızıltoprak Tepe'nin yakın güneybatısındaki Kurtfolluk Tepe'den (GK65 nolu örnek) ve Kurtfolluk Tepe'nin güneydoğusundaki K47 nolu sondaj kuyusunun 175. ve 400. metrelerinden alınan örneklerde, yoğun kalsit ve epidotların da eşlik ettiği garnet

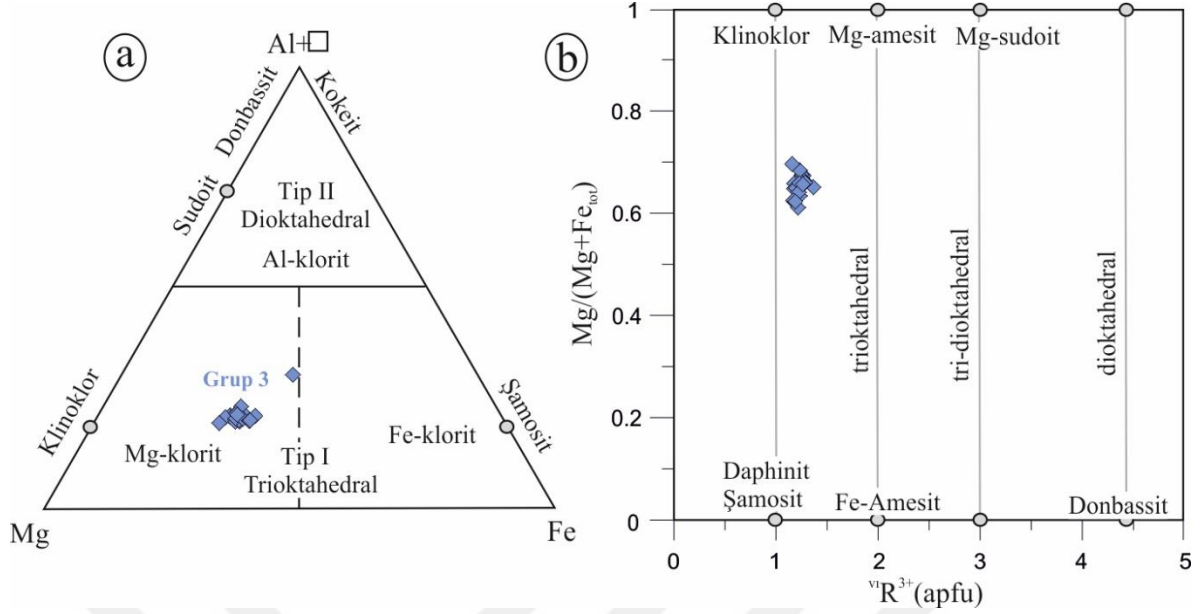
minerallerine rastlanmıştır. Bu garnet mineralleri genellikle öz ve yarı öz şekilli, orta ve ince danelidir; nadiren iri öz şekilli kübik kristaller halinde bulunur. Ayrıca, bunlar tipik olarak çapraz nikol altında siyah (izotrop) olup, tek nikolde renksiz veya toprağımsı görünüştedir ve yüksek röliyefe sahiptir.

Mikroprob analizleri sonucunda garnetlerin bileşimleri 8 katyon ve 18 oksijene göre hesaplanmış ve analiz sonuçları Ek Tablo 22’de verilmiştir. GK65 ve K47-175m nolu örneklerde bulunan garnet mineralleri grossular bileşimde olup (GK65 için: $[(Ca_2Al)(Fe_{0.5-0.9}Al_{1.1-1.4})Si_3O_{12}]$ ve K47-175m için: $[(Ca_2Al)(Fe_{0.6-0.8}Al_{1.1-1.4})Si_3O_{12}]$), SiO_2 içeriği ağırlıkça %36.9-37.7, Al_2O_3 içeriği % 21.3-26.0, CaO içeriği %22.8-24.0 ve FeO içeriği ise % 7.8-12.8 arasında değişmektedir. Buna karşın, K47-400m nolu örnekte iki farklı türde garnet mineralinin varlığı belirlenmiştir. Grossular bileşimli $[(Ca_3)(Fe_{0.5-0.8}Al_{1.2-1.5})Si_3O_{12}]$ garnetlerin SiO_2 içeriği ağırlıkça %37.5-38.2, Al_2O_3 içeriği %12.8-16.5, CaO içeriği %35.7-36.2 ve FeO içeriği %7.1-11.6 arasında değişirken, andradit bileşimli $[(Ca_3)(Fe_{1.4-2.0}Al_{0.1-0.6})Si_3O_{12}]$ garnetlerin SiO_2 içeriği ağırlıkça %34.9-36.2, Al_2O_3 içeriği %0.1-5.6, CaO içeriği %33.5-34.5 ve FeO içeriği %20.9-27.6 arasında değişmektedir (Ek Tablo 22).

Klorit

Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme-ilişkili kayaçlarda (GK65 ve K23-475 nolu örnekler) epidot ve kalsitle birlikte gözlenen kloritler en yaygın alterasyon ürünüdür. Özellikle propilitik alterasyon zonunda bulunan kayaçlardaki bazı amfibol ve klinopiroksenlerin kısmen veya tamamen kloritleştiği gözlenmiştir. Ayrıca, kayacın hamurda veya gaz boşluğunda yer yer kloritleşmeleri de görmek mümkündür Kloritlerin kimyasal analizleri Ek Tablo 23’de verilmiş olup, katyonların odacık işgali 14 oksijene göre yapılmış ve stokiyometrik H_2O (ağ.%) ve Fe_2O_3 (ağ.%) içerikleri kullanılarak Yavuz vd (2015)’e göre hesaplanmıştır.

Klorit bileşimleri Zane ve Weiss (1998) tarafından önerilen $(Al + \square - Mg - Fe)$ üçgen sınıflama diyagramına göre trioktahedral-tip Mg-klorit olarak sınıflandırılır. Benzer şekilde, bu kloritler Plissart vd. (2009) tarafından önerilen $[Mg/(Mg+Fe_{tot})] - (^{VI}R^{3+})$ ikili sınıflama diyagramına göre, klinoklor-şamozit arasında yer alır ve Mg’ce zengin $[Mg/(Mg+Fe_{tot})] = 0.6-0.7$ klorit olarak tanımlanabilirler (Şekil 72a ve b). Mg-kloritlerin genel olarak SiO_2 içeriği ağırlıkça %26.9-29.8, Al_2O_3 içeriği %17.4-20.5, MgO içeriği %17.9-22.1 ve FeO içeriği %17.2-20.6 arasında değişmektedir (Ek Tablo 23).



Şekil 72. Cevherleşme ile eş yaşı (orta-geç Lütəsiyen) andezit-dasitik porfirlerdeki (Grup 3) kloritlerin (a) (Al+□ – Mg – Fe) üçgen sınıflama diyagramı (Zane ve Weiss 1998) ve (b) $[Mg/(Mg+Fe_{tot})] - ^{VI}R^{3+}$ (bfad) ikili sınıflama diyagramı (Plissart vd., 2009).

3.5.6. Cevherleşmenin Yaşı

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında sadece iki sondaj kuyusunda (K36-483m ve K23-423m) molibdenit mineraline rastlanmıştır. Molibdenitler cevherleşmeyle eş yaşı porfirler ve ilişkili breşler içindeki silis damarlarında bulunmaktadır. Yaş için seçilen molibdenitlerin ^{187}Re ve ^{187}Os içerikleri ile birlikte Re-Os yaşları Tablo 5’de verilmiş olup, cevherleşme yaşı K36-483 nolu örnek için 42.94 ± 0.02 My ve K23-423 nolu örnek için 25.95 ± 0.01 My olarak elde edilmiştir.

Tablo 5. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki molibdenit minerallerinden elde edilen Re-Os izotop yaş verileri

Örnek numarası	ağ (g)	Re (ppm)	±	^{187}Re (ppm)	±	^{187}Os (ppb)	±	Age (My)	± [^]
K23-423	0.009	113.9	0.6	71.6	0.4	31.0	0.2	25.95	0.01
K36-483	0.007	346.2	2.2	217.6	1.4	155.7	0.9	42.94	0.02

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki molibdenit minerallerinden elde edilen Re-Os-izotop yaş verileri bölgede elde edilen diğer porfiri sistemlerin cevherleşme ve yan kayaç yaşları ile karşılaştırılmıştır. Buna göre Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında Eosen dönemindeki cevherleşmenin yan kayaç zirkon U-Pb yaşları ile uyumlu olduğu

belirlenmiştir. K23-423 numaralı kuyudan elde edilen molibdenitlerden 25.95 ± 0.01 My yaş elde edilmiş ancak yan kayaç yaşı ile denetirilememiştir.

3.5.7. Cevher Jeokimyası

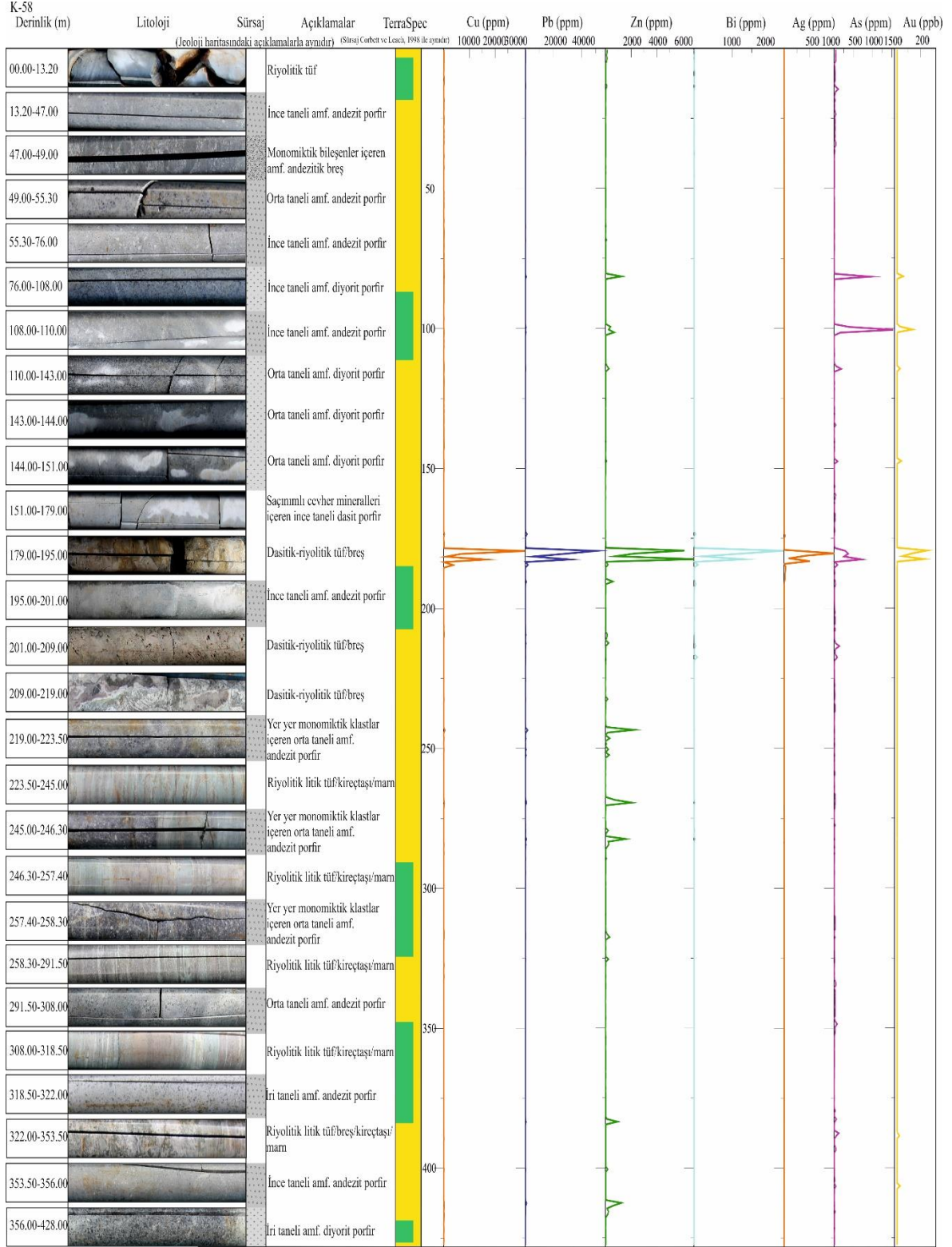
Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında MTA tarafından farklı derinliklere sahip (183m'den 713m'ye kadar) 120 adet sondaj çalışması yürütülmüştür. Bu tez kapsamında ise söz konusu sondaj kuyularından litolojik ve alterasyon özellikleri ile prospeksiyon amaçlı yapılan jeokimya analiz sonuçları dikkate alınarak, 13 adet sondaj kuyusu sistematik bir şekilde (~25m'de bir) örneklenmiştir. Ayrıca, söz konusu kuyuların her metresinden jeokimya analizi yapılmış olup Cu, Pb, Zn, Mo, As, Sb, Bi, Ag ve Au elementlerinin konsantrasyonları (ppb cinsinden Au hariç) diğerleri ppm bazında belirlenmiştir (Tablo 7; Özkan vd., 2023). Bu kapsamda, jeokimya açısından önemli konsantrasyonlara sahip 8 kuyunun derinliğe bağlı olarak litolojik ve alterasyon özellikleri ile birlikte ilgili elementlerin değişimleri Şekil 73-80'da verilmiştir. Ayrıca, bu kuyular daha önce ifade edilen iki ana cevherleşme (baz ve değerli metallere göre) evresi kapsamında aşağıda tek tek açıklanmıştır. Baz metaller (Cu, Pb, Zn, $\pm$ Mo) açısından zenginleşen en önemli kuyular sırasıyla K58, K47, KRS13, K21, KRS24, K23, K25 ve K36 iken, değerli metallere Au $\pm$ Ag açısından zenginleşenler K36, K47, KRS24, K23 ve K58 kuyularıdır. Bunun yanında, KRS13, K23 ve K36 kuyuları molibden açısından ve K58, K25, KRS24 ve K21 kuyuları ise özellikle Bi ve As $\pm$ Sb açısından ön plana çıkmaktadır. Aşağıda öncelikle baz metal ve sonrasında değerli metal zenginleşmeleri içeren kuyulardan bahsedilecektir.

K58 nolu sondaj kuyusunda Tirebolu Formasyonu'na ait birimler yaygındır. Yer yer bu birimler cevherleşme ile eş yaşlı (Grup 2 ve 3) porfirleri tarafından kesilmektedir. Kuyu arjilik alterasyondan yoğun şekilde etkilenmiş olup, bazen kalıntı şeklinde propilitik alterasyonu temsil eden ara seviyeler görülmektedir. Bu kuyu baz metal (Cu, Pb, Zn) açısından en zengin kuyu olup (Cu: 31664 ppm; Pb: 50432 ppm ve Zn: 6885 ppm), aynı zamanda Bi (2327 ppm) ve Ag (1106 ppm) açısından diğer kuyulara göre daha zengindir. Ayrıca, kuyunun 75-110 metreler arasında Ag+As+Zn $\pm$ Au elementleri açısından hafif bir zenginleşme gözlenirken, 175-195 metreler arasında tüm elementlerde (Cu+Pb+Zn+Bi+As+Au) zenginleşme dikkat çekicidir. Ancak, derine doğru cevherleşme ilişkili porfirler devam etmesine rağmen, 230-350m ve 375-425m arasında sadece Zn elementinde zenginleşme söz konusudur (Şekil 73).

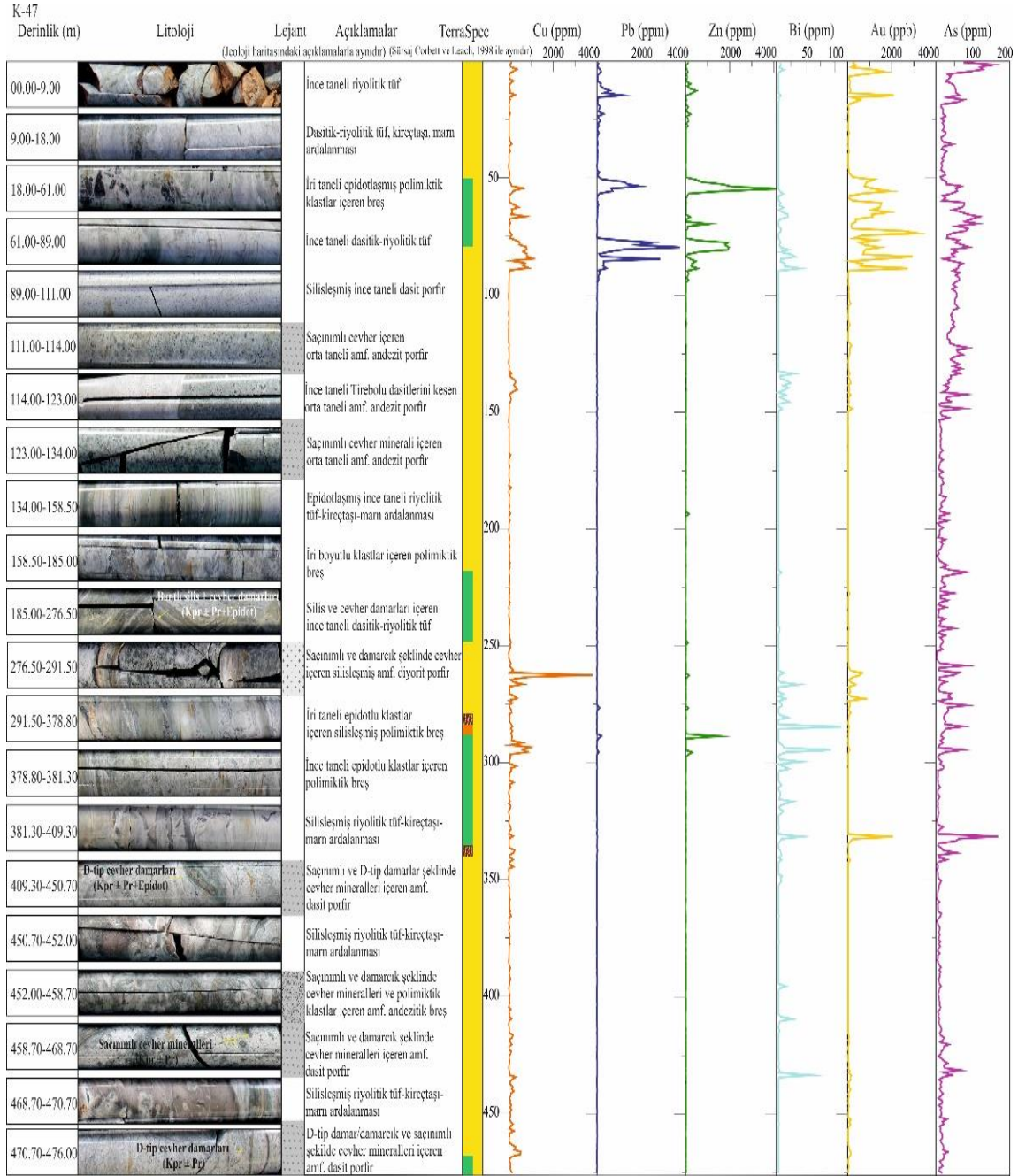
K47 nolu sondaj kuyusunda da Tirebolu Formasyonu'na ait birimler ve bu birimleri kesen cevherleşme-ilişkili porfirler gözlenmektedir. K58 kuyusundan farklı olarak, bu kuyunun Tirebolu Formasyonu'na ait karbonatlı ara seviyelerinin porfirler ile dokanağında özellikle 291-378 ve 381-409 metrelerinde skarn zonunu temsil eden garnet ve aktinolit minerallerinin varlığı belirlenmiştir. Kuyu genellikle arjilik alterasyon tarafından baskılanmış olup, yer yer potasik, propilitik ve fillik alterasyon zonlarına ait izler de görülmektedir. Bu kuyuda cevherleşme iki farklı seviyede yoğunlaşmıştır. Hem baz ($\text{Cu}+\text{Pb}+\text{Zn}$) hem de $\text{Au}\pm\text{As}$ gibi değerli elementler açısından zengin olan bu seviyelerin ilki yüzeyden itibaren 100. metrede olup, diğeri skarn zonunu da içine alan 260-490 metreler arasında bulunur (Şekil 74).

KRS13 nolu sondaj kuyusunda tabandan tavana cevherleşme ile ilişkili porfirler ve bunlarla ilişkili breşler gözlenmektedir. Kuyu genellikle arjilik alterasyon tarafından baskılanmış olup, yer yer potasik, propilitik ve fillik alterasyona ait kalıntı şeklinde izler de taşımaktadır. Bu kuyunun ilk iki kuyudan en önemli farkı 425-450 metreler arasında Mo (740 ppm) içeriğindeki zenginleşmedir. Ayrıca, bu kuyuda yüzeyden itibaren 121. metreye kadar Cu ve sınırlı Au zenginleşmesi gözlenmektedir. Derine doğru, 275. metreden itibaren başlayıp özellikle 425. metreden kuyu sonuna kadar $\text{Cu}+\text{Pb}+\text{Zn}+\text{Mo}\pm\text{Bi}$ zenginleşmesi görülmektedir (Şekil 75).

K21 nolu kuyuda da sadece cevherleşme ile ilişkili andezit-dasitik porfirler ve breşler bulunmaktadır. Bu birimlerde yer yer diyoritik anklavlar (Grup 2'ye ait) tipiktir. Söz konusu kuyuda derine doğru cevhersiz silis damarları yaygın olup, bu damarlara bazen B-tip (merkezde sülfid-içeren silisli damarlar) ve D-tip (sadece sülfid-içeren) damarlar eşlik etmektedir (Şekil 76).



Şekil 73. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K58 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu

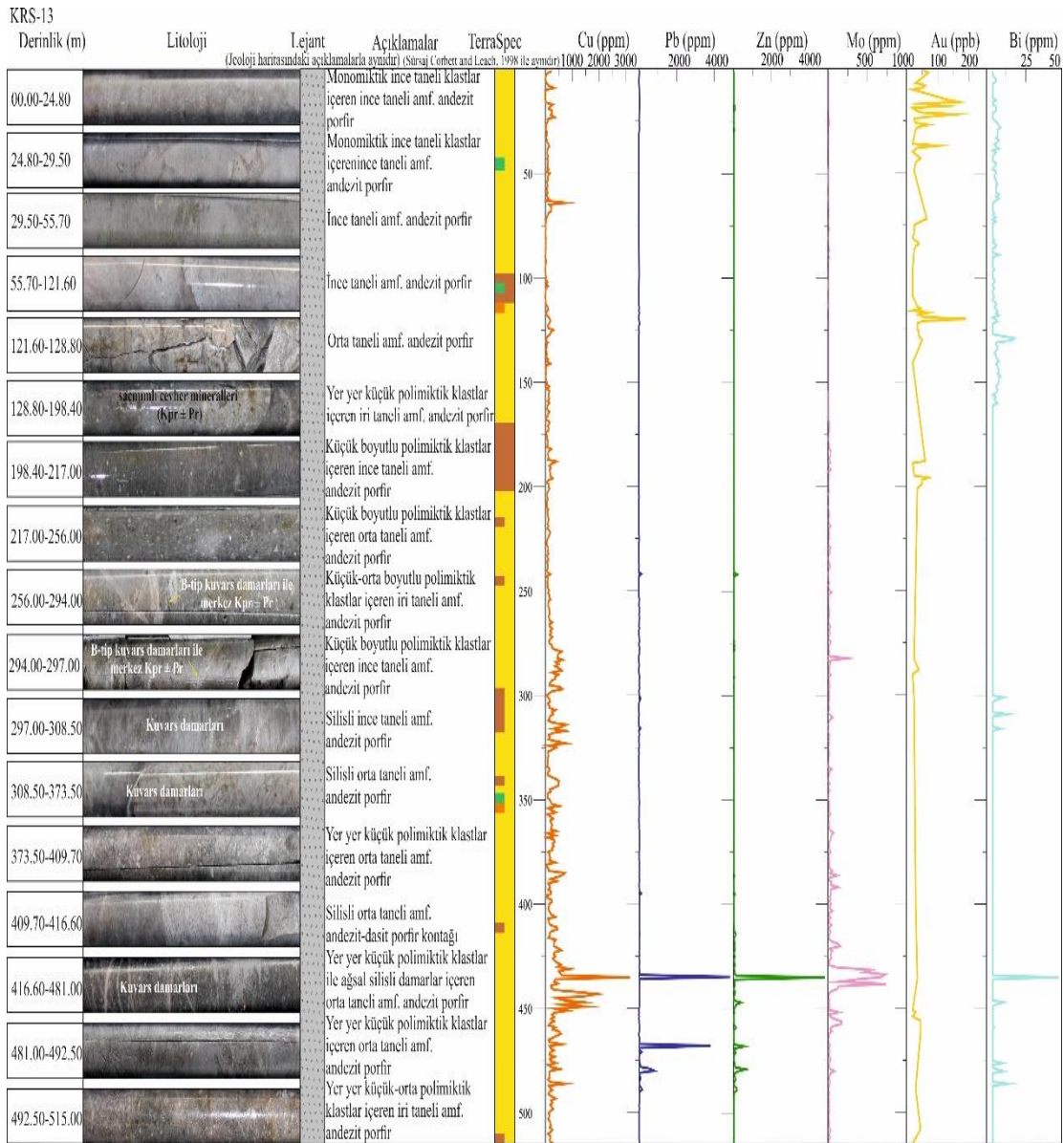


Şekil 74. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K47 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu

375. metreden itibaren alterasyon verisi elde edilebilen bu kuyuda potasik zonun baskın olduğu, yer yer fillik ve nadiren de propilitik zonların geliştiği ve son evrede kuyunun arjilik alterasyonla baskılandığı görülmüştür. Bu kuyuda cevherleşme hem yüzeyde hem de derinde baz ve değerli elementler açısından zenginleşme gösterir. Yüzeye yakın 75-100. metreler arasında özellikle Cu+Pb+Zn elementleri ve kısmen Au bakımından zenginleşme gözlenirken, 425. metreden sonra kuyu sonuna kadar Cu+Pb ve özellikle Zn elementi (7242

ppm) açısından zenginleşme barizdir (Şekil 76). Bu derinliklerde MTA tarafından Bi anomalisi tespit edilememesine rağmen, derlenen örneklerde mineral kimyası analizleri sonucunda Bi'ce zengin minerallerin varlığı belirlenmiştir (Şekil 76).

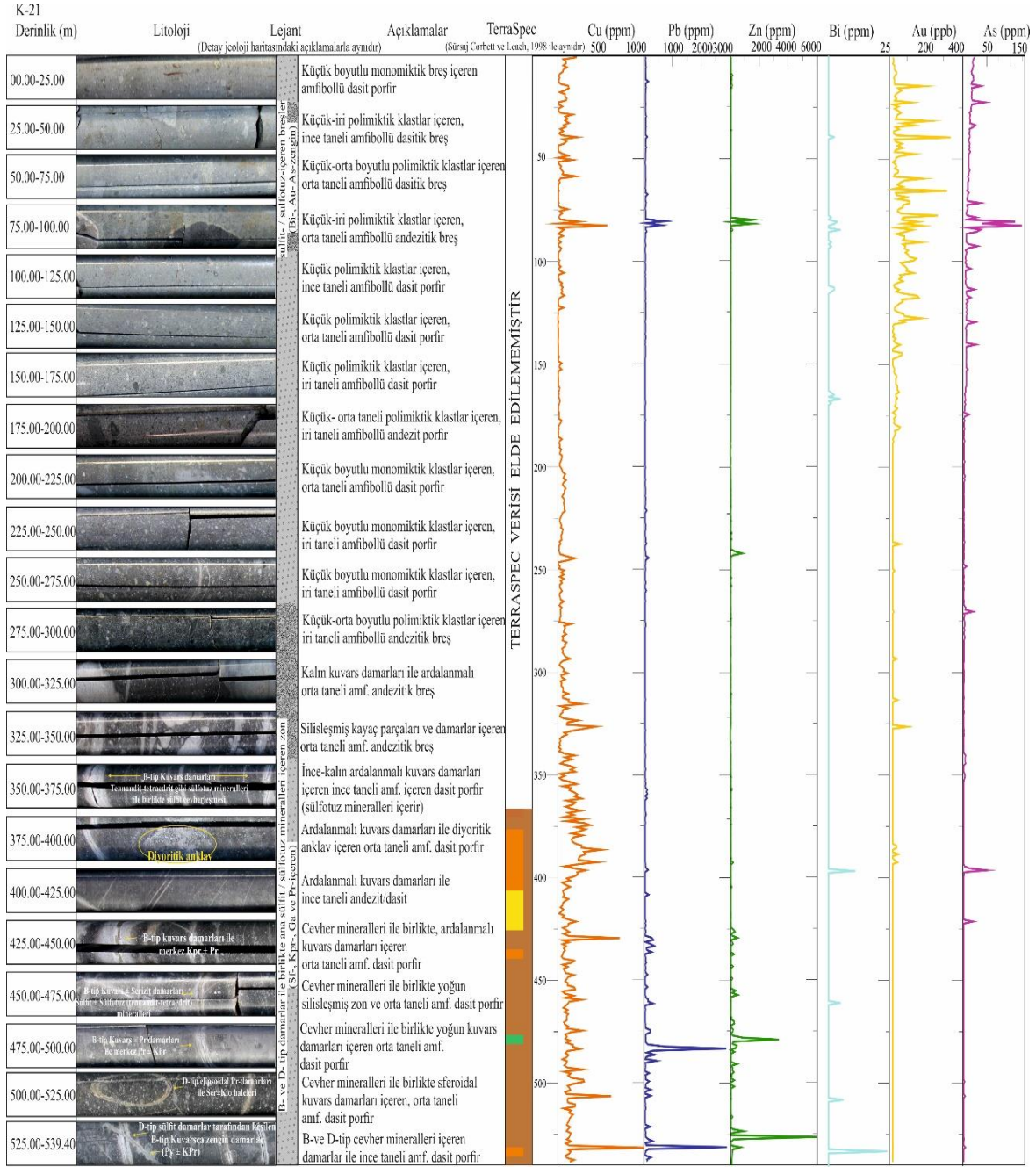
KRS24 nolu sondaj kuyusunda tabandan tavana Tirebolu Formasyonu'na ait riyolitik tüf-breş ve sedimentleri yaygın olup, bu birimler cevherleşme-ilişkili geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden porfirler tarafından yer yer kesilmektedir (Şekil 77).



Şekil 75. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan KRS13 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu

K47 nolu kuyuya benzer olarak, bu kuyuda Eosen yaşlı porfirler ile karbonatlı kayaçların dokanağında skarn zonunu temsil eden garnet, aktinolit, epidot ve kalsit-dolomit

mineralleri gözlenmiştir (Şekil 77). İlk 55 metresinde arjilik alterasyonun gözlemlendiği bu kuyunun, derine doğru devam eden bölümünde özellikle propilitik alterasyon baskındır. Ancak, yer yer fillik zona ait kalıntı izler bulunsun da, kuyunun geneli arjilik alterasyon ile baskılanmıştır. Arjilik alterasyonun yoğun olduğu ilk 55 metrede özellikle Au zenginleşmesi dikkat çekmektedir.

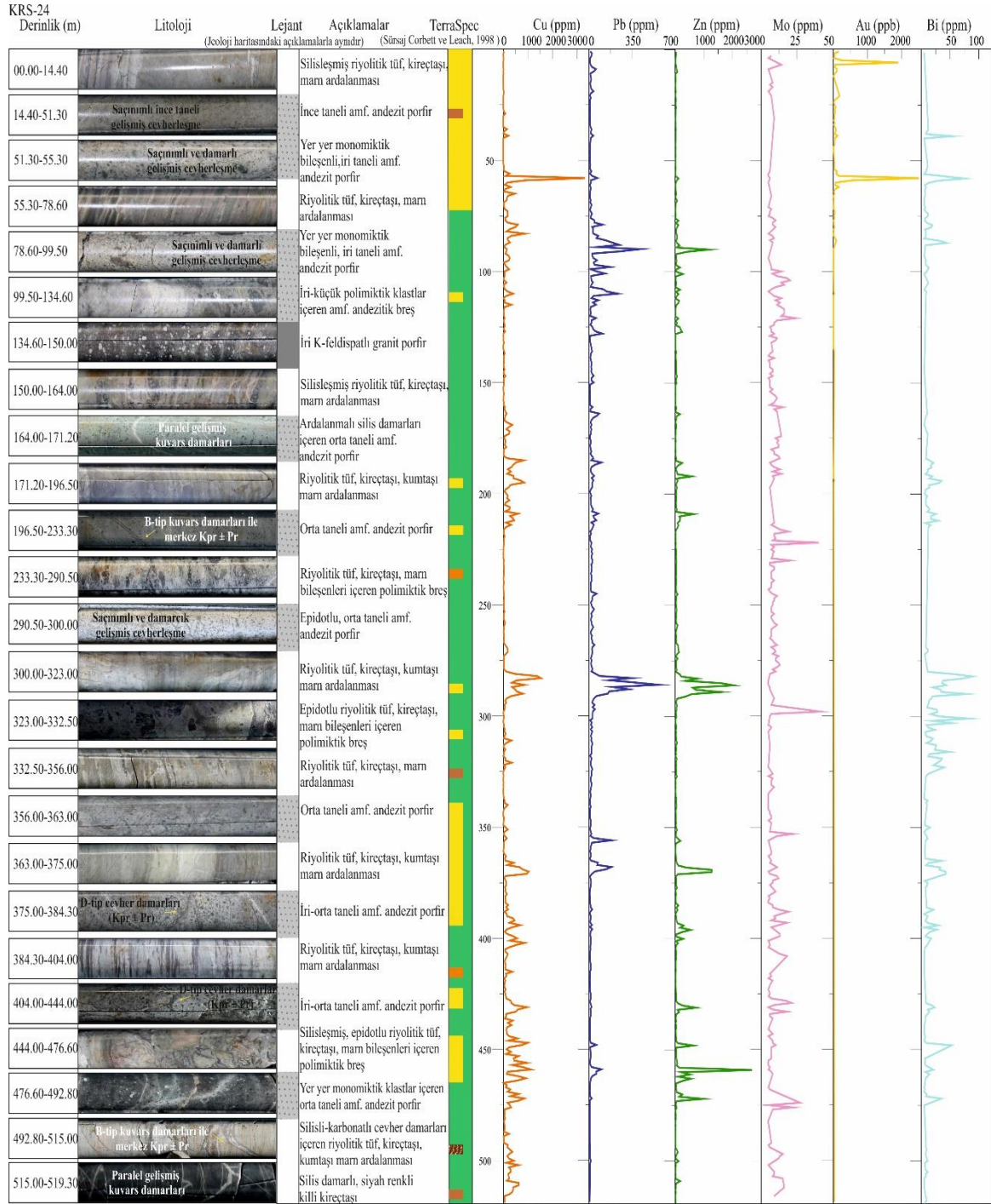


Şekil 76. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K21 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu

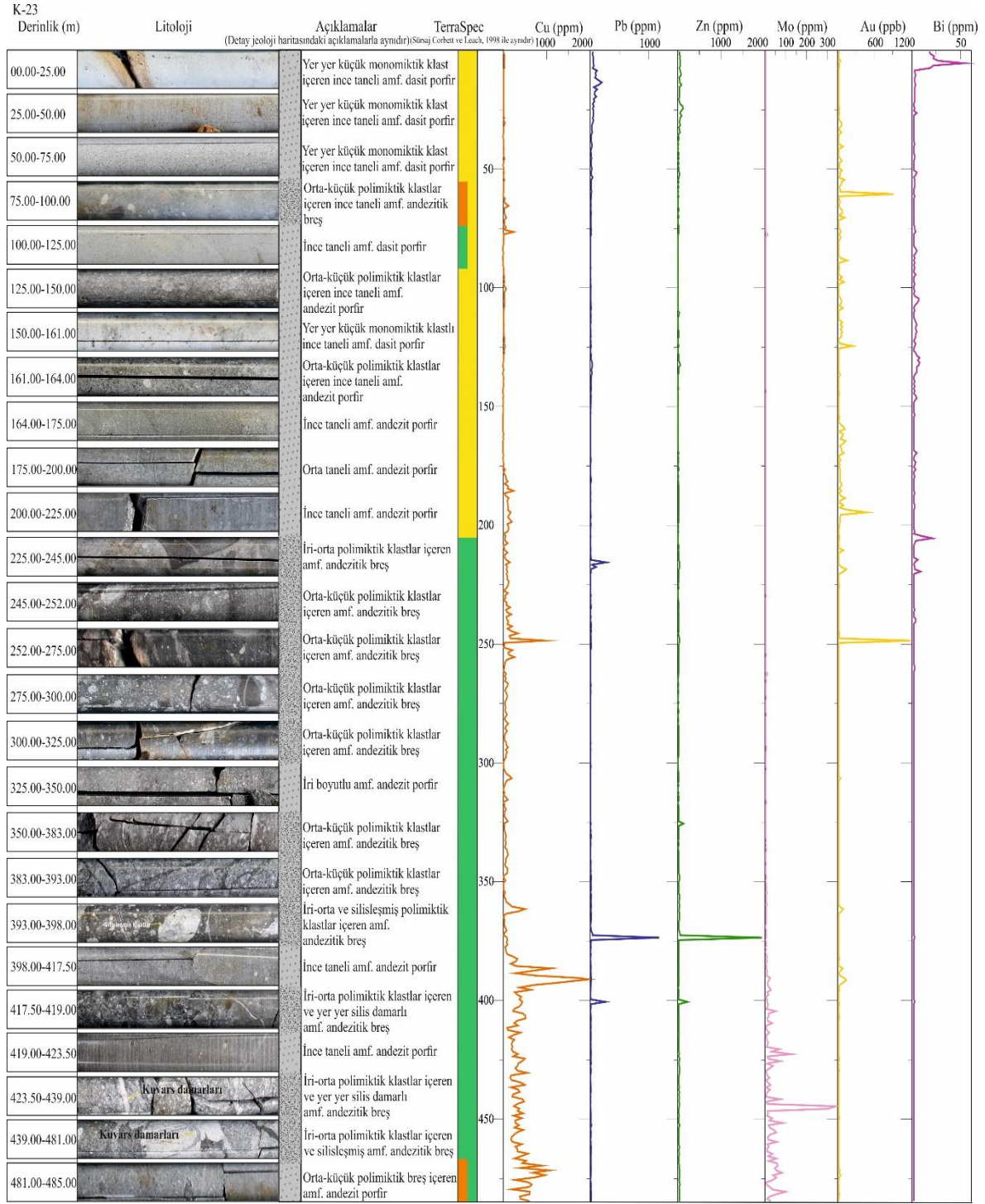
Ayrıca, 55-140. metreler arasında baz metaller ($\text{Cu}+\text{Pb}+\text{Zn}$) ile birlikte kısmen Bi zenginleşmesi görülür. Özellikle 275. metreden itibaren kuyu sonuna kadar benzer zenginleşme tekrarlamaktadır (Şekil 77).

K23 nolu kuyuda cevherleşme ile ilişkili andezit-dasitik porfirler ve breşler baskındır. Bu birimler ayrıca Grup 2'ye ait diyoritik anklavlar içermektedir. Bu kuyuda derine doğru cevhersiz silis damarları ile özellikle B-tip ve D-tip damarlar yaygın olup, bu damarlara derinde molibdenit mineralleri de eşlik etmektedir. Kuyunun ilk 225 metresinde arjilik alterasyon gözlenirken, 225-485. metreler arasında propilitik alterasyon ürünleri yaygındır. Ayrıca, arjilik zonda yer yer fillik ve propilitik zonları temsil eden seviyeler mevcuttur. Arjilik zonda Au zenginleşmesi (1200 ppm) tipiktir. Özellikle 252-275. metrelerde $\text{Cu}\pm\text{Pb}+\text{Au}$, 393.m'den itibaren kuyu sonuna kadar $\text{Cu}+\text{Pb}+\text{Zn}+\text{Mo}$ elementleri bakımından zenginleşme belirlenmiştir (Şekil 78). K25 nolu kuyunun taban ve tavan seviyeleri Tirebolu Formasyonu'nun riyolitik-dasitik tuf birimlerinden meydana gelirken, bu seviyeler arasında cevherleşme ile ilişkili andezit-dasitik porfirler ve breşler bulunmaktadır. Ayrıca, 134-136 metrelerde cevherleşme-ilişkili erken magmatik fazı (Grup 2) temsil eden diyoritporfirler gözlenmiştir. Kuyu geneli tabandan tavana arjilik alterasyondan etkilenmiş olup, yer yer propilitik ve fillik alterasyon zonlarını temsil eden ince seviyeler de mevcuttur. İlk 130 metre de yaygın olan arjilik alterasyona Au zenginleşmesi (365 ppb'ye kadar) eşlik etmektedir. Bunun dışında 94-136. metreler arasında baz metallere ($\text{Cu}+\text{Pb}+\text{Zn}$) ek olarak As zenginleşmesi (1115 ppm) belirlenmiş olup, 458. metreden itibaren kuyu sonuna kadar ikinci bir $\text{Cu}\pm\text{Mo}$ zenginleşmesinin varlığı gözlenmiştir (Şekil 79).

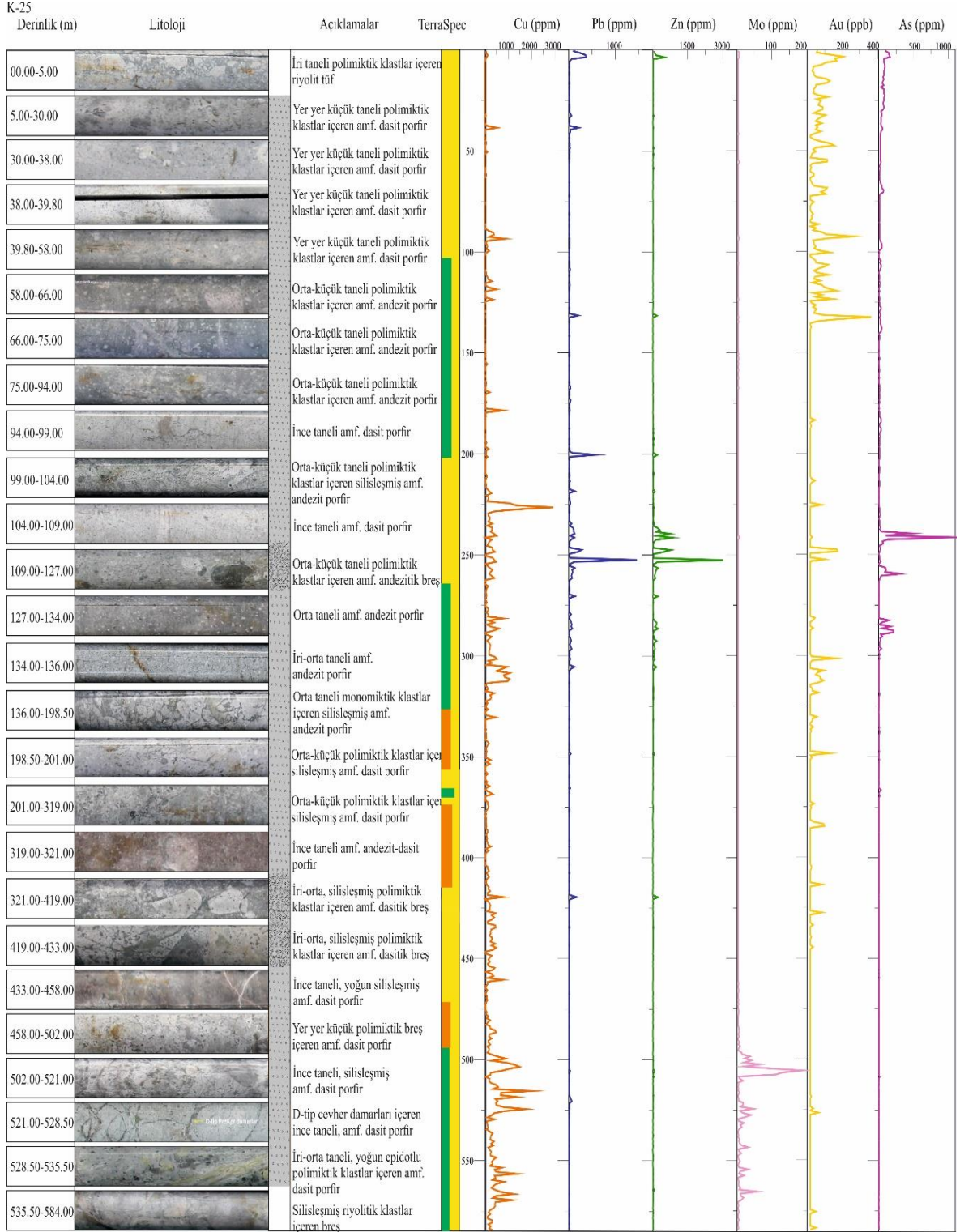
K36 nolu sondaj kuyusu Tirebolu Formasyonu'na ait dasitik birimler ile başlamakta olup, 24. metreden itibaren cevherleşme ile ilişkili geç magmatik fazı (Grup 3) temsil eden andezit-dasitik porfirler ve breşlere geçiş göstermektedir. Kuyu tabandan tavana doğru yoğun arjilik alterasyonun etkisinde kalmış olup, bazen potasik, propilitik ve çok sınırlı fillik alterasyona ait kalıntı izler içermektedir. Kuyu genelinde cevher açısından kısır silis damarları yanında, derine doğru B-tip ve D-tip damarlar da gözlenmektedir. Bu derin seviyelerde sınırlı da olsa yer yer molibdenitler bulunmaktadır. Cevherleşme Au'ca zengin ve baz metallerce ($\text{Cu}\pm\text{Pb}\pm\text{Zn}$) zengin olmak üzere iki farklı seviyede gözlenmektedir. Au'ca zengin (13200 ppb) seviye yoğun arjilik alterasyon zonunun içinde olup, bu seviye 75-150. metreler arasındadır. Baz metallerce zengin olan seviye 110. metreden kuyu sonuna kadar devam etmekte olup, özellikle kuyu sonunda (472-494 metreler arasında) bu metallere Mo elementi (112 ppm) de kısmen eşlik etmektedir (Şekil 80).



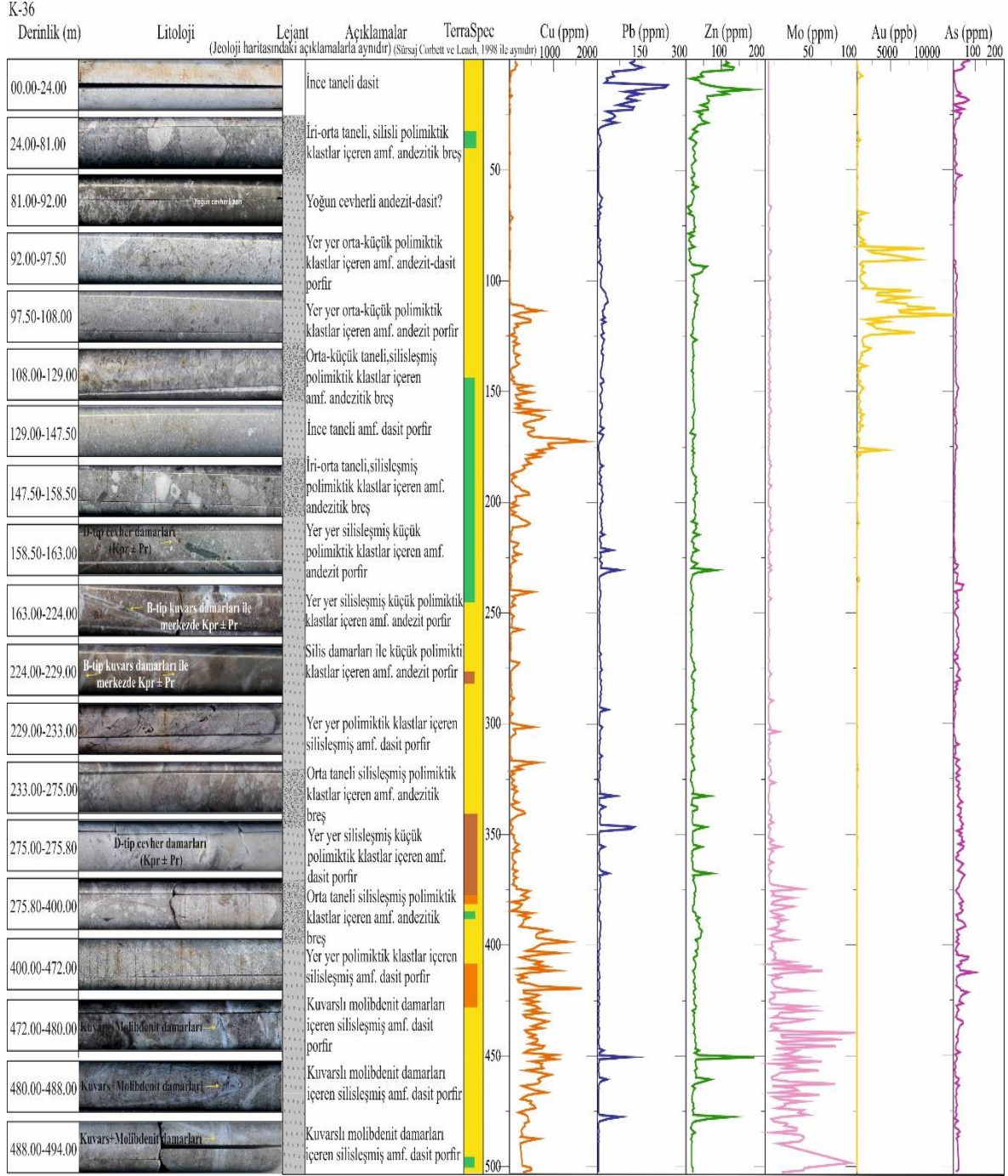
Şekil 77. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan KRS24 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu



Şekil 78. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K23 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu



Şekil 79. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K25 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu



Şekil 80. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yapılan K36 sondajına ait litoloji, kayaç tanımlaması, alterasyon mineralleri ve jeokimya içeriğini gösteren detaylı kuyu logu

Tablo 6. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki bazı maden arama sondajlarından örneklenen kuyulara ait jeokimyasal analiz sonuçlarının maksimum ve minimum değerleri

Sondaj No		Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Au (ppb)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	As (ppm)	Mo (ppm)	Bi (ppm)
K21	Mak.	1077	2829	7242	340	10	272	123	30	24
	Min.	3	4	9	19	1	6	2	4	4
K23	Mak.	2123	1114	1929	1200	1	10	54	340	7
	Min.	2	4	9	19	1	5	2	4	5
K25	Mak.	2937	1465	3021	365	6	9	1115	186	140
	Min.	2	4	6	19	1	5	2	4	4
K36	Mak.	1707	238	193	13200	0	9	93	112	37
	Min.	2	4	4	19	0	5	2	4	4
K47	Mak.	3084	3768	4102	3170	10	22	168	78	110
	Min.	2	4	6	10	1	5	2	4	4
K58	Mak.	31664	50432	6885	250	1106	135	1532	46	2327
	Min.	2	4	2	19	1	5	2	4	4
KRS13	Mak.	3146	4839	4846	190	9	64	103	740	46
	Min.	3	5	8	20	1	5	3	5	4
KRS24	Mak.	3324	563	2679	2500	0	0	470	41	89
	Min.	3	5	5	19	0	0	3	5	5

3.5.8. Sıvı Kapanım Petrografisi, Sıcaklık ve Tuzluluk Analizleri

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında sıvı kapanım ölçümleri kuvars, kalsit ve sfalerit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kapanımların donma ve ısıtma süreçlerinden önce, Roedder (1984) ve Shepherd vd. (1985) tarafından önerilen kriterlere göre her bir kristaldeki kalıntı sıvıların jenetik sınıflandırması yapılmıştır. Ev sahibi kristalde rastgele dağılmış veya dane sınırlarına paralel olarak hizalanmış sıvı kapanımlar birincil olarak, düzlemsel gruplar halinde, kristal sınırlarında düzensiz olarak meydana gelen kapanımlar ise ikincil kökenli olarak kabul edilirler. İkincil kapanımlardaki potansiyel cevherleşme sonrası etkileri önlemek amacıyla, birincil kökenli kapanımlar üzerinde mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışması yapılan minerallerde sıvı, katı ve buhar içeren (K+S+G) üç fazlı (Şekil 81 a ve b) ve sıvı ve buhar içeren (S+G) iki fazlı sıvı kapanımlar (Şekil 81c-p) tespit edilmiştir. Sıvı kapanımlar genellikle poligonal, öz şekilli ve öz şekilsiz iken, daha az miktarda yuvarlak, eliptik, çubuksu (deney tüpüne benzer) ve armut biçimli morfolojiler de tespit edilmiştir (Şekil 81a-l ve o-p). Bazı durumlarda tabüler şeklinde kapanımlar da gözlenmiştir (Şekil 81m ve n). İncelenen sıvı kapanımların boyutu genellikle 10 ilâ 60 µm arasında değişmekte olup, 30 µm'den büyük kapanımlara nadiren rastlanmıştır. Sıvı kapanımların bazılarında oda sıcaklığında ayrılmış sıvı CO₂ fazı belirlenmiştir. Ayrıca, bazı kapanımlarda sülfid minerallerine bazen de tuz kristali ve silvit oluşumlarına rastlanmıştır (Şekil 81a ve b).

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında mikrotermometrik sonuçlardan elde edilen veriler ve kapanımların fiziksel özellikleri göz önünde bulundurularak 5 ana kapanım türü belirlenmiştir. Tip-I sıvı kapanımları üç fazlı (K+S+G) kapanımlardır (Şekil 81a ve b). Bu kapanımlar yalnızca kuvars mineralleri içinde belirlenmiş olup, tuz kristali ile birlikte sınırlı örnekte silvit oluşumlarına rastlanmıştır. Tip-II kapanımlar iki fazlı (S+G) kapanımlardır ve bu kapanımlarda oda sıcaklığında ayrılmış sıvı CO₂ fazı belirlenmiştir. Kalsit ve kuvars minerallerinde belirlenen bu faz her iki mineralde de sıvı faza homojenleşmiştir. Bu tür kapanımlarda gaz oranı sıvı oranına eşit ya da bir miktar büyüktür. Bu grupta yer alan kuvars minerallerindeki kapanımlar Tip-IIa (Şekil 81c ve d) ve kalsit minerallerindeki kapanımlar Tip-IIb (Şekil 81e ve f) olarak adlandırılmıştır. Tip-III kapanımlar iki fazlı (S+G) kapanımlardır (Şekil 81g ve h) ve bu kapanımlarda oda sıcaklığında ayrılmış sıvı CO₂ fazı belirlenmiştir. Kuvars minerallerinde gözlenen bu kapanımlar gaz faza homojenleşmektedir. Tip-IV kapanımlar iki fazlı (S+G) kapanımlar olup, bunlar oda sıcaklığında ayrılmış sıvı CO₂ fazı içermezler. Kuvars minerallerindeki kapanımlar Tip-IVa (Şekil 81i ve j) kalsit minerallerindeki kapanımlar Tip-IVb (Şekil 81k ve l) ve sfalerit minerallerindeki kapanımlar Tip-IVc (Şekil 81m ve n) olarak gruplanmıştır. Bu kapanım tiplerinin tamamı sıvı faza homojenleşmektedir ve genellikle gaz oranı sıvı oranından daha küçük olan kapanımlardır. Tip-V kapanımlar yine iki fazlı (S+G) kapanımlardır ve bunlar da oda sıcaklığında ayrılmış sıvı CO₂ fazı içermezler. Kuvars minerallerindeki kapanımlar Tip-Va (Şekil 81o) ve kalsit minerallerindeki kapanımlar Tip-Vb (Şekil 81p) olarak gruplanmıştır. Bu kapanımların her ikisinde de gaz oranı sıvı oranından çok daha büyüktür ve gaz faza homojenleşmektedirler. Özellikle Tip-IIa, Tip-IIb, Tip-IVa, Tip-IVc ve Tip-Va kapanımlarda yaygın bir şekilde kapanım birlikteliklerine rastlanmaktadır.

Yukarıda detaylandırılan farklı tip kapanımların homojenleşme (T_h), ilk buz ergime ($T_{e\text{ötektik}}$), son buz ergime ($T_{m\text{ice}}$), tuz kristali ergime ($T_{m\text{halite}}$), CO₂ ergime ($T_{m\text{CO}_2}$) değerleri hesaplanmış ve Tablo 7’de sunulmuştur.

Alderton ve Serafimovski (2007), gömülü bir porfiri stoktan düşük yoğunluklu buhar ve tuzlu su halinde ayrılan magmatik bir sıvının çözünmüş olabileceğini öngörmüş ve daha sonra cevher birikimi için üç mekanizma önermiştir. Buna göre bu mekanizmalar şu şekilde sınıflandırılmıştır: (a) Asitleşme Au elementinin çökmesine neden olabilir, (b) kaynama ve CO₂ kaybı pH’nın artmasına ve Cu elementinin çökmesine neden olabilir ve (c) bu sistemin üst kısımlarına doğru meteorik akışkanların sisteme dahil olması ile bir karışım meydana gelebilir.

Porfiri sistemlerde sıvı kapanımların başlangıç ilk buz ergime sıcaklıkları bazen (Te) -54 ila -35°C arasında değişmektedir. Bu durumun nedeni, sistemde NaCl, CaCl₂, KCl, MgCl₂ ve FeCl₂ dahil olmak üzere çözülmüş tuzların çeşitliliğini akla getirmektedir. Ölçülen Te değerlerinin sistemde gözlenen H₂O-NaCl-MgCl₂ (Te = -35.0 °C), H₂O-NaCl-FeCl₂ (Te = -37.0 °C), H₂O-CaCl₂ (Te = -49.5 °C), H₂O-KCl-CaCl₂ (Te = -50.5 °C), H₂O-MgCl₂-CaCl₂ (Te = -52.2 °C) ve H₂O-NaCl₂-CaCl₂ (Te = -55.0 °C) fazlarının başlangıç buz ergime sıcaklıkları ile karşılaştırılması önerilmektedir (Shepherd vd., 1985).

Bu kapsamda, incelenen tüm minerallerdeki farklı türdeki kapanımların ötektik sıcaklıkları (Te) ölçülmüş ve sonuçlar Tablo 8’de sunulmuştur.

Buna göre; Tip I kapanımların Te değeri -27.9 °C ilâ -54.0 °C arasında değişirken, Tip-IIa kapanımların Te değeri -18.4 °C ilâ -93.4 °C arasında daha geniş, fakat düşük aralıklarda değişmektedir. Benzer şekilde, Tip-III kapanımlarda Te değeri -26.0 ilâ -46.0 °C arasında değişirken, Tip IVa kapanımlarda -12.5 ilâ -79.8 °C arasında daha geniş, fakat düşük aralıklarda değişim gözlenmiştir. Tip IVc kapanımlarda ise -22.9 ilâ -47.0 °C arasında ve son olarak Tip-Va kapanımlarda -24.8 ilâ -64.4 °C arasında değişen sıcaklıklar belirlenmiştir. Bu durum spesifik tuz çözeltilerinden ziyade, farklı tuz kombinasyonlarının da sistemde bulunduğu işaret etmektedir. Bu verilere göre sistemde H₂O-CaCl₂, H₂O-FeCl₂-MgCl₂ gibi çözeltilerin çeşitli kombinasyonlarda aktif şekilde bulunduğu söylenebilir. Oda sıcaklığında sıvı kapanımlarda ayrılmış gaz ve “clathrate” fazlarının olması, -56.6 °C’ye ulaşan ve hatta bu değeri geçen, gaz ve sıvı açısından zengin kapanımların bileşiminde sınırlı miktarda çözülmüş CO₂ gibi uçucuca zengin fazların bulunduğunu göstermektedir.

Kalsit mineralinde gözlenen Tip-IIb ise yine 9.2 °C’ye kadar ulaşan “clathrate” çözünme değerleri sunmaktadır. Gaz fazda homojenleşen ve yalnızca kuvars mineralinde gözlenen Tip-III kapanımlar 1.4 ilâ 5.4 °C arasında değişen “clathrate” çözünme sıcaklığına sahiptir. Sıvı fazda homojenleşen Tip-IVa olarak adlandırılan kuvars minerallerinde belirlenen son buz ergime sıcaklıkları -0.1 ilâ -18.1 °C arasında değişmektedir ve bu da bunların ağırlıkça %0.17-21.77 arasında geniş bir aralıkta NaCl eşdeğeri tuzluluk oranına sahip olduklarını göstermektedir.

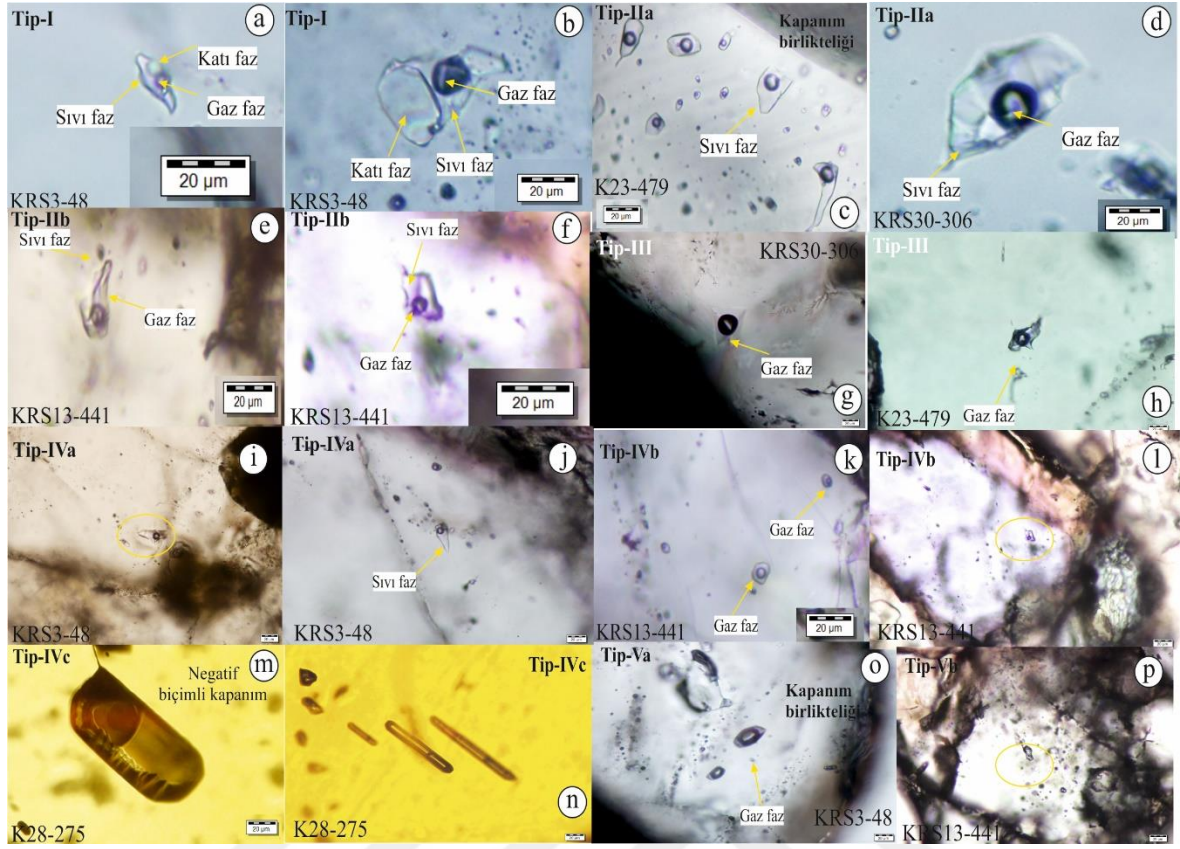
Tablo 7. Kızıltoprak cevherleşme sahasındaki kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinden elde edilen mikrotermometrik sıvı kapanım verileri

Mineral	Kapanım Tipi	Homojenleşme		TmCO ₂	Te _{eritlik} (°C)	Tmice (°C)	Tuzluluk NaCl	Tuzluluk Tmice	Tuzluluk Tm _{elathra}	Th (°C)	Tm _{elathrate} (°C)	Tm _{halite} (°C)
Kuvars (n=14)	Tip-I	Tuz kristali	Mak.		-27.9		48.54			556		410
			Min.		-54.0		31.29			231		291
			Ort.		-39.1		39			323		301
Kuvars (n=53)	Tip-IIa	Sıvı	Mak.	-58.0	-18.4	-3.5			9.95	600	20.06	
			Min.	-58.6	-93.4	-3.6			1.03	187	0.2	
			Ort.	-58.2	-67.4	-3.4			2.5	411	15	
Kalsit (n=2)	Tip-IIb	Sıvı	Mak.		-31.4				9.2	242	2.7	
			Min.						9.2	223	2.7	
			Ort.		-31.4				9.2	233		
Kuvars (n=19)	Tip-III	Gaz	Mak.	-55.5	-26.0				5.1	438	14.7	
			Min.	-60.1	-46.0				1.4	143	7.1	
			Ort.	-58.0	-30.2				4.3	385.5	7.8	
Kuvars (n=138)	Tip-IVa	Sıvı	Mak.	-60.6	-12.5	-0.1		21.76		600		
			Min.		-79.8	-18.1		0.17		226		
			Ort.	-60.6	-33.9	-2.9		4.4		343		
Kalsit (n=14)	Tip-IVb	Sıvı	Mak.		-24.1	-0.2		4.4		387		
			Min.		-29.3	-2.6		0.4		184		
			Ort.		-26.2	-1.8		3.1		280.6		
Sfalerit (n=14)	Tip-IVc	Sıvı	Mak.		-22.9	-0.3		3.6		304		
			Min.		-47.0	-2.1		0.5		185		
			Ort.		-33.1	-1.2		2.07		257		
Kuvars (n=16)	Tip-Va	Gaz	Mak.		-24.8	-0.2		19.5		442		
			Min.		-64.4	-15.4		0.4		316		
			Ort.		-33.2	-2.4		3.57		379		
Kalsit (n=2)	Tip-Vb	Gaz	Mak.		-28.6	-1.4		2.4		297		
			Min.							189		
			Ort.		-28.6	-1.4		2.4		243		

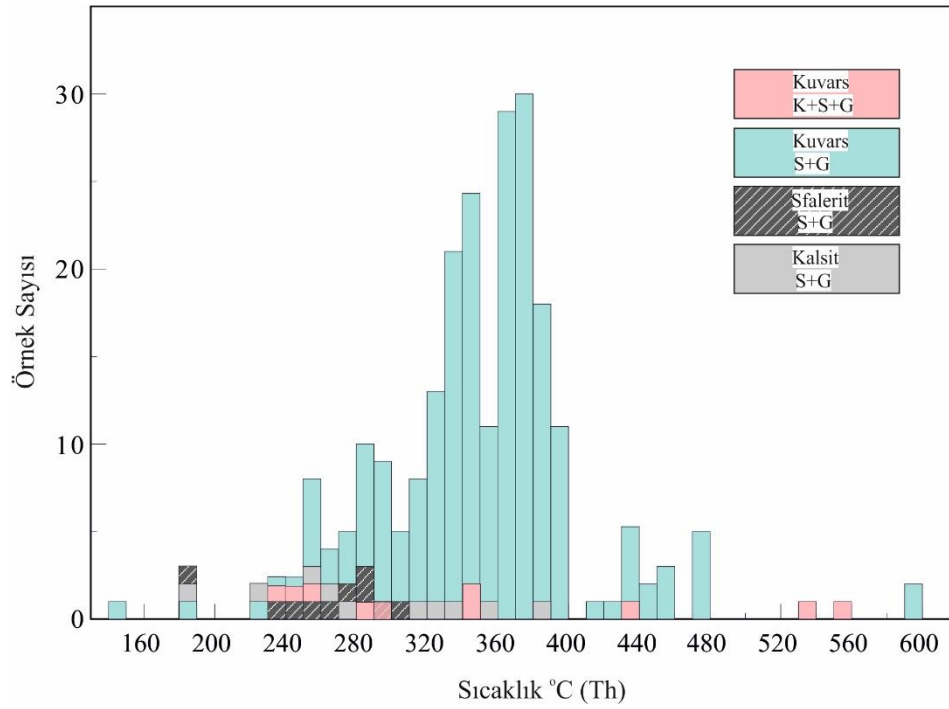
Kalsit minerallerinde belirlenen Tip-IVb kapanımların son buz ergime sıcaklıkları daha yüksek olup, -0.2 ilâ -2.6 °C arasında değişmektedir. Bu bulgu da bunların ağırlıkça %0.4-4.0 arasında oldukça sınırlı NaCl eşdeğeri tuzluluk oranına sahip olduklarına işaret etmektedir. Sfalerit minerallerinden belirlenen sıvı fazda homojenleşen Tip-IVc kapanımların son buz ergime sıcaklıkları, yine kalsit mineralinde olduğu gibi yüksek olup, -0.3 ilâ -2.1 °C arasında değişmektedir. Bu veri bunların ağırlıkça %0.5-3.6 arasında oldukça sınırlı NaCl eşdeğeri tuzluluk oranına sahip olduklarına işaret eder. Son olarak, gaz faza homojenleşen Tip-Va olarak adlandırılan kuvars minerallerinde belirlenen son buz ergime sıcaklıkları -0.2 ilâ -15.4 °C arasında değişmektedir ve bu, ilgili kapanımların ağırlıkça %0.4-19.5 gibi geniş bir aralıkta NaCl eşdeğeri tuzluluğa sahip olduklarını göstermektedir. Tip-Vb olarak adlandırılan kalsit minerallerinde belirlenen son buz ergime sıcaklıkları sadece -1.4°C'ye kadar belirlenebilmiş olup, bu kapanımların ağırlıkça % 2.4 gibi düşük bir NaCl içeriğine sahip olduğuna işaret eder.

Porfiri sisteme işaret eden kuvars kapanımı içinde halit barındıran Tip-I kapanımlar 231 ilâ 556 °C arasında çok geniş bir aralıkta homojenleşme sıcaklıklarına (Th) sahiptir. Tip Ila kapanımlar, Tip I kapanımlar gibi çok geniş bir aralıkta (187 ilâ 600 °C arasında) homojenleşme sıcaklıkları (Th) sunmaktadır. Tip IIb kapanımlar 223-242 °C arasında dar bir aralıkta değişen Th değerlerine sahiptir. Kuvars mineralinde bulunan yine Tip-III ve Tip-IVa kapanımlar, Tip-I ve Tip-II'de olduğu gibi, geniş aralıklarda değişmektedir (Tip-III: 143-438 °C; Tip IVa: 226-600). Tip-IVb kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ile Tip-IVc kapanımlar birbirlerine benzerdir (Tip- IVb: 184-387 °C; Tip IVc: 185-304 °C). Gaz faza homojenleşen, kuvars mineralindeki Tip-Va kapanımların homojenleşme sıcaklıkları (316-442 °C) kalsit mineralindeki Tip-Vb kapanımlara göre (189-297 °C) çok daha yüksektir.

Kuvars minerallerindeki kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 410-600 °C, 400-240 °C ve <200 °C arasında yoğunlaşmaktadır. Kalsit minerallerindeki kapanımların homojenleşme sıcaklıklarını 380-220 °C ve <200 °C şeklinde iki grupta toplamak mümkündür. Son olarak sfalerit minerallerindeki kapanımların homojenleşme sıcaklıkları da kalsit minerallerine benzer olup, 320-240 °C ve <200 °C şeklindedir. Oluşturulan homojenleşme sıcaklığı histogramına göre, tüm sıvı kapanımların Th değerleri yaklaşık olarak 380 °C'de zirve yapmaktadır (Şekil 82).



Şekil 81. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki farklı tipte belirlenen sıvı kapanımların mikro fotoğrafları



Şekil 82. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında ölçülen farklı tipteki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları ile oluşturulan Th histogramı

3.5.9. Kükürt İzotop Bileşimi

Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevher örneklerinden 14 pirit, 2 molibdenit ve 1 galen mineralinden oluşan toplam 17 örnek üzerinde $\delta^{34}\text{S}$ analizleri gerçekleştirilmiştir. $\delta^{34}\text{S}$ analizlerinden elde edilen sonuçlar Tablo 9’da verilmiştir.

Kükürt (S) izotop analizi için seçilen cevher örneklerinden KS10-350, K58-180 ve KRS24-322 nolu olanlar Geç Kretase yaşlı Tirebolu Formasyonu’na ait dasitik tüflerdeki damar/damarcık veya ağsal damarlardan alınmıştır. KRS24-322 numaralı cevher örneği ise aynı birimdeki saçınımlı, öz şekilli ve zonlu pirit mineralidir. S-izotop analizi için Eosen yaşlı cevherleşme-ilişkili erken ve geç magmatik fazları (Grup 2 ve 3) temsil eden kayalardan seçilen sülfid mineralleri ise genellikle damar/damarcık ya da ağsal damarlardan alınmış özşekilsiz pirit, galen ve molibdenit minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca aynı birimden (K28-328 nolu örnek) öz şekilli ve saçınımlı pirit mineralinden de analiz yapılmıştır.

Pirit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ 2.5-5.1 arasında olup, galen mineralinden elde edilen değer ‰ 2.8’dir. Ancak, molibdenit mineralinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değeri pirit ve galenden minerallerinden bir miktar daha yüksektir (5.4-6.0). Sonuç olarak çalışma sahasındaki birincil cevher minerallerinden (pirit, molibdenit, galen) elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri birbirlerine oldukça yakın aralıklardadır (Tablo 9).

Pirit minerallerinden elde edilen kükürt izotop değerleri ‰ 2.50-5.10 arasında değişmektedir. Galen mineralinden elde edilen değer, pirit mineralinin izotop değerleri ile benzerdir. Ancak molibdenit mineralinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değeri pirit minerallerinden bir miktar daha yüksektir (‰ 5.40-6.00). Sonuç olarak çalışma sahasındaki birincil cevher minerallerinden (pirit, molibdenit, galen) elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri birbirlerine oldukça yakın aralıklardadır (Tablo 9).

Tablo 8. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasından alınan pirit, galen ve molibdenit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ (‰) analiz sonuçları

Yaş	Mineral	Örnek Numarası	$\delta^{34}\text{S}$ ‰
Geç Kretase	Pirit	KS10-350	4.45
		K58-180	2.50
		KRS24-322	4.46
Erken Eosen	Pirit	KRS24-477	4.11
		KS9-320	4.48
Orta-Geç Eosen	Pirit	K21-448	4.29
		K28-328	3.36
		K35-285	4.14
		K38-550	4.18
		KRS13-189	4.32
		KRS13-281	4.13
		KRS29-482	5.10
		KRS30-400	4.80
		KRS24-55	3.85
	Galen	K21-487	2.80
	Molibdenit	K23-423	5.40
		K36-483	6.00

4. TARTIŞMA

Bu tez kapsamında elde edilen ve önceki bölümlerde detaylı bir şekilde sunulan Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasının jeolojik, stratigrafik ve petrografik özellikleri, cevherleşme-ilişkili magmatik kayaçların oluşum zamanı, mineralojik ve jeokimyasal bileşimleri ile birlikte cevher jeokimyası, alterasyon türleri, mineral parajenezi ve bileşimleri, sıvı kapanım ve kükürt izotop verileri dikkate alınarak; cevherleşme-ilişkili magmatik kayaçların, (4.1) kökeni ve evrimi, (4.2) oluşum koşulları, (4.3) tektonik ortamı ve petrojenetik modeli tartışılacak, ayrıca cevherleşmenin (4.4) kökeni ve kaynak verimliliği, (4.5) oluşum koşulları, tipi ve son olarak (4.6) oluşum modeli, bölgesel metalojenideki yeri ve önemi aşağıda alt başlıklar altında irdelenmiştir.

4.1. Cevherleşme-ilişkili Magmatik Kayaçların Kökeni ve Evrimi

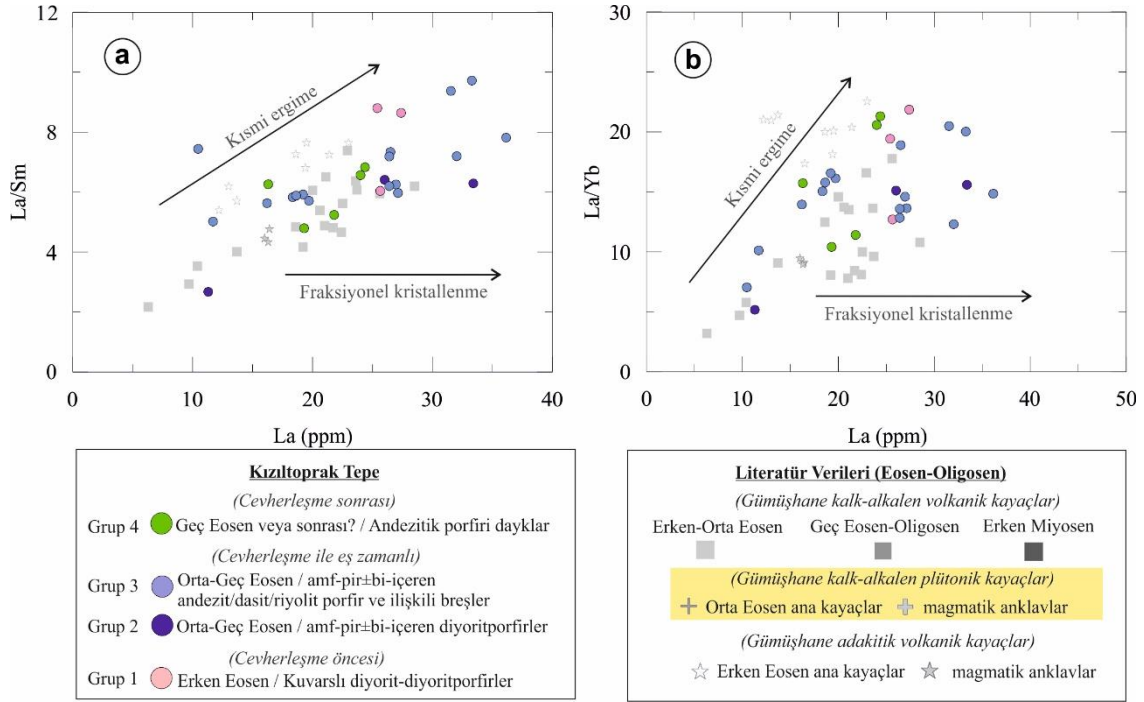
Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayaçların kökeni ve kaynak özelliklerine ilişkin doğru yorumlar yapabilmek için, öncelikle ana magma bileşiminde oluştuktan sonra önemli değişikliklere yol açan olası magmatik süreçlerin (fraksiyonel kristallenme veya ayrımlaşma, asimilasyon ve ayrımlaşma, kısmi ergime, magma karışımı gibi) değerlendirilmesi gerekir. Bu yüzden, aşağıda öncelikle magmatik süreçler, sonra da köken ve kaynak özellikler değerlendirilmektedir.

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen yaşlı magmatik kayaç serilerine ait (Grup 1-4) örnekler baskın olarak andezitik-dasitik bileşimli (birkaç bazaltik andezit ve riyolit hariç) ve aynı zamanda metalümin, orta-yüksek-K'lu kalk-alkalen karakterlidirler. Bu kayaç serilerinin en mafik örneklerinin (bazaltik andezit) Mg# değerleri (~48–64) ile MgO (~ % 3.2-5.9) ve Ni (10-26 ppm) içeriklerinin değişken (Tablo 3) ve mantodan-türeyen ilksel bazaltik magmalara göre (Mg#~66-75, MgO~%15-19, Ni~400-500 ppm, Sato, 1977; Frey vd., 1978; Eggins, 1993) nispeten düşük olması, oluştuktan sonra belli oranlarda farklılaştıklarını gösterir. Şekil 37'deki Harker grafiklerinde görüldüğü gibi, SiO₂ içeriği ile diğer ana oksit ve eser elementler arasındaki belirgin negatif korelasyonlar ve tüm grupların fenokristalce zengin porfiritik doğası, bazaltik bir ana magmadan itibaren andezit-dasit, hatta riyolite kadar varan bir farklılaşmanın (diferansiyasyon) gerçekleştiğine işaret eder. Cevherleşme-ilişkili kayaçlarda (özellikle Grup 3) farklılaşma daha baskın olup (SiO₂ ≈ % 54-78), amfibol+piroksen+Fe-Ti oksit±plajiyoklas ayrımlaşması ana rolü oynamıştır.

Bununla birlikte, dasitik örneklerden riyolitlere geçişte, plajiyoklas+apatit+zirkon±biyotit±Fe-Ti oksit ayrışmasının daha etkili olduğu değerlendirilmektedir (Şekil 37). Buna karşın; cevherleşme öncesi felsik (Grup 1 için $\text{SiO}_2 \approx \% 64-67$) ve cevherleşme sonrası ortaç-felsik (Grup 4 için $\text{SiO}_2 \approx \% 53-61$) kayaların gelişiminde mineral ayrışmasının daha sınırlı olduğu, sırasıyla, Grup 1 için amfibol+Fe-Ti oksit ve Grup 2 için piroksen±amfibol+Fe-Ti oksit ayrışmasının etkin olduğu öngörülmektedir.

Uyumsuz eser elementler ile uyumsuz/uyumlu element oranlarının karşılaştırılması fraksiyonel kristallenme (veya ayrışma) ve kısmi ergime olaylarını birbirinden ayırmak ve hangi magmatik prosesin daha baskın olduğunu belirlemek için sıklıkla kullanılmaktadır (Schiano vd., 2010). Nispeten geniş bir bileşimsel değişime rağmen uyumsuz/uyumlu element oranlarının çok fazla değişmemesi magma gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin etkin olduğunu, uyumsuz element ile uyumsuz/uyumlu element oranlarının pozitif korelasyonu ise kısmi ergimenin ana magmatik süreç olduğunu işaret eder. Bu kapsamda, Kızıltoprak Tepe verileri ve bölgedeki Eosen yaşlı önceki verilerin tümü, La'ya karşı La/Sm ve La/Yb diyagramlarına aktarılmıştır (Şekil 83a ve b). Diyagramlarda bazaltik andezitlerden andezitlere doğru doğrusal bir korelasyon gözlenirken, andezitlerden dasit-riyolitlere doğru belirgin bir korelasyon gözlenmez. Bu da bazaltik-andezitik kayaların oluşumunda kısmi ergimenin farklılaşmaya göre daha baskın bir rol oynadığını; buna karşın, dasit-riyolitlerin gelişiminde ise farklılaşmanın ana magmatik süreç olduğunu gösterir.

Mantodan türeyen bazaltik ergiyiklerin kıta kabuğu boyunca yükselmeleri veya kabuksal magma odası içindeki evrimleri sırasında ayrışma ile birlikte kabuk asimilasyonu az veya çok kaçınılmazdır (Wilson, 1989; Castillo vd., 1999). Bu açıdan, Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı magmatik kayaların kabuk asimilasyonunu bölgedeki yaşıt magmatik kayalarla birlikte test etmek için SiO_2 'ye karşı $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve $(\epsilon\text{Nd})_i$ diyagramları kullanılmıştır (Şekil 84a ve b). İncelenen magmatik kayaların bölgedeki yaşıtlarından farklı olarak, nispeten yüksek Sr-izotop oranlarına ve düşük $(\epsilon\text{Nd})_i$ değerlerine sahip olması, kabuksal asimilasyon ve/veya magma karışım süreçlerinden önemli bir şekilde etkilendiklerini gösterir.

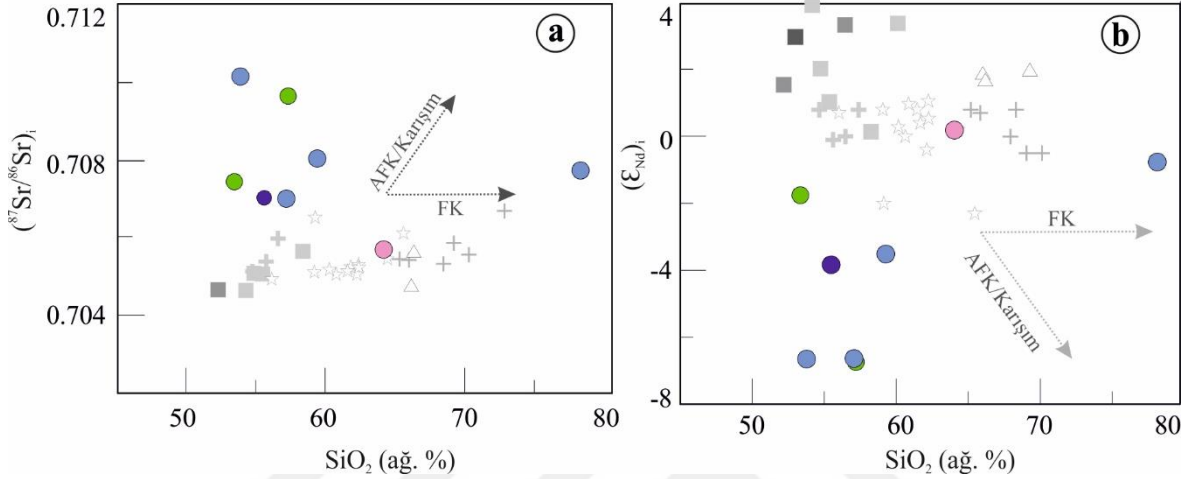


Şekil 83. Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin (a) La - La/Sm ve (b) La - La/Yb diyagramları

Cevherleşme öncesi (Grup 1) kuvarslı diyorit porfirlerde mafik magmatik anklavların bulunması ve cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) diyoritik ve andezit-dasitik kayalardaki dengesiz kristallenme dokularının varlığı (normal, ters ve parçalı zonlu plajiyoklaslar ile taze ve elek dokulu plajiyoklasların birlikteliği, bazı amfibollerin kenarındaki reaksiyon kuşağı gibi) eş yaşlı mafik ve felsik magmaların karışımı için tipik deliller olarak gösterilmektedir (Rutherford et al., 1985; Hibbard, 1991; Davidson et al., 1998). Bölgedeki yaşlı granitik kayaların oluşumu için magma karışım modeli önerilmiştir (Karslı vd., 2007).

Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı en mafik kayaları temsil eden bazaltik andezitlerin nispeten yüksek Mg# değerlerine sahip olması (~48–64), onların alt-kabuk türevli bazaltlar yerine (Mg# değeri <40, Rapp ve Watson, 1995; Sisson vd., 2005), manto-türevli olduklarının işaretidir. Özellikle yüksek Mg# değerli (>45) bazaltik örneklerin çoğunun düşük TiO_2/Yb (<0.5) ve Nb/Yb oranları (<5), bunların oluşumundan sorumlu olan ergiyeğin sıg manto kaynağından (muhtemelen spinel-İçeren Z-OOSB-benzeri bir kaynak) türediğini gösterir (Şekil 85a). Kızıltoprak Tepe örneklerinin belirgin yay-benzeri jeokimyasal izleri (BİYE ve HNYE zenginleşmesi ve negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri gibi), onların manto kaynağındaki yitim-ilişkili bileşenlerin katkısını ima eder (Şekil 42). Ayrıca, örneklerin düşük $(Ta/La)_N$ (0.3-0.6) ve nispeten yüksek $(Hf/Sm)_N$ oranları (> 1) (Şekil 85b)

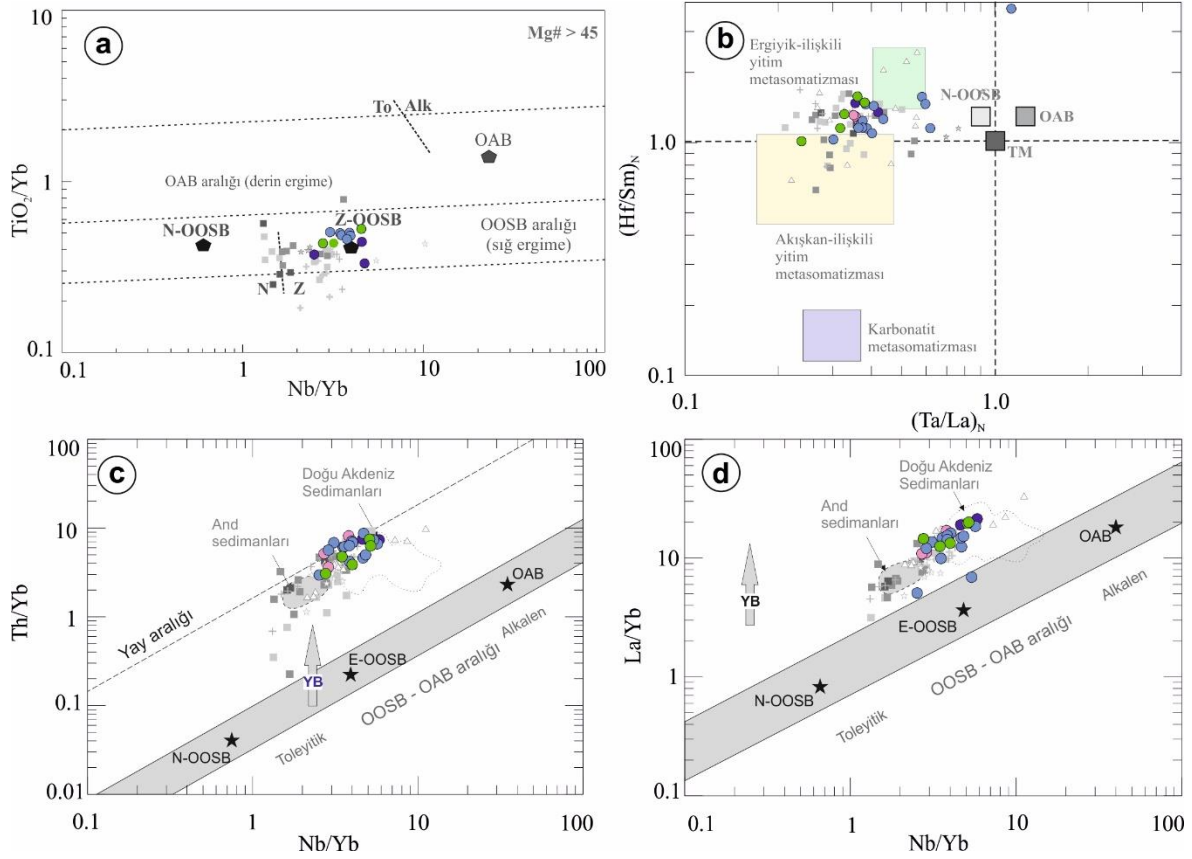
ile birlikte orta Nb/Yb oranlarına (3-5) karşılık çoğunlukla yüksek Th/Yb (5-8) ve La/Yb (10-20) oranları (And Dağları ve Doğu Akdeniz bölgesindeki sedimanlarla benzerlikleri, Şekil 85 c ve d), manto kaynağındaki yitim-ilişkili bileşenlerin varlığını, özellikle önceki yitim sürecinde ergiyik-ilişkili (muhtemelen sediman) metasomatizmanın daha etkili olduğunu desteklemektedir.



Şekil 84. Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin (a) $\text{SiO}_2 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve (b) $\text{SiO}_2 - \epsilon(\text{Nd})_i$ diyagramları

Bilindiği gibi, tüketilmiş mantodan (N-OOSB gibi) türeyen bazaltik kayalar genellikle yüksek $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ oranlarına (>0.5128) ve pozitif ϵNd değerlerine (çoğunlukla $>+8$) sahip iken, saf kıtasal kabuktan türeyen felsik kayalar düşük $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ oranları (<0.5122) ve negatif $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ değerleriyle (çoğunlukla <-8) karakteristiktirler (Zindler ve Hart, 1986). Tüketilmiş veya hafif tüketilmiş bir manto- ile kabuk-türevli ergiyiklerin karışımıyla oluşan hibrid ürünler ise genellikle bu değerler arasında bulunur. Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı ortaç-felsik kayaların $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ ve $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ izotop oranları sırasıyla 0.5122 - 0.5126 ve +0.2 ilâ -6.7 arasında değiştiği için (Şekil 42), bunlar direkt olarak ne tüketilmiş manto ne de kıtasal kabuk kökenlidir. Bununla birlikte, metasomatize olmuş kıta altı litosferik manto-türevli ergiyikler için negatif $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ izotop oranları muhtemeldir; ancak, incelenen Eosen yaşlı magmatik kayalara ait zirkonların negatif Hf-izotop değerleri de dikkate alındığında (Şekil 38), bunların ana magma kaynağı için kabuksal bir katkı kaçınılmazdır. Kabuksal katkıyı test etmek için, Kızıltoprak Tepe Eosen örnekleri ISr ve $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 86). Buna göre, cevherleşme öncesi (Grup 1) kayalarının izotopik bileşimini elde etmek için yaklaşık %20 oranında alt kıtasal

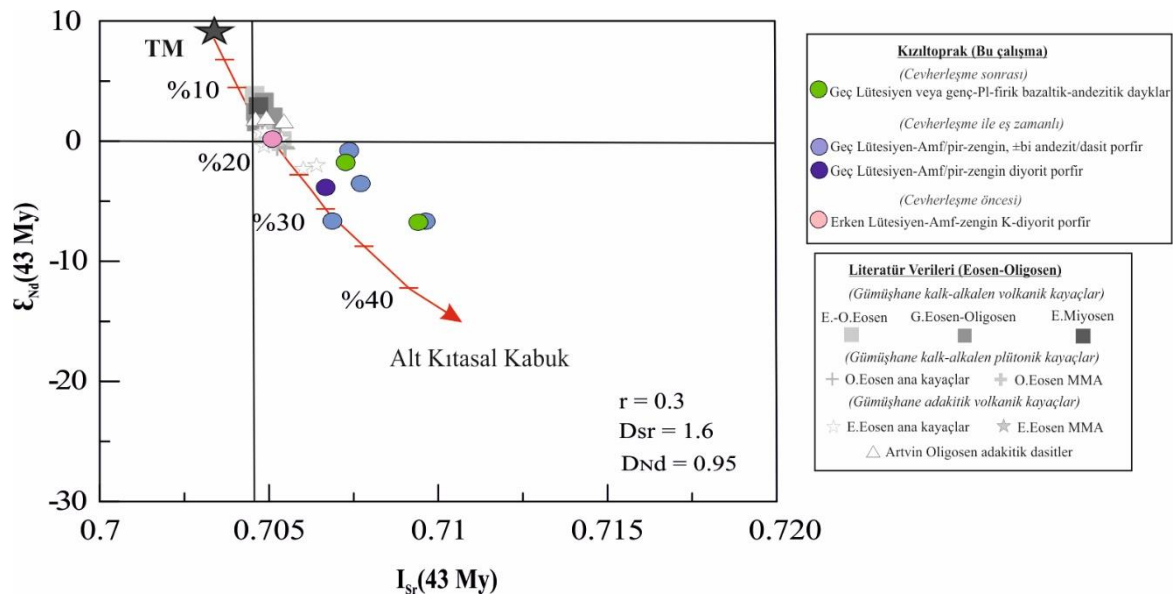
kabuk katkısı yeterli iken, cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) ve sonrası (Grup 4) kayalar grupları için yaklaşık %25-35 arasında değişen oranlarda bir alt kabuk katkısı gerekmektedir.



Şekil 85. Kızıltoprak Tepe yöresi ve bölgedeki Eosen yaşlı örneklerin (a) Nb/Yb - TiO_2/Yb , (b) $(\text{Ta}/\text{La})_N$ - $(\text{Hf}/\text{Sm})_N$, (c) Nb/Yb - Th/Yb ve (d) Nb/Yb - La/Yb diyagramları

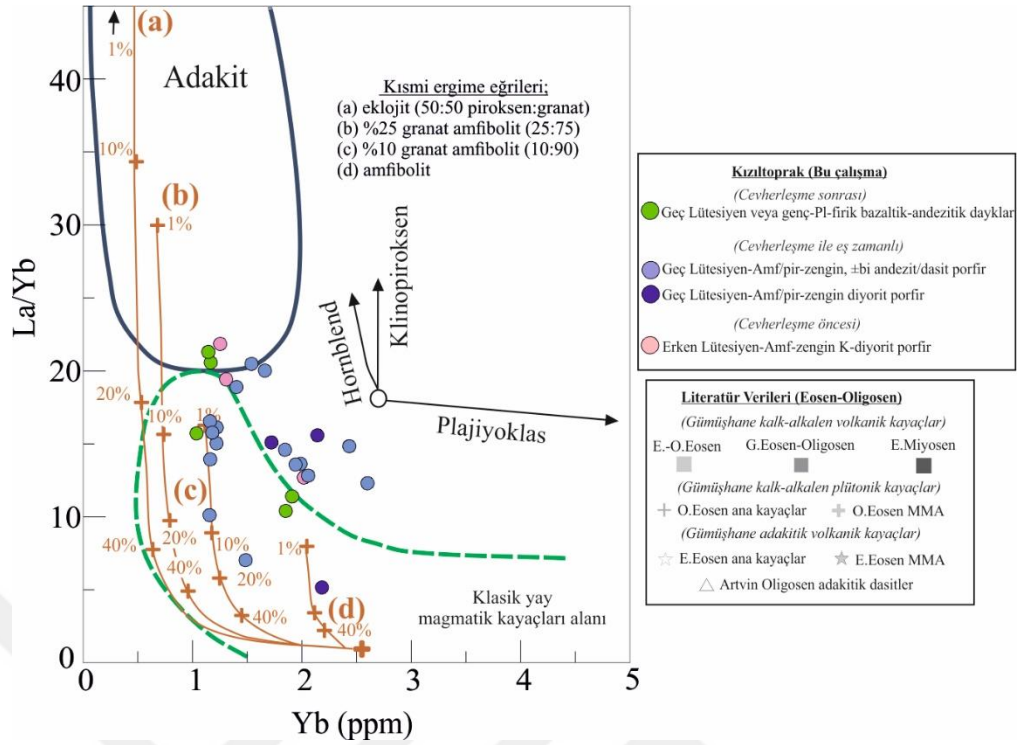
Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı örneklerin çoğu klasik yay kayalarına benzer bir jeokimyaya sahip olsalar da, bazıları yüksek Sr (~400-500 ppm) ve La (~20-36 ppm) ve düşük Y (~11-17 ppm) ve Yb (~1.2-1.7 ppm) içeriklerine ek olarak hafif yüksek La/Yb (20-22) ve Sr/Y (20-41) oranları ile adakit-benzeri afinite gösterirler (Tablo 3; Şekil 40d). Bilindiği gibi, nispeten yüksek Sr (> 400 ppm) ve düşük Y (≤ 10 ppm) ve Yb (≤ 1.8 ppm) içerikleri ile birlikte yüksek Sr/Y (> 20) ve La/Yb (> 20) oranları, garnet-içeren (≥ 10) eklojit veya amfibolitik bir kaynaktan (yiten-dilimden veya kalınlaşmış ya da delamine alt kabuktan) türemeyi (Macpherson vd., 2006; Richards ve Kerrich, 2007) ya da kabuksal bir magma odasındaki evrimleşme sürecinde yüksek (garnetce-baskın) ya da düşük basınç (amfibolce-baskın) ayrımlaşmasını işaret eder (Martin, 1999; Castillo, 2012). Yiten-

dilimden türeyen gerçek adakitlerle karşılaştırıldığında, incelenen adakitik örnekler nispeten düşük La/Yb ve Sr/Y oranları ile negatif $\epsilon_{Nd(i)}$ değerlerine sahiptir ve bu da onları yiten-dilimden türeyen gerçek adakitlerden ayırmaktadır. Castillo (2012) tarafından adakitik afiniteli kayalar için önerilen Yb – La/Yb diyagramındaki modele göre (Şekil 87), düşük Yb (<1.7 ppm) içerikli Kızıltoprak Tepe'nin bazı örnekleri yaklaşık %10 civarında garnet-içeren amfibolitik bir alt kabuk kaynağının düşük dereceli (<%10) kısmi ergime ürünü olabileceğini gösterse de, bu tür örneklerdeki hafif adakit benzeri karakter kaynak ile ilişkili olmayıp, kabuksal bir magma odasındaki düşük basınç ayrışması ile ilişkilidir.

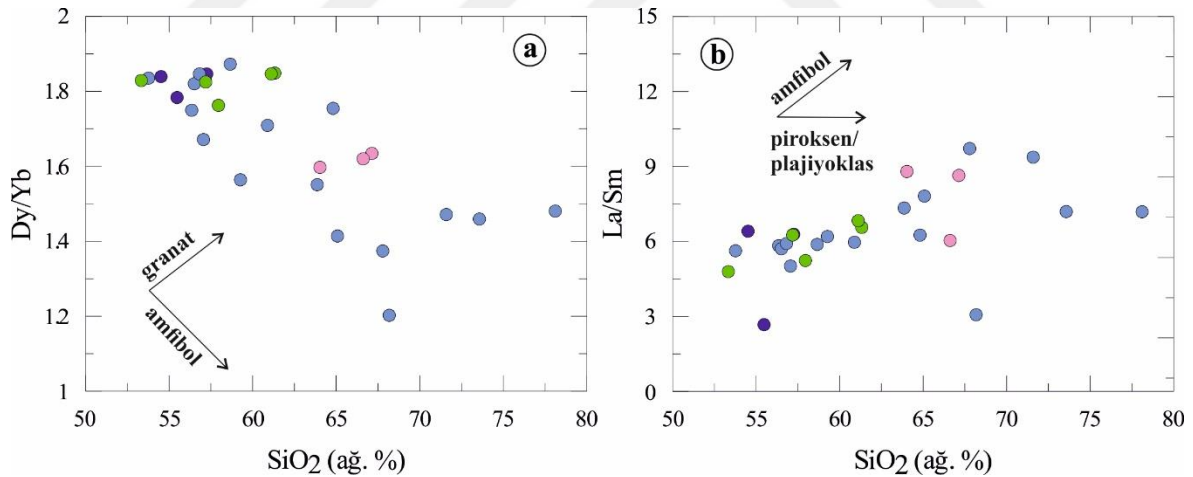


Şekil 86. Kızıltoprak Tepe yöresindeki ve bölgedeki Eosen örneklerinin kabuksal katkısını test etmek için oluşturulan I_{Sr} ve $\epsilon_{Nd(i)}$ model diyagramı. (Model diyagramı ve ilişkili parametreler Karşlı vd, 2007'den alınmıştır).

Diğer taraftan, farklı kabuksal magma odalarında böyle bir adakitik özelliğe neden olan en muhtemel senaryo (Richards ve Kerrich, 2007), yüksek basınç garnet veya düşük basınç amfibolün ($\pm$ piroksen) ayrışmasıdır. SiO_2 'ye karşılık Dy/Yb oranındaki belirgin azalma ve La/Sm oranındaki hafif artış (Şekil 88a ve b), Orta NYE'ler için yüksek paylaşımlı katsayıları dikkate alındığında, Kızıltoprak Tepe örnekleri için önemli oranda düşük basınç amfibol $\pm$ piroksen ayrışmasını işaret etmektedir. Ayrıca, düşük Dy/Yb (< 2) ve Tb/Yb (< 0.4) oranları, garnet yerine amfibol $\pm$ piroksen ayrışmasını desteklemektedir.



Şekil 87. Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen örneklerinin Yb – La/Yb diyagramı. Kısmi ergime eğrileri ve yüzde oranları Castillo (2012)’den alınmıştır.



Şekil 88. Kızıltoprak Tepe yöresindeki Eosen yaşlı örneklerin (a) SiO₂ – Dy/Yb ve (b) SiO₂ – La/Sm diyagramları

İnceleme alanında yaygın yüzeyleyen Eosen yaşlı andezitik-dasitik bileşimli (SiO₂ ≈ % 55-65) örneklerin çoğu nispeten yüksek MgO içeriğine (ağ. % 2.6-5.9) ve Mg# değerine (54-66) ve düşük TiO₂ içeriğine (<% 0.8) sahiptir. Bu özellikler çoğu araştırmacıya göre (Polat ve Kerrich, 2006; Kelemen vd., 2003; Zhao vd., 2009; Kelemen vd., 2014; Aydın vd., 2022) onların magnezyumlu andezit ve dasit olduklarını gösterir (>60 Mg# değerine sahip

bazaltik andezitler ise yüksek-Mg'lu andezit olarak da sınıflandırılabilir). Ayrıca, bu örneklerin MgO içeriği boninitik (> %10), sanukitik (% 6-11) ve bajaitik (% 4-10) türdeki (Taylor vd., 1994; Calmus vd., 2003) yüksek Mg-andezitlerden düşük olup, daha çok Mg'ca zengin (% 2-6) adakitlere (Kamei vd., 2004) benzemektedirler.

Eosen yaşlı andezitik-dasitik (ortaç-felsik) bileşimli kayaların oluşumu için birkaç farklı petrojenetik senaryo önerilebilir: (1) manto-türevli susuz bazaltik bir magmanın kristallenerek ayrımlaşması ve/veya kıtasal asimilasyonu (DePaolo, 1981; Tatsumi, 2006), (2) Alt kabuktaki juvenil (manto-türevli bazaltik) veya yaşlı kayaların ergimesi (Rapp ve Watson, 1995; Rapp vd., 1999), (3) sulu tüketilmiş peridotitlerin ergimesi (Grove vd., 2002; Wood ve Turner, 2009), (4) manto- ve kabuk-türevli mafik ve felsik ergiyiklerin karışımı (Guo vd., 2007) ve (5) manto-türevli bazaltik ergiyiklerin kıtasal kabuk altına (Moho) yerleşimi, kabuğun ergimesi ve ergiyiklerin alt kabukta depolanması, sonrasında kabuk asimilasyonu ile birlikte hibridleşme süreçleri (kısaca MASH - ergime, asimilasyon, depolanma ve hibridleşme; Hildreth ve Moorbath, 1988; Annen vd., 2006).

Model (1) ve (2) tek başına Kızıltoprak Tepe sahasındaki Eosen yaşlı andezit-dasitleri oluşturmak için yeterli değildir. Çünkü; jeokimyasal ve izotopik veriler magnezyumca zengin adakit-benzeri andezit-dasit üretmek için hem yiten dilim/sediment-türevli ergiyiklerin üst manto ile etkileşimini hem de kıtasal bir kabuk bileşen katkısından sonra farklılaşmayı işaret eder. Model (3) ise, zenginleşmiş Sr-Nd ve negatif zirkon-Hf izotopik bileşimler ve yitim-ilişkili katkıları nedeniyle incelenen kayalara uygun değildir. Petrografik-dokusal ve mineral kimyası verilerine göre, Model (4) Eosen yaşlı ortaç-felsik kayaların oluşumunda önemli bir rol oynamış olabilir; ancak sadece bu modelle andezitik-dasitik kayaların yüksek magnezyumlu ve adakitik-benzeri afinitelerini açıklamak yeterli değildir. Dolayısıyla, model (5) incelenen kayaların petrojenezini açıklamak için, bölgesel jeodinamik olayları da düşündüğümüzde, muhtemel bir senaryo olarak gözüküyor. Alt kabuk-manto sınırına (MOHO) veya alt kabuk derinliklerine yerleşen bazaltik ergiyiklerin magma odası prosesleriyle andezitik ve dasitik lapalar oluşturmaları ve daha sonra üst kabuk seviyelerinde evrimleşmiş dasitik-riyolitik kayalar üretmesi muhtemeldir (Deering vd., 2011).

4.2. Cevherleşme-ilişkili Magmatik Kayaçların Oluşum Koşulları

Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme-ilişkili magmatik kayaçların oluşum koşullarını belirlemek için klinopiroksen, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksit mineral bileşimlerinden yararlanılarak jeotermobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Böylece, söz konusu kayaçların tahmini oluşum sıcaklık, basınç, derinlik ve fugasite ($\log fO_2$) değerleri belirlenmeye çalışılmıştır.

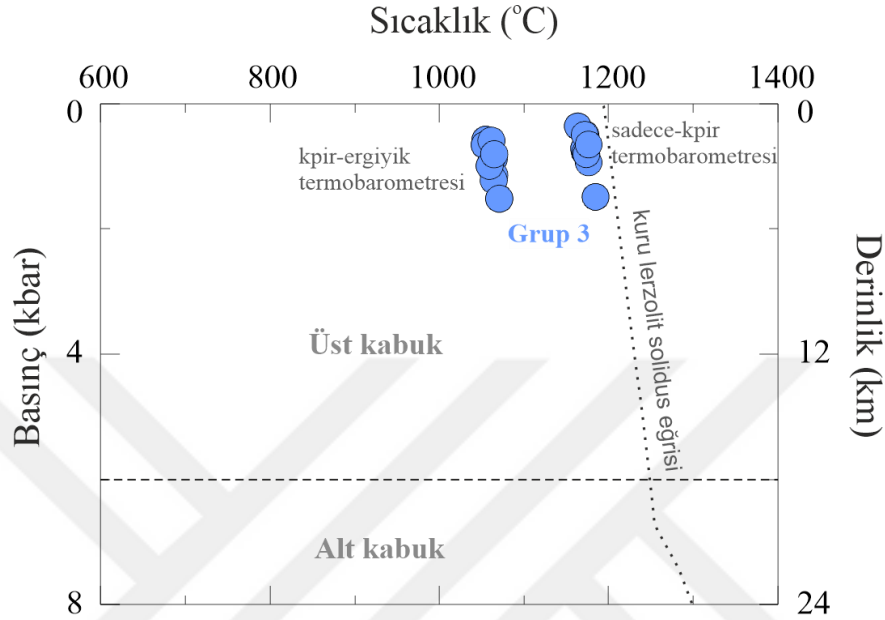
Cevherleşme-ilişkili Grup 3 kayaçlarında (orta-geç Eosen yaşlı andezit-dasit porfirler) bulunan klinopiroksen minerallerinin kimyaları kullanılarak, jeotermobarometre hesaplamaları Putirka (2008) ile Neave ve Putirka (2017) tarafından önerilen termodinamik yaklaşımlara göre yapılmıştır. Klinopiroksen-ergiyik denge durumundaki ($K_d \sim 0.27 \pm 0.03$) klinopiroksenlerin basınç ve sıcaklık hesaplamaları için sırasıyla 30. ve 33. denklemler; buna karşın, sadece dengeli klinopiroksenlerin basınç hesaplaması için denklem 32b ve sıcaklık hesaplaması için denklem 32d kullanılmıştır. Sonuçlar Tablo 9’da verilmiş ve Şekil 89’da gösterilmiştir. Buna göre; klinopiroksen-ergiyik ve sadece klinopiroksen bileşiminden elde edilen basınç ve derinliklerin benzer aralıklarda olduğu (klinopiroksen-ergiyik için ≈ 0.6 -1.7 kbar ve 1.8-5.1 km; sadece klinopiroksen için ≈ 0.4 -1.6 kbar ve 1.2-4.8 km), ancak sıcaklıkların nispeten farklılık (klinopiroksen-ergiyik için ~ 1052 -1059 °C; sadece klinopiroksen için ~ 1189 -1198 °C) sunduğu belirlenmiştir (Tablo 9).

Tablo 9. Kızıltoprak Tepe Grup 3 porfirlerindeki klinopiroksen bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometre sonuçları.

Grup 3 porfirleri	a	b	c	d	e	f	g
Örnek No	P(kbar)	T(°C)	P(kbar)	T(°C)	P(kbar)	T(°C)	KD(Fe-Mg)
KRS24-486-11-1	0.6	1052	0.7	1065	0.8	1193	0.27
KRS24-486-11-2	0.6	1052	0.8	1065	0.4	1189	0.27
KRS24-486-11-3	0.9	1055	1.0	1068	0.8	1193	0.27
KRS24-486-11-4	1.1	1056	1.0	1069	0.5	1193	0.27
KRS24-486-11-5	0.9	1054	1.1	1067	0.9	1194	0.27
KRS24-486-11-6	1.4	1059	1.7	1072	1.6	1198	0.27
KRS24-486-11-7	1.1	1057	1.3	1069	1.0	1195	0.27

*Hesaplamalar için (a) Neave ve Putirka (2017) ve (b-g) Putirka (2008)’deki denklemler kullanılmıştır. a-d denklemlerinde klinopiroksen-ergiyik dengesine ve denklem 30 ve 33’e göre hesaplama yapılmıştır. e-g denklemlerinde ise sadece dengeli klinopiroksenler dikkate alınmış ve denklem 32b, 32d ve 35’e göre hesaplama yapılmıştır.

Bu veriler Kızıltoprak Tepe yöresinde Eosen dönemi için yüksek sıcaklık ve düşük basınç (< 2 kbar) değerlerine sahip sığ kabuksal (< 5 km) bir magma odasının varlığını işaret etmektedir (Şekil 89).



Şekil 89. Klinopiroksen-ergiyik bileşimi ve sadece klinopiroksen bileşimi dikkate alınarak hesaplanan sıcaklık (T°C) - Basınç (P) - Derinlik diyagramı

Cevherleşme öncesi Grup 1 ve cevherleşme-ilişkili Grup 3 kayaçlarında yaygın olan amfibol minerallerinin kimyaları kullanılarak Ridolfi vd. (2010)'ne göre de termobarometrik ve fugasite hesaplamaları yapılmıştır. Sonuçlar Tablo 10'da verilmiş ve Şekil 90'da gösterilmiştir. Buna göre; cevherleşme-öncesi Grup 1 kayaçlarının oluşum sıcaklık, basınç ve derinlikleri sırasıyla 833-874 °C, 134-186 MPa (~1.3-1.9 kbar) ve 5.1-7.0 km arasında değişmekte olup, bu veriler sığ kabuksal bir magma odası koşullarını destekler. Bu sığ magma odası koşullarında, oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) -12.1 ilâ -11.4 ve H_2O_{ergiyik} (ağ. %) değeri 4.6-5.2 arasında değişmektedir (Tablo 10; Şekil 90a ve b). Buna karşın, cevherleşme-ilişkili Grup 3 kayaçlarının oluşum sıcaklık (698-754 °C), basınç (45-63 MPa veya ~0.5-0.6 kbar) ve derinlikleri (1.7-2.4) Grup 1'e göre nispeten daha düşüktür. Ayrıca, Grup 1'e benzer şekilde, Grup 3 amfibollerinin oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) -14.9 ilâ -11.9 ve H_2O_{ergiyik} (ağ. %) değeri 3.7-6.1 arasında değişmektedir (Tablo 10; Şekil 90b ve c).

Bu farklı termobarometrik tahminler, radyometrik, petrografik ve jeokimyasal verilerle birlikte düşünüldüğünde, bölgede Eosen döneminde sığ kabuk ortamında farklı zamanlarda (Grup 1 için: ~47 ve Grup 3 için: ~44-42 My) kristallenen ve farklı

derinliklerdeki (~5-7 ve <5 km) ikili bir magma odasının varlığına işaret etmektedir. Ayrıca fugasite değerleri, kayalarındaki amfibol±biyotit gibi sulu mafik fazların varlığı da dikkate alındığında, magmatik sistemin sulu ve oksijence zengin olduğuna işaret eder.

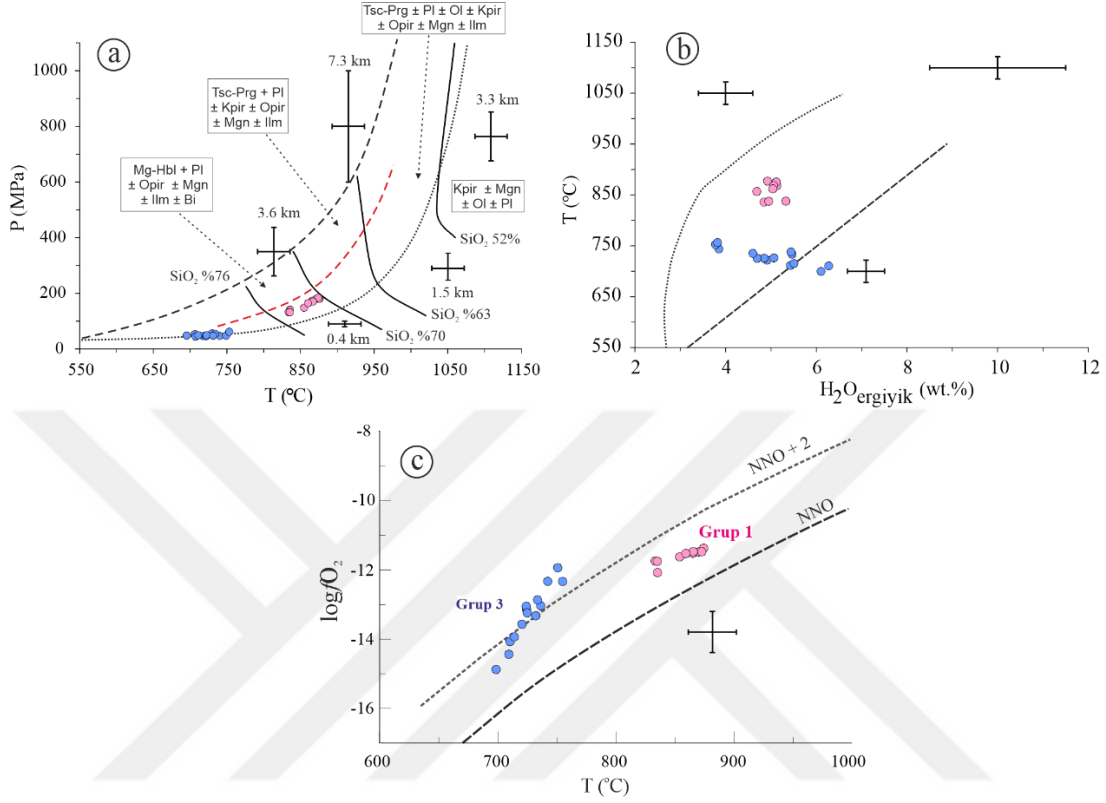
Tablo 10. Kızıltoprak Tepe Grup 1 ve 3 porfirlerindeki amfibol bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometre sonuçları.

Cevherleşme öncesi (Grup 1) Erken Eosen yaşlı kuvarşlı diyorit-diyoritporfirler									
Örnek No	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21	GK21
Analiz No	48 / 1	48 / 2	48 / 3	48 / 4	48 / 5	48 / 6	49 / 1	49 / 2	49 / 3
T (°C)	864	869	874	872	865	853	835	833	834
P (MPa)	175	182	183	186	172	150	143	135	134
Derinlik (km)	6.6	6.9	6.9	7.0	6.5	5.7	5.4	5.1	5.1
ΔNNO	1.0	1.0	1.0	0.9	1.1	1.1	1.1	1.4	1.4
logfO₂	-11.5	-11.5	-11.4	-11.5	-11.5	-11.6	-12.1	-11.7	-11.7
H₂Oergiyik (ağ. %)	5.0	4.9	4.8	5.0	4.9	4.6	5.2	4.7	4.8
Cevherleşme-ilişkili (Grup 3) Orta-Geç Eosen yaşlı andezit-dasit porfirler									
Örnek No	GK17	KRS24-486	KRS24-486	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477	KRS24-477
Analiz No	37 / 3	13 / 8	13 / 16	44 / 6	44 / 15	46 / 10	46 / 11	46 / 12	47 / 6
T (°C)	709	720	732	724	724	742	710	736	750
P (MPa)	55	48	58	48	47	48	45	56	49
Derinlik (km)	2.1	1.8	2.2	1.8	1.8	1.8	1.7	2.1	1.9
ΔNNO	1.6	2.2	2.1	2.5	2.6	2.9	1.9	2.3	3.1
logfO₂	-14.4	-13.6	-13.3	-13.1	-13.0	-12.3	-14.1	-13.0	-11.9
H₂Oergiyik (ağ. %)	6.1	4.8	5.3	4.7	4.6	3.8	5.3	5.3	3.7
Örnek No		KRS24-477	KRS24-477	KRS24-416	KRS24-416	KRS24-416			
Analiz No		47 / 14	47 / 15	52 / 6	54 / 13	54 / 15			
T (°C)		754	724	733	698	713			
P (MPa)		63	50	49	49	50			
Derinlik (km)		2.4	1.9	1.8	1.9	1.9			
ΔNNO		2.6	2.4	2.5	1.4	1.9			
logfO₂		-12.3	-13.2	-12.9	-14.9	-13.9			
H₂Oergiyik (ağ. %)		3.7	4.9	4.5	5.9	5.4			

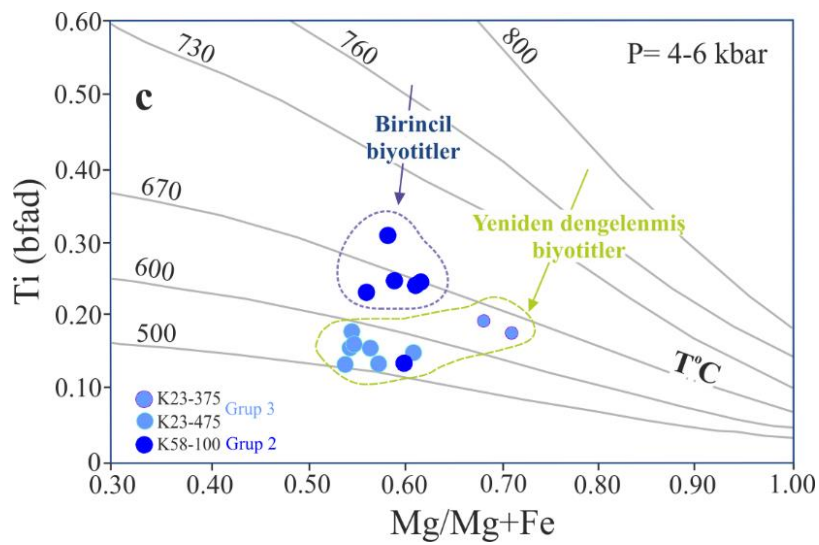
*Hesaplamalar Ridolfi vd. (2010)'a göre yapılmıştır.

Henry vd. (2005) tarafından önerilen $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranına karşılık Ti (bfad) değişim diyagramı ile cevherleşme-ilişkili diyoritik (Grup 2) ve andezit-dasit porfirlerdeki (Grup 3) birincil biyotitlerin oluşum sıcaklıkları ile potasik zonu temsil eden ikincil biyotit minerallerinin yeniden dengelenme sıcaklığı tahmin edilmeye çalışılmıştır. Bu diyagrama göre (Şekil 91), her iki porfirdeki birincil biyotitlerin oluşum sıcaklıklarının yaklaşık 650-

700 °C olduğu, buna karşın potasik alterasyonla ilişkili olan ikincil biyotitlerin çoğunun yaklaşık 500-600 °C arasındaki sıcaklıklarda yeniden dengelendiği belirlenmiştir.



Şekil 90. Amfibol jeotermobarometresinden elde edilen (a) Sıcaklık (T: °C) – Basınç (P: kbar), (b) H₂O_{ergiyik} - Sıcaklık (°C) ve (c) Sıcaklık (°C) - log fO₂ diyagramları



Şekil 91. Kızıltoprak Tepe cevherleşme-ilişkili Grup 2 ve 3 porfirlerindeki birincil biyotitlerin oluşum ve ikincil biyotitlerin yeniden dengelenme sıcaklıklarını gösteren Mg/(Mg+Fe⁺²) - Ti (bfad) değişim diyagramı (Henry vd., 2005).

Sadece cevherleşme-ilişkili orta-geç Eosen yaşlı diyorit-diyoritporfirlerde (Grup 2) tespit edilen dengeli manyetit ve ilmenit minerallerinin kimyasal bileşimleri kullanılarak jeotermometre hesaplaması yapılmıştır (Tablo 11). Spencer ve Lindsley (1981) ile Andersen ve Lindsley (1985) tarafından geliştirilen formüller ile Fe-Ti oksit minerallerinin oluşum sıcaklıkları yanında oksijen fugasite ($\log f_{O_2}$) değerleri de belirlenmiştir (Tablo 11). Spencer ve Lindsley (1981)'e göre, söz konusu porfirlerdeki Fe-Ti oksitlerin oluşum sıcaklıkları 730 ilâ 889 °C arasında ve $\log f_{O_2}$ değerleri -15.74 ilâ -12.31 arasında değişirken, Andersen ve Lindsley (1985)'e göre sıcaklık (750 ilâ 869 °C) ve $\log f_{O_2}$ değerlerinin (-15.22 ilâ -12.83) benzer aralıklarda değiştiği belirlenmiştir (Tablo 11).

Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme-ilişkili magmatik kayaçların oluşum koşullarını belirlemek için klinopiroksen, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksit mineral bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometrik sonuçların kısa bir özeti Tablo 12'de verilmiştir. Bu verilere göre (özellikle klinopiroksen ve amfibol barometresine göre), inceleme alanında erken Eosen (cevherleşme öncesi Grup 1 için: ~47 My) ve orta-geç Eosen'de (cevherleşme-ilişkili Grup 2 ve 3 için: ~44-42 My) farklı derinliklerde (Grup 1 için ~7-5 ve Grup 2-3 için ~5-1 km) bağımsız iki farklı veya birbiri ile bağlantılı ikili bir magma odasının varlığı söz konusudur. Grup 1'e ait magmatik sistemin sıcaklığı nispeten daha düşük iken (amf-termometresine göre ~830-870 °C), özellikle cevherleşme-ilişkili porfirlerin (Grup 2 ve 3) üretildiği sığ kabuktaki (<5 km) magmatik sistemin sıcaklığının başlangıçta nispeten yüksek olduğu (kpir-termometresine göre ~1200-1050 °C), amfibol (~750-700 °C) ve biyotit (~700-650 °C) kristallenmesine paralel olarak, sıcaklığın yaklaşık 600-500 °C'ye kadar düştüğü (potasik alterasyonla ilişkili ikincil biyotitlerin sıcaklıkları) belirlenmiştir. Her iki grubun kayaçlarındaki amfibol±biyotit gibi sulu mafik fazların varlığı ile birlikte düşük fugasite ve yüksek H₂O değerleri dikkate alındığında, Eosen ile ilişkili magmatik sistem veya sistemlerin sulu ve oksijence zengin olduğu söylenebilir.

Tablo 11. Fe-Ti oksitlerin (manyetit-ilmenite göre) jeotermometre sonuçları.

	K58-100-6	K58-100-1	K58-100-6	K58-100-2	K58-100-6	K58-100-3	K58-100-6	K58-100-4
	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite
	Jeotermobarometre: Spencer ve Lindsley (1981)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	859	-13.02	863	-12.94	837	-13.61	818	-14.12
Anderson (1968)	861	-12.81	867	-12.66	844	-13.27	824	-13.79
Lindsley ve Spencer (1982)	882	-12.48	889	-12.31	864	-12.93	843	-13.47
Stormer (1983)	861	-12.91	865	-12.79	840	-13.45	821	-13.94
Ortalama	866	-12.81	871	-12.68	846	-13.31	826	-13.83
	Jeotermobarometre: Andersen ve Lindsley (1985)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	849	0.00	852	0.00	833	0.00	819	0.00
Anderson (1968)	850	-13.17	854	-13.06	838	-13.51	824	-13.91
Lindsley ve Spencer (1982)	865	-12.96	869	-12.83	852	-13.29	837	-13.70
Stormer (1983)	850	-13.26	853	-13.17	835	-13.67	822	-14.05
Ortalama	854	-13.13	857	-13.02	840	-13.49	826	-13.89
	K58-100-7	K58-100-1	K58-100-7	K58-100-2	K58-100-7	K58-100-3	K58-100-7	K58-100-4
	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite
	Jeotermobarometre: Spencer ve Lindsley (1981)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	756	-14.79	758	-14.72	742	-15.30	730	-15.74
Anderson (1968)	760	-14.49	764	-14.36	749	-14.88	737	-15.33
Lindsley ve Spencer (1982)	766	-14.40	771	-14.25	755	-14.78	742	-15.24
Stormer (1983)	758	-14.64	761	-14.53	745	-15.10	734	-15.53
Ortalama	760	-14.58	764	-14.47	748	-15.02	736	-15.46
	Jeotermobarometre: Andersen ve Lindsley (1985)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	772	0.00	774	0.00	760	0.00	750	0.00
Anderson (1968)	775	-14.35	778	-14.24	766	-14.67	756	-15.05
Lindsley ve Spencer (1982)	781	-14.28	784	-14.16	771	-14.59	761	-14.98
Stormer (1983)	774	-14.47	776	-14.38	763	-14.86	753	-15.22
Ortalama	776	-14.36	778	-14.26	765	-14.71	755	-15.08
	K58-100-8	K58-100-1	K58-100-8	K58-100-2	K58-100-8	K58-100-3	K58-100-8	K58-100-4
	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite	Magnetite	Ilmenite
	Jeotermobarometre: Spencer ve Lindsley (1981)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	808	-13.91	811	-13.83	790	-14.46	774	-14.94
Anderson (1968)	816	-13.57	821	-13.43	801	-13.99	785	-14.48
Lindsley ve Spencer (1982)	826	-13.40	832	-13.24	812	-13.82	795	-14.33
Stormer (1983)	813	-13.72	816	-13.61	795	-14.23	780	-14.70
Ortalama	816	-13.65	820	-13.53	800	-14.13	784	-14.61
	Jeotermobarometre: Andersen ve Lindsley (1985)							
Mol değerleri:	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂	Temp (°C)	log ₁₀ fO ₂
Carmichael (1967)	813	0.00	814	0.00	798	0.00	786	0.00
Anderson (1968)	818	-13.67	822	-13.57	808	-14.01	795	-14.40
Lindsley ve Spencer (1982)	826	-13.57	830	-13.44	815	-13.89	802	-14.29
Stormer (1983)	816	-13.80	819	-13.72	803	-14.20	791	-14.58
Ortalama	818	-13.68	821	-13.58	806	-14.03	794	-14.42

*Hesaplamalar Spencer ve Lindsley (1981) ile Andersen ve Lindsley (1985)'e göre yapılmıştır.

Tablo 12. Kızıltoprak Tepe Eosen yaşı porfirlerin jeotermobarometre sonuçları

	Sıcaklık (°C)	Basınç (kbar)	Derinlik (km)	O-fugasitesi (logfO ₂)	H ₂ O _{ergiyik} (ağ. %)
Klino-piroksen	Grup 3 1050-1200	Grup 3 0.4 - 1.7	Grup 3 1.2 - 5.1		
Amfibol	Grup 1 Grup 3 833-874 698-754	Grup 1 Grup 3 1.3-1.9 0.5-0.6	Grup 1 Grup 3 5-7 1.7-2.4	Grup 1 Grup 3 -12.1 -14.9 -11.4 -11.9	Grup 1 Grup 3 4.6-5.2 3.7-6.1
Biyotit	Grup 2 ve 3 Birincil İkincil 650-700 500-600				
Fe-Ti oksit	Grup 2 SL(1981) AL(1985) 730-889 750-869			Grup 2 SL AL -15.74 -15.22 -12.31 -12.83	

4.3. Cevherleşme-İlişkili Magmatik Kayaçların Tektonomagmatik Evrimi

Kızıltoprak Tepe'deki cevherleşme-ilişkili, kalk-alkali felsik porfirlerin zirkon U-Pb yaşları (~47-40 My) Gümüşhane çevresindeki adakitik (~52-47 My; Karşı vd., 2010a; Gücer, 2021), kalk-alkali granitik (~46-40 My; Karşı vd., 2007; Eyüboğlu vd., 2017; Dokuz vd., 2019; Gücer, 2021) ve volkanik (~45-34 My; Kaygusuz vd., 2011; Arslan vd., 2013; Aslan vd., 2014) kayaçlarla birlikte değerlendirildiğinde; incelenen kayaçların Erken Eosen yaşı adakitik magmatizmanın sonuna doğru ve bölgedeki orta-geç Eosen yaşı kalk-alkali magmatizma ile eş zamanlı olduğu görülmektedir. Bu kapsamda; Kızıltoprak Tepe'deki Eosen porfirlerinin tektonomagmatik evrimini daha iyi anlamak için, SZD'deki erken Senozoyik yaşı adakitik ve kalk-alkali magmatizmanın jeodinamik ve petrojenetik süreçleri literatür eşliğinde birlikte tartışılmıştır.

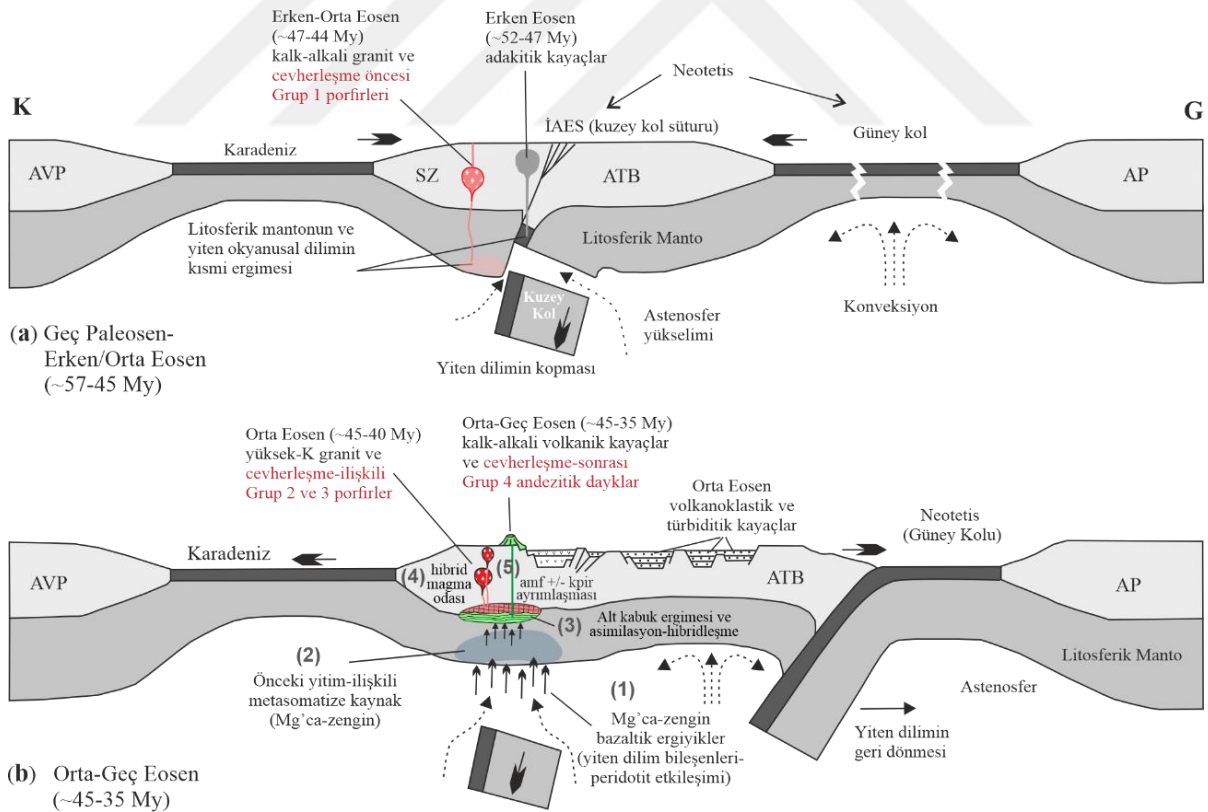
Bugüne kadar yapılan çalışmaların büyük çoğunluğu, Geç Kretase-Paleosen sürecinde Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid Bloğu'nun çarpıştığını ve böylece yitim-ilişkili yay magmatizmasının sona erdiğini, Paleosen'den orta Eosen'e kadar yay önü ve merkezinin bölgesel olarak bir yükselmeye maruz kaldığını ve hemen sonrasında yükselen bölgelerin erozyonla aşındığını öngörmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Topuz vd., 2005; Dokuz vd., 2013). Bu nedenle, yakın zamana kadar Geç Kretase-orta Eosen arasında magmatizma açısından sakin bir dönemin olduğu sanılıyordu. Ancak son yıllardaki çalışmalarla, Paleosen'in sonunda veya hemen sonrasında erken Eosen süresince (55-47 My) bölgede çok sayıda, fakat sınırlı yayılıma sahip adakitik kayaçların varlığı ortaya konulmuştur (Topuz vd., 2005; Karşı vd., 2010; 2011; Eyüboğlu vd., 2011;

Dokuz vd., 2013; Gücer, 2021). Bu çalışmalara göre, adakitik kayaçların ya kalınlaşan, eklojitleşmiş ve delamine olmuş alt kabuk-türevli ergiyiklerden türediği (Topuz vd., 2005; Karslı vd., 2010; 2011) ya da yiten dilim kopmasıyla ilişkili (Dokuz vd., 2013; Gücer, 2021) veya yiten dilimin yırtılması sonucunda (Eyüboğlu vd., 2011; 2013) oluştuğu önerilmiştir. Çarpışma-ilişkili orojenez ortamlarında meydana gelen adakitik senaryoda ergimenin başlaması için gerekli olan termal rejimin astenosferik yükselme ile sağlanabileceği öngörülmektedir (Atherton ve Petford, 1993; Kay ve Kay, 1993; Xu vd., 2002; Wang vd., 2007). Diğer taraftan, yitim-ilişkili adakit üretimi için 25 My'dan daha genç, sıcak bir okyanusal litosferinin yitmesi gerektiği ifade edilmiştir (Defant ve Drummond, 1990; Yogodzinski vd., 1995). Ancak, SZD'de Eosen döneminde bu tür bir aktif, genç ve sıcak yitimin varlığını gösteren herhangi bir veri yoktur ve bu yüzden olası değildir. Bununla birlikte; son zamanlarda yapılan çalışmalara göre, çarpışma sürecinde veya sonrasında yiten dilim kopması veya yırtılması ergime için uygun basınç ve termal koşulları sağlayabilmektedir (Wang vd., 2008; Gao vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013). SZD'de Kampaniyen (~80-70 My) ve orta Eosen (~47-40 My) genişleme rejim dönemleri ve yüksek sediman birikim oranları ile birlikte ortalama kıtasal kabuk kalınlıkları (25-40 km) dikkate alındığında, bölgedeki erken Eosen yaşlı adakitik magmatizma üretimi için kabuk kalınlaşması ve alt kabuk delaminasyon modelleri pek olası değildir. Ayrıca SZD'de sadece ~15 milyon yıl gibi kısa süreli bir çarpışma döneminde alt-kabuk türevli ergiyik üretmek için yeterli kabuk kalınlığına ulaşılmadığı ve delaminasyondan önce gelişen yiten-dilim kopmasının bölgedeki adakitik magmatizma için alternatif güçlü bir model olduğu öngörülmüştür (Dokuz vd., 2013; 2019). Bu son araştırmacılara göre, Anatolid-Torid Bloğu'nda büyük bindirmelerin ve ilgili çarpışma havzalarının bulunmaması ve çarpışma öncesi yapıların neredeyse sağlam olması, yani örtülmüş ofiyolit naplarının varlığı (Hässig vd., 2013, 2016), yiten dilim kopma modelini destekleyici deliller olarak gösterilmiştir. SZD'nin genellikle güney bölgelerinde bulunan ve daha güneydeki Ankara-Erzincan suture zonu ile sınırlanan adakitik kayaçların küçük ve sınırlı yüzeylemeleri ve bunların doğrusal dağılımları, yiten dilim kopması sonucu meydana gelenlerle (Blanckenburg ve Davies, 1995) büyük ölçüde benzerdir.

Paleosen-Erken Eosen sürecindeki İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı boyunca kuzey-güney yönlü kısalmasının ardından, orta Eosen'de Sakarya Zonu ve Anatolid-Torid Bloğu'nda yeni bir genişleme rejiminin başladığı görülmektedir (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Dokuz vd., 2013; Arslan vd., 2013). Böylece, bölgenin genişleme

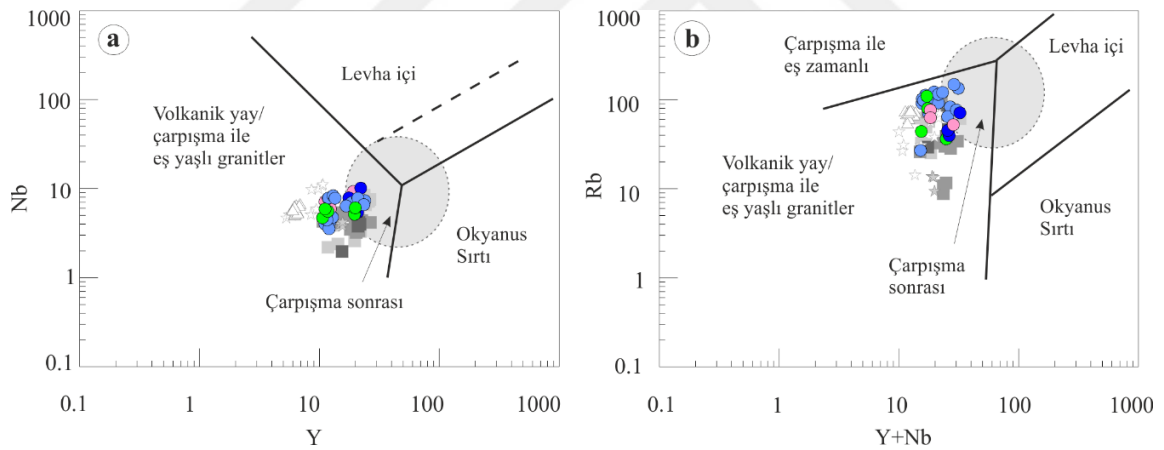
rejiminin etkisi altına girmesi ile orta-geç Eosen yaşlı volkanik ve volkanoklastik kayalar yaygınlaşmış ve daha sonra bunlar yer yer aynı yaştaki plütonik (Dölek ve Sarıçiçek gibi) ve subvolkanik (Kızıltoprak Tepe porfirleri gibi) sokulumlar tarafından kesilmiştir. Bu bölgesel genişlemenin ana nedeni, bazı yazarlar tarafından orojenik çöküş (Topuz vd., 2011) veya güney Neotetis okyanus litosferinin aşağıya doğru çekme etkisi (Keskin vd., 2008) şeklinde yorumlanmıştır. Bununla birlikte, orta-geç Eosen magmatizmasının uzun süreli aktivitesini devam ettirmesine (~10 My) ve bölgede geniş yayılımlı olmasına neden olan en büyük faktörün, kuzey yönlü bir yitim ile Anatolid-Torid Bloğu'nun altına dalan güney Neotetis Okyanus diliminin geri çekilmesi hareketinin olduğu öngörülmektedir (Robertson vd., 2007; Rolland vd., 2012; Karaoğlu vd., 2016; Dokuz vd., 2019).

Sonuç olarak, bölgesel Eosen magmatizmasını en iyi açıklayan model yiten dilimin kopması modelidir (Şekil 92) ve bu model, hem çarpışma-ilişkili erken Eosen adakitlerinin kökenini hem de çarpışma sonrası genişlemeli bir tektonik ortama işaret eden Kızıltoprak Tepe'deki kalk-alkali porfirlerin oluşumunu açıklamaktadır (Dokuz vd., 2019).



Şekil 92. Eosen yaşlı magmatik kayalar için öngörülen olası jeodinamik model (Dokuz vd., 2019'dan değiştirilerek alınmıştır).

Orojenik çökme ve güney Neotetis okyanus plakasının geriye çekilme hareketine bağlı olarak bölgede genişlemeli rejiminin hâkim olması, kıtasal litosferin ciddi bir şekilde gerilmesine yol açmış olmalıdır. Bu uzun süreli gerilme rejimi aynı zamanda sıcak astenosferin de izostatik dengeyi sağlamak için aşağıdan yukarıya doğru yükselmesine neden olmuştur. Üstteki litosferik mantonun, yükselen astenosferden gelen sıcaklık ile ısınması sonucu ergimesi muhtemeldir. Litosferik manto daha önce yitim bileşenleri tarafından metasomatize edilmiş olduğundan, çarpışmadan sonra mantodan gelen ilk ergiyiklerin jeokimyasal izleri, yitim ortamı ergiyikleri ile benzer afiniteye sahiptir. Kızıltoprak Tepe porfirleri de dahil olmak üzere bölgedeki Eosen yaşlı magmatik kayaçların BIYE ve HNYE zenginleşmeleri ile negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri bunun en önemli kanıtlarıdır. Bu nedenle, incelenen porfirlere ait örnekler Pearce vd. (1984) tarafından önerilen Y – Nb ve (Y+Nb) – Rb diyagramlarında (Şekil 93) volkanik yay/çarpışma-ilişkili granitler alanında, özellikle bu alanın levha içi alanla sınırına yakın konumlanırlar; ki bu konum çarpışma granitleri için tipiktir.



Şekil 93. Kızıltoprak Tepe Eosen yaşlı porfirlere ait örneklerin (a) Y – Nb ve (b) (Y+Nb) – Rb diyagramlarındaki (Pearce vd., 1984) konumları.

Diğer taraftan, Kızıltoprak Tepe andezitik-dasitik ($\text{SiO}_2 \approx \% 55-65$) porfirlerin Mg'ca zengin doğası ($\text{Mg\#} \sim 54-66$), onların türediği hibrid magmanın manto-kökenli mafik uç üyesinin Mg'ca zengin olduğuna işaret eder. Bu tür bazaltik bir magmanın, yiten dilim/sediment-türevli sıvı±ergiyikler ile manto peridotitleri arasındaki reaksiyondan üretilbileceği ifade edilmektedir (Yogodzinski vd., 1995; Tatsumi, 2001; Gao vd., 2004). Daha önce porfirlerin kökeni ve evrimi bölümünde de belirtildiği gibi, incelenen felsik porfirlerin adakitik afiniteleri yüzünden Mg'ca zengin adakitik kayaçlarla (Kamei vd., 2004;

Aydin vd., 2022) benzedikleri belirtilmişti. Ayrıca, cevherleşme öncesi (Grup 1) kuvarslı diyorit porfirlerde mafik magmatik anklavların bulunması ve cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) diyoritik ve andezit-dasitik porfirlerde dengesiz kristallenme dokularının yaygın bir şekilde gözlenmesi, söz konusu porfirlerin petrojenezinde magma karışım ve etkileşiminin (hibritleşme) önemli olduğunu gösterir. Tüm bunlar dikkate alındığında, alt kabuk-manto sınırına (Moho) yerleşen metazomatize manto-türevli Mg'ca zengin bazaltik ergiyiklerin alt kabuk magma odası prosesleriyle (ergime+asimilasyon+hibritleşme) kristalce-zengin andezitik ve dasitik magmalar oluşturması (Hildreth ve Moorbath, 1988; Annen vd., 2006) ve daha sonra üst kabuk seviyelerinde evrimleşmiş riyolitik kayalar üretmesi Kızıltoprak Tepe porfirleri için muhtemel bir senaryo olarak görünmektedir (Şekil 92). Şekil 86'da da görüldüğü üzere, cevherleşme öncesi (erken Eosen) Grup 1 kayalarının izotopik bileşimini elde etmek için yaklaşık %20 oranında alt kıtasal kabuk katkısı gerekirken, cevherleşme-ilişkili Grup 2 ve 3 ve sonrası Grup 4 (orta-geç Eosen) kayaç grupları için yaklaşık %25-35 arasında değişen oranlarda bir alt kabuk katkısı gerekmektedir. Bu karmaşık magmatik süreçler sonrasında, sıg kabuk magma odasında depolanan hibrit ergiyikler düşük basınç amfibol±piroksen ayrışması sonucunda adakitik afinite kazanarak evrimlerini dasitik-riyolitik ürünlerle sonlandırırlar. Jeoterbobarometre sonuçları, Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme-öncesi (Grup 1) ve cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) porfirlerin farklı derinliklerde (Grup 1 için: 7-5 km ve Grup 2-3 için: <5 km) bağımsız iki farklı veya birbiri ile bağlantılı ikili bir magma odasında kristallendiğini doğrularken (Şekil 92), magmatik sistemin sıcaklığının başlangıçta nispeten yüksek olduğunu (~1200-1050°C) ve sonrasında sıcaklıkların sırasıyla ~750-600°C ve 600-500°C'ye kadar düştüğünü, ayrıca magmatik sistemin sulu ve oksijence zengin olduğunu göstermektedir.

4.4. Cevherleşmenin Kökeni ve Kaynak Verimliliği

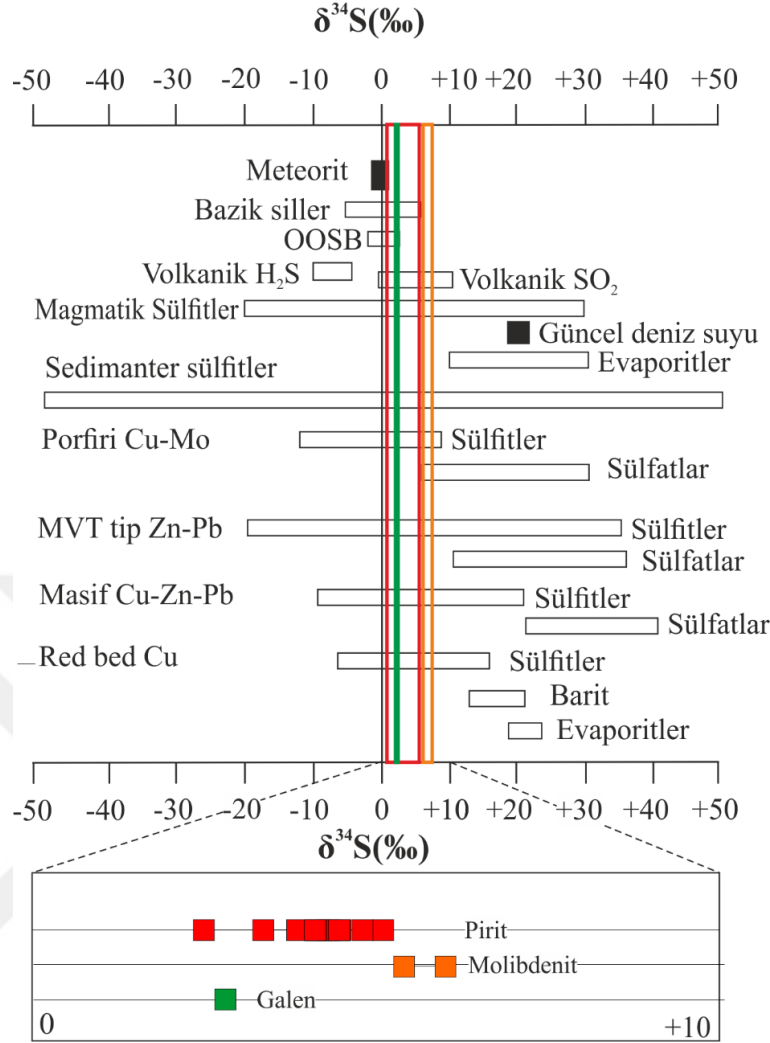
Porfiri bir sistemle ilişkili yatakların oluşumundan sorumlu olan metal-içeren hidrotermal sıvıların (akışkanların) kökeni ve evrimi, başlangıçtaki bileşimlerine ve soğuma koşullarına bağlı olarak karmaşıklık gösterebilir. Bugüne kadar yapılan çalışmalardan elde edilen jeolojik ve izotopik veriler, hidrotermal bir sistemle ilişkili sülfidlerdeki sülfürün dört farklı kaynaktan türeyebileceğini göstermiştir (Fontbote vd., 2017). Bunlar; (i) evaporitlerdeki sülfat minerallerinden (jips ve anhidrit) türeyen sülfür, (ii) deniz suyu sülfatından ve havzadaki tuzlu sulardan türeyen sülfür, (iii) cevherleşme öncesi kayalarda

saçınım halinde bulunan sülfürlü minerallerden (özellikle pirit ve pirotitlerden) yıkanarak üretilen sülfür ve (iv) magmatik farklılaşmanın sonuna doğru magmadan su ile birlikte ayrılan sülfür şeklindedir.

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki pirit, galen ve molibdenit gibi sülfidli minerallerden elde edilen kükürt izotop bileşimleri ($\delta^{34}\text{S}\text{‰} \approx 2.5\text{-}6.0$), Şekil 94’de verilen bazı kayaç ve madenlere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile birlikte değerlendirildiğinde, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesindeki sülfürün kaynağının ilk iki maddede belirtilen evaporitlerdeki sülfat minerallerinden veya deniz suyu sülfatından ($\delta^{34}\text{S}\text{‰} > 10$) türeme ile ilişkili olmadığı sonucuna varılır. Hatta, Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında yüzey ve sondajlarda sistematik olarak yapılan örneklemede jips ve anhidrit gibi sülfatlı minerallere rastlanmaması, sülfürün evaporit ve deniz suyu kökenli olmadığını destekler.

Öte yandan, porfiri yataklardaki metalin bir kısmı meteorik sıvılar yoluyla üst kabuk kayaçlarından türetilbilse de porfiri sistemle ilişkili sokulumların ve yatakların yan kayaçları genellikle metaller için uygun kaynaklar olarak kabul edilmez (Kirkham ve Sinclair, 1995). Kızıltoprak Tepe cevherleşmesine ev sahipliği yapan yaşlı yan kayaçlar Geç Kretase yaşlı volkanosedimanter kayaçlar olup, bunların bazıları (özellikle riyolitik tüfbreşler) kısmen sülfid mineralleri içerirken, bir kısmı da (granitporfir ve andezitik dayklar) cevherleşme bakımından kısırdır. Bu yüzden, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin sülfidlerindeki sülfürün kaynağının yan kayaçlardan yıkanarak türeme senaryosu da pek olası değildir.

Sonuç olarak; son madde de belirtilen magmatik köken, Kızıltoprak Tepe sahasındaki porfiri-epitermal sistemle ilişkili cevherleşmenin sülfidlerindeki sülfürün ana kaynağı olarak düşünülmektedir. Porfiri yatakların metal içeriğinin büyük bir kısmının, magmatik kökenli yüksek oranda tuzlu sıvılardan (%60’a kadar NaCl eşdeğeri) çökeldiği bilinmektedir (Hedenquist ve Lowenstern, 1994). Kristallenme, soğumaya ve ani basınç azalmasına bağlı olarak magma odasının üst kesimlerine doğru yükselen felsik ergiyikler, genellikle düşük yoğunluklu bir buhar fazına ve yoğun, aşırı tuzlu (hipersalin) bir sıvıya dönüşebilirler (Ulrich vd., 1999, 2001; Harris vd., 2003; Webster, 2004). Ancak, bazen de bu felsik magmalardan ayrılan ilksel sıvılar, %2 ilâ %12 NaCl eşdeğerinde düşük veya orta tuzluluğa sahip olabilirler (Redmond vd., 2004; Rusk vd., 2004).



Şekil 94. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki sülfid minerallerinin kükürt izotop bileşimleri ($\delta^{34}\text{S}$ ‰) ile bazı önemli kayaç ve madenlere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin karşılaştırması ($\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile ilgili referans aralıkları; Thode, 1971; Ohmoto ve Rye, 1979; Rollinson, 1993; Hoefs, 2009; Misra 2000 ve 2012'den alınmıştır).

Bilindiği gibi, porfiri yataklardaki büyük hacimdeki sülfürün kaynağı, düşük sülfür konsantrasyonuna sahip felsik magmalardan ziyade, mafik (bazaltik) magmalardır. Hattori ve Keith (2001), felsik porfiri yataklardaki sülfürün kaynağı için bazaltik ergiyeğin rolünün etkili olduğunu, cevher üretim potansiyeli (verimliliği) yüksek magmaların, mantonun ergimesinden kabuk kayaçlarının ergimesine ve/veya asimilasyona kadar uzanan karmaşık magmatik süreçlerde ve hatta yiten bir levhadan kaynaklı olacak şekilde üretilebileceğini ifade etmişlerdir. Böyle bir manto-kabuk etkileşim senaryosu Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi için yukarıda petrojenez ve tektonomagmatik evrim bölümlerinde detaylı bir şekilde açıklanmıştır.

Ballard vd. (2002) ile Dilles vd. (2015), zirkon minerallerindeki nispeten yüksek Ce/Ce^* (> 100) ve Eu/Eu^* oranlarının (> 0.3), porfiri bakır kuşağı barındıran cevher üretim potansiyeli yüksek magmaların karakteristik parametreleri olduğunu ve bu oranlar yardımıyla magma verimliliğinin test edilebileceğini ifade etmişlerdir. Benzer şekilde, zirkonların düşük Dy/Yb oranı (< 0.3) ve yüksek $10000 \cdot [(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ değeri (> 1) cevherleşme açısından verimli-sulu magmaları test etmek için kullanılmaktadır (Lu vd., 2016; Ince vd., 2023). Bu kapsamda değerlendirildiğinde, Kızıltoprak Tepe sahasındaki cevherleşme öncesi (Grup 1) ve cevherleşme ile eş yaşlı porfirlerin (Grup 3) benzer Dy/Yb oranlarına karşılık, farklı Ce/Ce^* ve Eu/Eu^* oranları ile $10000 \cdot [(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ değerlerine sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil 37b ve c). Cevherleşme öncesi Grup 1 zirkonları ile karşılaştırıldığında, Grup 3'e ait cevherleşme-ilişkili andezitik-dasitik porfirlerdeki bazı magmatik zirkonların nispeten yüksek Ce/Ce^* oranlarına ulaşması ($\sim 200-900$; Şekil 37b), onların metalce daha verimli bir magmadan kristallendikleri şeklinde yorumlanabilir. İnceleme alanındaki Eosen yaşlı porfirlerdeki (Grup 1 ve Grup2-3) zirkonların yüksek $10000 \cdot [(Eu/Eu^*)/Yb_N]$ değerleri (> 1 , Şekil 37c) dikkate alındığında, onların verimli-sulu magmalardan itibaren türedikleri açıktır. Ayrıca bu porfirlerdeki amfibollerin yüksek fugasite değerleri ve H_2O ergiyik içerikleri magmatik sistemin sulu ve oksijence zengin olduğunu destekler.

4.5. Cevherleşmenin Oluşum Koşulları, Tipi ve Oluşum Modeli

Porfiri sistemler genel olarak, çeşitli magmatik, tortul ve metamorfik kayaçların içine yerleşmiş porfiri stoklarla ilişkili olan, yoğun hidrotermal alterasyona uğramış büyük hacimli ($10-100 \text{ km}^3$) kayaçların oluşturduğu cevher-içeren magmatik-hidrotermal sistemler olarak tanımlanmaktadır (Sillitoe, 2010). Pek çok önemli porfiri yatak, baz ve değerli metaller ile uçucu bileşenleri yüzeye taşıyan apofizler, sil/dayk gibi küçük stoklar ve volkanik bacalar gibi çıkış kanalları içermektedir (Corbett, 2008).

Porfiri sistemlerdeki alterasyon zonları ise, genellikle derinden yüzeye doğru çeşitli sodik-kalsik ve potasik, fillik±arjilik ve propilitik alterasyon zonlarını içeren bir porfirik intrüzyonun etrafında gelişmiş eş merkezli birbirini kuşatan halelerden oluşmaktadır (Lowell ve Guilbert, 1970; Corbett ve Leach, 1998). Potasik alterasyon için karakteristik mineraller manyetit ve sülfid mineralleri (kalkopirit, pirit, molibdenit) ile birlikte esas olarak K-feldispat, Na-plajiyoklas ve mafik silikat minerallerinin ornatılmasıyla oluşan ikincil

biyotitlerdir (Pirajno, 2009). En dıştaki propilitik alterasyon ise kuvars, klorit, epidot, albit, kalsit ve yersel olarak pirit ile ilişkilidir. Fillik (kuvars+serizit+pirit) ve arjilik (kuvars+illit+pirit±kaolinit±smektit± montmorillonit±kalsit) alterasyon zonları, potasik ve propilitik zonlar arasındadır ve bunlar daha önceki alterasyon ve sülfid topluluklarının üzerine baskılanmış düzensiz veya tabuler zonlar şeklinde oluşabilirler (Moyle vd. 1990; Sillitoe, 1993b).

Bu bilgiler ışığında bakıldığında, Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki alterasyon zonları porfiri sistemle uyumludur. Alterasyon jeolojisi ve mineralojisinden elde edilen veriler (Tablo 8), hem yüzeyde hem derine doğru yaygın şekilde klorit+epidotca baskın bir propilitik alterasyonun oluştuğunu gösterirken, aktinolit/hornblend, biyotit, manyetit ve yer yer molibdenitin eşlik ettiği potasik zon, derine doğru kısmen artsa da, genelde çok daha sınırlıdır. Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinde en dikkat çekici şey, vermikülit, kaolinit, illit-smektit minerallerince karakteristik olan arjilik alterasyonunun potasik ve propilitik alterasyon zonlarını etkilemesi ve baskılamasıdır. Yüzeyde fillik alterasyon izine rastlanmazken, derine doğru muskovit, flogopit ve serizit minerallerinden oluşan kalıntı fillik alterasyon kuşaklarına nadir de olsa rastlanmaktadır. Ayrıca çalışma sahasındaki derin seviyelerdeki sondajlardan elde edilen bulgulara göre, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesini oluşturan porfiri intrüzyonların sokulum yaptığı yan kayaç dokanağında, özellikle Tirebolu Formasyonu'ndaki karbonatlı veya killi-karbonatlı litolojileri barındıran seviyelerde, skarn zonunu karakterize eden andradit-grossular gibi garnet mineralleri ile diyopsitik kompozisyonda klinopiroksen minerallerinin gelişmesidir.

Elde edilen alterasyon mineralleri yardımıyla, cevherleşme-ilişkili alterasyonun sıcaklık ve pH koşulları literatür verileriyle karşılaştırılarak tahmin edilmeye çalışılmıştır. Bilindiği gibi, kalkopirit ve bornit gibi sülfid minerallerince tipik olan potasik alterasyon yüksek sıcaklık (350-600°C) ve nötre yakın pH (>7) koşullarında gelişmektedir (Sillitoe and Gappe, 1984; Sillitoe, 2010). Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinde özellikle derinlere doğru yer yer gözlenen potasik alterasyona kalkopirit ve bornit gibi Cu-içeren sülfid mineralleri ile birlikte Mo ve Au zenginleşmesi de eşlik etmektedir. Propilitik alterasyon; aktinolit+epidot+klorit+adularya+karbonat mineral birlikteliği ile temsil edilen iç propilitik (250-350°C ve pH >7) ve klorit+albit+karbonat+zeolit+illit-smektit ile karakteristik olan dış propilitik (>250°C ve >6 pH) şeklinde iki alt zona ayrılmaktadır. Ancak, bu zonları temsil eden alterasyon minerallerinin birlikte bulunması ve ayrılmalarının zor olması nedeniyle, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinde genel olarak propilitik zon tanımlaması kullanılmıştır.

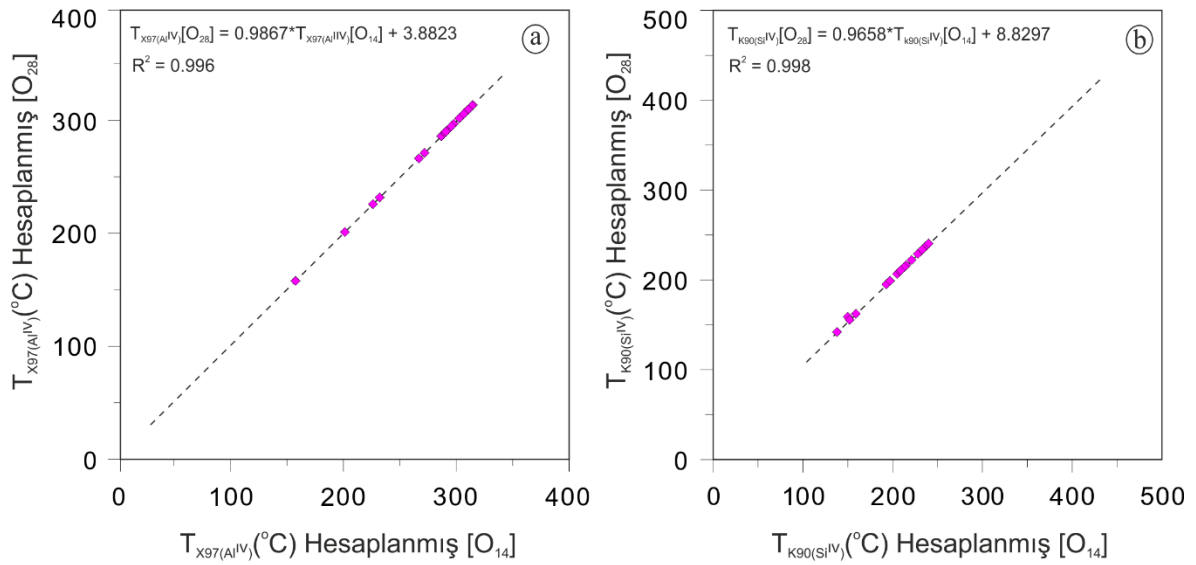
Arjilik alterasyonu oluşturan mineraller ise, ileri arjilik ve dış propilitik alterasyon arasındaki bölgede bulunur ve nispeten düşük sıcaklıklarda (<250°C) ve nötr koşullara yakın (pH 5-6) ilâ orta derecede asidik (pH 4-5) pH aralığında oluşmaktadır. Fillik alterasyona göre, arjilik alterasyon kısmen daha düşük sıcaklıkta (<250°C) ve daha az asidik (4-6 pH) koşullarda olduğundan, epitermal ortamların tipik bir göstergesidir veya soğuyan porfiri bir sistemde geç aşamadaki oluşumla ilişkili kabul edilebilir (Corbett ve Leach, 1998).

Porfiri ilişkili sistemlerdeki sıcaklığın zamanla düşmesine paralel olarak, potasik ve propilitik alterasyon zonlarında sıklıkla düşük sıcaklık (gerileyen) alterasyonu gelişebilir ya da bu düşük sıcaklık alterasyon mineralleri söz konusu zonları etkileyip baskılayabilir (Sillitoe and Gappe, 1984; Sillitoe, 2010). Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında da bu durum mevcut olup, potasik (özellikle derinde) ve yaygın propilitik (yüzeyde ve derinde) alterasyon, sonradan gelişen fillik ve daha baskın olan arjilik alterasyon tarafından baskılanmıştır. Bu yüzden çalışma sahasında porfiri yataklarda tipik olarak gözlenen alterasyon zonlanması tipik değildir ve yer yer karmaşıktır. Hatta, bazı lokasyonlarda bu zonlar iç içe geçmiş durumdadır.

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahası için Tablo 8’de belirlenen alterasyon mineral parajenezinden hareketle, hidrotermal sistemin sıcaklığının potasik-skarn zonu için >400°C ve propilitik-arjilik zon için 350°C ilâ 250°C arasında değiştiği ve pH koşullarının ise >6’dan 4-5’lere kadar düştüğü belirlenmiştir. Alterasyon zonlarının net ayrılamaması ve farklı alterasyon zonlarına ait minerallerin bazen bir arada bulunması nedeniyle, geç evre düşük sıcaklık alterasyonunun ilk evredekileri baskıladığı düşünülmektedir.

Propilitik alterasyon zonunda yaygın gözlenen klorit minerallerinden yapılan mineral kimyası analizleri ile tespit edilen Mg-kloritlerin birim formülündeki atom değerleri (bfad) kullanılarak klorit jeotermometresine göre oluşum sıcaklıkları belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 95). Xie vd. (1997) tarafından önerilen ve klorit Al^{IV} termometresine göre (Şekil 95a) “ $T_{X97(Al^{IV})[O_{28}]} = 0.9867 * T_{X97(Al^{IV})[O_{14}]} + 3.8823$ ” formülü ile hesaplanan klorit oluşum sıcaklıkları; K23-375 nolu sondaj örneğinde 271-314 °C arasında değişirken, GK65 nolu yüzey örneğinde nispeten düşüktür (201-266 °C). Benzer şekilde, Kavalieris vd. (1990) tarafından önerilen ve klorit Si^{IV} termometresine göre (Şekil 95b) “ $T_{K90(Si^{IV})[O_{28}]} = 0.9658 * T_{K90(Si^{IV})[O_{14}]} + 8.8297$ ” formülü kullanılarak hesaplanan klorit oluşum sıcaklıkları; K23-375 nolu sondaj örneğinde 195-238 °C arasında değişirken, GK65 nolu yüzey örneğinde daha düşüktür (142-199 °C).

Sonuç olarak, klorit bileşimleri kullanılarak elde edilen jeotermometre verileri; genel olarak sondaj örnekleri için nispeten yüksek bir oluşum sıcaklığı gösterirken (195-314 °C), yüzey örnekleri için klorit oluşum sıcaklığı daha düşüktür (142-266 °C). Bu sıcaklık değerlerinin Corbett ve Leach (1998) tarafından iç propilitik (250-350°C) ve dış propilitik (>250°C) zonlar için önerilen sıcaklık değerlerinden kısmen düşük olduğu ve Kızıltoprak Tepe sahasındaki propilitik zonun (özellikle yüzeye yakın sığ kesimlerde) arjilik alterasyon ile baskılandığı söylenebilir.



Şekil 95. Cevherleşme-ilişkili kayaçların (Grup 3) klorit bileşimlerinden hesaplanan klorit jeotermometreleri. (a) Xie vd. (1997) tarafından önerilen Al^{IV} termometresi ve (b) Kavalieris vd. (1990) tarafından önerilen Si^{IV} termometresi.

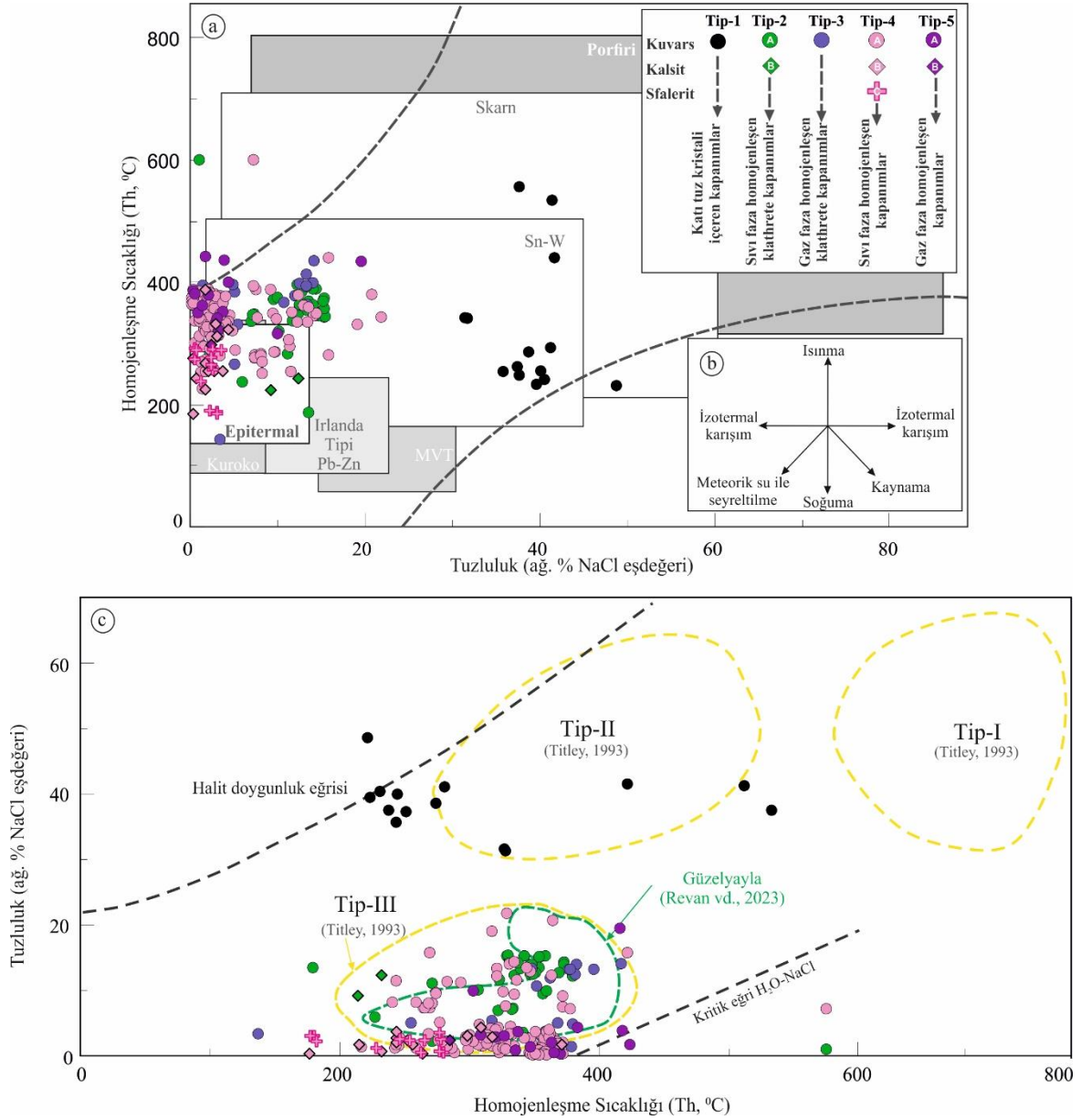
Potasik alterasyon zonları üzerinde yapılan mikrotermometrik çalışmalar (Pirajno, 2009), sıcaklık (450-600 °C) ve tuzluluk ($\geq$ % 20-30 NaCl) değerlerinin nispeten yüksek olduğunu (Şekil 96) göstermiştir. Propilitik alterasyon, potasik alterasyondan daha düşük sıcaklıklarda (160-351 °C) gelişmektedir ve tuzluluklar ağırlıkça < %25'dir (Norman vd., 1991). Arjilik alterasyon ise, propilitik alterasyondan nispeten düşük tuzluluk (< %20) ve düşük sıcaklıklarda (100-300°C) kil minerallerinin oluşmasıyla karakterize edilmektedir (Pirajno, 2009; Bodnar vd., 2014).

Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinden derlenen kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde gerçekleştirilen mikrotermometrik ölçümler sonucunda, yalnızca kuvars minerallerindeki üç fazlı (katı+sıvı+gaz) kapanımlarda yüksek tuzluluk (% 31.3-48.5 NaCl) ve yüksek homojenleşme sıcaklıkları (231-556 °C) elde edilmiş ve bu değerlerin porfiri bir sistemle

yakından ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 96 ve 97). Sistemin kaynaması ve kalan sıvının yüksek yoğunluklu, aşırı tuzlu sıvıya dönüşmesi ve devamında potasik minerallerin oluşması ile sistemde tuzlu su bakımından zengin silvit/halit gibi katı fazlar gelişebilir (Wilkinson, 2001). Kızıltoprak Tepe porfiri sistemine ait öz şekilli kuvars minerallerinden elde edilen üç fazlı kapanımların ~600 °C'ye ulaşan homojenleşme sıcaklıkları ve %48.5 NaCl eşdeğerine varan tuzluluk değerleri, söz konusu sistemin oluşumu sırasında kaynamanın meydana geldiğini düşündürmektedir (Şekil 96a ve b). Kaynama, buhar üretimine ve açık sistemlerde H₂O ve diğer uçucu türlerin kaybına neden olmaktadır (Wilkinson, 2001). Özellikle tuzların sıvı benzeri faza güçlü bir şekilde ayrılmasının bir sonucu olarak, kalan sıvı daha tuzlu hale gelmekte ve ayrıca ani basınç düşmesi ile ilişkili (adiyabatik) genişlemenin bir sonucu olarak sıvı faz da soğumaya maruz kalmaktadır (Wilkinson, 2001). Ayrıca, Kızıltoprak cevherleşmesinde düşük homojenleşme sıcaklıklarına ($T_h < 450$ °C) sahip olan iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar içerisinde tuzluluğu nispeten yüksek olan (%15'e kadar NaCl) kapanımlar da tespit edilmiştir. Bu durum, fillik ve potasik alterasyonun propilitik alterasyon tarafından baskılanmasına atfedilebilir (soylu, 2007). Fillik alterasyon zonları, tüm porfiri yataklarda mevcut olmayabilir; ancak bunların mevcut olduğu birçok yatakta fillik alterasyonun daha önceki potasik alterasyonu baskıladığı ifade edilmiştir (Carson ve Jambor, 1979). Fillik zon, ortalamadan daha yüksek Cu değerleri içerir ve bu zonda bir Cu zonun oluşumunu sonuçlayabilir (Ossandón vd., 2001). Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki sondaj loglarından ve MTA fizibilite raporlarından elde edilen Cu içerikleri dikkate alındığında (Özkan vd., 2023), sahada Cu elementinin zenginleşmediği ve bunun fillik alterasyonun yeterince gelişmemesinden kaynaklanmış olabileceği söylenebilir.

Küresel ölçekte porfiri sistemlerden derlenen çok sayıda sıvı kapanım mikrotermometrik ölçüm verileri incelendiğinde, cevher çözeltilerinin homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerlerinin üç alanda yoğunlaştığı sonucuna varılmıştır (Titley, 1993). Tuzluluğa (ağırlıkça % NaCl) karşı T_h (°C) değişim diyagramında (Şekil 96c) örneklerin yoğunlaştığı alanların, yüksek tuzlulukta magmatik sıvılardan (Tip-I), düşük sıcaklık ve meteorik sularla seyreltilmiş tuzlu çözeltilere (Tip-II ve Tip-III) kadar çeşitlilik gösterdiği görülmektedir. Buna göre; %30'dan fazla NaCl eşdeğeri tuzluluğa ve homojenleşme sıcaklığı 650 °C'nin üzerinde olan aşırı tuzlu (hipersalin) çözeltiler Tip-I olarak, homojenleşme sıcaklığı 350 °C ile 550 °C arasında olan yüksek tuzlulukta çözeltiler Tip-II olarak ve NaCl eşdeğer tuzluluğu %20'den az olan ve sıcaklığı 450 °C'nin

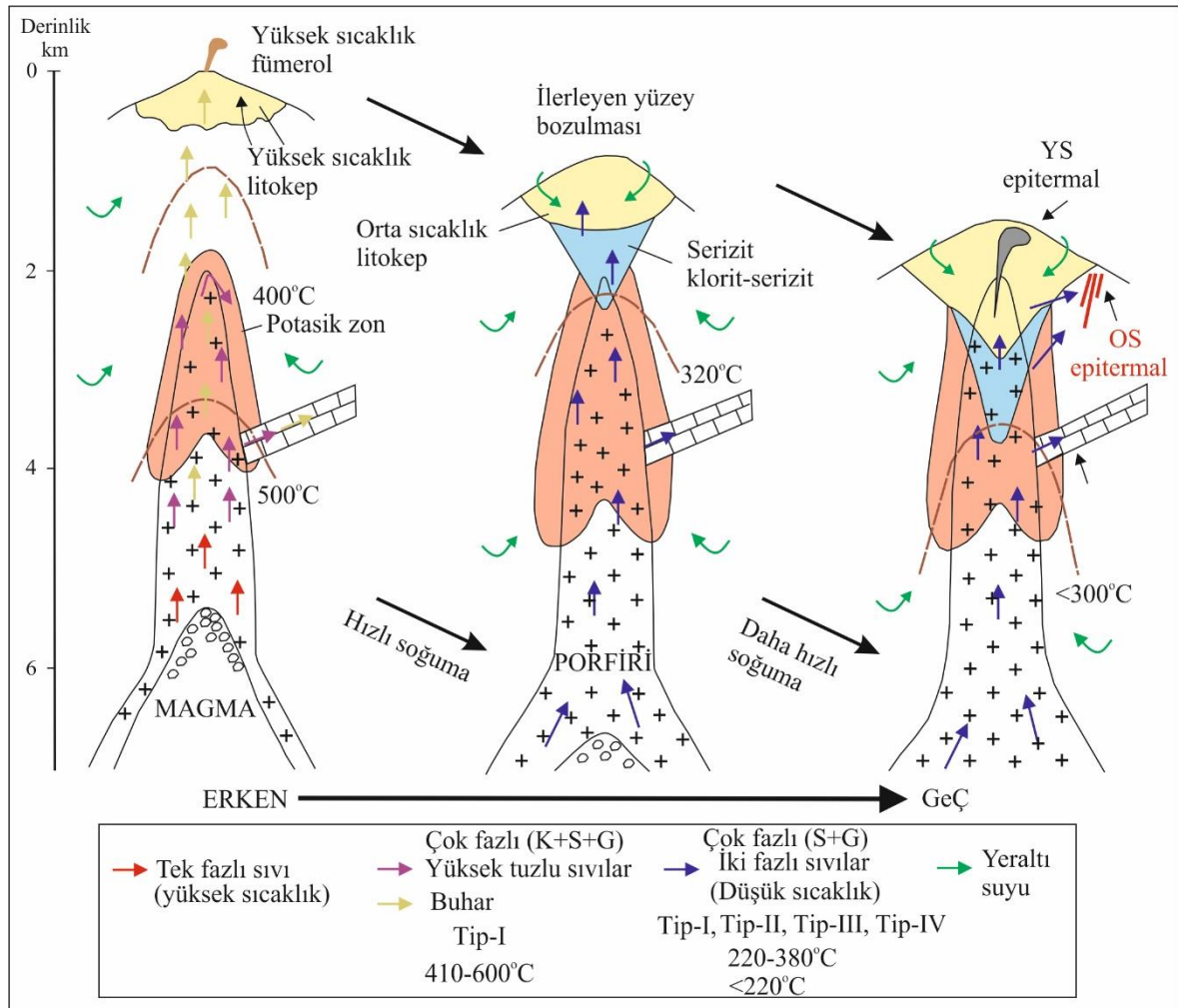
altında olan seyreltilmiş çözeltiler ise Tip-III olarak tanımlanır (Şekil 96c). Söz konusu grafikte, Tip-I'den Tip-II ve Tip-III'e doğru meydana gelen homojenleşme sıcaklığı değişimi Şekil 96b'de gösterilen meteorik sularla seyreltilmeye işaret etmektedir.



Şekil 96. Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi ile ilişkili sıvı kapanımların (a-c) tuzluluk (ağırlıkça % NaCl) – homojenleşme sıcaklığı (T_h , °C) diyagramları. Tuzluluk ve T_h değişimleri Titley (1993), Wilkinson (2001) ve Revan vd. (2022)'den alınmıştır. Sıvı kapanımların evrim süreçleri ile ilgili $T_{h,tuzluluk}$ değerlerinin farklı yönelimlerini gösteren vektörler ise Wilkinson (2001)'den alınmıştır.

Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri incelendiğinde, cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin $\leq 600^\circ\text{C}$ sıcaklıklardaki seyreltik

çözeltilerden (Tip-II ve III) oluştuğu söylenebilir. Mevcut tuzluluk ve Th verileri, cevher çözeltilerinin içeriğinin tamamen magmatik bileşime sahip olmadığını ve belli oranda meteorik suların da sisteme dahil olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Kızıltoprak Tepe sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri bölgedeki porfiri cevherleşmelerden biri olan Maçka-Güzelyayla Cu-Mo cevherleşmesi (Revan vd., 2022) ile karşılaştırılmıştır. Buna göre; iki cevherleşmenin sıvı kapanımlarının Tip-III kapanım alanında konumlanması ile benzer bir oluşum koşullarına sahip olduğu, ancak Kızıltoprak Tepe sıvı kapanımlarının bir kısmının yüksek tuzluluğa sahip oluşu ile Güzelyayla cevherleşmesinden ayrıldığı belirlenmiştir.



Şekil 97. Kızıltoprak Tepe porfiri-epitermal sistemine ait hidrotermal akışkanların Sillitoe (2010)'a göre olası mekânsal ve zamansal evrimi. Oluşum sıcaklıkları yaklaşık olarak verilmiştir.

Porfiri yataklarla ilişkili yapılan çalışmalar, bu yatakların baz ve değerli metal içerikleri bakımından farklı olduğunu ve ekonomik açıdan önemli olan metallere göre alt gruplara ayrılabilceğini göstermiştir. Kirkham ve Sinclair (1995) tarafından tanımlanan belli başlı porfiri yatak tipleri şu şekilde sıralanabilir (yan ürün veya potansiyel yan ürün olan metaller parantez içinde listelenmiştir): Cu ($\pm$ Au, Mo, Ag, Re, PGE), Cu-Mo ($\pm$ Au, Ag), Cu-Mo-Au ($\pm$ Ag), Cu-Au ($\pm$ Ag, PGE), Au ($\pm$ Ag, Cu, Mo), Mo ($\pm$ W, Sn), W-Mo ($\pm$ Bi, Sn), Sn ($\pm$ W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In), Sn-Ag ($\pm$ W, Cu, Zn, Mo, Bi) ve Ag ($\pm$ Au, Zn, Pb). Ayrıca, porfiri-Cu yatakları Au (g/t) ve Mo (%) oranlarına göre porfiri-Cu, porfiri-Cu-Mo ve porfiri-Cu-Au yatakları olarak üç gruba ayrılabilir (Sinclair, 2007; Singer vd., 2008). Porfiri Cu-Au yataklarında Au/Mo oranı ≥ 30 ve Cu-Mo yataklarında ise Au/Mo oranı ≤ 3 olarak belirtilmiştir.

Bu kapsamda Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi MTA raporundan elde edilen verilere göre değerlendirilmiş ve ekonomik açıdan önemli olan metallere göre tanımlanmıştır (Özkan vd., 2023). MTA raporunda 121 adet karotlu sondaja ait veri kullanılarak, cevherleşmenin rezerv ve tenörü hesaplanmıştır. Altın zon için 12 milyon ton ortalama 0.79 gr/t Au ile Cu zon için 5.9 milyon ton ortalama 0.89 g/ton Cu ve 0.95 g/ton Mo şeklindeki maden kaynak tahminine göre, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi porfiri-Au $\pm$ (Cu-Mo) tip bir cevherleşme olarak tanımlanmıştır (Özkan vd., 2023). Bununla birlikte; cevherleşme ve ilişkili magmatik kayaların jeolojik, jeokimyasal-izotopik, mineralojik ve sıvı kapanım verileri dikkate alındığında, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin iki aşamada oluştuğu; erken evrede Au $\pm$ (Cu-Mo) şeklinde porfiri-tip bir cevherleşmenin, geç evrede ise baz metallerle (Pb-Cu-Zn) birlikte değerli metallerce (Au, Ag, As, Sb, Bi, Te) zengin epitermal-tip bir cevherleşmenin oluştuğu sonucuna varılmıştır.

Genel olarak epitermal yataklar mineral topluluklarına ve hidrotermal alterasyonlara göre yüksek sülfidasyon (YS) ve düşük sülfidasyon (DS) şeklinde alt türlere ayrılmıştır (Hedenquist 1987; White ve Hedenquist, 1990). Ancak daha sonra, YS ile DS arasında geçişli bir alt tür olarak orta sülfidasyon (OS) türü de önerilmiştir (Hedenquist vd., 2000; Einaudi vd., 2003; Sillitoe ve Hedenquist, 2003). YS şartları ileri arjilik alterasyon mineralleri (alunit, dikit, piropillit ve diaspor), nötre yakın pH (4-6), orta-düşük tuzluluk (%23'e kadar NaCl) ve sıcaklık ($\sim 100-350$ °C) değerlerine ek olarak başlıca enarjit, luzonit, famatinit, kovellit gibi mineral parajenezi ile temsil edilirken, DS şartları arjilik=ileri arjilik mineralleri (dikit, illit-simektit, kaolinit, adularya, kalsedon), düşük pH (<4), tuzluluk (çoğunlukla <%5 NaCl, mak. %14 NaCl) ve sıcaklık ($\sim 120-320$ °C) ile birlikte pirit,

arsenopirit, pirotit $\pm$ kalkopirit, $\pm$ tetrahedrit-tennantit mineral parajenezi ile tipiktir (Sillitoe ve Hedenquist, 2003; Bodnar vd., 2014). Diğer taraftan, OS şartlarında her iki zonun karakterize eden sıcaklık ($\sim 150-300$ °C), tuzluluk ($< 12\%$ NaCl) ve nötr pH (5-6) değerleri ile birlikte geniş bir sülfid+sülfotuz mineral parajenezinin varlığı önerilmiştir (Sillitoe ve Hedenquist, 2003; Bodnar vd., 2014; Pirajno, 2009; Hedenquist vd., 2017). Tüm bunların ışığında, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin geç evresine ait orta-düşük sıcaklık ($\sim 140-320$ °C) ve tuzluluk ($< 20\%$ NaCl) ile nötre yakın pH (4-6) değerleri yanında geniş aralıklarda değişen sülfid (pirit, kalkopirit, galen, Bi-galen, sfalerit, Ag-sfalerit) ve sülfotuz minerallerinin (bizmutinit-aikinit, tetrahedrit-tenantit, Bi-Pb-Ag-içeren tellürosülfotuzlar, nabit bizmut ve altın ile hessit ve elektrum gibi alaşımlar) varlığı dikkate alındığında, Kızıltoprak Tepe geç cevherleşme evresinin daha çok OS-tip epitermal cevherleşme ile uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır.

4.6. Kızıltoprak Tepe Cevherleşmesinin Bölgesel Metalojenideki Yeri ve Önemi

Bölgesel metalojeni bölümünde de bahsedildiği gibi, SZD ekonomik boyutta veya zuhur şeklinde çok sayıda porfiri $\text{Cu}\pm\text{Mo}$, epitermal Au-Ag-Pb-Zn ve Fe-Cu -tip skarn yatakları içermektedir ve bu yatakların çoğu Geç Kretase ve Eosen magmatizması ile ilişkilidir (Şekil 1b).

Geç Kretase yaşlı porfiri-tip cevherleşmelere ev sahipliği yapan yüksek-K kalk-alkalen ve A-tip şoşonitik magmatik kayaların kuzeye yiten Neotetis okyanusal litosferinin geri çekilmesi sonucu genişlemeli bir tektonik rejimde olduğu ileri sürülürken (Karlı vd., 2010; 2012; Aydın, 2014; Kaygusuz vd., 2014; Delibaş vd., 2016; 2019; Kandemir vd., 2019), Erken Senozoyik yaşlı epitermal ve porfiri-tip cevherleşmeleri barındıran Eosen yaşlı magmatik kayaların çarpışma sonrası açılmalı bir tektonik ortamda ve yiten dilimin kopması sonucunda manto-kabuk etkileşimleri ile oluşmuş kalk-alkali magmatizma ile ilişkili olduğu ileri sürülmektedir (Karlı vd., 2007; Dokuz vd., 2019; Kuşcu vd., 2019). Bununla birlikte, SZD'nin özellikle güney zonunda bulunan epitermal veya porfiri-epitermal sistemlerin kökenine ve tektonomagmatik evrimine yönelik yapılan çalışmaların azlığı ve sınırlı jeokronolojik-jeokimyasal-izotopik veri seti nedeniyle (Tüysüz vd., 1995; Yiğit, 2009; Akaryalı ve Tüysüz, 2013; Kuşcu vd., 2019; Rabayrol vd., 2023) bu tür

cevherleşmelerin oluşum zamanı, kökeni ve bölgedeki magmatizmayla ilişkisi yeterince anlaşılamamıştır.

SZD'deki Eosen magmatizması ile ilişkili cevherleşmelerden Mastra (OS-tipi?), Hazine mağara (OS-tipi?), Kırkpavli (OS-tipi?), Hasandağ (YS-tipi) ve Arzular (DS-tipi) cevherleşmeleri epitermal yataklar olarak değerlendirilirken (Oyman, 2019), Güzelyayla, Güvemli, Çorak, Yolgeçen, Ardala, Balcılı, Pöhrenk, Derinköy, Yüksekoba, Berta ve Hirdamus cevherleşmeleri (Tablo 12) porfiri bir sistemle ilişkili olarak bilinmektedir (Kuşçu vd., 2019). MTA tarafından yeni keşfedilen Bahçecik cevherleşmesi epitermal-tip yatak olarak, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesi ise porfiri-tip yatak olarak tanımlanmıştır. Eosen cevherleşmelerinin büyük çoğunluğu şimdiye kadar detaylı bir şekilde çalışılmamış olup, oluşum zamanları ve koşulları, kökenleri, alterasyon ve cevher mineral parajenezi yeterince bilinmemektedir. Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin baz (Cu, Mo, Pb, Zn ve Fe) ve değerli (Au ve Ag) metaller yanında As, Sb, Bi, Te'ce zengin sülfotuzlar içerdiğini ve bu bakımdan ekonomik potansiyele sahip önemli saha olduğunu göstermiştir. Dolayısıyla, bu sahadaki cevherleşmenin ve ilişkili magmatik kayaçların oluşum zamanı, koşulları ve kökenlerinin belirlenmesi, bölgedeki diğer porfiri ve ilişkili skarn ve epitermal yatakların aranmasında ve oluşumlarının anlaşılmasında önemli katkı sağlayacağı açıktır.

Tablo 13. SZD'deki önemli porfiri-tip yatakların genel özellikleri (Kuşçu vd., 2019'dan alınmıştır).

Yatak Adı	Cevher Türü	Yan Kayaç Türü	Yan Kayaç Yaşı (My)	Cevherleşme Yaşı (My)	Referans
Güvemli	Cu-Mo-Au	Andezit, bazaltik andezit	47.03±0.43	orta Eosen	Kuşçu vd., 2019
Güzelyayla	Cu-Mo	Dasit, Granodiyoritporfir	81.4±1.1	50.7±0.2	Güner ve Güç, 1990 Delibaş vd., 2016 Kuşçu vd., 2019
Çorak	Ag-Au	Andezitik volkanoklastitler	Eosen	Eosen	Kuşçu vd., 2019
Yolgeçen	Cu-Mo	Kuarsdiyorit, granodiyorit, mafik dayklar	64.5±1.7	Paleosen	Yavuz vd., 1999
Ardala	Cu-Mo-Au	Granodiyoritporfir, andezit, dasit	50.83±0.63	erken-orta Eosen	Kuşçu vd., 2019
Balcılı	Cu-Mo	Tonalit, granit	62.4±4.2	Paleosen	Moore vd., 1986
Pöhrenk	Cu-Mo	Granodiyorit, andezit	Paleosen	Eosen	Kuşçu vd., 2019 Singer vd., 2008
Derinköy (E. Gümüşhane, Artvin)	Cu-Mo-Au	Granodiyoritporfir	Eosen	52.5	Kuşçu vd., 2019 MTA, 1966 Taylor, 1981
Yüksekoba	Cu-Mo-Au	Granodiyorit	Eosen	Eosen	MTA, 1966 Taylor, 1981
Berta	Cu-Mo-Au	K-Feldispatporfir	40.0	Eosen	Kuşçu vd., 2019 MTA, 1966 Singer vd., 2008
Hirdamus	Au-Cu	Andezit, bazalt ve piroklastik kayaçlar	Eosen	Eosen	Kuşçu vd., 2019

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasından elde edilen başlıca sonuçlar aşağıda kısaca özetlenmiştir:

1. Jeolojik, stratigrafik ve jeokronolojik verilere göre Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasında başlıca Geç Kretase ve Eosen birimleri yüzeylemektedir. Geç Kretase birimlerini tabandan tavana doğru; Turoniyen-Santoniyen yaşlı Yağmurdere Formasyonu (bazalt-bazaltik andezitik kayaçlar, volkanoklastik çökeller ve kireçtaşları) ve Geç Santoniyen-Maastrichtiyen yaşlı Tirebolu Formasyonu (riyolitik-dasitik kayaçlar [~84-81 My], kumtaşı, silttaşı ve biyomikritik kireçtaşları) ile birlikte bu birimlere sokulan iri K-feldispatlı granitporfirler (81.5-79.5 My) ve piroksenli andezitik dayklar (75-73 My) oluşturur. Eosen birimlerini ise erken Eosen yaşlı andezitik tüf-breş arakatkılı silttaşı, kumlu-killi kireçtaşı ve siyah şeyller ile erken-geç Eosen yaşlı dört farklı felsik porfiri kayaç oluşturur. Petrografi ve cevher içeriğine göre bu felsik porfirler; cevherleşme öncesi erken Eosen yaşlı (~47 My) kuvarslı diyorit-diyoritporfirler (Grup 1), cevherleşme ile eş yaşlı orta-geç Eosen yaşlı (~45-43.5 My) diyorit-diyoritporfirler (Grup 2) ve orta-geç Eosen yaşlı (~42-40 My) andezit-dasit-riyolit porfirler ve cevherleşme sonrası (Grup 3) geç Eosen? Yaşlı andezitik porfiri dayklardan (Grup 4) meydana gelir.

2. Cevherleşme-ilişkili Eosen yaşlı felsik porfirler baskın olarak andezit ve dasit bileşimli olup ($\text{SiO}_2 \sim \% 55-65$), daha az oranda bazaltik andezit ve riyolitik kayaçlarla temsil edilir; orta-yüksek-K'lu kalk-alkalen ve metalümin I-tip karakterlidirler. Ayrıca; nispeten yüksek Sr/Y (20-41) oranı, MgO içeriği (% 2.6-5.9) ve Mg# değeri (54-66) dikkate alındığında, felsik porfirler Mg'ca zengin (% 2-6) adakitlere (Sr/Y >20) benzemektedirler.

3. Silikaya karşı ana-eser element ve ilksel Sr-Nd izotop değişimleri, ilksel manto ve kondrite normalize edilmiş eser element desenleri ile birlikte, uyumsuz-uyumsuz/uyumlu element oran diyagramları dikkate alındığında, Eosen yaşlı felsik porfirlerin evrimleşmesinde kısmi ergime, farklılaşma/ayırma ve kabuksal asimilasyon gibi magmatik süreçlerin önemli olduğu anlaşılmıştır. Farklılaşma süreçleri cevherleşme öncesi ve sonrası kayaçlarda sınırlı iken, cevherleşme-ilişkili olanlarda daha etkilidir. Cevherleşme öncesi Grup 1 kayaçları için amfibol+Fe-Ti oksit ve cevherleşme sonrası Grup 2 kayaçları için piroksen±amfibol+Fe-Ti oksit ayırma süreçleri magma evrimleşmesine önemli katkı

sağlarken, cevherleşme-ilişkili olanlarda (Grup 2 ve 3) amfibol+piroksen+Fe-Ti oksit±plajiyoklas ayrımlaşması farklılaşmada ana rol oynamıştır.

4. Cevherleşme öncesi (Grup 1) kuvarslı diyorit porfirlerde mafik magmatik anklavların bulunması ve cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) diyoritik ve andezit-dasitik kayalarındaki dengesiz kristallenme dokularının varlığı (normal, ters ve parçalı zonlu plajiyoklaslar ile taze ve elek dokulu plajiyoklasların birlikteliği, bazı amfibollerin kenarındaki reaksiyon kuşağı gibi) eş yaşlı mafik ve felsik magmaların karışımını işaret eder. Bu karışım sürecinin de Kızıltoprak Tepe'deki Eosen yaşlı kayaların gelişimine önemli katkı sağladığı değerlendirilmektedir.

5. En mafik kayaları temsil eden bazaltik andezitlerin nispeten yüksek Mg# değerlerine sahip olması (~48–64), Eosen yaşlı kayaların alt-kabuk türevli bazaltlar yerine (Mg# değeri <40), manto-türevli olduklarına işaret etmektedir. Özellikle yüksek Mg# değerli (>45) bazaltik örneklerin çoğunun düşük TiO_2/Yb (< 0.5) ve Nb/Yb oranları (< 5), bunların oluşumundan sorumlu olan ergiyeğin sıg manto kaynağından (muhtemelen spinel-içeren Z-OOSB-benzeri bir kaynak) türediğini göstermektedir.

6. Eosen yaşlı kayaların belirgin yay-benzeri jeokimyasal izleri (BİYE ve HNYE zenginleşmesi ve negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri gibi), manto kaynağındaki yitim-ilişkili bileşenlerin katkısını ima ederken, düşük Ta_N/La_N (0.3-0.6), nispeten yüksek Hf_N/Sm_N oranları (> 1), Nb/Yb oranları (3-5) ve çoğunlukla yüksek Th/Yb (5-8) ve La/Yb (10-20) oranları manto kaynağına eklenen yitim-ilişkili bileşenlerin varlığını, özellikle Eosen öncesi yitim sırasındaki ergiyik-ilişkili (muhtemelen sediman) metazomatizmanın daha etkili olduğunu göstermektedir.

7. Eosen yaşlı ortaç-felsik kayaların çoğunlukla negatif $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ (0.5122 - 0.5126) ve $\epsilon Nd(i)$ izotop oranları (+0.2 ilâ -6.7) ile pozitiften negatife değişen zirkon Hf-izotop oranları (7.6 ilâ -8.6), bunların salt manto- veya kıtasal kabuk-kökenli olmadıklarını, manto kaynaklı magmaya kabuksal bir katkının verilmiş olduğunu göstermektedir. Jeokimyasal modelleme, Eosen yaşlı cevherleşme öncesi (Grup 1) kayaların izotopik bileşimini elde etmek için yaklaşık %20 oranında alt kıtasal kabuk katkısını işaret ederken, cevherleşme-ilişkili (Grup 2 ve 3) ve cevherleşme sonrası (Grup 4) kayaç grupları için yaklaşık % 25-35 arasında değişen oranlarda bir alt kabuk katkısını öngörmektedir.

8. Elde edilen jeokimyasal ve izotop veriler bölgedeki eş yaşlı magmatik kayalarla birlikte değerlendirildiğinde, Kızıltoprak Tepe sahasındaki Eosen yaşlı porfirlerin; metasomatize manto-kaynaklı Mg'ca zengin bazaltik ergiyiklerden türemeyeyle başlayıp kıtasal kabuk altına

(Moho) yerleşen, böylece kabuğun ergimesi, asimilasyonu ve ilksel magmanın hibridleşmesiyle oluşan ergiyiklerin daha sonra üst kıtasal kabukta depolanması ve sonrasında ayrımlaşma±kontaminasyon süreçleri ile farklılaşarak evrimleşmesine kadar giden oldukça karmaşık bir petrojenetik sürece sahip olduğu söylenebilir.

9. Mineral bileşimlerinden elde edilen jeotermobarometrik veriler; radyometrik, petrografik ve jeokimyasal verilerle birlikte değerlendirildiğinde, Eosende farklı zamanlarda (cevherleşme öncesi Grup 1 için: ~47 My ve cevherleşme-ilişkili Grup 3 için: ~44-42 My) ve farklı derinliklerde (Grup 1 için ~7-5 ve Grup 2-3 için ~5-1 km) sık kabuk kesimlerine yerleşen iki farklı veya birbiri ile bağlantılı iki magma odasının varlığını göstermektedir. Grup 1'e ait magmatik sistemin sıcaklığı nispeten daha düşük iken (amf-termometresine göre ~830-870 °C), özellikle cevherleşme-ilişkili porfirlerin (Grup 2 ve 3) üretildiği sık kabuktaki (<5 km) magmatik sistemin sıcaklığının başlangıçta nispeten yüksek olduğu (kpir-termometresine göre ~1200-1050 °C), amfibol (~750-700 °C) ve biyotit (~700-650 °C) kristallenmesine paralel olarak, sıcaklığın yaklaşık 600-500 °C'ye kadar düştüğü (potasik alterasyonla ilişkili ikincil biyotitlerin sıcaklıkları) belirlenmiştir. Her iki grubun kayalarında amfibol±biyotit gibi sulu mafik fazların varlığı ile düşük fugasite ve yüksek H₂O değerleri dikkate alındığında, Eosen yaşlı magmatik sistem veya sistemlerin sulu ve oksijence zengin olduğu söylenebilir.

10. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasındaki Eosen porfirleri de dahil olmak üzere, bölgedeki Erken Senozoyik yaşlı magmatik kayaların tektonomagmatik evrimini açıklayan en kapsamlı jeodinamik model, SZD'deki Geç Kretase-Paleosen çarpışması (orojenez) sonrası yiten kuzey Neotetis okyanusal diliminin kopması ve akabinde/takiben gelen açılmalı tektonik rejimdir. Açılmanın ana nedeni güney Neotetis okyanusal litosferinin geriye çekilerek yiten dilimi aşağıya doğru çekme etkisi olarak yorumlanabilir. Böylece, bölgede genişleme rejiminin hakim olması ile orta-geç Eosen yaşlı volkanik ve volkanoklastik kayaların yaygınlaştığı ve daha sonra bunların yer yer aynı yaştaki plütonik (Dölek ve Sarıçiçek gibi) ve subvolkanik (Kızıltoprak Tepe porfirleri gibi) sokulumlarla kesildiği sonucuna varılmıştır.

11. Molibdenitlerden elde edilen Re-Os yaş verileri, Kızıltoprak Tepe sahasında biri orta Eosen (~43 My) ve diğeri de geç Oligosen (~26 My) yaşlı iki farklı cevherleşmenin olduğuna işaret etmektedir. Orta Eosen dönemini temsil eden cevherleşme, Kızıltoprak Tepe'deki cevher-içeren diyoritik porfirler (~45-43 My) ve andezitik-dasitik porfirlerden (~42-40 My) elde edilen zirkon U-Pb yaşları ile oldukça uyumludur. İnceleme alanından elde edilen

cevherleşme (~43 My) ve yan kayaç yaşları (Grup 1: ~47 My; Grup 2: ~45-43 ve Grup 3: ~42-40 My) birlikte düşünüldüğünde, cevher-üreten porfiri sistemin daha çok Grup 2'yi temsil eden diyoritik-andezitik porfirler ile ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır. Diğer taraftan, geç Oligosen cevherleşmesi ile ilişkili herhangi bir magmatik aktiviteye inceleme alanında rastlanmamıştır. Çok sayıda porfiri stok ve dayklardan seçilen zirkonlarda gerçekleştirilen U-Pb tarihlemesine göre, elde edilen en genç radyometrik yaşlar 39-34 My arasında (geç Eosen) değişmektedir ve bunlar geç Oligosen cevherleşmesini temsil etmemektedir. Önceki çalışmalar kapsamında elde edilen çok az sayıda Oligosen (~34-30 My) ve Miyosen (~16 My) tarihleyen radyometrik yaş (K-Ar) verisi bulunmakla birlikte; bu yaşlar inceleme alanı dışında Gümüşhane yakın çevresindeki bazaltik-andezitik dayklardan sağlanmıştır. Dolayısıyla, geç Oligosen (~26 My) cevherleşmesini oluşturan magmatik aktivitenin varlığının belirlenmesine yönelik çalışmalara ileride odaklanılması ve bölgede şimdiye kadar tespit edilmemiş genç cevherleşme sistemlerinin araştırılması Ülke ekonomisi açısından da oldukça önemli olacağı değerlendirilmektedir.

12. Saha gözlemleri ve sondaj çalışmalarına göre, cevherleşme genellikle KB doğrultulu fay zonlarında ve bu faylarla ilişkili, kalınlığı birkaç mm'den birkaç cm'ye değişen damar ve ağsal damarcıklarda bulunur. Yan kayaç litolojisine, bulunuş şekline ve cevher parajenezine göre, cevherleşme; (A) erken ve (B) geç evre şeklinde başlıca iki ana gruba ayrılmıştır. İlk grup esas olarak (i) orta-geç Eosen yaşlı diyoritik ve andezit-dasit-riyolitik porfir ve bunlarla ilişkili breşlerde ve (ii) daha az oranda da Geç Kretase yaşlı Tirebolu Formasyonu'nun riyolitik tüf-breşlerinde ve yer yer karbonat-marnlı seviyelerde gözlenmiştir. Baz metal (Au) ve sülfidler (pirit+kalkopirit+galen+ sfalerit+pirotit) açısından zengin bu cevherleşmeler, hem Eosen hem de Geç Kretase yaşlı kayaçlarda (a) breş dolgusu, (b) saçınımlı, (c) ağsal damar/damarcıklar şeklinde ve özellikle Eosen yaşlı porfirlerde (d) birbirine paralel bantlı silis damarları (molibdenit-içeren) olmak üzere dört farklı şekilde gözlenmiştir. Ayrıca, litoloji kontrollü olarak (kireçtaşı-marn seviyeleri ile porfirlerin dokanaklarında) garnet+epidot+aktinolit±piroksen açısından zengin ince daneli ve sınırlı skarn zonlarına rastlanmıştır. Diğer taraftan, geç evreye ait cevherleşme ise, sadece orta-geç Eosen yaşlı porfirlerde ve bunlarla ilişkili breşler ile hidrotermal breşler içinde bulunmaktadır. Bu son grup özellikle Pb-Zn±Bi±Ag açısından zenginleşme gösterir.

13. İlk evrenin orta-geç Eosen yaşlı porfirleriyle ilişkili damarların çoğu ince kristalli, düzlemsel veya hafif kıvrımlı kuvars damarlarından oluşurken, bunlar genellikle (i) bantlı kuvarsca zengin damarlar veya (ii) merkezi pirit±kalkopirit birlikteliğinden oluşan kuvars

damarları olarak bulunur (B-tip). Ayrıca, (iii) klorit-serizit alterasyon haleleri ile çevrelenmiş sülfidli mineraller bakımından zengin (başlıca pirit+kalkopirit) damarlarda (D-tip) porfiri sistemin karakteristik türleri olarak gözlenmiştir.

14. Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin erken evresine (A) ait sülfidli cevher minerallerini başlıca pirit±bornit, galen, kalkopirit, sfalerit, molibdenit ve pirotit ile birlikte daha az oranda oksit mineralleri (manyetit, hematit, titanit, ilmenit ve rutil) oluşturur. Buna karşın; geç evrede, ilk evrenin galen ve sfalerit minerallerine ek olarak, Bi-galen, Ag-sfalerit, bizmutinit-aikinit ve tetrahedrit-tenantit serisi mineraller, Bi-Pb-Ag içeren tellürosulfotuzlar, nabit bizmut ve altın ile *elektrum* ve *hessit* alaşımları eşlik etmektedir. Kalkosit mineralleri geç evrenin son ürünleri olarak özellikle sfaleritlerin üzerinde ve kenarlarında gelişmiştir. Nadir de olsa, enarjit-luzonit mineralleri bu parajenezde eşlik etmektedir.

15. Detaylı TEM, GSE ve mineral kimyası analizleri, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin baz (Cu, Mo, Pb, Zn ve Fe) ve değerli (Au ve Ag) metaller yanında As, Sb, Bi, Te'ce zengin sülfotuzlar içerdiğini ve bu bakımdan ekonomik potansiyele sahip önemli bir cevherleşme sahası olduğunu göstermiştir. Özellikle bu metal zenginleşmelerinin derine doğru litoloji ile birlikte değişimleri detaylı jeolojik kesitlerle de ortaya konulmuş ve böylece cevherleşmenin iki ana evresinde oluşan metal zenginleşmeleri gösterilmiştir. Dolayısıyla, bu sahadaki baz ve değerli cevher-metal türleri ve içeriklerinin ortaya konulmuş olması, bölgedeki diğer porfiri ve ilişkili skarn ve epitermal yatakların aranmasında ve oluşumlarının anlaşılmasında önemli katkı sağlayacaktır.

16. Kızıltoprak Tepe cevherleşme sahasından sistematik olarak alınan yüzey ve sondaj örneklerindeki alterasyon mineralleri dikkate alındığında, alterasyon zonlarının porfiri sistemle uyumlu (merkezden dışa doğru potasik, arjilik±fillik ve propilitik) olduğunu göstermiştir. Aktinolit/hornblend, biyotit, manyetit ve yer yer molibdenitin eşlik ettiği potasik zon çok sınırlı iken, klorit+epidotca baskın propilitik alterasyonun zonu yüzeyde ve derine doğru oldukça yaygındır. Yüzeyde fillik alterasyon izine rastlanmazken, derine doğru muskovit+flogopit+serizit minerallerinden oluşan kalıntı fillik alterasyon kuşakları nadir de olsa mevcuttur. Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinde en dikkat çekici şey, vermikülit, kaolinit, illit-smektit minerallerince karakteristik olan arjilik alterasyonunun potasik ve propilitik alterasyon zonlarını etkilemesi ve baskılaması olarak belirlenmiştir.

17. Elde edilen alterasyon mineralleri yardımıyla, cevherleşme-ilişkili alterasyonun sıcaklık ve pH koşulları literatür verileriyle karşılaştırılarak tahmin edilmeye çalışılmıştır. Buna

göre; hidrotermal sistemin sıcaklığının potasik-skarn zonu için $>400\text{ }^{\circ}\text{C}$ ve propilitik ve arjilik zon için 350°C ilâ 250°C arasında değiştiği ve pH koşullarının ise >6 'dan 4-5'lere kadar düştüğü belirlenmiştir. Alterasyon zonlarının net ayrılamaması ve farklı alterasyon zonlarına ait minerallerin bazen bir arada bulunması nedeniyle, geç evre düşük sıcaklık alterasyonunun ilk evredekileri baskıladığı düşünülmüştür.

18. Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinden derlenen kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde gerçekleştirilen mikrotermometrik ölçümler sonucunda, porfiri sistem ile ilişkili cevherleşmenin üç fazlı (K+S+G) ve iki fazlı (S+G) kapanımlar ile yüksek sıcaklıkta (>230 - $600\text{ }^{\circ}\text{C}$) geliştiğini, ortaç sülfidasyonlu epitermal evre kapanımların ise iki fazlı (S+G) kapanımlar ile çok daha düşük sıcaklıklarda (220 - 320°C ve $<220^{\circ}\text{C}$) geliştiğini göstermiştir. Bu da sistemde giderek soğuma koşullarının değiştiğinin işareti olarak düşünülmüştür.

19. Pirit, galen ve molibdenit gibi sülfidli minerallerden elde edilen sülfür izotop bileşimleri ($\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}} \approx 2.5$ - 6.0), jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal verilerle birlikte dikkate alındığında, Kızıltoprak Tepe sahasındaki porfiri sistemle ilişkili cevherleşmeyi oluşturan metal-içeren hidrotermal sıvıların büyük oranda magmatik kökenli olduğu sonucuna varılmıştır.

20- Cevherleşme ve ilişkili magmatik kayaların jeolojik, jeokimyasal-izotopik, mineralojik ve sıvı kapanım verileri dikkate alındığında, Kızıltoprak Tepe cevherleşmesinin iki aşamada oluştuğu; erken evrede $\text{Au}\pm(\text{Cu-Mo})$ şeklinde porfiri-tip bir cevherleşmenin, geç evrede ise baz metallerle (Pb-Cu-Zn) birlikte değerli metallerce (Au, Ag, As, Sb, Bi, Te) zengin epitermal-tip bir cevherleşmenin oluştuğu sonucuna varılmıştır. Alterasyon ve yaygın cevher mineral toplulukları (pirit, kalkopirit, galen, sfalerit, bizmutinit-aikinit, tetrahedrit-tenantit, Bi-Pb-Ag-içeren tellürosülfotuzlar, nabit bizmut ve altın, hessit ve elektrik gibi alaşımlar) ile orta-düşük sıcaklık (~ 140 - $320\text{ }^{\circ}\text{C}$) ve tuzluluk ($< 20\%$ NaCl) ve nötre yakın pH (4-6) koşulları birlikte düşünüldüğünde, Kızıltoprak Tepe geç cevherleşme evresinin daha çok orta sülfidasyon (OS-tip) epitermal cevherleşme ile uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır.

6. KAYNAKLAR

- Adamia, A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I., & Zakariadze, G. (1981). Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology*, 3, 437-447.
- Akaryalı, E., & Tüysüz, N. (2013). Arzular (Gümüşhane, KD-TÜRKİYE) Epitermal Altın Cevherleşme Sahasındaki Hidrotermal Alterasyonlar ve Kütle Değişim Hesaplamaları. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi*, 3(2), 48-76.
- Akçay, M., Lermi, A., & Van, A. (1998). Biogeochemical exploration for massive sulphide deposits in areas of dense vegetation: an orientation survey around the Kankoy Deposit (Trabzon, NE Turkey). *Journal of Geochemical Exploration*, 63, 173-187.
- Akıncı, O. T. (1980). Major copper metallogenic units and genetic igneous complexes of Turkey. In: Jankovic, S., Sillitoe, R.H. (Eds.), *European Copper Deposits*, Belgrade University Faculty Geology Mining, 208-219.
- Akıncı, Ö. (1977). On The Discovery of Betekhtinite in the Bulancak (Giresun, Turkey) Sulphide Veins. *Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey*, 86, 51-56.
- Alderton, D., & Serafimovski, T. (2007). The geology and genesis of the Plavica copper–gold deposit, Macedonia. *Applied Earth Science: IMM Transactions section B.*, 116, 94-105.
- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H. P., Satır, M., & Lahaye, Y. (2008). Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclites from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 105, 149-161.
- Andersen, D. J., Lindsley, D. H. (1985). New and final model for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer, Abstract AGU 1985. *Spring meeting Eos. Transaction American Geophysical Union*, 66 (18), 416.
- Andersen, T. (2002). Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology*, 192, 59-79.
- Annen, C., Blundy, C. D., Sparks, R. S. J. (2006). The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47, 3, 505–539.
- Arslan, M., & Aliyazicioglu, I. (2010). Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) Volcanic Rocks: Implications for the Eocene Evolution of Eastern Pontide Arc Volcanism, Northeast Turkey. *International Geology Review*, 595-610.
- Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yucel, C., Boztug, D., & Şen, C. (2013). Ar-40-Ar-39 Dating, Whole-Rock And Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Post-Collisional Eocene Volcanic Rocks in The Southern Part of The Eastern Pontides

(NE Turkey): Implications For Magma Evolution In Extension-Induced Origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113-142.

- Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ., Kaygusuz, A. (2014). K-Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 108, 245-267.
- Atherton, M., & Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust, *Nature*, 362, 144–146.
- Aydınçakır, E., & Şen, C. (2013). Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 172-173, 98-117.
- Aydınçakır, E. (2014). The Petrogenesis of Early-Eocene non adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on geodynamic implications. *Lithos*, 208, 361–377.
- Aydin, F. (2014). Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Maçka subvolcanic intrusions: implications for the late cretaceous magmatic and geodynamic evolution of the eastern part of the Sakarya Zone, Northeastern Turkey. *International Geology Review*, 56, 1246-1275.
- Aydin, F., Karsli, O., & Chen, B. (2008). Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249-266.
- Aydin, F., Karsli, O., & Sadiklar, M. (2003). Mineralogy and Chemistry of Biotites from Eastern Pontide Granitoid Rocks, NE-Turkey: Some Petrological Implications for Granitoid Magmas. *Chemie Der Erde-geochemistry*, 63, 163-182.
- Aydin, F., Oğuz Saka, S., Şen, C., Dokuz, A., Aiglsperger, T., Uysal, I., Kandemir, R., Karşlı, O., Sarı, B., & Başer, R. (2020). Temporal, geochemical and geodynamic evolution of the Late Cretaceous subduction zone volcanism in the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: implications for mantle-crust interaction in an arc setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 192, 104217.
- Aydin, F., Sonmez, M., Siebel, W., Karşlı, O., & Lermi, A. (2022). Slab break-off-related magnesian andesites and dacites with adakitic affinity from the early Quaternary Keciboyduran stratovolcano, Cappadocia province, central Turkey: evidence for slab/sediment melt-mantle interaction and magma mixing. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 177, 65.
- Ballard, J. R., Palin, J. M., Williams, I. S., Campbell, I. H., & Faunes, A. (2001). Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquicamata copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP. *Geology*, 29, 383–386.
- Ballard, J.R., Palin, J. M. & Campbell, I. H. (2002). Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contribution Mineralogy Petrology*, 144, 347–364.

- Bektaş, O., Şen, C., Atici, Y., & Köprübaşı, N. (1999). Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *Geological Journal*, 34(1–2), 95–106.
- Bilir, M. E. (2015). Geochemical and geochronological characterization of the Early-Middle Eocene magmatism and related epithermal systems of the Eastern Pontides, Turkey. MSc Thesis, Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Muğla, 138.
- Blanckenburg, F., & Davies, J. H. (1995). Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1), 120–131.
- Bodnar, R. J., & Vityk, M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. In *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Appl.* (ed. B. De Vivo and M.L. Frezotti), *Virginia Tech.* 117–130.
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., & Patchett, P. J. (2008). The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 48–57.
- Bozkurt, E., & Mittweide, S. (2001). Introduction to the Geology of Turkey—A Synthesis. *International Geology Review*, 43, 578–594.
- Boztuğ, D., & Harlavan, Y. (2008). K–Ar ages of granitoids unravel the stages of Neotethyan convergence in the eastern Pontides and Central Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 585–599.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G. A., & Yeğingil, Z. (2004). Slow Senonian and fast Paleocene-early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics*, 382(3–4), 213–228.
- Burnham, C. W. (1967). Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Rinehart and Winston, 34–76.
- Campbell, T. H., Ballard, J. R., Palin, J. M., Allen, C., & Faunes, A., (2006). U–Pb zircon geochronology of granitic rocks from the Chuquicamata–El Abra porphyry copper belt of northern Chile: Excimer laser ablation ICP–MS analysis. *Economic Geology*, 101, 1327–1344.
- Cannell, J., Cooke, D. R., Walshe, J. L., & Stein, H. (2005). Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu–Mo deposit. *Economic Geology*, 100, 979–1003.
- Caron, M. (1985). Cretaceous planktonic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 17–86.
- Carson, D. J. T., & Jambor, J. L. (1974). Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 76, 110–133.

- Carson, D. J. T., & Jambor, J. L. (1979) The occurrence and significance of phyllic overprinting at porphyry copper-molybdenum deposits (abstract). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 72, 803, 78.
- Casselman, M. J., McMillan, W. J., & Newman, K. M. (1995). Highland Valley porphyry copper deposits near Kamloops, British Columbia: A review and update with emphasis on the Valley deposit. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume*, 46, 161–191.
- Castillo, P. R. (2012). Adakite Petrogenesis. *Lithos*, 134, 304–316.
- Castillo, P., Janney, P., & Solidum, R. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 134, 33–51.
- Channel, J. E. T., Tüysüz O., Bektaş, O., & Şengör, A. M. C. (1996). Jurassic-Cretaceous palaeomagnetism and paleogeography of the Pontides (Turkey). *Tectonics*, 15, 201–212.
- Chapman, E. J. (1843). Aikenite, in Practical Mineralogy Hippolyte Bailliere. *Publisher London* 127–127.
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1974). Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Chu, N.C., Taylor R. N., Chavagnac, V., Nesbitt, R. W., Boella, R. M., Milton, J. A., German, J. R., Bayon, G., & Burton, K. (2002). Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12), 1567–1574.
- Cooke, D. R., Hollings, P., & Walshe, J. L. (2005). Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100, 801–818.
- Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralisation. *Economic Geology, Special Publication*, 6, 238.
- Corbett, G. J. (2008). Influence of magmatic arc geothermal systems on porphyry-epithermal Au-Cu-Ag exploration models: Terry Leach Symposium. *Australian Institute of Geoscientists, Bulletin*, 48, 25–43.
- Creaser, R. A., Papanastassiou, D. A., & Wasserburg, G. J., (1991). Negative Thermal Ion Mass-Spectrometry of Osmium, Rhenium, and Iridium. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 55, 397–401.
- Çağatay, M. N & Boyle D. R. (1977). Geochemical Prospecting for Volcanogenic Sulphide Deposits in the Eastern Black Sea Ore Province, Turkey. *Developments in Economic Geology*, 9, 49–71.

- Çağatay, M. N., & Eastoe, C. J. (1995). A Sulfur Isotope Study of Volcanogenetic Massive Sulfide Deposits of the Eastern Black-Sea Province, Turkey. *Mineralium Deposita*, 30, 55-60.
- Çiftçi, E., & Hagni, R. D. (2005). Mineralogy of the Lahanos Deposit a Kuroko-Type Volcanogenic Massive Sulfide Deposit from the Eastern Pontides (Giresun-NE Turkey) *Geological Bulletin of Turkey*, 48.
- Çinku, C. M., Hisarlı, Z. M., Heller, F., Orbay, N., & Ustaömer, T. (2011). Middle Eocene paleomagnetic data from the eastern Sakarya Zone and the central Pontides: Implications for the tectonic evolution of north central Anatolia. *Tectonics*, 30 (1).
- Dalrymple, G.B., & Lanphere, M.A. (1974). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 715-738.
- Deckart, K., Clark, A. H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J. K., & Fanning, M. (2005). Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Rio Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database. *Economic Geology*, 100, 905–934.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock-forming Minerals. Harlow: Longman, 1-696.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1996). The Rock Forming Minerals 2nd Edition. Longman, London, 1–696.
- Deering, C. D., Bachmann, O., Dufek, J., & Gravley, D. M. (2011). Rift-related transition from andesite to rhyolite volcanism in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand) controlled by crystal–melt dynamics in mush zones with variable mineral assemblages. *Journal of Petrology*, 52, 2243–2263.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S. (1990). Derivation of slab arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Delibaş, O., Moritz, R., Selby, D., Göç, D., & Revan, M. K. (2019). Multiple Porphyry Cu-Mo Events in the Eastern Pontides Metallogenic Belt, Turkey: From Early Cretaceous Subduction to Eocene Postcollision Evolution. *Economic Geology*, 114, 1285-1300.
- Delibaş, O., Moritz, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Saraç, C., Revan, M. K., & Göç, D. (2016). Cretaceous Subduction-Related Magmatism and Associated Porphyry-Type Cu-Mo Prospects in the Eastern Pontides, Turkey: New Constraints from Geochronology and Geochemistry. *Lithos*, 248.
- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R., & Jauss, A. (2017). Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (CandO) of the Sivrikaya Fe-skarn mineralization (Rize, NE Turkey). *Ore Geology Review*, 91, 153–172.
- Demir, Y., & Bayraktar, K. (2020). Geochemistry, microthermometry, and C and O isotope constraints on the origin of the Düzköy Fe-Cu skarn deposit (Gümüşhane, NE Turkey). *Arabian Journal of Geoscience*, 13 (23), 1–27.

- Demir, Y., & Dişli, A. (2020). Fluid inclusion and stable isotope constraints (C, O, H) on the Dağbaşı Fe–Cu–Zn skarn mineralization (Trabzon, NE Turkey). *Ore Geology Reviews*, 116, 103235.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 2, 189-202.
- Dewey, J. F. (1980). Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries: *Geological Association of Canada Special Paper*, 20, 553-573.
- Dewey, J. F., & Burke, K. C. A. (1973). Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Journal of Geology*, 81, 683-692.
- Dilek, Y. (2006). Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences. In: Dilek, Y. & Pavlides, S. (eds) *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia. Geological Society of America*, 409, 1-13.
- Dilles, J. H., & Wright, J. E. (1988). The chronology of early Mesozoic arc magmatism in the Yerington district, Nevada, and its regional implications. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 644–652.
- Dilles, J. H. & Einaudi, M. T. (1992). Wall-Rock Alteration and Hydrothermal Flow Paths about the Ann-Mason Porphyry Copper Deposit, Nevada—a 6-km Vertical Reconstruction. *Economic Geology*, 87, 1963-2001.
- Dilles, J. H., Tomlinson, A. J., Martin, M. W., & Blanco, N. (1997). El Abra and Fortuna complexes: A porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste: Congreso Geológico Chileno, 8th, Antofagasta, Actas, 3, 1883–1887.
- Dilles, J., Kent, A., Wooden, J., Tosdal, R., Koleszar, A., Lee, R., & Farmer, L. (2014). Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology*, 110, 241-251.
- Dokuz, A., & Tanyolu, E. (2006). Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 4.
- Dokuz, A., Tanyolu, E., & Genç, S. (2006). A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. *International Journal of Earth Sciences*, 95, 370–394.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karsli, O., & Kandemir R. (2011). Early abyssal- and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: Implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos*, 176–191.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R., & Akçay, M. (2013). Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey:

- evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 1443–1468.
- Dokuz, A., Uysal, I., Dilek, Y., Karsli, O., Meisel, T., & Kandemir, R. (2015). Geochemistry, Re-Os isotopes and highly siderophile element abundances and fertilization of the Rheic Ocean mantle. *Gondwana Research*, 27, 612–628.
- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karsli, O., Siebel, W., Derman, A. S., & Turan, M. (2017). Late Jurassic Magmatism and Stratigraphy in the Eastern Sakarya Zone, Turkey: evidence for the Slab Break off of Paleotethyan Oceanic Lithosphere. *Journal of Geology*, 125, 1-31.
- Dokuz, A., Aydın, F., & Karsli, O. (2019). Post-collisional transition from subduction-to intraplate type magmatism: a key study from the eastern Sakarya Zone. *The Geological Society of America Bulletin*, 131 (9-10), 1623–1642.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435.
- Duygu, L., Bakırhan, B., Tunçdemir, V. & Evcimen, Ö. (2013). Doğu Pontidler'in orta-kuzey kesiminin tektonostratigrafik özellikleri. 66. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, Ankara.
- Duygu, L., Tunçdemir, V., Evcimen, Ö., Erdem, Y., Tuncay, E., Kanar, F. & Tok, T. (2022). Görele (Giresun)-Araklı (Trabzon)-Gümüşhane Arasında Kalan Alanın Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Rapor No:14126, Ankara.
- Eaton, P. C., & Setterfield, T. N. (1993). The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. *Economic Geology*, 88 (5), 1053-1083.
- Eggins, S. M. (1993). Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (aoba), Vanuatu. *Contributions Mineralogy Petrology*, 114, 79-100.
- Eggins, S., Kinsley, L., & Shelley, J. (1998). Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science*, 127–129, 278-286.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., & Newberry, R. J. (1981). Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75, 317-391.
- Enns, S. G., Thompson, J. F. H., Stanley, C. R., & Lang, J. R. (1995). The Galore Creek porphyry copper-gold deposits, northwestern British Columbia. *Canadian Institute of Mining Metallurgy and Petroleum Special Volume*, 46, 630–644.
- Eregan, N. (1946). Türkiye maden yatakları ile ilgili teknik birlikler arasındaki birlikler. *MTA Publ. No. 35*.

- Eyüboğlu, Y. (2010). Late Cretaceous high-K volcanism in the eastern Pontide orogenic belt: Implications for the geodynamic evolution of NE Turkey. *International Geology Review*, 52(2–3), 142–186.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektas, O. & Ayhan, S. (2011). Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Coordination Chemistry Reviews*, 2, 49-56.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Yi, K., Kwon, S., & Akaryalı, E. (2013). Petrogenesis and U-Pb zircon chronology of adakitic porphyries within the Kop ultramafic massif (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey). *Gondwana Research*, 24(2), 742–766.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Keewook, Y., Tuysuz, N., Korkmaz, S., Akaryalı, E., Dudas, F. O., & Bektaş, O. (2014). The Eastern Black Sea type Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Geochemistry, zircon U - Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59, 29-54.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F. O., Thorkelson, D., Zhu, D. C., Liu, Z., & Chatterjee, N. (2017). Eocene granitoids of northern Turkey: Polybaric magmatism in an evolving arc-slab window system. *Gondwana Research*, 50, 311–345.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F. O., Zhu, D. C., & Liu, Z. (2019). Late Cretaceous I- and A-type magmas in eastern Turkey: Magmatic response to double-sided subduction of Paleo and Neo-Tethyan lithospheres. *Lithos*, 326-327, 39–70.
- Foster, M. D. (1960). Interpretation of composition of trioctahedral micas. *U. S. Geological Survey*, 354, 1–49.
- Frei, D., & Gerdes, A. (2008). Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICPMS. *Chemical Geology*, 261, 261-270.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D. (1978). Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology*, 19, 3, 463–513.
- Gain, S. E. M., Gréau, Y., Henry, H., Belousova, E., Dainis, I., Griffin, W. L., & O'Reilly, S.Y. (2019). Mud Tank Zircon: Long-Term Evaluation of a Reference Material for U-Pb Dating, Hf-Isotope Analysis and Trace Element Analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 43, (3), 339-354.
- Gallhofer, D., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Schmid, S. M., & Heinrich, C. A., (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Late Cretaceous arc in the Carpathian-Balkan orogen. *Tectonics* 34.
- Gao, H., (2003). The affection of geological condition on water loss and soil erosion in Guizhou Karst mountainous area. *J. Mt. Agric. Biol*, 22, 20–23.

- Genç, Ş. C., & Tüysüz, O. (2010). Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), northern Turkey: a geochemical and isotopic approach. *Lithos*, 118, 95–111.
- Gerdes, A., & Zeh, A. (2006). Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICPMS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Science Letters*, 249, 47–61.
- Gow, P. A., & Walshe, J. L. (2005). The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu $\pm$ Au deposits: *Examples from New Guinea and Chile: Economic Geology*, 100, 819–833.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., & Ogg, G. (2020). Geologic Time Scale. *Elsevier*, 1357.
- Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S.A., Price, R.C., & Baker, M. B. (2002). The role of H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 375–396.
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J., Lin, G. (2003). Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, eastern China: characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China Block. *Geochemical Journal*, 37, 63–77.
- Gustafson, L. B. (1978). Some major factors of porphyry copper genesis. *Economic Geology*, 73, 600–607.
- Gustafson, L. B., & Hunt, J. P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70, 857–912.
- Gustafson, L. B., & Quiroga, J. (1995). Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 90, 2–16.
- Gücer, M. A. (2021). Origin, petrogenesis and geodynamic implications of the early Eocene Altınpınar adakitic andesites in the eastern Sakarya Zone, northeastern Turkey. *Geochemistry*, 81, 2.
- Güner, S., & Güç, A. R. (1990). Trabzon-Maçka-Güzelyayla yöresindeki porfiri tip Cu-Mo yatağının maden jeolojisi raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9191, 32.
- Güven, İ. H. (1993). 1:25000-Scale Geological and Metallogenical Map of the Eastern Black Sea Region (in Turkish). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publications, 98.
- Halter, W. E., Bain, N., Becker, K., Heinrich, C. A., Landtwing, M., VonQuadt, A., Clark, A. H., Sasso, A. M., Bissig, T., & Tosdal, R. M. (2004). From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón

- Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 1–30.
- Harris, A., Kamenetsky, V., White, N., Achterbergh, E., & Ryan, C. (2003). Melt inclusions in veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits. *Science*, 302, 2109–2111.
- Harris, A. C., Dunlap, W. J., Reiners, P. W., Allen, C. M., Cooke, D. R., White, N. C., Campbell, I. H., & Golding, S. D. (2008). Multimillion year thermal history of a porphyry copper deposit: Application of U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He chronometers, Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit, Argentina. *Mineralium Deposita*, 43, 295–314.
- Hässig, M., Moritz, R., Ulianov, A., Popkhadze, N., Galoyan, G., & Enukidze, O. (2020). Jurassic to Cenozoic magmatic and geodynamic evolution of the Eastern Pontides and Caucasus belts, and their relationship with the Eastern Black Sea Basin opening. *Tectonics*, 39.
- Hässig, M., Rolland, Y., & Sosson, M. (2017). From seafloor spreading to obduction: Jurassic-Cretaceous evolution of the northern branch of the Neotethys in the Northeastern Anatolian and Lesser Caucasus regions. *Geological Society, London, Special Publications*, 428(1), 41–60.
- Hässig, M., Rolland, Y., Sosson, M., Galoyan, G., Sahakyan, L., & Topuz, G. (2013). Linking the NE Anatolian and Lesser Caucasus ophiolites: Evidence for large-scale obduction of oceanic crust and implications for the formation of the Lesser Caucasus-Pontides Arc. *Geodinamica Acta*, 26(3–4), 311–330.
- Hattori, K. H., & Keith, J. D. (2001). Contribution of mafic melt for porphyry deposits; evidence from Pinatubo and Bingham. *Minero. Deposita*, 36, 799–806.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Aoki, M. (2017). Zonation of sulfate and sulfide minerals and isotopic composition in the Far Southeast porphyry and Lepanto epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Resource Geology*, 67, 174–196.
- Hedenquist, J. W., Antonio Arribas, R., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. Gold in 2000, Steffen G. Hagemann, Philip E. Brown.
- Heinonen, A. P., Andersen, T., & Rämö, O. T. (2010). Re-evaluation of Rapakivi petrogenesis: Source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the Rapakivi Granites and associated mafic rocks of Southern Finland. *Journal of Petrology*, 51, 1687–1709.
- Henry, D., Guidotti, C. V., & Thomson, J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316–328.
- Hibbard, M. J. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems: Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J. and Barbarin, B., Eds. *Developments in Petrology*, 13, 431–444.

- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hill, K. C., Kendrick, R. D., Crowhurst, P. V., & Gow, P. A. (2002). Coppergold mineralisation in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49, 737–752.
- Hippolyte, J-C., Espurt, N., Kaymakci, N., Sangu, E., & Müller, C. (2015). Crosssectional anatomy and geodynamic evolution of the Central Pontide orogenic belt (northern Turkey) *International Journal of Earth Science*.
- Hisarlı, Z. M. (2011). New paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and early Cenozoic tectonic history of the Eastern Pontides. *Journal of Geodynamics*, 52, 114-128.
- Hoefs, J., (2009). Stable Isotope Geochemistry. *Springer*, 978-3-642-08960-2
- Horstwood, M. S. A., Foster, G. L., Parrish, R. R., Noble, S. R., & Nowell, G. M., (2003). Common-Pb corrected in situ U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18, 837-846.
- Hoskin, P. W. O. (2005). Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69, 637-648.
- Huhma, H., & Mänttärri, I. (2012). The age of the Archaean greenstone belts in Finland. In: Hölttä, P. (ed.) The Archaean of the Karelia Province in Finland. *Geological Survey of Finland*, 54, 74–175.
- Hunt, J. P., Bratt, J. A., & Marquardt, J. C. (1983). Quebrada Blanca, Chile: An enriched porphyry copper deposit. *Mining Engineering*, 35, 636–644.
- Ince, M., Hagemann, S., Fiorentini, M., Kemp, A., Rubinstein, N., Zappettini, E. (2023). The interplay between magma source and geodynamic evolution in porphyry Cu-Au fertility of the Farallon Negro Volcanic Complex, Argentina. *Lithos*, 458–459, 107340.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.
- Janković, S. (1977). The copper deposits and geotectonic setting of the Thethyan Eurasian Metallogenic Belt. *Mineral. Deposita*, 12, 37–47.
- Jiang, Z. Q., Wang, Q., Wyman, D. A., Shi, X. B., Yang, J. H., Ma, L., & Gou, G. N. (2015). Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–early Eocene granodiorites in the southern Gangdese batholith of Tibet: petrogenesis and implications for geodynamics and Cu±Au±Mo mineralization. *International Geology Review*, 57, 373–392.

- Jochum, K. P., & Nehring, F. (2006). NIST 610: GeoReM preferred values (11/2006). GeoReM <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de> adresinden alınmıştır.
- Jones, B., Kamenetsky, V., Davidson, P., & Allen, C. (2007). Antapaccay porphyry Cu-Au deposit: A product of Andean tectonism and evolving magmatism, late Eocene-early Oligocene Abancay batholith, Altiplano, southern Peru [abs.]: Ores and orogenesis. A symposium honoring the career of William R. Dickinson, Tucson. Program with Abstracts: Tucson. *Arizona Geological Society*, 132–133.
- Kamei, A., Owada, M., Nagao, T., & Shiraki, K. (2004). High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: Evidence from clinopyroxene and whole rock compositions. *Lithos*, 75, 359-371.
- Kandemir, Ö., Akbayram, K., Çobankaya, M., Kanar, F., Pehlivan, Ş., Tok, T., Hakyemez, A., Ekmekçi, E., Danacı, F., & Temiz, U. (2019). From arc evolution to arc-continent collision: Late Cretaceous–middle Eocene geology of the Eastern Pontides, northeastern Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 131, 1889-1906.
- Kandemir, R., & Yilmaz, C., (2009). Lithostratigraphy, facies and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 586–598.
- Karaoğlu, F., Parlak, O., Hejl, E., Neubauer, F., & Klötzli, U. (2016). The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): Evidence from U–Pb, Ar–Ar and fission track chronology. *Gondwana Research*, 33, 190-208.
- Karslı, O., Chen, B., Aydın, F., & Şen, C. (2007). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a postcollision extensional setting. *Lithos*, 98, 67-96.
- Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., & Wijbrans, R. J. (2010a). Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120.
- Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Bin, C., Kandemir, R., & Wijbrans, R. J. (2010b). Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with spezial reference to the Hars, it pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 467-487.
- Karslı, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R., & Wijbrans, J. (2011). Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos*, 127, 354-372.
- Karslı, O., İlhan, M., Kandemir, R., Dokuz, A., Aydın, F., Uysal, İ., & Duygu, L. (2021). Nature of the Early Cretaceous lamprophyre and high-Nb basaltic dykes, NE Turkey:

Constraints on their linkage to subduction initiation of Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 380.

- Kavalieris, I., Walshe, J. L., Halley, S. & Harrold, B. P. (1990). Dome-related gold mineralization in the Pani Volcanic Complex, North Sulawesi, Indonesia: a study of geologic relations, fluid inclusions and chlorite compositions. *Economic Geology*, 85, 1208-1225.
- Kaygusuz, A., & Öztürk, M. (2015). Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence for lithospheric mantle and lower crustal sources in the high-K calc-alkaline magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 108, 97–116.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., & Temizel, İ. (2014). LA-ICP MS zircon dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb-Oisotope geochemistry of the Camiboğazıpluton, Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in arc-related I-type magmatism. *Lithos*, 192, 271–290.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Wolfgang, S., Sipahi, F., & İlbeyli, N. (2012). Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 1776–1800.
- Kaygusuz, A., Wolfgang, S., Şen, C., Satır, S. (2008). Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 739–764.
- Kaygusuz, A., Yücel, C., Arslan, M., Temizel, I., Yi, K., Jeong, Y. J., Siebel, W., & Sipahi, F. (2020). Eocene I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: insights into magma genesis and magma-tectonic evolution from whole-rock geochemistry, geochronology and isotope systematics. *International Geology Review*, 62, 1406–1432
- Kelemen, P, Hanghøj, K. & Greene, A. (2003). One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 593-659.
- Keskin, M., Genç, Ş., & Tuysuz, O. (2008). Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104. 267-305.
- Ketin, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Bulletin Mineral Research Exploration Inst. (MTA) Turkey*, 66, 20–34.
- Khashgerel, B.-E., Kavalieris, I., & Hayashi, K. (2008). Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district, Mongolia. *Mineralium Deposita*, 43, 913–932.

- Kırmacı, M. (1995). Diagenetic quartz fabrics and their occurrence conditions in Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga limestone (Eastern Pontids, NE Turkey). *Geological Bulletin of Turkey*, 38, 81-93.
- Kırmacı, M. Z. (1996). Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler), *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43, 33-48.
- Kieft, C. (1956). Harşit nehri vadisi havzası metalik maden yatakları hakkında bazı mülâhazalar. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 48, 53-62.
- Kirkham, R. V. (1971). Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Economic Geology*, 66, 1244-1249.
- Kirkham, R. V., & Sinclair, W. D. (1995). Porphyry Copper, Gold, Molybdenum, Tungsten, Tin, Silver", *Geology of Canadian Mineral Deposit Types* <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-P1.421>
- Koch, R, Bucur, II, Kırmacı, M. Z., Eren, M., & Taslı, K. (2008). Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate rocks of the Berdiga Limestone–Sedimentation on an onbound platform with volcanic and episodic siliciclastic influx. Biostratigraphy, facies and diagenesis (Kircaova, Kale-Gümüşhane area; NE-Turkey). *Neues Jahrb Geology*, 247, 23-61.
- Koppers, A. A. (2002) Ar-Ar CALC-software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers and Geosciences*, 28, 605-619.
- Kósaka, K., & Wakita, K. (1978). Some geological features of the Mamut porphyry copper deposit, Sabah, Malaysia. *Economic Geology*, 73, 618-627.
- Kossmat, F., (1910). Geologische untersuchungen is den Erzdistrikten des Vilayets Trapezunt, Kleinasien. *Mitt D Geol Ges*, 214-284.
- Kovenko, V. (1941). Gümüşhane'nin simli kurşun madenleri. MTA Publ. No. 3/2.
- Kovenko, V. (1943). Bakırlı pirit madenleri bölgesi, Giresun vilayetinde Espiye ve Görele dolaylarındaki Karaerik, Ağalık, İsrail madenleri. MTA Publ. No. 2/30.
- Kovenko, V. (1944). Küre'deki eski bakır yatağı ile yeni keşfedilen Aşıköy yatağının ve karadeniz orta ve doğu kesimleri sahil bölgesinin metalojenisi. MTA Publ. No. 2/32.
- Kraeff, A. (1963). Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region (western part of Artvin, NE Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 60, 30-60.
- Kurt, İ., Özkan, M., Karşı, Ş., Çolak, T., & Topçu, T. (2006). Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Jeodinamik ve Metalojenik evrimi (Keşap, Giresun-Çarşıbaşı, Trabzon-Torul, Gümüşhane arasının jeolojisi). MTA Project, 10875.
- Kuşcu, I., Tosdal, R. M., & Kuşcu, G. G. (2019). Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154.

- Lawley, C. J. M., & Selby, D. (2012). Re-Os geochronology of quartz-enclosed ultrafine molybdenite: implications for ore geochronology. *Economic Geology*, 107, 1499–1505.
- Le Maitre, R. W. (2002). Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Liu, Z., Zhu, D., Wang, Q., Eyüpoğlu, Y., Zhao, Z. D., Liu, S., Xu, L. (2018). Transition from Low-K to High-K Calc-Alkaline Magmatism at Approximately 84 Ma In The Eastern Pontides (NE Turkey): Magmatic Response to Slab Rollback of The Black Sea. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 123, 7604–7628.
- Loader, M. A., Wilkinson, J., & Armstrong, R. (2017). The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth Planetary Science Letter*, 472, 107–119.
- Lowell, J. D., & Guilbert, J. M. (1970). Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, 65, 373–408.
- Ludwig, K. R. (2003). User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*.
- Ludwig, K. R. (2012). Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 5, 75.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T., & Thirlwall, M. F. (2006). Adakites with out slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet Science Letter*, 243, 581–593.
- Makovicky, E., & Makovicky, M. (1978). Representation of compositions in the bismuthinite-alkinite series. *The Canadian Mineralogist*, 16 (3), 405–409.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., & Zentilli, M. (2004). New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Re-Os, and fission track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 11, 15–54.
- Martin, H., (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoide: relationships

- and some implications for crustal evolution. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Lithos*, 79, 1–24.
- Masterman, G. J., Cooke, D. R., Berry, R. F., Walshe, J. L., Lee, A. W., & Clark, A. H. (2005). Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile. *Economic Geology*, 100, 835–862.
- Mc Dougall & Harrison. (1988). Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method, *Journal of Petrology*, 41, 12.
- Misra, K. C. (2000). Understanding Mineral Deposits 978-0-04-553009-0
- Misra, K. C. (2012). Introduction to Geochemistry: Principles and Applications, Wiley Blackwell.
- Moghadam, H. S., Hoernle, K. A., Hauff, F., Chiaradia, M., Garbe-Schoenberg, D., Orozco-Esquivel, T., Bindeman, I. N. (2023). Middle-Late Miocene to Pleistocene Post-Collisional Magmatism in the Arabia-Eurasia Collision Zone, an Example from Northwest Iran. *Journal of Petrology*, 64, 11.
- Moore, G. W., (1967). Preliminary geologic map of Kodiak Island and vicinity, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 67–161, 1 sheet, scale 1:250,000.
- Morelli, A., & Barrier, E. (2004). Geodynamic map of the Mediterranean, Paris, 2.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 39, 55–76.
- Moritz, R., Popkhadze, N., Hässig, M., Golay, T., Lavoie, J., Gugushvili, V., Ulianov, A., Ovtcharova, M., Grosjean, M., Chiaradia, M., & Dumitrica, P. (2020). At the crossroads of the Lesser Caucasus and the Eastern Pontides: Late Cretaceous to early Eocene magmatic and geodynamic evolution of the Bolnisi district, Georgia. *Lithos*, 378–379, 105872.
- Mortensen, J. K., Ghosh, D. K., & Ferri, F. (1995). U-Pb geochronology of intrusive rocks associated with copper-gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera. Canadian Institute of Mining, *Metallurgy and Petroleum Special Volume*, 46, 142–158.
- Moyle, A. J., Doyle, B. J., Hoogvliet, H. & Ware, A. R. (1990). Ladolam gold deposit, Lihir Island; in Hughes, F.E., ed., Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 1793-1805.
- Murphy, J. B., Cousens, B. L., Braid, J. A., Strachan, R. A., Dostal, J., Keppie, J. D., & Nance, R. D. (2011). Highly depleted oceanic lithosphere in the Rheic Ocean: implications for Paleozoic plate reconstructions. *Lithos*, 123, 165–175.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E., & Ohoud, M. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 1415-1420.

- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., & Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- Natalin, B. A., Sunal, G., Satır, M., & Toraman, E., 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: history of a long-lived arc at the northern margin of palaeo-tethys. *Turkish Journal Earth Science*, 21, 755-798.
- Neave, D., & Putirka, K. (2017). A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102, 777-794.
- Norman, D. I., Harrison, R. W., & Behr Andres, C. (1991). Geology and geochemical analysis of mineralizing fluids at the St. Cloud and U.S. Treasury Mines, Chloride Mining District, New Mexico, *Journal of Geochemical Exploration*, 42, 1, 61-89,
- Oğuz-Saka, S., Aydın, F., Karslı, O., Dokuz, A., Aiglsperger, T., Miggins, D., Şen, C., Kandemir, R., Sarı, B., & Koppers, A. A. P. (2023). Two-stage bimodal volcanism in a Late Cretaceous arc/back-arc setting, NE Turkey: Constraints from volcano-stratigraphy, zircon UPb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Lithos*, 440–441, 107018.
- Ohmoto, H., & Rye, R. O., (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Barnes HL (ed) J Wiley and Sons, 509-567.
- Okay, A. I. & Nikishin, A. M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1051–1076.
- Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschitt*, 21, 19-42.
- Okay, A. I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. The Mediterranean basin: tertiary extension within the Alpine orogeny. *Geology Society London Special Publication*, 156, 475-515.
- Okay, A. İ., & Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides in A.G. Robinson (ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. *AAPG Memoir*, 68, 291–311.
- Ossandón G. C., Roberto F. C., Gustafson, L. B., Lindsay, D. D., & Zentilli, M. (2001). Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Economic Geology*, 96 (2), 249–270.
- Özdamar, Ş. (2016). Geochemistry and geochronology of late Mesozoic volcanic rocks in the northern part of the East Robertson ern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): Implications for the closure of the New-Tethys Ocean. *Lithos*, 248, 240-256.
- Özkan, M., Birgül. T., Hamzaçebi, S., Saka, S. O., & Boysan, C. (2023). Gümüşhane Merkez S: 201400284 (ER:3337065) Ruhsat No’lu Kızıltoprak Tepe (Gümüşhane-Merkez) Sahasının Cu-Mo-Au Mineralizasyonuna Ait Maden Jeolojisi ve Kaynak Tahmin Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara (yayımlanmamış).

- Özsayar, T., Pelin, S., & Gedikoğlu, A. (1981). Cretaceous in the Eastern Pontides (In Turkish). *Karadeniz Technical University Journal of Geosciences in Geology Department*, 1, 65-114.
- Padilla-Garza, R. A., Titley, S. R., & Eastoe, C. J. (2004). Hypogene evolution of the Escondida porphyry copper deposit, Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 11, 141-165.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 4.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions. Mineralogy. and Petrology*, 58, 63-81.
- Pejatoğlu, S. (1971). Metallogenic zones in the eastern Black Sea minor Caucasus regions and distinguishing features of their metallogeny. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 77, 10-21.
- Pejatoğlu, S. (1979). Metallogeny of the Pontid-type massive sulfide deposits. *General Directorate of Mineral Research and Exploration Publication*, 177, 98.
- Pelin S., Özsayar, T., Gedikoğlu A., & Tülümen E. (1982). Doğu Pontidlerde üst Kretase yaşlı kırmızı biyomikritlerin oluşumu. *Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji*, 2 (1-2), 69-79.
- Pelin, S. (1977). Alurca (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi. *Karadeniz Teknik Üniversitesi Dergisi*, 87, 1035.
- Perelló, J., (2006). Metallogeny of major copper deposits and belts in the North and South American Cordillera [abs.]: Backbone of the Americas. Patagonia to Alaska, GSA Specialty Meeting No. 2, Mendoza, Argentina, 2006, Abstracts with Programs: *Asociación Geológica Argentina and Geological Society of America*, 83-84.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zárate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., & Muhr, R. (2003a). Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru. *Economic Geology*, 98, 1575-1605.
- Perelló, J., Sillitoe, R. H., Brockway, H., Posso, H., East, P., Solé, M., & Stein, H. (2007). Los Pelambres, Chile: Recent advances in the geology and evolution of a major Cu-Mo and Cu-Au porphyry system [abs.]: Ores and orogenesis. A symposium honoring the career of William R. Dickinson, Tucson, 2007, Program with Abstracts. *Arizona Geological Society*, 133-134.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. 1992 Edition, Springer, 706.
- Plank, T., Langmuir, C. H. (1993). Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362, 739-742.

- Plissart, G., Femenias, O., Maruntiu, M., Diot, H., & Demaiffe, D. (2009). Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti Ophiolite, Southwestern Romania. *Canadian Mineralogist*, 47 (1), 81–105.
- Polat, A., & Kerrich, R. (2006). Reading the Geochemical Fingerprints of Archean Hot Subduction Volcanic Rocks: Evidence for Accretion and Crustal Recycling in a Mobile Tectonic Regime. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 164.
- Pollard, P. J., & Taylor, R. G. (2002). Paragenesis of the Grasberg Cu-Au deposit, Irian Jaya, Indonesia: Results from logging section 13. *Mineralium Deposita*, 37, 117–136.
- Popov, P., Berza, T., Grubic, A., & Ioane, D. (2002). Late Cretaceous Apuseni-Banat-TimokSrednogorie (ABTS) Magmatic and Metallogenic belt in the Carpathian-Balkan orogen *Geologica Bale.*, 32, 2-4, 145-162.
- Premoli Silva, I., & Sliter, W.V., (1995). Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, 1-89.
- Presnell, R. D. (1997). Structural controls on the plutonism and metallogeny in the Wasatch and Oquirrh Mountains, Utah. *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, 29, 1–9.
- Proffett, J. M. (2003). Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry coppergold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98, 1535–1574.
- Proffett, J. M. (2009). High Cu grades in porphyry Cu deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources. *Geology*, 37, 675–678.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K.D., Tepley, F.J. (Eds). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America, Geochemical Society*, 69, 3, 61-111.
- Rabayrol, F., Wainwright, A. J., Lee, R. G., Hart, C. J. R., Creaser, R. A., & Camacho, A. (2023). District-Scale VMS to Porphyry-Epithermal Transitions in Subduction to Postcollisional Tectonic Environments: The Artvin Au-Cu District and the Hod Gold Corridor, Eastern Pontides Belt, Turkey. *Economic Geology*, 118, 801-822.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., Applegate, G. S. (1999). Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335–356.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891–931.
- Redmond, P. B., Landtwing, M. R., & Einaudi, M. T. (2001). Cycles of porphyry dike emplacement, veining, alteration and mineralization in the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, in Piestrzyński, A., et al., eds., *Mineral deposits at the*

- beginning of the 21st century: Joint Biennial SGA-SEG Meeting, 6th, Kraków, Poland, 2001, Proceedings, p. 473–476.
- Redmond, P. B., Einaudi, M. T., & Inan, E. E. (2004). Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: new insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah. *Geology*, 32, 217-220.
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L., & De Paolo, D. J. (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: *Chemical Geology*, 145, 117-152.
- Revan, M. K., Genç, Y., Maslennikov, V. V., Maslennikova, S. P., Large, R. R., & Danyushevsky, L. V. (2014). Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from the Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey). *Ore Geology Reviews*, 63, 129-149.
- Revan, M. K., Maslennikov, V. V., Genç, Y., Delibaş, O., Maslennikova, S. P., & Sadykov, S. A. (2016). Sulfur isotope study of the vent chimneys from the Upper Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide metallogenic belt, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 227-241.
- Revan, M., Göç, D., Özkan, M., Sen, C., Kara, R., Tokoglu, M., Hamzaçebi, S., Sevim, R., Sezen, F., Bayraktar, C., & Akgül, Ö. (2022). Geology, fluid inclusion characteristics and mineral resource estimation of the Güzelyayla porphyry Cu-Mo mineralization (NE Türkiye). *Bulletin of the mineral research and exploration*, 169, 63-85.
- Revan, M. K., Demir, Y., Uysal, İ., Özkan, M., Dumanlılar, Ö., Şen, C., Kara, R., Hamzaçebi, S., Göç, D., Müller, D., & Tokoğlu, M. (2023). Recently-discovered Bahçecik Au±Ag mineralization in the Eastern Pontides, Gümüşhane-NE Türkiye: geological and geochemical implications on the intermediate sulfidation epithermal deposit. *International Geology Review*. 10, 1080/00206814.2023.2294317.
- Reyes, A. G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 279-309.
- Reyes, A. G., Giggenbach, W. F., Saleras, J. R. M., Salonga, N. D. & Vergara, M. C. (1993). Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte Province, Philippines. *Geothermics*, 22, 479-519.
- Reyes, A. G., Trompetter, W. J., Britten, K., & Searle, J., (2003). Mineral deposits in the Rotokawa geothermal pipelines, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 215–239.
- Rice, S., & Robertson, A., Ustaömer, T., Inan, N., & Taşlı, K. (2010). Late Cretaceous-Early Eocene tectonic development of the Tethyan suture zone in the Erzincan area, Eastern Pontides, Turkey. *Geological Magazine*, 146, 567-590.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98, 1515–1533.

- Richards, J. P. (2005). Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., ed., Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, 7–25.
- Richards, J. P. (2009). Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction–modified lithosphere. *Geology*, 37 (3), 247–250.
- Richards, J. P., & Kerrich, R. (2007). Specialpaper: adakite-like rocks: the irdiverse origins and question able role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 537–576.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations an application to subduction-related volcanoes. *Contributions Mineralogy Petrology*, 160, 45–66.
- Robaszynski, F., & Caron, M. (1995). Cretaceous planktonic foraminifera: comments on the Europe-Mediterranean zonation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, 681–692.
- Robaszynski, F. (1998). Planktonic foraminifera-Upper Cretaceous, Chart of Cretaceous Biochronostratigraphy. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 60*, 782.
- Robaszynski, F., Gonzales Donoso, J. M., Linares, D., Amedro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A.V., & Gartner, S. (2000). Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 22, 359–490.
- Robertson, A. H. F., & Dixon J. E. (1984). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society of London*, 17.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taşlı, K., & Ustaömer, T. (2007). Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In: Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. *Geological Society, London, Special Publications*, 272, 231–270.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M., & Hirst, J. P. P. (1995). Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geology Society of London*, 152, 861–872.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy. *Mineralogical Society of America*, 12, 12–45.
- Rohrlach, B. D., & Loucks, R. R. (2005). Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M.,

- ed., Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide, PGC Publishing, 2, 369–407.
- Rolland, Y., Perincek, D., Kaymakçı, N., Marc, S., Barrier, E., & Avagyan, A. (2012). Evidence for ~80–75Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 56–57, 76–85.
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England.
- Rowins, S. M. (2000). Reduced porphyry copper–gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology*, 28, 491–494.
- Rudnick, R. L., and Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Review Geophysics*, 33, 267–309.
- Rusk, B., Reed, M. H., & Dilles, J. H. (2004). Compositions of magmatic hydro thermal fluids determined by LA-ICPMS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Chemical Geology*, 210, 173–199.
- Rusk B, Reed, M., & Dille J. (2008). Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte. *Montana Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 103.
- Rutherford, M. J., H. Sigurdsson, S. Carey & A. Davis (1985). The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens: 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *Journal Geophys. Research*, 90(B4), 2929–2947.
- Sasso, A. M., & Clark, A. H. (1998). The Farallón Negro Group, northwest Argentina: Magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implication for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 34, 8–18.
- Sato, T., (1977). Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. *Geological Society, London, Special Publications*, 7, 153–161.
- Saydam Eker, Ç., & Korkmaz S. (2011). Mineralogy And Whole Rock Geochemistry Of Late Cretaceous Sandstones From The Eastern Pontides (Ne Turkey). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 188, 235–256.
- Scherer, E. E., Münker, C., & Mezger, K. (2001). Calibration of the lutetium hafnium clock. *Science*, 293, 683–687.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J., Martin, H., & Koga, K. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160.
- Schneiderhöhn, H. (1955). Die kupfererzlagerstätte Murgul in schawarzmeer Küstengebiet, provinz Çoruh, Nordost Türkei, Erzmetall, VIII, 468–478.

- Schultze-Westrum, H. H. (1960). Giresun-Aksudere (Doğu Pontus cevher bölgesi) hinterlandında yapılan prospeksiyon ve jeoloji harita çalışmaları hakkında rapor. MTA Publ. No. 3184.
- Schumacher, R. & Schmincke, H. U. (1991). Internal Structure and Occurrence of Accretionary Lapilli: A Case Study at Laacher See Volcano. *Bulletin of Volcanology*, 53, 612-634.
- Seedorff, E., Barton, M. D., Stavast, W. J. A., & Maher, D. J. (2008). Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103, 939–956.
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J. M., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D. A. & Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. 100th Anniversary Volume, 251-298
- Selby, D., & Creaser, R. A. (2001). Re-Os geochronology and systematics in molybdenite from the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 96, 197-204.
- Selby, D., Creaser, R. A., Stein, H. J., Markey, R. J., & Hannah, J. L. (2007). Assessment of the Re-187 decay constant by cross calibration of Re-Os molybdenite and U-Pb zircon chronometers in magmatic ore systems. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 71, 1999-2013.
- Shepherd, T. J., Ranbin, A. H., Alderton, D. H. M. (1985). A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow, 223.
- Sillitoe, R. H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68, 799–815.
- Sillitoe, R. H. (1993a). Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features; in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 40, 403-417.
- Sillitoe, R. H. (1993b). Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications; in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 40, 465-478.
- Sillitoe, R. H. (1998). Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in Porter, T.M., ed., Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide. *Australian Mineral Foundation*, 21–34.
- Sillitoe, R. H., (1999). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments: Pacrim '99 Congress, Bali, Indonesia, 1999, Proceedings. *Melbourne Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 29–44.

- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, 315–343.
- Sillitoe, R. H., & Perelló, J. (2005). Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology 100th anniversary*, 845–890.
- Sillitoe, R. H., (2008). Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology*, 103, 663–687.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41
- Sillitoe, R. H. (2020). Gold deposit types: An overview. *Economic Geology*, 23, 1–28.
- Sinclair, W. D. (2007). Porphyry deposits. Goodfellow, W. D. (Ed). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, *Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 223–243.
- Singer, D.A., Berger V.I., & Moring, C. (2008). Porphyry copper deposits of the World database and 928 grade and tonnage models. *U.S. Geological Survey*, 1155.
- Sipahi, F., & Sadıklar, M. B. (2014). Geochemistry of dacitic volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Geochem. Int.* 52, 296–315.
- Sisson, T. W., Ratajeski, K., & Hankins, W.B. (2005). Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contribution Mineralogy Petrology*, 148, 635–661.
- Smoliar, M. I., Walker, R. J., & Morgan, J. W. 1996. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science*, 271, 1099–1102.
- Soderlund, U., Patchett, J. P., Vervoort, J. D., & Isachsen, C. E. (2004). The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 311–324.
- Song, S. G., Su, L., Li, X.-H., Zhang, G., Niu, Y. L., & Zhang, L. F. (2010). Tracing the 850-Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China. *Precambrian Research*, 183, 805–816.
- Song, S. G., Zhang, L. F., Niu, Y. L., Su, L., Jian, P., & Liu, D.Y. (2005). Geochronology of diamond-bearing zircons from garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, Northern Tibetan Plateau: a record of complex histories from oceanic lithosphere subduction to continental collision. *Earth Planet Science Letter*, 234, 99–118.
- Soylu, M. (1999). Geology of the Dereçi (Şavsat, Artvin) Cu-Pb-Zn Deposits. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 8, 45–56.
- Soylu, M. (1999). Modeling of Porphyry Copper Mineralization of the Eastern Pontides. PhD. thesis Middle East Technical University, 127.

- Spencer, K. J., & Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron–titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.
- Stampfli, G. M. (2000). Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.(Eds.), *Tectonic and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London Special Publications*, 173, 1–23.
- Stampfli, G., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Steiger, R. H., & Jaeger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Sterner, S. M., & Bodnar, R. J. (1984). Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 12, 2659-2668.
- Şen, C. (2007). Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: Is it rift related or subduction related? *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(4), 523–539.
- Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle KT.
- Takada, A. (1994). The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 99, 13563–13573.
- Taner, M. T., Kağan, G., Çelik, S., Erbaş, E., & Kağan, M. K. (2013). Formation of Six Sigma Infrastructure for the Coronary Stenting Process. *International Review of Management and Marketing*, 3(4), 232-242.
- Tatsumi, Y. (2006). High-mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwestern Japan: Analogy to Archean Magmatism and Continental Crust Formation? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 467-499.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., & McCulloch, M. T. (1983). Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47.
- Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu Yazar, E., Kaygusuz, A., & Aslan, Z. (2019). U-Pb geochronology, bulk-rock geochemistry and petrology of Late Cretaceous syenitic plutons in the Gököy (Ordu) area (NE Turkey): Implications for magma generation in a continental arc extension triggered by slab roll-back. *Journal of Asian Earth Sciences*, 171, 305-320.

- Thode, H. G., & Rees, C. E. (1971). Measurements of sulphur concentrations and the isotope ratios $^{33}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ and $^{36}\text{S}/^{32}\text{S}$ in Apollo 12 samples. *Earth Planet Science Letter*, 12, 434-438
- Titley, S. R. (1993). Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 433-464.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M., & Dokuz, A. (2005). Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions Mineralogy Petrology*, 150, 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., & Schwarz, W. H. (2004). Low-grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A., & Meyer, H. P. (2007). Variscan amphibolite facies metamorphic rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, eastern Pontides, Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M., & Dokuz, A. (2005). Post collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbek, A., Barth, M., Satır, M., & Şen, C. (2010). Carboniferous highpotassium I-type granitoid magmatism in the eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116, 92-110.
- Tosdal, R. M., & Richards, J. P. (2001). Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits. *Reviews in Economic Geology*, 14, 157-181.
- Tüysüz, N. (2000). Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 1, 231-250.
- Tüysüz, N., Sadıklar, B., Er, M., & Yılmaz, Z. (1995). An Epithermal Gold-Silver Deposit in the Pontide Island Arc, Mastra-Gümüşhane, NE-Turkey. *Economic Geology*, 1, 1301-1309.
- Ulrich, T., Gunther, D., & Heinrich, C. A. (1999). Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399, 676-679.
- Ulrich, T. (2002). Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97, 1865-1888.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Soderlund, U., & Baker, M. (2004). Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5.

- Vila, T., & Sillitoe, R. H. (1991). Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, 86, 1238–1260.
- Wang, Q., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W., Xiong, X.L. (2004). Cretaceous highpotassium intrusive rocks in the Yueshan–Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemistry*, 38, 417–434.
- Wang, R. T., Li, J. B., Ren, T., Yang, Z. H., Mao, J. W., Wang, T., 2008. Metallogenic conditions and prospecting potential of the Zhashui-Shanyangpoly-metalorecluster. *Geology China*, 35, 1291–1298.
- Webster, J. D. (2004). The exsolution of magmatic hydrosaline chloride liquids. *Chemical Geology*, 210, 33–48.
- White, C., & Hedenquist, J. W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445–474.
- Wiedenbeck, M., Allé, Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., F J.C. Roddick, J. C., & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for the U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23.
- Wilkinson B, H., & Stephen E., K. (2009). Quantitative Identification of Metallogenic Epochs and Provinces: Application to Phanerozoic Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology*, 104 (5), 607–622.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. *Lithos*, 55, 229–272.
- Willgallis, A., Ozgur, N., & Siegmann, E. (1990). Se- and Te-bearing sulphides in copper ore deposits of Murgul, NE Turkey. 2. 145–148.
- Wilson, A. J., Cooke, D. R., Stein, H. J., Fanning, C. M., Holliday, J. R., & Tedder, I. J. (2007). U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkalic porphyry ore-forming events in the Cadia district, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 102, 3–26.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466.
- Wood, B.J., & Turner, S.P. (2009). Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 59–66.
- Workman, R., & Hart, S. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231, 53–72.
- Xie, X.J., Mu, X.Z., & Ren, T.X. (1997). Geochemical mapping in China. *Journal of Geochemical Exploration*, 60, 99–113.
- Yalçınalp, B. (1995). Doğu Pontidler'de Porfiri Cu–Mo Mineralleşmeleri içeren Granitoyilerin Jeokimyasal Özellikleri. *Geological Bulletin of Turkey*, 38, 25–32.

- Yavuz, F. (1992). Doğu Karadeniz metalojenik provensinde Balcılı (Artvin) ve Güzelyayla (Trabzon) Bakır-Molibden oluşumlarının jenetik etüdü, Doktora Tezi (Türkçe). İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, 190.
- Yavuz, H., Demir, Y., Kasapci, C., Uysal, İ., Helvacı, C. (2022). Geology and genesis of the Silica-Listwaenite hosted Kaymaz gold deposit, Eskişehir, NW-Turkey: Implications from fluid inclusions and pyrite chemistry. *Journal of Asian Earth Sciences*, 8.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., & Yıldırım, D. K. (2015). A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computational Geosciences*, 81, 101–113.
- Yılmaz, S., & Boztuğ, D. (1996). Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 38(10), 935-956.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, S. C., & Şengör, A. M. C. (1997). Geology and tectonic evolution of the pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. *American Association of Petroleum Geologists*, 68, 183-226.
- Yigit, O. (2009). Mineral Deposits of Turkey in Relation to Tethyan Metallogeny: Implications for Future Mineral Exploration. *Economic Geology*, 104, 19-51.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., Kay, S. M. (1995). Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 505–519.
- Yund, R., & Kullerud, G. (1966). Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. *Journal of Petrology*, 7, 454-488.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu-Yazar, E., & Ruffet, G. (2017). Evolution of K-rich magmas derived from a net veined lithospheric mantle in an ongoing extensional setting: Geochronology and geochemistry of Eocene and Miocene volcanic rocks from Eastern Pontides (Turkey). *Gondwana Research*, 45, 65-86.
- Zane A., & Weiss Z. (1998). A procedure for classification of rock-forming chlorites based on microprobe data. *Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56.
- Zhao, Z. D., Mo, X. X., Dilek, Y., Niu, Y. L., DePaolo, D. J., Robinson, P., Zhu, D. C., Sun, C. G., Dong, G. C., Zhou, S., Luo, Z. H., & Hou, Z. Q. (2009). Geochemical and Sr–Nd–Pb O isotopic compositions of the post collision ultrapotassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos*, 13(1–2), 190–212.
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

7. EKLER

1 adet Cd içerisinde verilmiştir.



ÖZGEÇMİŞ

1997–2004 yılları arasında ilk ve orta öğrenimini (Ankara Kurtuluş İlköğretim Okulu) ve 2004–2007 yılları arasında lise öğrenimini (Ankara Kocatepe Mimar Kemal Lisesi) tamamladıktan sonra, 2008 yılında Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde Lisans programına başladı. Bu bölümden 2012 yılında “Onur Öğrencisi” ve bölüm “İkincilik Derecesi” alarak mezun oldu. Aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans eğitimine hak kazandı. 2012-2013 yılları arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yabancı Diller Bölümü Lisansüstü İngilizce Hazırlık Programını bitirdi. 2014 yılında Çalışma ve Sosyal Güvenlik Bakanlığı tarafından yapılan sınav ile “C Sınıfı İş Sağlığı ve Güvenliği Uzmanı” olmaya hak kazandı. 2015 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’na Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2016 yılında yüksek lisans eğitimini tamamlayarak aynı yıl doktora eğitimine başladı. Araştırmacı doktora tez çalışmasının bir bölümünü, TÜBİTAK-BİDEB 2214-A Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Bursu ile Cenevre Üniversitesi (İsviçre)’nde yürütmüş olup, doktora çalışmaları sırasında KTÜ-BAP 8795 kodlu projede araştırmacı olarak çalışmıştır. 2022 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi’ndeki görevinden ayrılarak Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’ne atanmış olup, hala aynı kurumda Jeoloji Yüksek Mühendisi olarak görevini sürdürmektedir. Yazar, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası tarafından 2023 yılı Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı’nda “Altın Çekiç Jeoloji Araştırma/Makale Ödülü” almaya hak kazanmıştır.

Oguz-Saka, S., Aydin, F., Karsli, O., Dokuz, A., Aiglsperger, T., Miggins, D.P., Şen, C., Kandemir, R., Sarı, B., Koppers A.A.P., (2023). Two-stage bimodal volcanism in a Late Cretaceous arc/back-arc setting, NE Turkey: Constraints from volcano-stratigraphy, zircon U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry, *Lithos*, 440, 107018.

Karsli, O., Şengün, F., Aydin, F., Moghadam, H.S., Dokuz, A., William, L., Griffin, W.L., Oğuz-Saka, S., Zack, T. (2023). Ordovician S-type granites in the western Sakarya Zone, NW Turkey; linkage to a back-arc setting. *Lithos*, 442, 107075.

Aydin F., Oğuz Saka S., Şen C., Dokuz A., Aiglsperger T., Uysal İ., Kandemir R., Karsli O., Sarı B., Başer, R. (2020). Temporal, geochemical and geodynamic evolution of the Late Cretaceous subduction zone volcanism in the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: Implications for mantle-crust interaction in an arc setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 192, 104217.