

GEVREKSEYDİ (KÜTAHYA) VE YAKIN ÇEVRESİNDEKİ KİL YATAKLARININ
JEOLJİSİ, MİNERALJİSİ, JEOKİMYASI VE JENEZİ

Cumhur Eren IŞIK

Kütahya Dumlupınar Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Öğretim ve Sınav Yönetmeliğince
Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında
DOKTORA TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır.

Danışman: Prof. Dr. Gürsel YANIK

Ağustos - 2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

Cumhur Eren IŞIK'ın DOKTORA TEZİ olarak hazırladığı “Gevrekseydi (Kütahya) ve Yakın Çevresindeki Kil Yataklarının Jeolojisi, Mineralojisi, Jeokimyası ve Jenezi” başlıklı bu çalışma jürimizce Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek kabul edilmiştir.

29/08/2019

Prof. Dr. Önder UYSAL
Enstitü Müdürü, Fen Bilimleri Enstitüsü

Prof. Dr. Zeynal Abiddin ERGÜLER
Anabilim Dalı Başkanı, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Gürsel YANIK
Danışman, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Sınav Komitesi Üyeleri

Prof. Dr. Gürsel YANIK
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi

Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ
İnşaat Bölümü, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi

Prof. Dr. Ahmet YILDIZ
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Afyon Kocatepe Üniversitesi

Prof. Dr. Melahat BEYARSLAN
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Fırat Üniversitesi

Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Akdeniz Üniversitesi





ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANI

Bu tezin hazırlanmasında Akademik kurallara riayet ettiğimizi, özgün bir çalışma olduğunu ve yapılan tez çalışmasının bilimsel etik ilke ve kurallara uygun olduğunu, çalışma kapsamında teze ait olmayan veriler için kaynak gösterildiğini ve kaynaklar dizininde belirtildiğini, Yüksek Öğretim Kurulu tarafından kullanılmak üzere önerilen ve Kütahya Dumlupınar Üniversitesi tarafından kullanılan İntihal Programı ile tarandığını ve benzerlik oranının %6 çıktığını beyan ederiz. Aykırı bir durum ortaya çıktığı takdirde tüm hukuki sonuçlara razı olduğumuzu taahhüt ederiz.



Prof. Dr. Gürsel YANIK



Cumhuriyet Eren IŞIK

GEVREKSEYDİ (KÜTAHYA) VE YAKIN ÇEVRESİNDEKİ KİL YATAKLARININ JEOLOJİSİ, MİNERALOGİSİ, JEOKİMYASI VE JENEZİ

Cumhur Eren IŞIK

Jeoloji Mühendisliği, Doktora Tezi, 2019

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Gürsel YANIK

ÖZET

Batı Anadolu'da, Miyosen yaşlı riolitik-dasitik bileşimli volkanik kayaların hidrotermal alterasyonu ile oluşan kaolen yatakları bulunmaktadır. Bu yataklarda bulunan kil minerallerini tespit etmek, fiziksel-kimyasal özellikleri ve potansiyel endüstriyel kullanım alanları açısından oldukça önemlidir. Bu çalışmada; benzer volkanik kayaların hidrotermal alterasyonu sonucunda Gevrekseydi köyü ve çevresinde (Kütahya, Türkiye) oluşmuş kaolen yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve jeokimyasal incelemeleri yapılarak kil minerallerinin türleri, çalışma alanındaki dağılımları ve oluşum mekanizmaları saptanmıştır. Mineralizasyon ve karakterizasyon çalışmaları için X-ışınları difraksiyonu (XRD), taramalı elektron mikroskop (SEM), Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi (FTIR), diferansiyel termal ve termogravimetrik analiz (DT/TGA) ve elementel analiz metodları kullanılmıştır.

XRD çalışmalarında kil mineralleri olarak; kaolinit, halloysit, simektit, illit ve vermikülit bulunmuştur. Kil dışı mineraller olarak ise silis grubu (kuvars, kristobalit, tridimit), demir grubu (hematit, manyetit, götit), sülfat grubu (alunit, natro-alunit, minamit), silikat grubu (muskovit, biyotit, piroksen, sanidin, albit, şabazit), karbonat grubu (kalsit, dolomit, manyezit, ankerit) mineraller ve titanyum mineralleri (rutil, anataz) tespit edilmiştir. Taramalı elektron mikroskop incelemelerinde kaolinit kristallerinin altıgen yapraksı morfoloji, halloysitlerin tüp şekilli, uzamış şekilli ve kısa tüpler şekilli morfoloji, simektitlerin ise gül yapısında morfoloji gösterdikleri tespit edilmiştir. Ayrıca, SEM görüntülerinde kil minerallerinin ana kayada bulunan volkan camının ve feldispat minerallerinin çözünmesi neticesinde oluştukları, halloysitlerin ayrıca kaolinit kristallerinin transformasyonu sonucunda oluştuğu belirlenmiştir. TGA eğrilerinde, kaolinit ve halloysit'in kristal suyunun ayrılmasını gösteren 530-590 °C arasında gelişen ana endotermik reaksiyon piki ve FTIR analizlerinde kaolinit'in 3690,52 cm⁻¹ ve 3619,91 cm⁻¹ bantları tespit edilmiştir. İzotopik δ¹⁸O ve δD verileri ile kaolenlerin oluşum sıcaklığı 57-108 °C arasında, simektitlerin oluşum sıcaklığı ise 50-97 °C arasında hesaplanmıştır.

Ana oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri hidrotermal alterasyon sürecinde kil yataklarında elementel mobilitenin gerçekleştiğini göstermiştir. Kimyasal alterasyon indeksi (CIA) sonuçları bölgede ileri derece arjilik alterasyon gerçekleştiğini ve Ba+Sr'a karşı Ce+Y+La ile $\delta^{18}\text{O}$ 'e karşı δD diyagramları bölgedeki yatakların hipojen kökenli olduğu ortaya koymuştur. Kütle değişim diyagramı SiO_2 ve Al_2O_3 'ün ana kayaca göre kaolinitik ve simektitik zonda zenginleştiğini, Fe_2O_3 , CaO ve Na_2O 'nun kaolinitik zonda yıkandığını, MgO ve K_2O 'nun ise simektitik zonda zenginleştiğini göstermiştir. İz elementlerden Ba^{+2} ve Sr^{+2} ana kayaca göre alunitik ve kaolinitik zonlarda önemli oranda zenginleşmişken simektitik zonda geçiş metallere Ni 93 kat, Zn 51 kat, Co 19 kat artmıştır. Örumcek diyagramında nadir toprak elementlerinin kaolinitik ve simektitik zonlarda ana kayaca göre azaldığı, alterasyon derecesi daha yüksek olan kaolinitik zonda ise tüketilmenin daha fazla olduğu tespit edilmiştir.

Gevrekseydi köyü ve çevresindeki kil yataklarının asidik, yüksek sülfidasyonlu epitermal bir sistemde oluştuğunu gösteren kökensel bir model öne sürülmüştür. Bu sistemde mineralizasyon faylar tarafından kontrol edilen hidrotermal akışkanlar ile sağlanmıştır ve yataklardaki başlıca mineralizasyon üstten alta doğru opal silis şapka, kaolinit + alunit + halloysit, kuvars + kaolinit + alunit + simektit ve alunit + kaolinit + halloysit + kuvars şeklinde gerçekleşmiştir.

Anahtar Kelimeler: Alunit, Asit sülfat hidrotermal alterasyon, Element mobilitesi, Gevrekseydi, Halloysit, Hipojen köken, Kaolinit, Kil, Kütahya.

GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF CLAY DEPOSITS FROM GEVREKSEYDI VILLAGE (KUTAHYA) AND ITS VICINITY

Cumhur Eren IŞIK

Geological Engineering, PhD. Thesis, 2019

Thesis Supervisor: Prof. Dr. Gürsel YANIK

SUMMARY

Western Turkey host to many kaolin and halloysite deposits which were formed from hydrothermal alteration of Miocene volcanic rocks. The determination of clay minerals in these deposits is essential in terms of their physical-chemical properties and potential industrial uses. In this study; the kaolin deposits of Gevrekseydi village and its vicinity (Kutahya, Turkey) formed as a result of hydrothermal alteration of the similar volcanic rocks were studied in terms of their geology, mineralogy and geochemistry in order to determine the types of the clay minerals as well as their distributions and formations. For mineralisation and characterisation studies, X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscope (SEM), Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR), differential thermal and thermogravimetric analysis (DT/TGA) and elemental analysis methods were used.

The clay minerals detected in the XRD studies were kaolinite, halloysite and smectite, illite and vermiculite. As non-clay minerals; silica group (quartz, cristobalite, tridymite), iron group (hematite, magnetite, goethite), sulphate group (alunite, natro-alunite, minamide), silicate group (muscovite, biotite, pyroxene, sanidine, albite, chabazite), carbonate group (calcite, dolomite, magnesite, ankerite) minerals and titanium minerals (rutile, anatase) were determined. Scanning electron microscopy studies revealed that kaolinite crystals have hexagonal leaf morphology; halloysites have tubular shaped, stubby shaped and elongate shaped morphology; smectites have rose-like morphology. In SEM images, it was determined that clay minerals were formed as a result of the dissolution of volcanic glass and feldspar minerals in the host rock, halloysite was also formed by the transformation of kaolinite crystals. In DT/TGA analysis, the main endothermic reaction peak which shows the separation of crystal water of kaolinite and halloysite was detected between 530-590 °C and 3690,52 cm⁻¹ and 3619,91 cm⁻¹ bands of kaolinite were detected in FTIR analyses. According to isotopic δ¹⁸O and δD data, the formation temperature of kaolin is between 57-108 °C and the formation temperature of smectites is between 50 and 97 °C.

Major oxide, trace element, and rare earth element analyses showed that elemental mobility occurred in clay deposits during the hydrothermal alteration process. The results of the chemical alteration index (CIA) showed that highly argillic alteration occurred at the region and Ce + Y + La versus Ba + Sr and $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagrams revealed that the deposits in the region are hypogenous in origin. Mass change diagram showed that compared with host rock SiO_2 and Al_2O_3 were enriched in both kaolinitic and smectitic zone, Fe_2O_3 , CaO and Na_2O were leached in the kaolinitic zone, MgO and K_2O were enriched in the smectitic zone. The trace elements Ba^{+2} and Sr^{+2} were significantly enriched in the alunitic and kaolinitic zones compared to the host rock. In the smectitic zone, the transition metals enriched by Ni 93 fold, Zn 51 fold, Co 19 fold. In the spider diagram, it was found that rare earth elements decreased in the kaolinitic and smectitic zones compared to the parent rock, while the decrease in the kaolinitic zone was higher which alteration degree was also higher.

A genetic model is proposed showing that the clay deposits in Gevrekseydi village and its vicinities are formed in an acidic, high sulfidation epithermal system. In this system, mineralisation is provided by hydrothermal fluids controlled by faults, and the main mineralisation in the beds is formed from top to bottom as opal silica cap, kaolinite + alunite + halloysite, quartz + kaolinite + alunite + smectite and alunite + kaolinite + halloysite + quartz.

Key Words: Alunite, Acid sulfate hydrothermal alteration, Element mobility, Gevrekseydi, Halloysite, Hypogene origin, Kaolinite, Clay, Kutahya.

TEŞEKKÜR

Doktora tez çalışmalarımın her aşamasında bana destek olan, görüş ve önerileriyle tez çalışmalarımı yönlendiren ve zenginleştiren, saha, laboratuvar, araştırma ve yazım aşamalarının her birinde önemli katkılar sağlayan çok değerli hocam **Prof. Dr. Gürsel YANIK**'a,

Değerli katkı ve önerileri ile tez çalışmalarımda bana yardımcı olan, saha çalışmaları ve özellikle petrografik ince kesit incelemelerimde önemli katkılar sağlayan doktora tez izleme komitesi üyesi olan çok değerli hocam **Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ**'ye,

Görüş ve önerilerini her zaman benimle paylaşan, bu çalışmanın gelişimine ve zenginleşmesine önemli katkılar yapan, özellikle arazi çalışmaları ve jeokimyasal yorumlamalarda önemli katkılar yaparak beni yönlendiren doktora tez izleme komitesi üyesi olan çok değerli hocam **Prof. Dr. Ahmet YILDIZ**'a,

Doktora çalışmalarım süresince bana destek olan kıymetli eşim **Beytül IŞIK**'a, doktora çalışmalarım esnasında dünyaya gelen ve yaşamımızı güzelleştiren biricik oğlum **Yusuf IŞIK**'a, beni yetiştiren ve hayatım boyunca yanımda olan kıymetli annem **Zuhal IŞIK**'a, hayatımın her aşamasında bana destek olan ve yönlendiren, akademik yaşantımda kendisini her zaman örnek aldığım kıymetli babam **Prof. Dr. İskender IŞIK**'a,

Doktora çalışmamı destekleyen ve özellikle analiz çalışmalarımın yapılmasında yararlandığım destekten dolayı Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı'na,

Sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	v
SUMMARY	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xiii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xviii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xix
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	1
1.2. Çalışma Sahasının Konumu.....	2
1.3. Çalışma Alanının Genel Özellikleri	3
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3. MATERYAL VE METOD	11
3.1. Saha Çalışmaları	11
3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	11
3.2.1. Mineralojik ve petrografik analizler.....	12
3.2.2. Kimyasal analizler.....	13
3.2.3. Taramalı elektron mikroskop (SEM) analizleri.....	14
3.2.4. Diferansiyel termal ve termogravimetrik analiz (DT/TGA)	15
3.2.5. Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi (FTIR) analizleri.....	15
4. JEOLJİ.....	16
4.1. Bölgesel Jeoloji ve Tektonizma	16
4.1.1. Tavşanlı zonu.....	16
4.1.2. Afyon zonu	18
4.1.3. Menderes masifi	18
4.1.4. Bornova filiş zonu	20
4.1.5. Bölgesel tektonizma, havza oluşumu ve Miyosen magmatizması	21
4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi.....	23
4.2.1. Kınık ofiyoliti (Kof).....	27
4.2.2. Beke Formasyonu (Tb).....	29
4.2.3. Seyitömer Formasyonu (Ts).....	30
4.2.4. Gevrekseydi volkanik kayaları (Tc).....	33
4.2.5. Çökköy Formasyonu (Tç)	35

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4.2.6. Kocayataktepe Formasyonu (Tk)	36
4.2.7. Alüvyon (Qal).....	37
4.3. Kil yataklarının jeolojisi.....	38
4.3.1. Gevrekseydi kil yatağı.....	41
4.3.2. Pırnalık tepe kil yatağı.....	53
4.3.3. Açarlık tepe kil yatağı	59
4.3.4. Türkmenlik tepe kil oluşumu	66
5. BULGULAR.....	72
5.1. Volkanik Kayaçların Mineralojisi ve Petrografisi	72
5.2. X-Işını Kırınımı (XRD) İncelemeleri	77
5.3. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri	85
5.3.1. Kaolinitlerin SEM incelemeleri.....	85
5.3.2. Halloysitlerin SEM incelemeleri	89
5.3.3. Kaolinitlerin transformasyonu ile oluşan halloysitlerin SEM incelemeleri	93
5.3.4. Simektitlerin SEM incelemeleri	101
5.3.5. Alunitlerin SEM incelemeleri.....	103
5.3.6. Kuvarların SEM incelemeleri	107
5.3.7. Opallerin SEM incelemeleri.....	108
5.3.8. Dolomitlerin SEM incelemeleri	110
5.3.9. Katodoluminesans (CL) incelemeleri.....	112
5.4. Diferansiyel Termal ve Termogravimetrik Analiz (DT/TGA) İncelemeleri	116
5.5. Fouirer Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi (FTIR) İncelemeleri	120
6. JEOKİMYA.....	123
6.1. Kil Yataklarının Volkanizma ile İlişkisi	129
6.2. Alterasyon Sürecinde Element Hareketliliği.....	130
6.3. İzotop (Oksijen ve Döteryum) İncelemeleri	138
7. TARTIŞMA.....	140
7.1. Alterasyon İndeksi (CIA) Değerlerinin İrdelenmesi	140
7.2. Sıcaklık ve pH Koşullarının İrdelenmesi	142
7.3. Hipojen-Süperjen Koşullarının İrdelenmesi	143
7.3.1. İz element değerlerinin irdelenmesi	144
7.4. Nadir Toprak Element Değerlerinin İrdelenmesi	145
7.5. İzotop Değerlerinin İrdelenmesi	148

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
7.6. Oluşum Modelinin İrdelenmesi	149
7.7. Killerin Oluşum Modelinin İrdelenmesi	155
7.8. Kaolinitin Halloysite Transformasyon Modelinin İrdelenmesi.....	156
8. SONUÇLAR	160
9. ÖNERİLER.....	165
KAYNAKLAR DİZİNİ.....	166
EKLER	
Ek 1. XRD Analiz Sonuçları	
Ek 2. DT/TGA Analiz Sonuçları	
Ek 3. FTIR Analiz Sonuçları	
ÖZGEÇMİŞ	

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1. Gevrekseydi köyü'nün Kütahya il merkezine göre konumu.....	2
4.1. Anadolu'nun tektonik birlikleri.....	17
4.2. Tavşanlı zonu haritası.....	19
4.3. Çalışma alanının jeoloji haritası.....	25
4.4. Çalışma alanının genel stratigrafik dikme kesiti.....	26
4.5. Kınık ofiyolitinden bir görünüm.....	27
4.6. Ofiyolit karmaşığı içerisinde bulunan radyolaritli çört biriminden bir görünüm.....	28
4.7. Kınık ofiyolitinde gelişen lateritleşmelerden bir görünüm.....	29
4.8. Beke Formasyonundaki Konglomeraların görünümü.....	30
4.9. Seyitömer Formasyonunda taban kilinden bir görünüm.....	31
4.10. Seyitömer Formasyonundaki alt kömür damarından bir görünüm.....	33
4.11. Açarlık tepede görülen tüflerin drone ile çekilmiş hava fotoğrafı.....	34
4.12. Gevrekseydi volkanik kayaçlarına ait yatay tabakalanma gösteren tüflerin Türkmenlik tepe'de görünümü.....	35
4.13. Çokköy Formasyonunun Gevrekseydi'deki görünümü.....	36
4.14. Kocayataktepe Formasyonunun Seyitömer yerleşim yerindeki görünümü.....	37
4.15. Alüvyonlardan bir görünüm.....	38
4.16. Gevrekseydi kaolen yatağının enine kesiti.....	39
4.17. Çalışma alanında kil örneklerinin alım yerlerini gösteren harita.....	39
4.18. Kil oluşumlarının gerçekleştiği başlıca üç bölgenin kesiti.....	40
4.19. Gevrekseydi köy kil yatağının drone ile çekilmiş havadan görünümü.....	41
4.20. Gevrekseydi köy kil yatağının enine kesiti.....	42
4.21. Gevrekseydi köy mezarlık arkasındaki terkedilmiş kil ocağının genel görünümü.....	42
4.22. Gevrekseydi köy kil yatağının riyolit ana kayacından bir görünüm.....	43
4.23. Gevrekseydi kil yatağında gözlenen farklı zonlar ve örnek alım krokisi.....	44
4.24. A1-3 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	45
4.25. A1-2 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	46
4.26. A1-1 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	47
4.27. A1-0 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	48
4.28. A2-3 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	49
4.29. A2-2 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	50
4.30. A2-1 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.....	51

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.31. Gevrekseydi kil ocağına ait dikme sütun kesit.....	52
4.32. Pıralık tepe kil yatağının drone ile çekilmiş havadan görünümü	53
4.33. Pıralık Tepe'deki fayın aynası ve fay çiziklerinden bir görünüm	54
4.34. Pıralık Tepe'den genel bir görünüm.....	54
4.35. Pıralık Tepe'de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi.....	55
4.36. Pıralık tepe'ye ait dikme sütun kesit	58
4.37. Açarlık tepe kil yatağının drone ile çekilmiş havadan görünümü	59
4.38. Açarlık Tepe'deki fay aynasından bir görünüm	60
4.39. Açarlık Tepe'de çatlaklardan riyolit/riyodasit anakayaca nüfuz eden eriyiklerin görünümü	61
4.40. Açarlık Tepe alterasyon zonlarının yakından görünümü.....	61
4.41. Açarlık tepe'de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi	62
4.42. Açarlık tepe'ye ait dikme sütun kesit	65
4.43. Türkmenlik Tepe'nin görünümü	66
4.44. Türkmenlik Tepe'deki sistematik çatlaklar'dan bir görünüm	67
4.45. Türkmenlik Tepe'de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi	68
4.46. Türkmenlik Tepe kil yatağı dikme kesit gösterimi.....	70
4.47. Pıralık tepe bölgesinde fay ile ilişkili arjilik alterasyonun görünümü.....	71
5.1. Gevrekseydi volkanik kayalarına ait incekesit görüntüleri	73
5.2. Gevrekseydi volkanik kayalarına ait incekesit görüntüleri	75
5.3. Gevrekseydi volkanik kayalarına ait incekesit görüntüleri	76
5.4. R-1 örneğine ait kil fraksiyonu üçlü XRD paternleri.....	78
5.5. Örnek A2-2-1'e ait 14 Å pikinin ayrıntılı analizi.....	79
5.6. A2-2 numunesinin Mg ⁺² ile doymuş hale getirilen XRD paternleri	79
5.7. Örnek A1-3-1 e ait XRD difraktogramı	80
5.8. O-5 kodlu opal örneğine ait XRD difraktogramı	81
5.9. Altıgen yapraksı morfolojideki kaolinit kristalinin SEM görüntüsü	86
5.10. Düzensiz halde bulunan kaolinit kristallerinin SEM görüntüsü.....	86
5.11. Kaolinit kristalinin EDX analizi.....	87
5.12. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan kaolinit kristallerine ait SEM görüntüsü	88
5.13. Volkanik camın alterasyonu sonucu oluşan kaolinit kristallerine ve volkanik cama ait EDX analizi.....	88
5.14. Tüp şeklinde morfoloji gösteren haloysitlerin SEM görüntüsü	89

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
5.15. Kısa tüpler şeklindeki halloysitlerin SEM görüntüsü	89
5.16. İç merkezinden itibaren dışa doğru uzamış şekilli halloysit tüplerinin SEM görüntüsü....	90
5.17. Halloysit kristallerinin EDX analizi	90
5.18. Feldispat alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü	91
5.19. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	91
5.20. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü.....	92
5.21. Alunit kristalleri üzerinde bulunan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü	92
5.22. Alunit kristalleri üzerinde bulunan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü	93
5.23. Kaolinit kristallerinin transformasyon esnasında arka arkaya dizilimini ve halloysit tüpünün teleskopik gelişimini gösteren SEM görüntüsü.....	94
5.24. Kaolinit kristallerinin transformasyon esnasında arka arkaya dizilimini gösteren SEM görüntüsü.....	94
5.25. Kaolinit kristallerinin kenarlarından itibaren sıkıca bağlanmasını gösteren SEM görüntüsü.....	95
5.26. Kaolinit kristallerinin kıvrımlanmasını ve halloysit tüpüne dıştan bağlanan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.....	96
5.27. Kaolinit kristallerinin kıvrımlanmasını gösteren SEM görüntüsü	96
5.28. Halloysit tüpüne dıştan bağlanan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü	97
5.29. Kaolinit kristallerinin dönme hareketini gösteren SEM görüntüsü.....	98
5.30. Kaolinit kristallerinin dönme hareketini gösteren SEM görüntüsü.....	98
5.31. Halloysit tüpünün merkezinden itibaren gelişimini gösteren SEM görüntüsü.....	99
5.32. Halloysit tüpünün merkezinden itibaren gelişimini gösteren SEM görüntüsü.....	99
5.33. Halloysit tüpü üzerinde dönme hareketi yapan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.....	100
5.34. Halloysit tüpü üzerinde dönme hareketi yapan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.....	100
5.35. Gül yapısında morfoloji gösteren simektitlerin SEM görüntüsü.....	101
5.36. Simektit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	101
5.37. Simektit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	102
5.38. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan simektit kristallerine ait SEM görüntüsü....	103
5.39. Alunit kristallerine ait SEM görüntüsü	104
5.40. Özşekilli alunit'in SEM görüntüsü ve EDX analizi	104

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
5.41. Özşekilli minamite ait SEM görüntüsü	105
5.42. Özşekilli minamit'e ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	105
5.43. Özşekilli jarosite ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	106
5.44. Özşekilli hekzagonal morfolojiye sahip kuvars kristallerinin SEM görüntüsü	107
5.45. Kuvars kristalinin EDX analizi	108
5.46. O-1 kodlu opal örneğinde tespit edilen kristobalit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	109
5.47. O-9 kodlu opal numunesinin SEM görüntüsü	109
5.48. Opal numunesinde tespit edilen barit mineraline ait SEM görüntüsü ve EDX analizi	110
5.49. SEM analizinde tespit edilen dolomit mineralinin görüntüsü	111
5.50. SEM analizinde tespit edilen dolomit mineralinin EDX analizi	111
5.51. Gevrekseydi volkanik kayacına ait CL spektrumu	112
5.52. Riyolitik kayacın SEM ve SEM-CL RGB görüntüleri	113
5.53. O-11 opal örneğindeki kuvars ve kristobalitle ait geri saçınımlı elektron (BSE) ve monokromatik SEM-CL görüntüleri	114
5.54. Opal örneğine ait 500-550 nm dalga boyularında oluşan spektrumu	114
5.55. Kuvars CL spektrumunda 650 nm civarında gözlenen SEM ve kırmızı RGB görüntüsü	115
5.56. Kuvarsa ait CL spektrumunda 650 nm civarında gözlenen kırmızı spektrum	116
5.57. Örnek A1-2-1'in kil fraksiyonuna ait DT/TGA eğrileri	119
5.58. Örnek A1-2'ye ait FTIR diyagramı	121
6.1. Gevrekseydi ve çevresinden alınan örneklerin Winchester ve Floyd (1977)'un Zr/TiO ₂ 'ye karşı Nb/Y hareketsiz element diyagramında gösterimi	129
6.2. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerin CIA indeksi üçgen diyagramı	132
6.3. Gevrekseydi volkanitlerinin ana oksitlerinde (gr) ve iz elementlerinde (ppm) alterasyon boyunca meydana gelen kütle değişimlerini gösteren diyagram	133
6.4. Gevrekseydi volkanik kayalarından alınan altere örneklerin hipojen-süperjen alterasyon diyagramında gösterimi	135
6.5. Gevrekseydi ve çevresinden alınan, kondrite göre normalize edilmiş olan numunelerin REE dağılımları	136
6.6. Gevrekseydi ve çevresinden alınan örneklerin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerini gösteren diyagram	139
7.1. Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerde gerçekleşen yüksek sülfidasyonlu epitermal oluşum modelinin gösterimi	154
7.2. Hidrotermal alterasyon ve çözünme süreçleri ile ana kayaçta kaolinit, alunite, halloysit ve simektit'in oluşumunun SEM çalışmaları temelli oluşturulan modeli	156

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

Sekil

Sayfa

7.3. Kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine transformasyon modelinin gösterimi 158



ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Cizelge</u>	<u>Sayfa</u>
5.1. Gevrekseydi kil örneklerinin Rietveld metodu ile belirlenen yüzde mineral oranları tablosu.....	82
5.2. Pırnalık tepe kil örneklerinin Rietveld metodu ile belirlenen yüzde mineral oranları tablosu.....	83
5.3. Açarlık tepe kil örneklerinin Rietveld metodu ile belirlenen yüzde mineral oranları tablosu.....	83
5.4. Türkmenlik tepe kil örneklerinin Rietveld metodu ile belirlenen yüzde mineral oranları tablosu.....	84
5.5. Kil yataklarındaki silis şapkalardan alınan örneklerin XRD ile tayin edilen mineralojik bileşimleri tablosu.....	85
5.6. Kloss (1974)'e göre dehidroksilasyon sıcaklıkları ile kaolinitin kristal yapısı arasındaki ilişki	117
6.1. Opal numunelerinin ana oksit analiz sonuçları	123
6.2. Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları	123
6.3. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerin CIA (alterasyon derecesi) değerleri tablosu.....	131
6.4. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerde baskın olan kil mineralleri ve ikincil minerallerin CIA (alterasyon derecesi) değerlerine göre bulunduğu aralıkları gösteren tablo.....	132
6.5. Nadir toprak elementleri tablosu.....	137
6.6. Ağır metal elementleri tablosu	137
6.7. Gevrekseydi ve çevresinin $\delta^{18}O$, δD ve oluşum sıcaklığı verileri	138
7.1. Hidrotermal alterasyonun sınıflandırılması.....	150
7.2. Düşük sülfidasyon ve yüksek sülfidasyon hidrotermal alterasyonlarda pH aralıklarındaki mineral birliktelikleri.....	151
7.3. Yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon epitermal sistemlerde minerallerin bolluk oranları	152

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

Açıklama

Å	angström
nm	nanometre
µm	mikron
mm	milimetre
cm	santimetre
m	metre
km	kilometre
%	yüzde
°C	derece
pH	asitlik derecesi
ppm	milyonda bir
ppb	milyarda bir
ml	mililitre
~	yaklaşık
α	alfa
β	beta
θ	teta
kV	kilovolt
mA	miliamper

Kısaltmalar

Açıklama

İLTEM	Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İleri Teknolojiler Merkezi
ACME	Kanada Analitik Laboratuvarı Ltd.
ICP	Endüktif eşleşmiş plazma
ICP-ES	Endüktif eşleşmiş plazma-emisyon spektrometrisi
ICP-MS	Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi
XRD	X-Işını Kırınımı
XRF	X-Işını Floresansı
SEM	Taramalı Elektron Mikroskop
EDX	Enerji Dağılımlı X-ışını Spektroskopisi

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ (devam)

<u>Kısaltmalar</u>	<u>Açıklama</u>
SEM-CL	Taramalı Elektron Mikroskop-Katodoluminesans Analizi
DT/TGA	Diferansiyel Termal ve Termogravimetrik Analiz
FTIR	Fouirer Transform İnfrared Spektrometre
ICSD	İnorganik Kristal Yapı Veritabanı
COD	Kristallografi Açık Veritabanı
OM	Optik Mikroskop
M.T.A.	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
K	Kuzey
G	Güney
D	Doğu
B	Batı
KD	Kuzeydoğu
GD	Güneydoğu
KB	Kuzeybatı
GB	Güneybatı
REE	Nadir Toprak Elementleri
LREE	Hafif Nadir Toprak Elementleri
HREE	Ağır Nadir Toprak Elementleri

1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

Bu çalışma Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı programında Doktora tezi olarak hazırlanmış olup, Dumlupınar Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından 2015-29 nolu proje ile desteklenmiştir.

Bu çalışmanın ana amaçları;

- i. Gevrekseydi köyü (Kütahya) ve yakın çevresinde yayılım gösteren volkanik kayalarındaki killeşmeyi ortaya çıkarmak,
- ii. Bu killeşmeye bağlı olarak oluşan kil minerallerinin türlerini ve çalışma alanındaki dağılımlarını belirlemek,
- iii. Elde edilen verilerin ışığı altında bölgede bulunan kil minerallerinin oluşum mekanizmasını ortaya koymak ve
- iv. Bölge jeolojisine katkılar sağlamaktır.

Bu araştırmada yapılan çalışmalar, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç kısımda yürütülmüştür. Saha çalışmaları; 1/25.000'lik topografik haritasındaki, Kütahya İ23-C3 ve İ23-C4 paftalarında Kütahya il merkezinin 20 km. kuzeybatısında yer alan Gevrekseydi köyü ve çevresinde yapılmıştır. Çalışma alanının jeolojisi yerinde incelenip, jeolojik birimler ayırt edilmiştir. Bölgenin jeolojik özelliklerinin ortaya çıkarılabilmesi amacıyla, jeoloji haritası, arazi ve sütun kesitleri çizilmiş, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için sistematik olarak toplam 71 adet ana kayaç, kil ve opal örneği alınmıştır. Aynı zamanda yapısal unsurlar belirlenerek jeoloji haritasına işlenmiş, çekilen fotoğraflarla da önemli tespitler yapılmıştır.

Bu çalışmada; bölgede bulunan kayaç ve kil oluşumlarının tanımlamasının yapılabilmesi için, petrografik, mineralojik, kimyasal, termal ve mikro yapı/mikro kimyasal gibi analiz ve incelemeler yapılmıştır. Bütün bu analizlerin sonucunda killerin tanımlaması yapılarak oluşum modeli ortaya konulmuştur. Çalışmanın amacını oluşturan killeşmenin gerçekleştiği Gevrekseydi volkanik kayaçları, güneyde İzmir-Ankara Sütur Zonu ofiyolit topluluğuna ait Mesozoyik yaşlı birimleri üzerine uyumsuz olarak tektonik dokanakla gelen Beke Formasyonu ve Seyitömer Formasyonu üzerine gelmektedir. Çalışma alanında, Batı Anadolu'da kuzey-güney yöndeki gerilme tektoniği sonucunda oluşan yaklaşık doğu-batı doğrultulu normal faylar

1.3. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Karbuş (2015)'e göre Kütahya'da yıllık ortalama sıcaklık 10.8 °C ve en düşük ortalama sıcaklık değeri 0.5 °C iken en yüksek ortalama sıcaklık değeri ise 21.0 °C'dir. Ortalama sıcaklık değerleri yıl içerisinde genellikle 0°C altına düşmezken 25 °C'yi ise pek geçmez. Kütahya'da yıllık ortalama yağış ise 547 mm'dir. Yağışın mevsimsel olarak dağılışına göre bölgede kışlar yağışlı, yazlar ise kuraktır. Yağışlar genellikle yağmur olarak düşer. Kütahya sıcaklık bakımından orta derecede karasal iken yağış bakımından ise karasal değildir.

Kütahya, Ege Bölgesi'nde ve Akdeniz iklim sahasında yer almasına rağmen, bulunduğu coğrafi konum ve yüzey şekillerinden dolayı iklimi bir geçiş iklimi özelliği göstermektedir. Ayrıca yazar, Kütahya'nın iklimini Ege, Akdeniz ve Marmara iklimlerinin karışımı olarak belirtmiştir. İç Batı Anadolu Bölgesi'nde bulunan çalışma alanında, karasal ve Akdeniz ikliminin etkileri görülmektedir. Yaz döneminde sıcak, kurak ve az nemli iken kış döneminde yağışlı ve soğuktur. Yağışlar hem kar hem yağmur şeklindedir. Bölgede tarım ve hayvancılık yapılmaktadır. Küçükbaş hayvancılık büyükbaş hayvancılığa göre daha yaygındır.

Gevrekseydi köyü Kütahya il merkezinin yaklaşık 20 km. kuzeybatısında yer alır. Çalışma alanında en yüksek rakımlı nokta 1326 m. ile Kızılcakaya Tepe, en düşük rakımlı nokta ise 1030 m. ile Ahlatlar Mevkii'dir. Genel olarak inceleme alanının kuzey kesimi yüksek ve engebeli, orta kesimi nispeten düz ve güney kesimi ise hafif engebeli bir morfolojiye sahiptir. Maden yatakları, termal kaplıcaları, mermer ocakları ve seramik sanayii hammaddesi potansiyellerine bakıldığında Kütahya ili oldukça zengin yeraltı kaynaklarına sahiptir. Özellikle krom ve gümüş cevheri açısından Kütahya önemli bir üretim merkezidir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma sahasının da içerisinde yer aldığı bölgede, Kütahya il sınırları ve yakınlarında, jeolojik, petrografik, jeokimyasal, tektonik ve ekonomik jeoloji açısından pek çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan tez konusu ile ilişkili olanlar aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Gawlik (1956), Emet bölgesinde, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) için linyit aramaları yapmıştır. Bu çalışmalar sırasında Hisarcık'ta bulunan kolemanit yatağının varlığını tespit ederek, Emet ve Hisarcık dolayının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamıştır. Araştırmacı bölgede sekiz jeolojik birim tanımlamıştır. Bölgede; en alttan üste doğru gnays, mermer, mikaşist ve serpantinleri içeren metamorfik birimlerin olduğunu, bu birimlerin üzerinde ise sırasıyla, taban kireçtaşlarının, kırmızı serinin, borat mercekli gri marn ve tüflerin, örtü kireçtaşlarının, taraça molozu ve alüvyonların olduğunu saptamıştır. Bu birimlerin yanı sıra sedimantasyonun son evrelerinde gerçekleşen volkanizma sonucunda, andezit, riyolit, dasit, bazalt ve tuf birimlerinin de varlığını ortaya koymuştur.

Ketin (1960), yapmış olduğu 1/2.500.000 ölçekli Türkiye tektonik haritasında, Kütahya ve etrafındaki tektonik birliktelikleri “Laramiyen safhası ile kıvrılmış metamorfik zon ve Alpin temel üzerinde Neojen Platformları” olarak tanımlamıştır.

Nebert (1960), Tavşanlı'nın batısında ve kuzeyinde linyit içeren Neojen havzalarının litostratigrafisini araştırmıştır. Neojen yaşlı birimlerin, çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşlarının yanı sıra volkanik ve piroklastik kayalar da içeren birimlerden oluştuğunu saptamıştır.

Kalafatçıoğlu (1962 ve 1964), Kütahya ile Balıkesir arasında kalan bölgenin jeolojisini çalışmıştır. Araştırmacı bölgedeki en yaşlı kayaların Paleozoyik yaşlı mermerler ve şistlerden oluşan bir seri olduğunu belirlemiştir. Paleozoyik yaşlı bu birimlerin üzerine, kumtaşı ve kireçtaşlarından oluşan fosil içeren Permian biriminin uyumsuz olarak geldiğini belirtir. Permian döneminin sonunda bölgenin genç Variskan orojenezi ile su seviyesinin üzerine yükseldiğini ortaya koymuştur. Mesozoyik döneminde ise bölgede, Üst Kretase yaşlı kireçtaşı ve karışık seri'nin oluştuğunu, Maastrichtiyen'den sonra Laramien orojenik fazı ile denizin bölgeden çekildiğini ifade etmiştir. Neojen birimlerinin alttan üste doğru konglomera, kum, kil, marn, kireçtaşı, kumtaşı, marnlı kireçtaşı, silisli kireçtaşı, silis yumru ve tabakaları ve tuf'ten oluştuğunu ortaya koymuştur. Miyosen'de başlayan volkanik aktivitenin ise Pliyosen'in sonuna kadar devam ettiğini ifade etmiştir.

Beer (1964), Şaphane (Kütahya) bölgesindeki alunit yataklarının jeolojisini araştırıp, bu yatakların bölgede meydana gelmiş olan hidrotermal alterasyon ile ilişkili olduğunu ortaya koymuştur.

Özpeker (1969), çalışmasında Emet, Bigadiç ve Kestelek borat yataklarının jeolosini araştırıp bu yatakların karşılaştırmalı köken çalışmasını yapmıştır. Araştırmacı, bölge jeolojisinin sırasıyla alttan üste doğru; Paleozoyik yaşlı mermer, kalkışist ve mikalı kuvarsitleri içeren metamorfik birimlerden oluştuğunu belirlemiştir. Bu birimin üzerine Neojen yaşlı taban kireçtaşları, kırmızı seri, pembe renkli dasit, genç riyolit ve ojit andezit bileşimli volkanikler ile konglomera, yamaç molozu ve alüvyonların geldiğini belirlemiştir.

Abdüsselamoğlu (1977), Gediz ve çevresindeki birimleri litostratigrafik kesit üzerinde göstererek Neojen yaşlı tortul ve volkanik birimlerini beş formasyona ayırmıştır. Bölgedeki fayları ise, 1970 Gediz depreminden önce oluşanlar ve bu deprem sırasında gelişenler olmak üzere iki farklı sınıfa ayırmıştır.

Ataman (1977), zeolit yatakları üzerinde yaptığı çalışmasında, Batı Anadolu'da Emet ve Gediz etrafındaki felsik bileşimli tüflerin, zeolit oluşumlarının ana kayacı olduğunu ortaya koymuştur. Bu çalışmasında, klinoptilolit ve kristobalit mineral birlikteliğinin varlığını ortaya koymuştur.

Bingöl (1977), Murat Dağı ve civarında geniş bir yayılım gösteren magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçların jeokronolojisi ve petrolojisini incelediği çalışmasında, Karacahisar Volkanitleri'nin ve Baklan Graniti'nin yaşını Rb/Sr ve K/Ar yaşlandırma metodları ile saptamıştır. Yaşlarını Karacahisar Volkaniti için $16,9 \pm 0,2$ ile $20,9 \pm 0,5$ milyon yıl arasında hesaplarırken, monzogranit bileşimdeki Baklan Graniti için 52 ± 7 milyon yıl olarak belirlemiştir. Ayrıca çalışmacı, Paleosen yaşlı Baklan Graniti (monzogranit) ile Orta Miyosen yaşlı Karacahisar Volkanitleri'nin (riyodasit, riyolit tüf) kimyasal bileşimleri ile aynı özellik ve farklı özellik gösteren farklı magmalardan oluştuğunu ortaya koymuştur.

Helvacı (1977), Emet bor yatağında gerçekleştirdiği bu çalışmasında, bor minerallerinin jeokimyası ve mineralojisi ile ilgili bir çalışma yapmıştır. Bölgedeki bor minerallerinin jeokimyasal anlamda farklı özelliklere sahip iki sedimanter havzadaki playa göllerinde oluştuğunu belirlemiştir. Ayrıca, bor minerallerinin tuf, kireçtaşı, marn ve kil ara katmanlarıyla tabakalanma gösterdiğini saptamıştır.

Helvacı ve Firman (1977), Emet borat yataklarının jeolojisi, mineralojisini ve jeokimyasını araştırmışlardır. Emet borat yataklarını oluşturan playa göllerinin Orta Oligosen

zaman diliminde kurak veya yarı kurak iklim koşullarında termal sular ve yüzey sularıyla beslendiklerini belirtmişlerdir. Bu göllerin ayrıca volkanik ve tektonik açıdan aktif bir bölgede bulduklarını ortaya koymuşlardır. Ayrıca, bu çalışmalarında kolemanitin rekristalizasyonuna bağlı olarak kalsit ve hidroborasite dönüşüm aşamasını tespit etmişlerdir.

Ataman ve Baysal (1978), Türkiye'deki borat yataklarının kil mineralojisi üzerine yaptıkları çalışmalarında, borat, fillosilikat ve karbonat minerallerinin büyük bir kısmının nispeten sıcak gölsel ortamlarda otijenik olarak oluştuğunu saptamışlardır. Emet bölgesindeki borat yataklarındaki, ardışık killi seviyelerde simektitin baskın, illitin daha az miktarda, klorit ve ara katmanlı bazı minerallerin ise daha az oranlarda olduğunu saptamışlardır.

Ercan vd. (1978), Uşak yöresindeki Neojen havzaların jeolojisini inceledikleri çalışmalarında, Uşak ve etrafındaki karasal Neojen havzalarında yüzlek veren, kaolen, kömür, bitümlü şeyl, uranyum ve bor tuzları gibi ekonomik açıdan önemli oluşumları içeren sedimanter birimleri litostratigrafik olarak incelemişlerdir. Bölgede farklı zamanlarda oluşan volkanitlerin stratigrafik istifteki konumlarını belirleyerek, oluşum sıralarına göre sırasıyla Karaboldere Volkanitleri ve Payamtepe Volkanitleri olarak isimlendirmişlerdir. Karaboldere Volkanitlerinin riyodasitik, riyolitik bileşimli asidik kayaçlar olduğunu belirlemişlerdir. Bu volkanitlerden sonra, Uşak ve Kula dolaylarında meydana gelen Kuvaterner yaşlı üçüncü volkanik dönemin ise, lav akıntıları şeklinde olduğunu saptamışlardır.

Akdeniz ve Konak (1979), Simav ve yakın çevresinde Menderes masifi etrafında stratigrafik anlamda birçok araştırmacı tarafından ortaya konulan farklılıkları ortadan kaldırmak amacıyla bu çalışmayı yapmışlardır. Menderes masifinin merkezinde bulunan migmatitlerin Prekambriyen yaşlı killi pelitik sediman ve grovaklardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Simav ve çevresindeki granitlerin Tersiyer döneminin başında yükselmeye başladığını ortaya koymuşlardır. Ayrıca, Tersiyer'de güneyde bulunan Menderes masifinin tektonizma ile yükselmesi sonucunda, Simav grabeninde çatlak sistemlerinin geliştiğini ifade etmişlerdir. Aynı zamanda araştırmacılar, bu olaylara bağlı olarak bölgede meydana gelen çöküntü alanlarında, Neojen yaşlı çökellerin yerleştiğini ve bu çökellerin aynı bölgede meydana gelen Miyosen volkanizmasına bağlı olarak çökelmiş göl sedimanları ile yanal geçiş gösterdiği ortaya koymuşlardır. Kuvaterner döneminde ise masifin tektonizma ile yükselmesinin devam ettiğini saptamışlardır.

Ercan vd. (1979), "Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri" başlığındaki araştırmalarında Uşak ve etrafındaki volkanitleri çalışmışlardır. Bu volkanitleri bileşimleri, oluşum yaşları ve petrografik farklılıklarına bağlı olarak

Karaboldere, Payamtepe, Dikendere ve Beydağları olarak sınıflandırmışlardır. Araştırmacılar bu volkanitlerin kökeninin tek bir magma kaynağı olduğunu ve farklı dönemlerde oluştuklarını ortaya koymuşlardır.

Gün vd. (1979), Emet ve Gediz bölgelerinin güneyinde bulunan Neojen havzaların jeolojisi ve stratigrafisini incelemişlerdir. Neojen dönemi kayaçların diskordans ile Üst Kretase ve daha yaşlı olan temel kayaların üzerinde yer aldığını saptamışlardır. Çalışmada yapılan yaş tayinlerine göre, Pliyosen yaşlı sedimanter birim ile Miyosen yaşlı tuf ve volkanik kayaçlar arasında açısız uyumsuzluk tespit edilmiştir. Emet ve Gediz havzalarının Neojen dönemindeki çökelmenin başında ayrıldıklarını ve Neojen döneminin sonunda bu iki havzada çökelme şartlarının aynı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Tokay ve Doyuran (1979), yapmış oldukları çalışmalarında Gediz ve civarındaki tektonizmayı anlamak amacıyla bölgenin sismotektonik özelliklerini incelemişlerdir. Çalışma alanında bulunan Gediz, Simav ve Emet faylarının diri faylar olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bingöl vd. (1982), Batı Anadolu'da granitoid sınıfında olan granit bileşimli sokulumların yaşlarını belirlemeye yönelik yapmış oldukları bu çalışmalarında, izotop analizlerine bağlı olarak, bu kayaçların oluşumlarının Paleozoyik ile Tersiyer dönemleri arasında gerçekleştiğini saptamışlardır. Istranca masifindeki granitlerin yaşını radyometrik yöntemler ile Geç Kretase, Balıkesir (Edremit) ile Eskişehir arasındaki hattın güney kesiminde bulunan granit bileşimli kayaçların yaşını ise Miyosen olarak saptamışlardır.

Akbulut vd. (1984), çalışmalarında Emet'te bulunan Miyosen yaşlı birimin en altında bazalt, andezit ve dasit bileşimli kayaçlar ile tuf içeren volkanitler olduğunu saptamışlardır. Ayrıca, Miyosen döneminde gelişen sedimantasyon ile kumtaşı, kil, marn ve kireçtaşlarının bu volkanitlerin üzerine depolandığını belirlemişlerdir. Bu birimlerin üstüne Pliyosen döneminde gerçekleşen çökelme ile kil, marn, tuf, bor içeren kireçtaşı birimlerinin geldiğini ve sonrasında bu birimlerin üzerine de kireçtaşı-marn birimlerinin depolandığını çalışmalarında saptamışlardır.

Ercan vd. (1984), Kütahya'nın ilçesi Emet'in batısındaki Eğrigöz graniti ve çevresinde Senozoyik volkanizmasının petrojenik araştırmasında bulunmuşlardır. Simav çevresindeki volkanitlerin zamanla kalkalkali karakterden alkali bir volkanizmaya dönüştüğünü ortaya koymuştur. Çalışmasında birimlerin yaşlarını paleontolojik ve sedimantolojik bulgulara göre belirlemişlerdir. Araştırmacılar, bölgede geniş yayılımı bulunan Orta-Üst Miyosen yaşlı

kalkalkali karakterli olan volkanitlerin, tüflerinin “Civanadağ Tüfleri” ve lavlarının “Akdağ Volkanitleri” olduğunu belirtmişlerdir.

Güleç (1991), Batı Anadolu’da bulunan Kuvaterner alkalen volkanitlerin bazik bileşim gösterdiklerini ve plaka içi volkanitlerin özelliklerini gösterdiklerini belirtmiştir. Buna karşın Miyosen-Pliyosen kalkalkalen volkanitlerin riyyolit ile andezit bileşim gösterdiğini ve plaka kenarı volkanitleri özelliklerinde olduğunu belirtmiştir.

Seyitoğlu ve Scott (1991), Batı Anadolu’daki sıkışma rejiminin Geç Oligosen- Erken Miyosen döneminden itibaren yerini K-G gerilme rejiminin aldığını belirtmiştir. K-G gerilme rejimine bağlı olarak gelişen volkanizmaların bileşimlerindeki değişimlerin ise astenosfer esaslı olduğunu belirtmiştir. K-G yönünde gelişen gerilme rejiminin yasını Erken Miyosen olarak tespit etmişlerdir.

Seyitoğlu vd. (1997), Emet - Uşak – Selendi’de yapmış olduğu K – Ar izotopik yaşlandırmalar ve ana oksit ile iz element analizlerini yorumlayarak Batı Anadolu’da genişleme tektonizmasının etkisiyle kabuksal kirlenmenin azalması neticesinde Erken Miyosen’de hakim olan silisik ve kalkalkali volkanitlerin Orta Miyosen’de mafik volkanizmasına doğru bir değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

Delaloye ve Bingöl (2000), Batı Anadolu’da geniş yayılım gösteren sokulumlar ile ilgili araştırmalarında çalışma alanlarındaki granitleri Kambriyen-Orta Jura yaşlı granitoidler ve Geç Kretase-Geç Miyosen yaşlı genç granitoidler olmak üzere iki farklı grupta belirtmişlerdir. Batı Anadolu’daki granitoidleri kuzeyden güneye doğru farklı kuşaklara ayırmışlardır. Kambriyen-Orta Jura yaşlı granitoidlerin Anadolu’da kuzey ve kuzeybatı bölgelerinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Mutlu vd. (2005), Kütahya’nın Şaphane ilçesindeki alunitler ile ilgili çalışmalarında, alunitlerin riyyolit ve riyyodasit bileşimli Civanadağ tüflerinin alterasyonu neticesinde oluştuğunu ve riyyolit ve riyyodasit bileşimli tüflerin yaşının 12-13 milyon yıl, alunit oluşum sürecinin ise volkanizmanın sona ermesinden 4 milyon yıl sonra sona erdiğini belirtmişlerdir. Alunit oluşumunun gerçekleştiği bölgede normal faylar boyunca H₂S’ce zengin çözeltilerin yükselmesi neticesinde bu çözeltilerin yer altı su seviyesinde atmosferik oksijen ile etkileşmesi ile oluşan sülfirik asit’in alunit oluşumunda önemli bir etkiye sahip olduğunu belirtmişlerdir. İzotop analizleri neticesinde kükürtün magmatik bir kökene sahip olduğunu belirtmişlerdir. Asit-sülfat ayrışmasının buharla ısıtılmış ortam koşullarında geliştiğini vurgulamışlardır. Asit-sülfat

ayrışması sonucunda tufün bileşimindeki K-feldispat ve volkanik camın altere olarak aluniti oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Özgenç ve İlbeyli (2008), Eğrigöz Graniti üzerinde yapmış oldukları araştırmalarında, Eğrigöz sokulumlarının granit ve granodiyorit bileşime sahip yüksek-K içeren kalkalkalen karakterde I-tipi granitler olduğunu belirtmişlerdir. Eğrigöz sokulumlarının ayrıca mafik bileşimli alt kıtasal kabuk kökenli kayaların kısmi ergimesi neticesinde oluştuğunu belirtmişlerdir.

Akay (2009), Kütahya'nın Simav ilçesindeki magmatik kompleksindeki araştırmasında Simav'daki magmatik kompleksi kuzeybatı Anadolu'daki Oligo-Miyosen granitoidlerle karşılaştırmıştır. Oligo- Miyosen yaşlı plutonların petrolojik karakteristiklerinin benzer ve kalkalkalen, I-tipi karakterde olduklarını belirtmiştir. Simav magmatik kompleksinin açılmalı tektonik ile ilişkili olmadığını, çarpışma kökenli olduğunu belirtmiştir.

Ece vd. (2013) Simav grabeninde bulunan Düvertepe kaolen-alunit yatağı üzerinde yapmış oldukları çalışmalarında Miyosen yaşlı riyolit-riyodasit tüflerin aktif tektonik sistem üzerine yerleştiğini ve fay zonu boyunca kaolenlerin bulunduğu bölgede silisifikasyonun gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Volkan camıyla zengin çatlaklı volkanik kayacın içerisine jeotermal suların nüfus etmesi için yeterli porozite ve permeabilite değerlerine sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Kaolen-alunit yatağında, kaolinit-alunit-kuvars ve alunit-opal CT-kuvars-halloysit olmak üzere başlıca iki mineral fasiyesi olmasına karşın kaolinit ve alunitin yatağı domine ettiğini belirtmişlerdir. Kaolinit kristallerinin iyi gelişmiş hegzagonal morfolojide halloysitlerin ise boru şeklinde bulunduğunu ortaya koymuşlardır. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak kaolen mineralizasyonun oluşum sıcaklıkları hidrotermal alterasyonun 38°C ile 129°C arasında gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Riyolitik magma kökenli buhar ısıtmalı hidrotermal akışkanların metazomatizması neticesinde Düvertepe kaolen ve alunit yatağının oluştuğunu belirtmişlerdir.

Yıldız ve Başaran (2015) Uşak Çakmaktepe'de bulunan sediman içeren kaolen yatağının mineralojisi, jeokimyası ve kökenine ilişkin yapmış oldukları çalışmalarında sedimantolojik, mineralojik ve jeokimyasal verilerle Çakmaktepe kaolenlerinin bilinenin aksine birincil değil anakayacın hidrotermal alterasyonu sonrası sedimanter süreçlerle gelişen ikincil yataklar olduğunu ortaya koymuşlardır. Çakmaktepe yatağındaki kaolenlerin kalkalkalen Karaboldere volkaniklerinin hidrotermal alterasyonu neticesinde oluştuğunu sonrasında kaolenlerin göl ortamına biriktiğini belirtmişlerdir. Arjilik alterasyon zonlarının faylarla ve minerallerin yanal zonlanması ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Yatağın dış zonlarında

simektit bulunurken iç zonlarında kaolenlerin bulunduğunu tespit etmişlerdir. Kaolenleşmiş volkaniklerin iz element bolluğu ve Çakmaktepe kaolenleri hipojen koşulları göstermesine rağmen kaolenlerin düzensiz, farklı tane boylarında bulunması ve kırık kaolen kristalleri taşınma süreçlerini göstermiştir. Taşınmanın sığ göl ortamında olduğunu belirtmişlerdir.

Ersoy ve Helvacı (2016) Batı Anadolu'da bulunan Tunçbilek-Domaniç havzasında Alt Miyosen bimodal volkanik birimlerin jeokimyası ve petrolojisi üzerindeki araştırmalarında volkanik kayaçların jeokimyasal bulguları bölgedeki kalk alkale bileşimli bazaltların bazik ve asidik magmanın karışımıyla oluştuğunu ortaya koymuştur. Çalışmalarında Oklukdağı dasitlerinin, şoşonitik ultrapotasik kayaçların aynı kaynağı ile yüksek derecede erime ile oluşmuş olabileceğini veya alt kabuk mafik bileşenlerin erimesiyle oluşup sonrasında riyolitlerin içerisinde çatlak kristalizasyonu ile gelişmiş olabileceğini belirtmişlerdir.

Kalkan ve Özpınar (2018) Civanadağ bölgesi (Güğü-Balıkesir) piroklastik kayaçlarının jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerini araştırmışlardır. Balıkesir-Dursunbey ile Kütahya-Simav arasında kalan Civanadağ tüflerini çalışmışlardır. Birimin alt fasiyesinde, metamorfik çakıl içerikli pomzaca zengin tüflerin bulunduğunu belirtmişlerdir. İnce taneli ve yer yer laminalanma gösteren üst fasiyesin ise pembe renkli, litik-vitrik tuf, vitrik tüfler ve beyazımsı gri renkli litik-vitrik tüfler ile başladığını belirtmişlerdir. Üst fasiyesin sonrasında beyaz renkli kristal-vitrik tuf ve vitrik-kristal tuf ile devam ettiğini belirtmişlerdir. Kalkan ve Özpınar (2018) tarafından Civanadağ tüflerinin petrografik incelemelerinde kuvars+sanidin +plajiyoklas+biyotit ±amfibol mineral birlikteliği tespit edilmiştir. Riyolit, dasit bileşimli kalkalkalen karakterli özelliğe sahip Civanadağ tüflerinin ana oksit, iz ve nadir toprak element içeriklerinin tufün gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin önemli bir rol oynadığını gösterdiğini ve bu kristallenmenin başlıca K-feldispat ve plajiyoklas tarafından kontrol edildiğini belirtmişlerdir. Örumcek diyagramında saptadıkları yüksek K ve Rb içeriğinin, kabuksal kirlenmeyi ve magma karışımını gösterdiğini belirtmişlerdir.

3. MATERYAL VE METOD

Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1. Saha Çalışmaları

2015 ve 2017 yılları arasında yapılan saha çalışmalarında; inceleme alanındaki kaya birimleri ayırt edilerek, dokanak izleme yöntemi ile 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, dikme sütun kesitler ve jeolojik kesitler çizilmiştir. Arazideki temel kayaçları oluşturan İzmir-Ankara Sütur Zonu'na ait Kınık ofiyolitinden, mineralojik ve petrografik incelemeler için örnekler alınmış, buldukları yerlerin koordinatları tespit edilmiş, arazideki konumları fotoğraf çekmek suretiyle belgelenmiştir. Çalışma alanındaki kil oluşumları, yaygın olarak Gevrekseydi köyü, Açarlık tepe, Pırnalık tepe ve Türkmenlik tepe olmak üzere dört ayrı bölgede tespit edilmiştir. Kil yaklarının tamamı Civanadağ volkanik kayaçlarının arazideki eşleniği kabul edilen, Alt Miyosen yaşlı Gevrekseydi volkanik kayaçları olarak adlandırılan volkanik kayaçlar içerisinde yer almaktadır. Bu dört ayrı bölgede bulunan kil yataklarının karakterizasyonu, mineralojik olarak düşey ve yanal değişiminin tespiti ve oluşum modelinin ortaya çıkartılması için alterasyon zonlarından 60 adet, silis şapkalardan 11 adet opal örneği olmak üzere toplam 71 adet örnek sistematik olarak alınmıştır.

Ayrıca her bir kil yatağındaki, killeşmeyi temsil edecek biçimde arazi kesitleri ve sütun kesitler çizilmiştir. Sonrasında bu çizimler Corel Draw programı ile bilgisayar ortamında çizilmiştir. Özellikle temel kayaçlardan derlenen örnekler için altere olmamış olanların toplanılması konusunda hassasiyet gösterilmiştir. Tüm bu alanların yapısal unsurları tespit edilerek jeolojik haritasına işlenilmiştir.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarında ise, saha çalışmaları esnasında toplanan kil ve kayaç örneklerinin analizlere hazırlanma işlemi gerçekleştirilmiştir. Araziden alınan tüm örnekler mineralojik, termal ve jeokimyasal analizler için 63 mikron (μm) tane boyutunun altına indirilmiştir. Bunun için öncelikle numuneler çekiç ile temiz bir ortamda kırılarak tane boyutları küçültülmüştür.

Kayaç ve kil örnekleri, nemlerini atmaları için 70°C sıcaklıktaki bir etüvde yaklaşık iki saat kadar bekletilmiştir. Nemini kaybeden kil örnekleri kristal yapılarının bozulmaması için bir merdane yardımı ile hassas bir şekilde ezilerek daha küçük tane boyutuna indirilmiştir. Kayaç

örnekleri ise halkalı öğütücüde öğütme işleme tabi tutulmuştur. Yapılan öğütme ve tane boyu küçültme işlemleri sonucunda bütün örnekler, 63 mikronluk elekten geçirilerek analizler için ayrı ayrı poşetlenmişlerdir.

3.2.1. Mineralojik ve petrografik analizler

63 µm tane boyutuna getirilmiş olan kil örnekleri ise, 1000 ml'lik silindir tüplerin içerisine konularak üzerine saf su ilave edilip çalkalanmış ve 14 saat bekletilmişlerdir. Böylece silt boyutundaki tanelerin dibe çökmesi, kil boyutundaki tanelerin ise su yüzeyine yakın bölümlerde askıda kalması sağlanmıştır. Kil boyutundaki (< 2µm) taneler bir pompa yardımı ile çekilerek ayırma işlemi tamamlanmıştır. Sonrasında kil örneklerinin içerisinde bulunduğu sulu çözelti, yüksek hızlı santrifüj yardımı ile 5000 devir/dakika da döndürülerek kil ve suyun birbirinden ayırımı sağlanmıştır. Daha sonra kil örnekleri 70°C sıcaklıktaki bir etüvde yaklaşık nemini atıncaya kadar bekletilmiştir.

Kil boyut fraksiyonuna ait detay mineralojiyi belirlemek için: 1) normal şartlarda, 2) etilen glikol ile muamele edilmiş ve 3) 550° C'de 2 saat ısıtılmış örneklerin üçlü XRD çekimleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca bazı örneklerin XRD paternlerinde rastlanılan vermikülit mineralinin varlığını ortaya koymak ve simektit grubu minerallerden ayırt edebilmek için bu örneklere Mg²⁺ katyon doyurma işlemi yapılmıştır. Katyon doyurma işlemi etilen glikollü ve gliserollü ortamlarda gerçekleştirilmiştir.

Çalışma sahasından toplanan kayaç ve kil örneklerinin, X-ışınları kırınım (XRD) analizleri Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, İleri Teknolojiler Merkezi (İLTEM) laboratuvarında PANalytical Empyrean marka yüksek çözünürlük X ışınları kırınım (XRD) cihazında (Cu Kα radyasyonu, K-α₁: 1.54060 Å, K-α₂: 1.54443 Å, K-β: 1.39225 Å, K-α₂ / K-α₁ Oran: 0.5, Ni β filitre) gerçekleştirilmiştir. Veri toplama işlemi esnasındaki cihaz parametreleri; 45 kV ile 40 mA, 2° ile 70° (2θ) arasında, 0,026° adım aralığı, 257 s. adım süresi, ışın maskesi: 20 mm. kullanılarak yapılmıştır. Mineral tanımlamaları Inorganic Crystal Structure Database (ICSD) ve Crystallography Open Database (COD) veri tabanları kullanılmıştır. Örneklerin mineralojik bileşimleri, HighScore Plus V.4.8 (PANalytical) programı yardımıyla yapılmıştır. Minerallerin yüzde olarak miktarları ise Rietveld kantitatif faz analiz metoduna göre yapılmıştır.

Kil oluşumlarının tespit edildiği Gevrekseydi volkanik kayaçlarından toplanan kayaç örnekleri petrografik çalışmalar için, ince kesit haline getirilmiştir. İnce kesit haline getirilen kayaç örneklerinin petrografik özellikleri, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Mühendislik

Faültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Optik Mineraloji Laboratuvarında bulunan Nikon Eclipse LV100 Pol model optik mikroskop (OM) kullanılarak belirlenmiştir.

3.2.2. Kimyasal analizler

Kil mineralojisi çalışmalarında mineralojik özelliklerin yanı sıra kimyasal özellikler de son derece önemlidir. Gerek kayaç ve kil örneklerinin içerdikleri minerallerin tespitlerinde gerekse ortamsal yorum ve köken araştırmalarında, ana oksitlerin, iz elementlerin, nadir toprak elementlerin ve ağır metallerin miktarlarına ve türlerine ihtiyaç duyulmaktadır.

Bu amaç için araziden toplanan kil ve kayaç örneklerinin, ana oksit, iz element, nadir toprak elementleri ve ağır metal içeriklerinin tespiti için ACME Analytical Laboratories Ltd.'ye (Kanada) gönderilmiştir. Tüm kayaç kimyasal analizleri ICP (Endüktif eşleşmiş plazma) tekniği kullanılarak yapılmıştır. Ana oksit kimyasal yüzde analizleri ICP-ES (Endüktif eşleşmiş plazma-emisyon spektrometrisi) tekniği ile iz, nadir toprak ve ağır metal elementlerinin kimyasal analizleri ise ICP-MS (Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi) tekniği ile yapılmıştır.

ACME laboratuvarlarında yapılan analizler esnasında çözücü olarak en dirençli mineral fazları için bile etkili olan LiBO_2 füzyonu kullanılmıştır. Endüktif eşleşmiş plazma-emisyon spektrometrisi (ICP-ES) tekniği ana oksit elementlerinin miktarını oldukça iyi bir hassasiyet ile belirler. Endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometrisi (ICP-MS) tekniği ise emisyon spektrometresi (ICP-ES) yöntemine göre daha hassas miktar analizi yapabilen bir yöntemdir.

Alterasyon esnasındaki elementel davranışı ortaya koymak amacıyla altere volkanik kayaçların ana oksit ve iz element bolluk oranları taze volkanik kayaçlara göre normalize edilmiştir. Bu hesaplamalarda, Zr elementi diğer elementlere göre göreceli korelasyon katsayına bağlı olarak hareketsiz element olarak kabul edilmiştir. Kütle değişimleri, taze ve altere volkanik kayaçların düşük yoğunluk farkına bağlı olarak MacLean ve Kranidiotis (1987) tarafından tanımlanan ilişkiye göre taze volkanik kayacın 100 gr. ortalama başlangıç kütlesi alınarak hesaplanmıştır. SiO_2 'nin (ΔC) hesaplaması şu şekildedir; $\Delta C (\text{SiO}_2) = [\text{Altere kayacın } \text{SiO}_2 \text{ miktarı } (\%) / \text{Altere kayacın Zr miktarı (ppm)}] \times \text{Taze kayacın Zr miktarı (ppm)}$. Ana oksitlerin, iz elementlerin ve nadir toprak elementlerin (REE) kütlece kayıp ve kazançları (RC), altere ve taze kayaçların (ΔC) değerlerinin farkı alınarak hesaplanmıştır.

Opal numuneleri (O-1 ile O-11 arası kodlu numuneler) ile Açarlık Tepe numunelerinin bir kısmının (TAV-9 ile TAV-18 arası kodlu numuneler) ana oksit analizleri Kütahya

Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de PANalytical Axios max cihazı kullanılarak XRF yöntemi ile tespit edilmiştir.

3.2.3. Taramalı elektron mikroskop (SEM) analizleri

Kayaç ve kil örneklerin elektron mikroskop analizi Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de FEI Nova Nano 650 taramalı elektron mikroskopunda (FE-SEM) yapılmıştır. Taramalı elektron mikroskopunda (SEM) görüntü, yüksek voltaj ile hızlandırılmış elektronlar bir tabanca yardımı ile örnek üzerine odaklanır. Sonrasında elektron demetinin örneğin yüzeyine doğru yönlendirilir. Elektron tabancasından çıkan elektronlar ile örneğin atomları ve/veya yörüngelerindeki elektronları arasında meydana gelen etkileşimler sonucunda ortaya çıkan X-ışını gibi sinyaller dedektörlerde toplanır. Bu sinyallerden elde edilen veriler çözümlendikten sonra elektronik bir görüntü elde edilerek bilgisayar ekranına aktarılır.

Elektron mikroskop analizleri, kayaç ve kil örneklerinin mikro-morfolojik yapı ve mikro-kimyasal bileşimlerinin tespiti için yapılmıştır. Mikro-morfolojik yapı özellikleri; ikincil elektron dedektörleri ve geri saçılan elektron dedektörleri kullanılarak belirlenmiştir. İkincil elektron dedektörlerinden Everhardt-Thornley Dedektörü (ETD), Through the Lens (TLD) Dedektörleri, geri saçılan elektron dedektörlerinden ise, Bileşimsel Geri Saçılan Elektron Dedektörü (DBS) kullanılmıştır. Saha çalışmaları esnasında toplanan tüm örneklerin, mikro kimyasal bileşimleri, Enerji Dağılımlı X-ışını Spektroskopisi (EDX) dedektörü kullanılarak belirlenmiştir.

Volkanik kayaç örneklerinin, taramalı elektron mikroskoptaki katodoluminesans (SEM-CL) spektrumları ve resimleri, Gatan MONOCL4 marka cihazı kullanılarak elde edilmiştir. SEM Katodoluminesans (SEM-CL), elektron demeti tarafından uyarılmaya yanıt olarak bir malzemedan gelen ışığın yayılmasıdır. Tekniğin yarı iletkenlerin, minerallerin, seramiklerin ve birçok nanoyapılı malzemenin karakterizasyonunda önemli etkisi olmuştur.

SEM katodoluminesansın jeolojik uygulamaları arasında kuvars kristalinin büyümesi, çözünmesi, yer değiştirmesi, deformasyonu ve kökeni bulunur (Boggs vd., 2002; Landtwing ve Pettke, 2005; Matter ve Ramseyer, 1985; Penniston-Dorland, 2001; Rusk, 2012; Rusk ve Reed, 2002; Seyedolali vd., 1997). Sedimenter petrografide Sippel (1968), kuvars kumtaşlarında doku, tortu kaynağı, sıkıştırma derecesi, diyajenetik tarihçeyi, otojenik ve detritik mineral oranını, stratigrafiyi, silisiklastik bileşenleri ve çimentolanma tarihini belirlemek için CL'yi kullanmıştır.

3.2.4. Diferansiyel termal ve termogravimetrik analiz (DT/TGA)

Kil minerallerinin ayrıntılı bir şekilde tespiti, birbirlerinden iyi bir şekilde ayırt edilebilmesi için, XRD, Kimyasal analiz ve SEM çalışmalarına ek olarak, Diferansiyel termal (DT/TGA) analizleri gerçekleştirilmiştir.

DT/TGA analizleri, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, İLTEM’de Setaram Lab Sys evo cihazı kullanılarak yapılmıştır. Kil minerallerin termal olarak ısıtılıp soğutulması esnasında meydana gelen değişimlerin belirlenmesi ile minerallerin ısıl davranışları ve bileşimlerinin türü tespit edilebilmektedir.

DT/TGA analizi, analizi yapılan örnek ile referans örneğin birlikte ısıtılması esnasında ikisi arasındaki sıcaklık farkı tespit edilir. Referans olan örnek kalsine edilmiş kaolen veya α - Al_2O_3 dür. Analizi yapılan örneğin ısı farkının referans örneğe göre grafikte geride veya ilerde bulunması termal reaksiyonun endotermik veya ekzotermik olduğunu gösterir. Bu reaksiyonlar termal analiz cihazında birtakım pikler oluşturur. Bu piklere bağlı olarak örneğin türü, termal davranışı ve bazen miktarı belirlenebilmektedir.

3.2.5. Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi (FTIR) analizleri

FTIR analizi katı, sıvı veya gaz haldeki örnekler üzerine uygulanarak kızılötesi spektrumu elde edilen bir tekniktir. Bu analizde kızıl ötesi ışımının enerjisi molekülün bağlarını yıkmak için yeterli değildir, ancak atomların kütlelerine, bağların kuvvetine ve molekül geometrisine bağlı olarak bağların titreşim genliklerini artırır. FTIR spektrometre cihazları ile aynı anda geniş bir spektrum aralığında spektral veriler alınır ve örneklerin, IR aktif molekül özelliklerinden yararlanılarak kalitatif ve kantitatif analizleri yapılır. Ancak genellikle kalitatif (nitel) analiz amacıyla kullanılır. Bu analizde referans olarak kaolinit, opal-CT, barit gibi birtakım mineraller kullanılarak analizi yapılan örnek ile referans numunenin yapılarındaki fonksiyonel gruplar, iki bileşiğin aynı olup olmadığı, yapıdaki bağların durumu, bağlanma yerleri belirlenir.

Mineraloji çalışmalarında ise hidrojen (H) ve karbon (C) gibi hafif elementleri içeren minerallerin, mineral kristal yapıları içerisindeki uçucu bileşenlerin konsantrasyonlarının belirlenmesinde, mineraller arasındaki izotopik değişimlerin belirlenmesinde kullanılmaktadır. FTIR analizindeki kızıl ötesi spektrumlar ise Bruker-Alpha FT-IR spektrometresi kullanılarak Dumlupınar Üniversitesi İLTEM’de yapılmıştır.

4. JEOLojİ

4.1. Bölgesel Jeoloji ve Tektonizma

Batı Anadolu'da yaklaşan kıtasal plaka sınırlarının çarpışması sonucunda, kıtasal kabuğun kalınlaşması ve sonrasında gelişen normal fayların etkili olduğu tektonik faaliyetler ile kıtasal kabuğun incelmeye olayları gerçekleşmiştir.

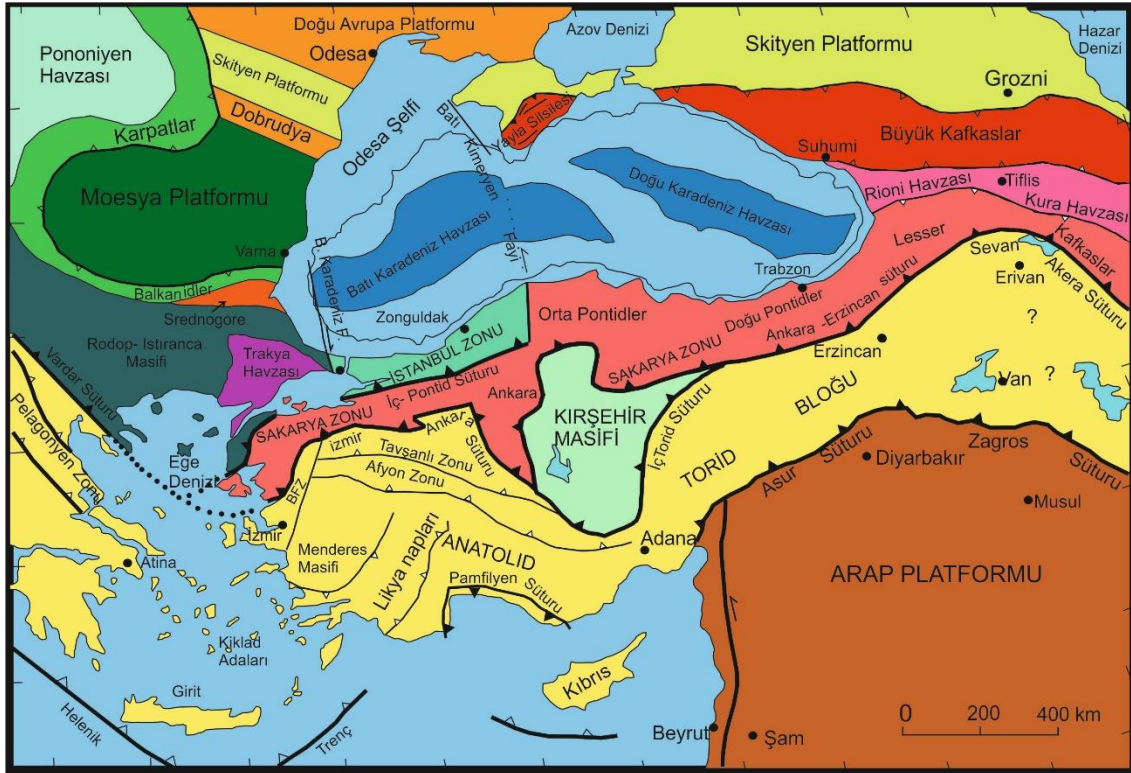
Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre Batı Anadolu farklı tektonik birimlerden oluşmuştur ve karmaşık bir Geç Senozoyik jeolojik geçmişe sahiptir. Batı Anadolu'nun Alp-Himalaya sıradağlar kuşağının batısında konumlanması temelini özellikle stratigrafik ve metamorfik bakımdan Alpin orojenezi tarafından şekillendirilmesini sağlamıştır. Bu sıkışma hareketi neticesinde farklı jeolojik özelliklere sahip kıtasal bloklar bir araya gelerek Batı Anadolu'yu şekillendirmişlerdir (Şekil 4.1).

Batı Anadolu, Ketin (1966) tarafından sınırları belirlenen başlıca İç Torid Süturu, İzmir-Ankara Sütur zonu ve İç Pontid Süturlarından oluşmaktadır. Çalışma sahasının içerisinde bulunduğu Anatolid-Torid bloğu başlıca Tavşanlı zonu, Afyon zonu, Menderes Masifi, Bornova Filiş zonu ve Likya Naplarından oluşmaktadır (Şekil 4.1). Bu tektonik birliklerin ve blokların oluşumunu geçmişte inceleyen araştırmacılar, bunların oluşumunun Neo-Tetis okyanusunun kapanımı sonucu gerçekleştiğini belirtmişlerdir (Sengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1996; Yılmaz, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay vd., 2001).

Kütahya iline bağlı Gevrekseydi köyü ve yakın çevresini kapsayan çalışma alanı, Tavşanlı zonu içerisinde, Afyon zonu kuzeyinde ve İzmir-Ankara sütur zonunun güneyinde konumlanmıştır.

4.1.1. Tavşanlı zonu

Tavşanlı zonu 50-60 km. genişliğinde bölgesel anlamda metamorfizmaya uğramış mavişistlerin tektonizma ile volkano-sedimanter kompleks ve büyük peridotit bloklarının üzerine geldiği doğu uzanımlı bir zondur (Okay, 1986). Okay (2011)'e göre Tavşanlı Zonu dört tektonik birimden meydana gelmiştir, en altta Geç Kretase'de metamorfizmaya uğramış Orhaneli Grubu bulunurken, grup alttan üste doğru sırasıyla mikaşist, mermer ve metabazit-meta-çört-fillat ardalanmasından oluşmuştur.



Şekil 4.1. Anadolu'nun tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).

Orhaneli Grubu'nun üstünde tektonizma ile ofiyolitik melanj veya ofiyolit bulunurken ofiyolitik melanjı oluşturan çört, bazalt, kireçtaşı, pelajik şeyl türü kayalar düşük sıcaklıklarda başlangıç mavişist metamorfizması geçirmiştir ve tektonik istifin en üstündeki ofiyolit yüzde 90'dan fazlasını peridotitler oluştururken, peridotitlere az oranlarda gabro, piroksenit gibi kayalar eşlik etmektedir. Mavişistler, iyi korunmuş, mavişist fasiyesi mineralleri ile birlikte metabazit, metaçört ve metaşeyl'e kadar ilerleyen birkaç kilometrelik mermerlerin üzerlediği jadeit, kloritoid, lavsonit ve glokofan ile birlikte bulunan 1000 m.'den kalın bazal metaklastikleri içermektedir (Okay vd., 1996).

Çetinkaplan vd. (2008)'e göre; Tavşanlı zonu Anatolid-Torid bloğu'nun kuzey batısında, Sakarya zonunun güneyindedir. Bu zon, Anatolid-Torid bloğu'nun Kretase döneminde yüksek basınç ve düşük sıcaklık şartlarında metamorfizmaya uğramış olan kısmını oluşturur. Tavşanlı Zonu'nda Mesozoyik yaşlı karbonat platform istifi, Geç Kretase boyunca mavişist fasiyesi koşulları altında metamorfize olmuştur. Zon, metamorfize olmuş ve metamorfize olmamış volkano-sedimanter birimlerden oluşmaktadır. Metamorfize olmuş olan istif metabazit, mermer, fillit, grafit şist ve meta pelitlerden oluşmaktadır (Okay, 1986).

Metamorfize olmamış olan istif ise radyolaryalı çört, pelajik kireçtaşları, grovak, şeyl, aglomera ve spilitlerden oluşmaktadır (Okay, 1984; 1986). Bu zon, Afyon Zonu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir (Şekil 4.2.).

İzmir-Ankara-Erzincan süturu Geç Paleozoyik ve Erken Tersiyer arasında Gondwana ve Lavrasya kıtaları arasında başlıca Tetis okyanusunun kapanımının izini temsil eden Türkiye'nin başlıca suture zonudur (Okay ve Tüysüz, 1999).

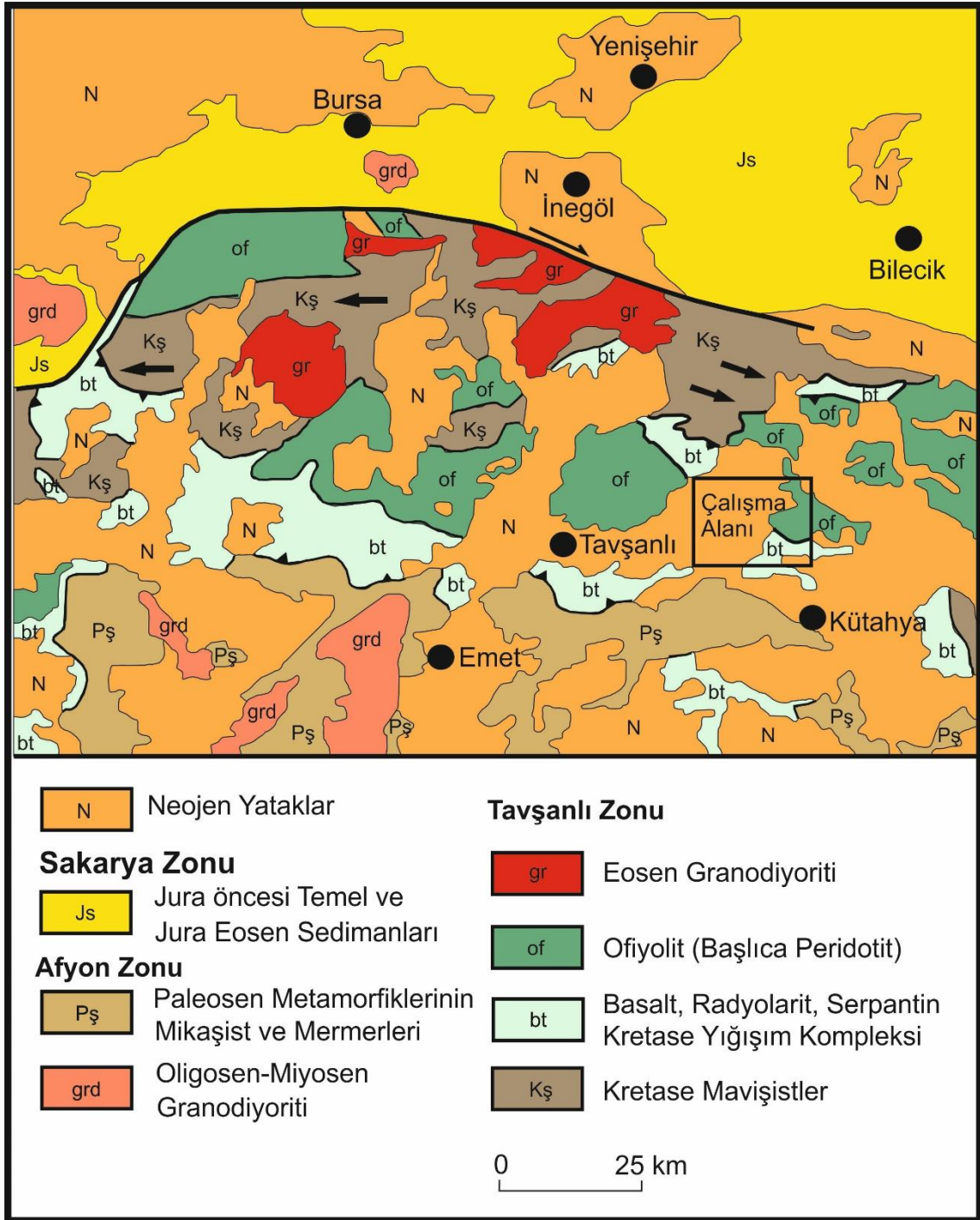
4.1.2. Afyon zonu

Afyon zonu, Tavşanlı zonundaki mavişistlerle stratigrafik olarak benzerlik göstermektedir ve yeşilist fasiyesinin düşük bölgesel metamorfizmasından dolayı istif paleontolojik olarak yaşlandırılabilir (Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1992). Permo-karbonifer klastik kayalar, kireçtaşları ve düşük miktardaki tuf Afyon zonunun yitirilen en alt seviyeleridir ve bu seviyeler yüzey sularının çöktüğü alt Triyas klastikleri ve dolomitlere kadar ilerler ve bu birimlerin üzerine pelajik mikritler, radyolaritli çört ve silisli şeyl birimleri gelmiştir (Okay vd., 1996). Bunların da üzerine peridotit ve gabro'nun tektonik olarak üzerlediği ofiyolit, mavişist, radyolarit ve kireçtaşı blokları ile birlikte 3 km.'den kalın Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen yaşlı olistostrom birimi gelmektedir (Göncüoğlu vd., 1992).

Tavşanlı zonu ile birlikte Kütahya-Bolkardağ Kuşağı olarak da bilinen bu zon (Göncüoğlu vd., 1996; 1997), Anatolid-Torid Bloğunun batısında, Tavşanlı zonunun güneyinde yer almakta olup Okay (1984) tarafından tanımlanmış ve başlıca metamorfizma geçirmiş sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Tavşanlı zonuna kıyasla daha düşük dereceli bölgesel metamorfizma geçirmiştir (Candan vd., 2005). Mavişist fasiyesi ile karakterize edilen Tavşanlı zonuna karşın Afyon zonu yeşilist fasiyesi ile karakterize edilir ve metamorfizmaya uğramış platform türü sedimanlardan oluşmuştur (Özcan vd., 1988; Candan vd., 2005).

4.1.3. Menderes masifi

Menderes masifi Anatolid-Torid bloğunun batısında olup kuzeydoğusunda Afyon zonu, kuzeybatısında Bornova Filişi yer alır. Güneyde tektonik olarak Likya naplarının üzerine tektonizma ile gelmektedir ve kuzeyinde İzmir-Ankara Suture zonu bulunmaktadır (Brunn vd., 1971; Dürr vd., 1978). Menderes masifi Afyon zonu ile aynı stratigrafiyi gösterir ancak Paleosende oluşan pelajik karbonat sedimantasyonuna geçişinde ve olistrom fasiyeslerinin Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı olmasıyla Afyon zonundan ayırt edilir (Dürr, 1975; Çağlayan vd., 1980; Şengör vd., 1984).



Şekil 4.2. Tavşanlı zonu haritası (Okay, 2001).

Masif başlıca Pan-Afrikan yaşlı temel kayaları ve Paleozoyik - Erken Tersiyer yaşlı örtü birimleri olmak üzere iki ana kaya biriminden oluşmaktadır (Dora vd., 1995). Pan-Afrikan kayaları Geç Proterozoyik (Koralay vd., 2003) yaşlı olan kırıntılı metasedimanlardan oluşmaktadır ve başlıca fillit, kuvarsit ve mermerden oluşmaktadır (Çağlayan vd., 1980; Konak

vd., 1987). Örtü birimleri ise kendi içinde Paleozoyik ve Mesozoyik - Alt Tersiyer kayaları olmak üzere iki alt gruba ayrılırken Mesozoyik-Erken Tersiyer birimi alt düzeylerinde metakonglomera içeren şist ile başlar ve platform türü metakarbonatlara doğru bir geçiş göstermektedir (Koralay vd., 2011).

Aydın Dağlarındaki Menderes masifi istif yapısal istifin üst kesimlerinde yitirilen yaşlı ve yüksek metamorfizma gösteren kayalar ile birlikte stratigrafik ve metamorfik olarak ters dönme göstermektedir. Stratigrafik ve metamorfik olarak benzer bir ters dönme Bozdağ horstunda da görülmektedir. Menderes Masifi ismi Eosen Barroviyan bölgesel metamorfizması geçirmiş güney alt masifindeki stratigrafik istif için kullanılmalıdır (Okay, 2001). Masifte alttan üste doğru kısmen ergime geçirmiş orta-yüksek dereceli metamorfikler (Akdeniz ve Konak, 1979), metabazik-metaultramafik kayalar, şistler ve kristalleşmiş kireçtaşları bulunmaktadır. Geç Kretase'den itibaren İzmir-Ankara Zonu'na ait okyanusal ofiyolit naplarının kuzeyden güneye doğru bir hareketle Menderes Masifi istifinin üzerinden geçmesi Menderes Masifinin metamorfizmasının başlıca sebebi olduğu düşünülmektedir (Kaya 1981, Şengör vd., 1984; Dora vd., 1987).

Bazı araştırmacılar Menderes masifinin birçok kez metamorfizma geçirdiğini belirtmişlerdir (Candan 1995; Candan vd., 2001). Orta Miyosen'den sonra tüm Anadolu'da Neotektonik rejim başlar (Şengör, 1980). Bu sistemde Menderes Masifi K-G yönlü genişleme kuvvetlerinin etkisinde kalmıştır ve bu döneme kadar tümüyle katılaşmış ve rijit bir kütleyle dönüşmüş olan Menderes Masif'i D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak, Batı Anadolu'nun ünlü grabenleri meydana gelmiş ve Masif de alt masiflere bölünmüştür (Yanık, 2005).

4.1.4. Bornova filiş zonu

Bornova Filiş zonu 50-90 km. genişliğinde çoklu deformasyon geçirmiş Mesozoyik neritik kireçtaşı ve mafik volkanik kayaç blokları, çört, pelajik şeyl ve peridotit ile birlikte bulunan Üst Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı grovak ve şeyl içeren bir zondur (Okay ve Siyako, 1993). Filişteki mafik volkanik ve pelajik sedimanter kayaçların oranı filişin doğusuna doğru artarken Kepsut bölgesinde volkanosedimanter komplekse yanal bir geçiş vardır ve filişin doğusunda Eosen sonrası normal faylar boyunca Menderes masifi ile kontakt halindedir (Okay vd., 1996).

Bornova filiş zonu Maastrichtiyen- Erken Paleosen boyunca Mesozoyik yaşlı karbonat platformunun hızlı bir şekilde yitimi ile şekillenmiştir. Göreceli olarak bozulmamış bu karbonat

platformunun büyük bölümleri Sakız Adasında ve hemen hemen bütün stratigrafinin korunduğu komşusu olan Karaburun bölgesinde görülmektedir (Okay vd., 1996). Menderes masifi kuzeybatısında Bornova Filiş zonu ile tektonik dokanaklı olup, bu zon Geç Kretase-Paleosen yaşlıdır ve Mesozoyik kireçtaşı blokları içermektedir (Okay vd., 1996).

4.1.5. Bölgesel tektonizma, havza oluşumu ve Miyosen magmatizması

Birçok deformasyon sürecinin karmaşık etkileşimleri ile şekillendirilmiş Ege genişleme sisteminin doğu kısmını, Batı Anadolu genişleme bölgesi oluşturmaktadır. Başlıca deformasyon fazlarının ilki Neo-Tetis okyanusunun İzmir-Ankara Sütür zonu ile kapanmasıyla ilişkili olan kuzeyde Sakarya zonu ile Anadolu-Torid Bloğu arasındaki Tersiyer öncesi çarpışmadır (Şengör ve Yılmaz 1981; Okay ve Tüysüz 1999). Bu deformasyon neticesinde Anadolu-Torid Bloğu parçaları olan Tavşanlı zonu, Afyon zonu ve Menderes masifinin içsel bindirmesi ve metamorfizma süreçlerinin son aşaması gerçekleşmiştir.

Tavşanlı zonu, Afyon zonu ve Menderes masifinin çarpışması ve iç içe kaynaklanması Afrika plakasının Ege bölgesi altına dalması sonucunda uzun süredir devam eden ve hala aktif olan Helenik bir yitim sistemi ile oluşmuş olabilir. Helenik hendek boyunca devam eden dalma-batma Güney Ege volkanik yayının oluşumunu sağlamıştır (Pe-Piper ve Piper, 2005).

Bir diğer deformasyon ise yay gerisi genişleme sürecine bağlı olarak gerçekleşmiştir. Helenik dalma-batma sistemi ile ilişkili yay gerisi genişlemesi, genişlemeyi doğrultu atımlı deformasyonların karşıladığı doğu kenarı boyunca daha hızlı bir şekilde gerçekleşmiş olabilir (Gessner vd., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013). Benzer bir doğrultu atımlı deformasyon Miyosen'de çok aşamalı Menderes masifinin ortaya çıkışını karşılamış olabilir.

Son çalışmalar, Menderes masifinin ortaya çıkışının bölgenin altına dalan levhadaki yırtılma boyunca dalan Helenik levhanın doğu sınırına karşılık gelen bir astenosferik yükselme ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür (Ersoy ve Palmer, 2013; Gessner vd., 2013; Ersoy vd., 2014). Menderes masifinin çok aşamalı ortaya çıkışı sonuç olarak Menderes masifinin kuzey kanadındaki elipsoidal domlanmada yer alan Demirci, Selendi, Emet ve Uşak gibi KD-GB doğrultulu birkaç havzanın oluşumunu kontrol eden bölgesel düşük açılı normal ayrılma faylarının asılı duvarlarında birçok KD-GB doğrultulu oblik ve doğrultu atımlı fay oluşturmuştur (Ersoy vd., 2010).

Batı Anadolu graben sisteminin oluşumunun zamanlaması ve mekanizması hakkında iki farklı görüş vardır. Bazı araştırmacılar grabenlerin Erken Miyosen boyunca geliştiğini ileri sürerken (Şengör, 1985; Seyitoğlu ve Scott, 1992), buna karşın diğerleri Geç Miyosen ve Erken

Pliyosen arasında havza oluşumu ile ilişkili K-G yönlü bir genişleme rejiminin graben sistemlerini oluşturduğunu ileri sürmektedir (Görür vd., 1995; Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2001; Dilek vd., 2009).

Birçok araştırmacı Geç Miyosen sonunda K-G yönlü genişlemenin erozyonal bir süreç ile kesildiği ve bunun sonucunda D-B yönlü başlıca havzaların oluştuğu konusunda görüş birliği içerisinde (van Hinsbergen vd., 2010; Çoban vd., 2012). Simav, Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes, Bergama, Gökova ve Edremit grabeni gibi D-B yönlü uzanan yaklaşık on graben bulunmaktadır. Bu grabenlerin havza sınırlayıcı aktif normal fayları Batı Anadolu'nun en belirgin yapısal ve morfolojik özelliğidir (Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2001; Dilek vd., 2009; van Hinsbergen vd., 2010).

Seyitömer, Harmancık, Tunçbilek-Domaniç havzaları gibi İzmir-Ankara suture zonundaki kayaların üzerinde yer alan KD-GB doğrultusu boyunca uzanan havzalar vardır. Bu havzalar yaygın Miyosen volkanik ve sedimanter birimlerin kuzeydoğu sınırını belirlemektedir. Bu karmaşık tektonik yapıda bu havzalardaki Miyosen karasal sedimantasyonuna Koyunoba ve Eğrigöz granitoidleri gibi geniş bir volkanik aktivite eşlik etmiştir (Ring and Collins 2005; Hasözbeke vd. 2011). Demirci, Selendi, Emet ve Uşak-Güre havzalarındaki volkanik kayalar; Alt-Orta Miyosen yaşlı yüksek-K kalk-alkalen andezit ve riolit serisi, Alt-Orta Miyosen şoşonitik-ultrapotasik lamproit ekstrüzyonları içeren mafik lav akıntıları, Kuvaterner Na-alkalen bazaltları (Kula volkanikleri) olarak gruplandırılmıştır (Ersoy vd., 2012a; 2014; Semiz vd., 2015).

Batı Anadolu'da Erken Miyosen'de geniş alanlar, sığ intrüzyonlar olarak yerleşen büyük granodiyorit plütonları ile birlikte andezit, dasit ve riolit ile kaplanmıştır (Siyako vd., 1989). Kalk alkalin volkanizma Geç Miyosen'de büyük oranda kesilmiştir. Semiz vd., (2015) Simav bölgesinde Emet ve Selendi havzaları arasında yer alan Miyosen bazaltik-andezitik bileşimli Güzüngülü volkaniklerini tanımlamışlardır. Bu çalışma neticesinde Güzüngülü volkaniklerinin mafik kayalarının yüksek-K kalk-alkalin karakterli olup şoşonitik-ultrapotasik özellik göstermediği anlaşılmıştır. Böylece bu bölgedeki Alt-Orta Miyosen yüksek-K kalk-alkalin grubun bazalt ve bazaltdan riolite doğru devam eden devamlı seriyi içerdiği anlaşılmıştır.

Kuzeyde bulunan KD-GB uzanımlı Neojen Seyitömer havzası ve Tunçbilek-Domaniç, Harmancık gibi havzalar (Nebert, 1960; Baş, 1986; Helvacı, vd., 2016), ofiyolitik melanj birimleri (Uysal vd., 2014) ve Tavşanlı zonu (Okay vd., 1998) yüksek basınç metamorfik kayalarının üzerinde bulunmaktadır. Tavşanlı zonu, Geç Kretase'de Sakarya zonu altına dalan

Anatolid-Torid bloğunun dalan pasif kenarını temsil etmektedir (Okay vd., 1998; Okay ve Tüysüz, 1999).

Çalışma alanını oluşturan Seyitömer havzasının yaklaşık 25 km. kuzeybatısında Tunçbilek-Domaniç havzası bulunmaktadır. Tunçbilek-Domaniç havzasının Erken Miyosen gelişimi, Simav ayrılma fayının asılı duvarlarındaki oblik ve doğrultu atımlı faylanma ile ilişkilidir (Helvacı vd. 2016). Havzada işletilen linyit yatakları bulunmaktadır (Nebert, 1960; Baş, 1986; Akkiraz, vd., 2012).

Helvacı vd. (2016), Ar-Ar radyometrik yaş verilerine göre Tunçbilek-Domaniç havzası Neojen stratigrafisini revize etmişlerdir. Buna göre havza dolgusu Tunçbilek Formasyonu içerisine yatay ve dikey olarak derecelenen Beke Formasyonunun konglomeraları ile başlamaktadır. Tunçbilek Formasyonu kömür içeren kiltası, kumtaşı, konglomera, marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bu birimler lav akıntıları, dom ve dayklardan oluşan geniş yayımlı piroklastik kayalardan oluşan Oklukdağı volkaniklerinin dasitik ve riyolitik volkanik kayaları ile iç içe ara tabakalanma göstermektedir (Baş 1987). İstifin alt kısımlarındaki piroklastik kayalar Ar/Ar biyotit yaşlandırması ile 22.12 My yaşını belirtmiştir (Helvacı vd., 2016).

Helvacı vd. (2016) ayrıca piroklastik kayaları kesen dasitik-riyolitik dom ve dayklardan 21.56 My ile 21.25 My arası değişen radyometrik yaşlar elde etmiştir. Oklukdağı ve Tunçbilek Formasyonlarının üzerine uyumlu olarak Çokköy Formasyonunun iyi derecelenmiş detritik sedimanları gelmektedir. Onun üzerine de Karaköy volkanitleri ile ardalanma gösteren Domaniç Formasyonunun gölsel marn-kiltası ve kireçtaşı gelmektedir (Baş 1987). Helvacı vd. (2016) Karaköy volkanitlerinin bazaltik kayalarından 19.77 My ve 19.15 My yaşları arası değişen Erken Miyosen yaşı elde etmişlerdir. Helvacı vd. (2016) 'nin Tunçbilek-Domaniç havzasında elde ettiği bu sonuçlar Seyitömer havzasında gerçekleştirilen bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile uyumludur.

4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi

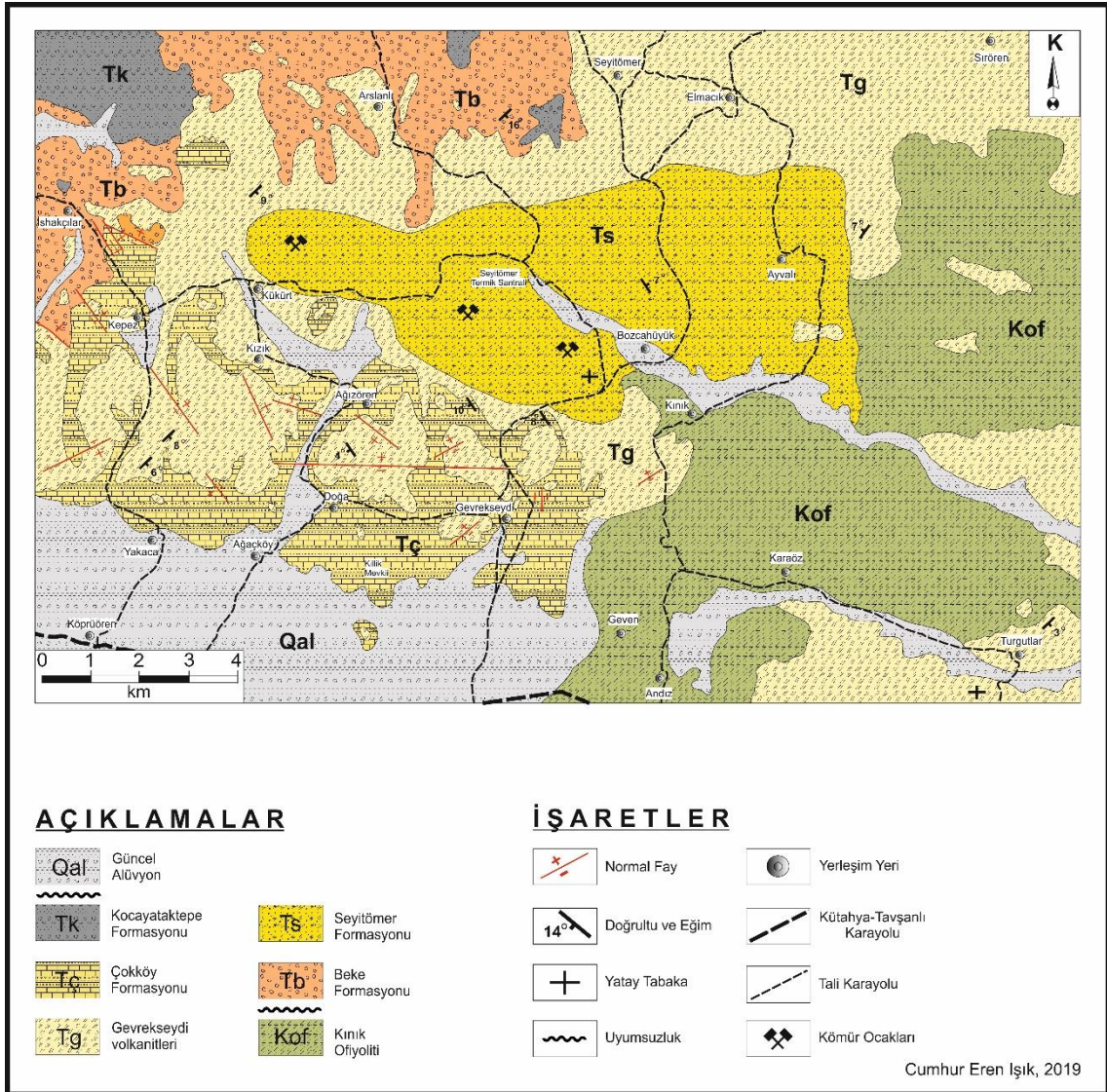
Çalışma alanının temel kayalarını, Üst Kretase yaşlı Kınık ofiyoliti oluşturmaktadır. Birim ultrabazik, bazik bileşimdeki peridotit, gabro kayalardan ve diyabaz daykları ile ofiyolitik melanj'dan meydana gelmektedir. Kınık ofiyolitinin üzerine uyumsuz olarak Beke Formasyonu gelmektedir. Alt Miyosen yaşlı Beke Formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Beke Formasyonu gölsel ortam özelliklerini yansıtmakta olup birimin alt seviyelerinden yukarıya doğru gidildikçe iri çakıl taşlarından daha ufak taneli çakıl

taşlarına, sonrasında kumtaşına ve son olarak da çamur taşına doğru bir geçiş vardır. Bu birimin üzerine Alt-Orta Miyosen yaşlı Seyitömer Formasyonu gelmektedir (Şekil 4.3).


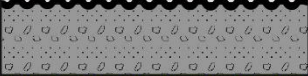
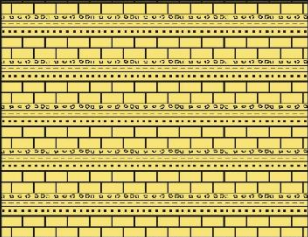
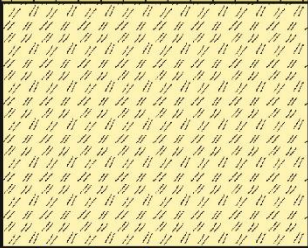
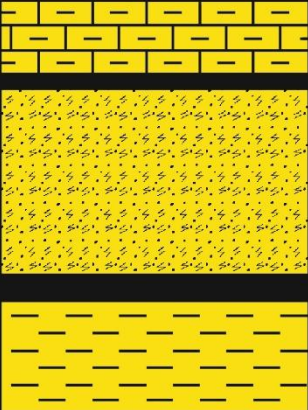
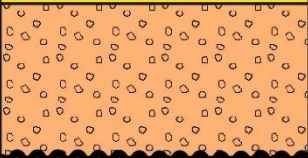

Seyitömer Formasyonunun tabanında yeşil renkli kalın bir kil taşı tabakası bulunmaktadır. Üst seviyelere doğru ise kömür bantları ile ar dalanma gösteren silisli kireçtaşı, kil taşı ar dalanmaları gözlenir. Formasyon içerisinde iki adet kömür damarı bulunmaktadır. Alt kömür damarının üzerine diyatomit ve organiklerce zengin killi şeyl istifi gelir. Bu istifin üzerinde ise ince bir kömür damarı ve sonrasında marn istifi gelmektedir. Seyitömer Formasyonunun üzerine, bu çalışmanın ana konusunu oluşturan kil oluşumlarının tespit edildiği, riyodasit-riyolitik bileşimli Civanadağ Tüf ve Tüfitleri ile büyük benzerlik gösteren volkanik kayalar gelmektedir. Bu çalışmada, daha önce adlandırılmamış olan ve geniş yayılımlar sunan bu birime Gevrekseydi volkanik kayaları adı verilmiştir. Bu volkanik kayaların yayılım gösterdiği çalışma bölgesinde, dört farklı alanda kil oluşumları tespit edilmiştir. Bu dört alan; Gevrekseydi köyü, Pırnalık tepe, Açarlık tepe ve Türkmenlik tepe'dir. Gevrekseydi Volkanik Kayalarının yaşı Orta-Üst Miyosen'dir (Kalkan ve Özpınar, 2018).

Bu birimin üzerine marn, kil, kumtaşı, konglomera ve tüf ar dalanmalarından oluşan Alt Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu gelmektedir (Kapan ve Yeşilyurt, 2000). Çokköy Formasyonu Gevrekseydi köy ve çevresinde çalışma alanının güneybatısında yüzlek vermektedir. Bu birimin üzerinde çakıl, kum ve yer yer kil seviyeli Pliyosen yaşlı Kocayataktepe Formasyonu bulunmaktadır (Sarıyıldız, 1987). Bu formasyon, Seyitömer yerleşim merkezinin batısında ve çalışma sahasının kuzeybatısında yüzlek vermektedir.

Çalışma alanındaki en genç birimler ise özellikle çalışma sahasının güney kesimlerde geniş alanda yayılım gösteren güncel alüvyonlardır. Çalışma sahasındaki litolojik birimlerin birbirleriyle ilişkisini gösteren genel stratigrafik dikme kesiti şekil 4.4'de gösterilmiştir. Çalışma sahasında tespit edilen faylar, saha çalışmaları esnasında çizilen jeoloji haritası üzerinde işaretlenmiştir. Fayların, normal fay karakterinde olduğu ve özellikle kil oluşumlarının gözlemlendiği bölgelerde yoğunlaştığı görülmektedir.



Şekil 4.3. Çalışma alanının jeoloji haritası.

ZAMAN	FORMASYON	LİTOLOJİ	
Kuvaterner	Alüvyon (Qal)		Güncel alüvyon
Pliyosen	Kocayataktepe Fm. (Tk)		Çakıl, yer yer kum ve kil seviyeli
Alt Pliyosen	Çokköy Fm. (Tç)		Marn, Kil, Kumtaşı, Konglomera ve Tüf ar dalanması
Orta - Üst Miyosen	Gevrekseydi volkanitleri (Tg)		Beyaz, sarı, kırmızı, mor, kahverengi opaller Riyodasitik-Riyolitik Tüf ve Tüfit (Kil oluşumlarının gerçekleştiği seviyeler)
Alt - Orta Miyosen	Seyitömer Fm. (Ts)		Marn Kömür Damarı Killi Şeyl (diatomit ve organik maddece zengin) Kömür Damarı (silisli kireçtaşı ara tabakalı) Yeşil renkli Taban Kilitaşı
Alt Miyosen	Beke Fm. (Tb)		Konglomera, Kumtaşı ve üst seviyede yer yer Çamurtaşı
Üst Kretase	Kınık Ofiyoliti (Kof)		Ofiyolit Bordo renkli radyolaritli çört içerikli

Şekil 4.4. Çalışma alanının genel stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

4.2.1. Kınık ofiyoliti (Kof)

Çalışma alanında yüzlek veren en yaşlı birim, temeli oluşturan Üst Kretase (Akkuş, 1962; Kalafatçıoğlu, 1962; Kaya, 1972 ve Okay, 1981) yaşlı Kınık ofiyolitidir (Şekil 4.5). Kınık ofiyoliti çalışma alanının güney ve güneydoğu doğusunda özellikle Geven, Andız, Karaöz ve Kınık köyleri ve çevresinde geniş alanlarda yüzlekler vermiştir. Bu birim tektonizma ile yükselmiştir. Çalışma sahasındaki bütün Neojen yaşlı jeolojik birimler Kınık ofiyolitinin üzerine yerleşmiştir.

Kınık ofiyoliti arazide, başlıca yeşil, koyu yeşil tonlarında görünüme sahip olup yer yer ayrışma ve çatlak zonları boyunca beyazımsı renkli silis dolgu ağlarıyla örülmüşlerdir. Kınık ofiyoliti başlıca, ultrabazik kayalar, bazik kayalar ve ofiyolitik melanj'dan oluşmaktadır. Arazi çalışmalarında yaygın olarak görülen serpantiniter, olivin, ortopirozen, spinel ve az oranda da klinopiroksenlerden oluşmaktadırlar.



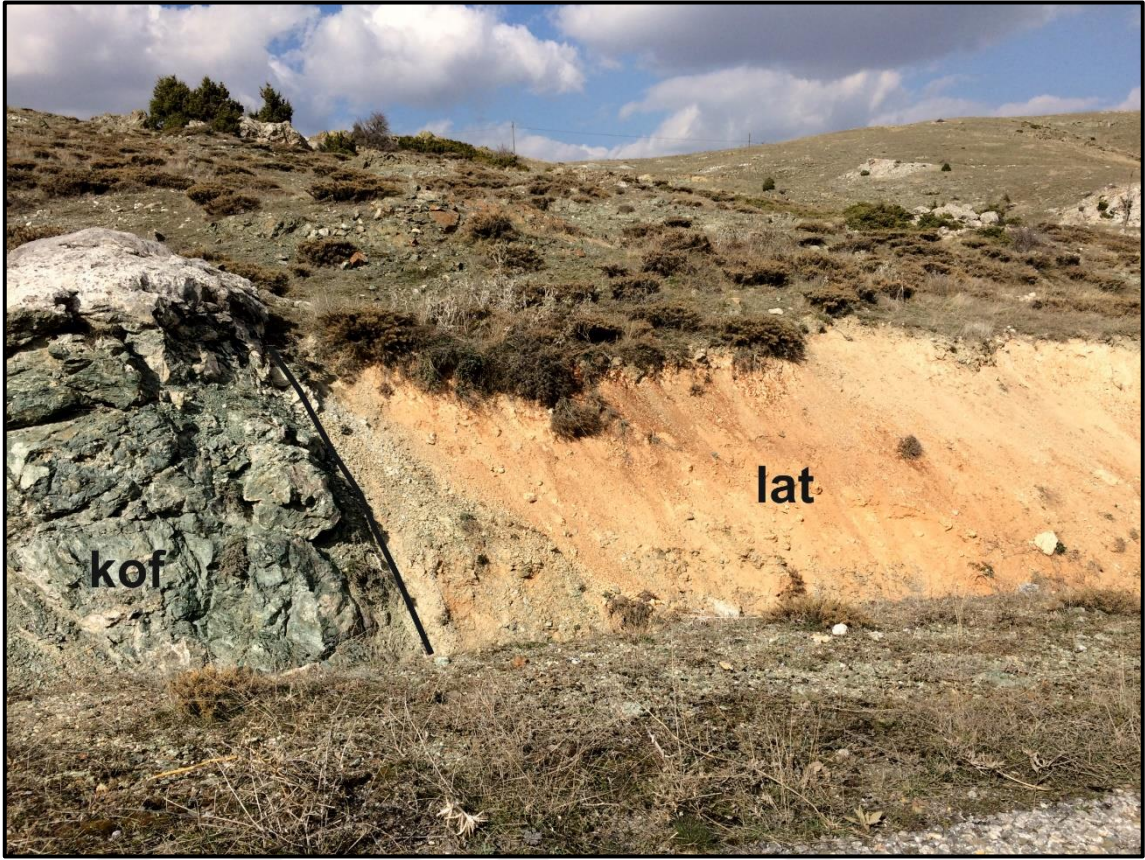
Şekil 4.5. Kınık ofiyolitinden bir görünüm (Kınık köyünün 1,5 km. KB'sında köprü'nün yanındaki yarmada çekilmiştir.).

Temel kayalar üzerleyen Alt Miyosen yaşı birimler, açısal uyumsuzluk ile Kınık ofiyolitinin üzerinde bulunmaktadır. Gözler vd. (1996)'ya göre Kınık ofiyolitinin tektonizma ile taşınarak gelmesinden dolayı oluşum yaşının yanı sıra yerleşim yaşı da bulunmaktadır. Ofiyolit biriminin altındaki metamorfik birimlerden daha önce alınan ve analizi yapılan örneklerde metamorfik biriminin yaşı Orta st Triyas olarak tespit edilmiştir. Dolayısıyla ofiyolit biriminin Orta st Triyas'tan sonra Triyas sonunda yerleştiği buna karşın Triyas'ta oluştuğu araştırmacılar tarafından belirlenmiştir. Kınık köyü içerisinde ayrıca ofiyolit karmaşığı içerisinde yer alan bordo renkli radyolarit ve rt birimi de gözlenmiştir (şekil 4.6).



şekil 4.6. Ofiyolit karmaşığı içerisindeki bulunan radyolaritli rt biriminden bir görünüm (Kınık köyü meydanının 150 m. batısındaki yarmada çekilmiştir).

Kınık ofiyolitinde yer yer alterasyonlara bağlı olarak gelişmiş lateritleşmeler de tespit edilmiştir (şekil 4.7).



Şekil 4.7. Kınık ofiyolitinde gelişen lateritleşmelerden bir görünüm (Kınık köyünün 3 km. GB'sındaki yol yarmasında çekilmiştir. kof: Kınık ofiyoliti, lat: Lateritleşme).

4.2.2. Beke Formasyonu (Tb)

Beke Formasyonu, Seyitömer beldesinin kuzey ve kuzeybatısında geniş alanlarda yayılım göstermektedir. Egemen olarak, konglomera, kumtaşı ve nadiren görülen silisli kireçtaşlarından oluşan formasyonun üst kesimlerinde çamur taşına doğru geçiş gözlenir. Beke Formasyonu Neojen birimlerinin taban çakılı olarak temel kayaların üzerine uyumsuz bir şekilde gelmektedir.

Beke Formasyonu, ilk olarak Baş (1983) tarafından isimlendirilmiştir. Baş (1987) yılında yapmış olduğu çalışmasında ise birimin kalınlığını 150 m. olarak tespit etmiştir. Beke Formasyonu, Sarıyıldız (1992)'ye göre, Seyitömer Formasyonunun taban kısmını oluşturan kumtaşı-çakıltaşı üyesinin bir eşleniğidir. Çalışma alanında, formasyonun alt seviyelerinde iri tane boyutuna sahip konglomeralar gözlenirken, üst seviyelere doğru gidildikçe tane boylarının küçüldüğü, kumtaşı ve çamurtaşına doğru bir geçiş olduğu gözlenir. Formasyonun temelini oluşturan konglomeralar, genellikle iyi oranda yuvarlaklaşmış, kötü derecede boylanma

gösteren, yeşilimsi, bordo ve kahve renkli tanelerden oluşmaktadır. Bu tanelerin çapları 7 cm ile 25 cm arasında değişim göstermektedir (Şekil 4.8).



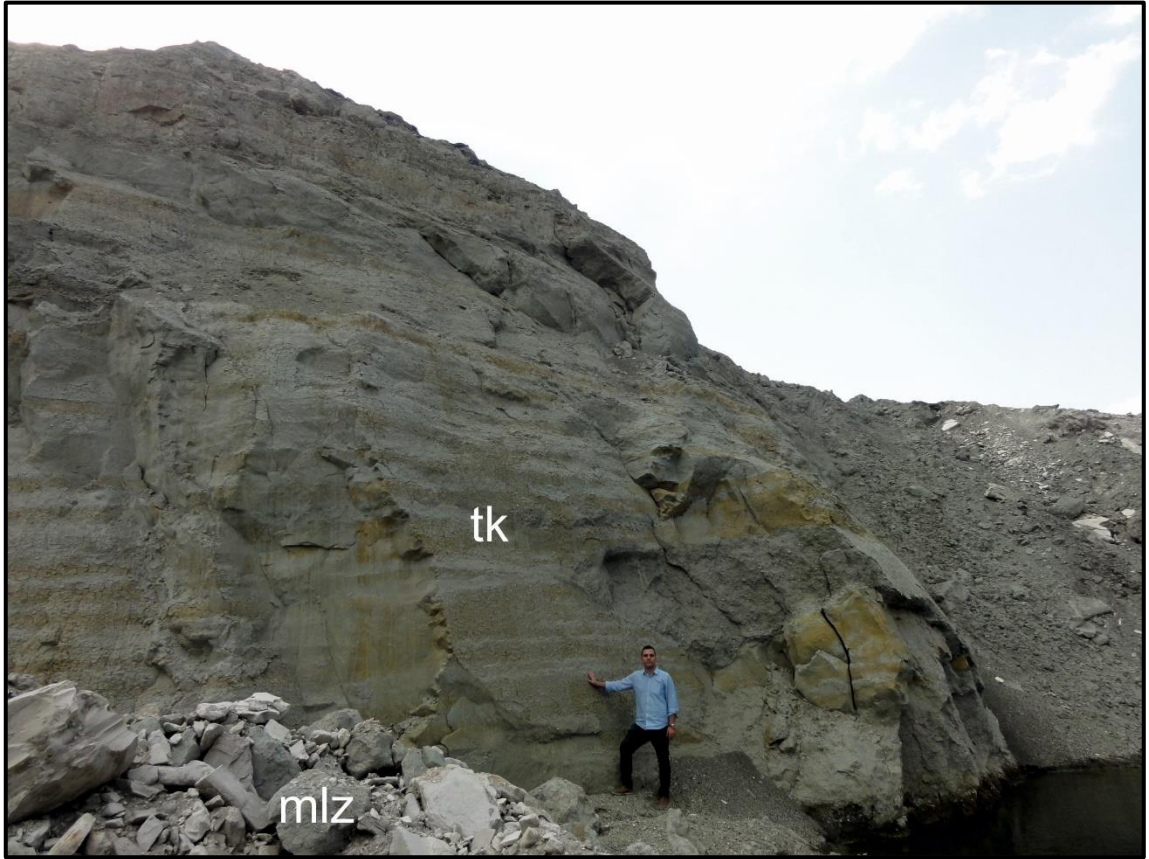
Şekil 4.8. Beke Formasyonundaki konglomeraların görünümü (Seyitömer yerleşim yerinin 2,5 km. GB'sında çekilmiştir.).

Beke Formasyonun daha üst seviyelerini oluşturan kumtaşları ise gri, kahve ve yeşil renkli tanelerden oluşmaktadır. Baş (1987) çalışmasında birimin yaşını Orta-Üst Miyosen olarak tespit etmiştir. Ersoy ve Helvacı (2016) çalışmalarında birimin yaşının 23 milyon yıla karşılık geldiğini tespit etmiştir ve dolayısıyla Alt Miyosen olarak yaşlandırmışlardır. Bu çalışmada Beke Formasyonun yaşı, önceki araştırmacıların yaptıkları çalışmalara bağlı kalınarak, Alt Miyosen olarak kabul edilmiştir.

4.2.3. Seyitömer Formasyonu (Ts)

Çalışma alanında geniş bir yayılımlar sunan Seyitömer Formasyonu beş ayrı üyeden oluşmaktadır (Özcan, 1986). Altan üste doğru uyumlu ve geçişli dokanak ilişkileri sunan bu üyeler, kumtaşı-çakıltaşı üyesi, çamurtaşı kil taşı üyesi, laminalı şeyl üyesi, silisli kireçtaşı üyesi ve tüfit seviyeli killi kireçtaşı üyesi şeklindedir (Sarıyıldız, 1987; Yanık, 1997). Bu üyeler

içerisinde bulunmuş olan sporomorf, gastropod ve ostrakod fosillerine göre Seyitömer Formasyonuna Geç Miyosen yaşı verilmiştir (Özcan, 1986). Yapılan saha çalışmalarında, Seyitömer Formasyonunun alt seviyelerinde, yeşil renkli taban kili bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.9). Taban kilinin sahada ölçülebilen yer yer kalınlığı 15 m. olup, altındaki birim görülemediği için tam kalınlığının ne kadar olduğu belirlenememiştir.



Şekil 4.9. Seyitömer Formasyonunda taban kilinden bir görünüm (Seyitömer linyit işletmesinde küçük göletin yanında çekilmiştir. tk: taban kili, mlz: moloz).

Kumtaşı-çakıltası üyesi, çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında yayılım göstermektedir. Yaygın olarak, çakıltası, kumtaşı ve nadiren görülen silisli kireçtaşlarından oluşur. Kumtaşı-çakıltası üyesi, Neojen birimlerinin taban çakılı olarak temel kayaların üzerine uyumsuz bir şekilde gelmektedir. Üye, egemen olarak, sarımsı ve gri renklerde, ince-orta taneli, orta boylanmalı kumtaşından meydana gelmektedir. Kumtaşları çapraz tabakalanma ve düzlemsel laminalanma gibi tortul yapılar göstermektedir.

Çakıltaları ise genellikle grimsi renklerde, orta-iri tanelidirler. Çalışma alanında, çakıltalarında yaygın olarak kanal dolguları görülmektedir. Kanal dolgularının alt bölümlerini

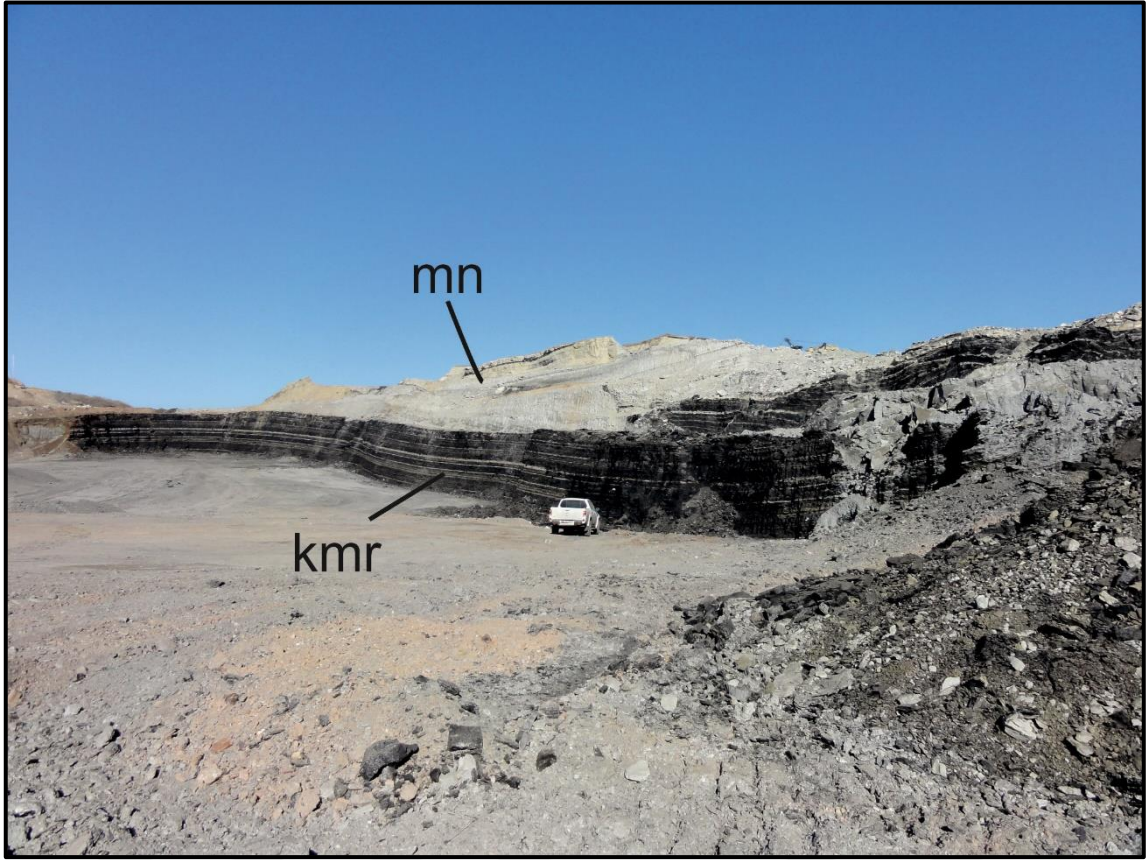
temel kayalardan türeme kumtaşları oluşturur. Kumtaşı-çakıltaşı üyesinin sahip olduğu litolojik ve tortul yapı özellikleri, bu üyenin akarsu ortamında çökeldiğini yansıtmaktadır (Sarıyıldız, 1987). Özcan, (1986) tarafından tanımlanan Seyitömer Formasyonunun taban kısmını oluşturan kumtaşı-çakıltaşı üyesi, Beke Formasyonun bir eşleniğidir.

Kumtaşı-çakıltaşı üyesinin üzerine uyumlu bir şekilde, çamurtaşı-kiltaşı üyesi gelmektedir. Üyenin taban kesimlerinde bulunan çamurtaşı, yeşilimsi gri, yer yer açık yeşil renge sahip, kalın tabakalanma gösteren, ince-kaba boyutlu kum ve yersel çakıllardan oluşmaktadır. Üyenin üst seviyelerini ise yeşilimsi renklerde, çok ince taneli kilttaşları oluşturur. Çamurtaşı-kiltaşı üyesinin en üst bölümlerinde alt kömür damarı (B damarı) yer almaktadır.

Laminalı şeyl üyesi, genellikle yeşilimsi gri, yeşilimsi beyaz renklere sahip olup, orta-kalın tabakalanma gösterir. Genel olarak, gastrapod, ostrakod ve yaprak fosilleri içerip, silisli kireçtaşları ile ara tabakalı bir yapı gösterir. Yanal ve düşey yönde yayılımları sınırlı olan siltaşı ve nadiren de bitümlü şeyl seviyeleri içerir. Üyenin yukarı kesiminde üst kömür damarı (A damarı) bulunmaktadır (Şekil 4.10). Litolojik özellikler ve yaygın tatlı su fosil içeriği laminalı şeyl üyesinin görsel bir ortamda çökeldiğini ifade eder.

Silisli kireçtaşı üyesi sarımsı gri, egemen orta, yersel kalın ve düzenli katmanlı olup çok dayanımlıdır. Yaygın gastrapod ve ostrakod fosil içeriklidir.

Tüfit seviyeli killi kireçtaşı üyesi, grimsi beyaz, ince taneli, ince ve düzenli katmanlı, yersel Planorbis sp. fosil içeriklidir. Üye beyazımsı gri, ince-orta taneli, ince-arta ve düzenli katmanlı tüfit ara düzeylerini kapsar. Litolojik ve tortul yapı özellikleri bu üyenin görsel bir ortamda çökeldiğini yansıtır (Sarıyıldız, 1987). Özcan, (1986) tarafından daha önce tanımlanan ve Seyitömer Formasyonuna ait tüfit seviyeli killi kireçtaşı üyesi, çalışma alanında Gevrekseydi volkanik kayaların bir eşleniğidir. Seyitömer Formasyonuna Akkiraz vd. (2012), tarafından Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir.



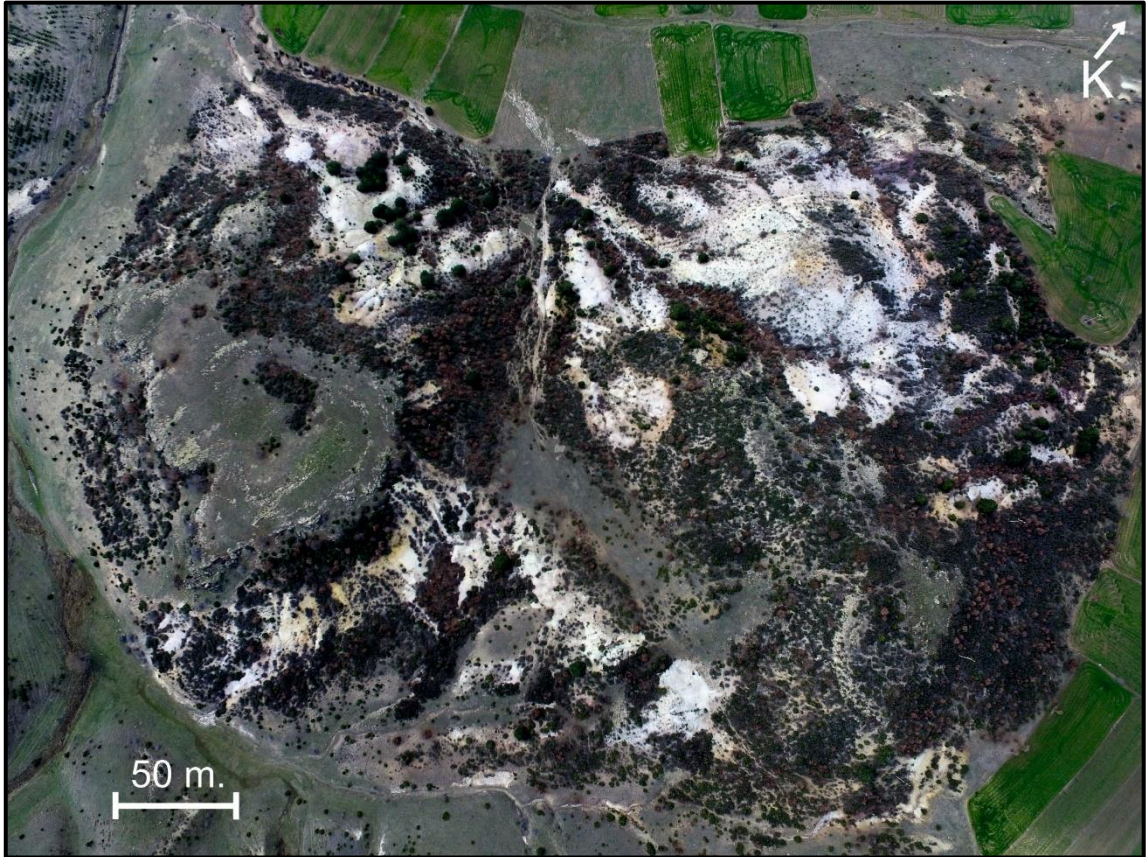
Şekil 4.10. Seyitömer Formasyonundaki alt kömür damarından bir görünüm (Seyitömer linyit işletmesinde çekilmiştir. mn: marn, kmr: kömür damarı).

4.2.4. Gevrekseydi volkanik kayalar (Tc)

Kuzeybatı Anadolu'da geniş bir yayılım gösteren asidik bileşimli tuf ve tüfitler ilk defa Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Civanadağ Tüfleri olarak isimlendirilmiştir. Konak (1982) tarafından tanımlanan Civanadağ tüflerinin petrografik incelemelerinde saptanan pirojen mineraller; kuvars+sanidin+plajiyoklas+biyotit ±amfiboldür. Riyolit, dasit bileşimli kalkalkalen karakterli özelliğe sahip Civanadağ tüflerinin ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri tufün gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin önemli bir rol oynadığını, bu kristallenmenin başlıca K-feldispat ve plajiyoklas tarafından kontrol edildiğini göstermektedir (Kalkan ve Özpınar, 2018).

Çalışma alanında Civanadağ Tüfitlerinin eşleniği kabul edilen Gevrekseydi volkanik kayalar, KD-BGB doğrultusu boyunca geniş alanlarda yayılım göstermektedirler. Çalışma alanındaki volkanik kayalar, yer yer tüflerden yer yerde tüfitlerden oluşmaktadır. Tüfler, sarımsı, gri, beyaz renkli, yer yer demir getirileri sonucu kırmızımsı renklindedir. Baş (1986)'ya

göre tüfler, mineralojik olarak kuvars, plajyoklas, hornblend, biyotit ve ortoklas minerallerinden oluşmaktadır. Açarlık tepe ve civarında Gevrekseydi volkanik kayalarına ait tfn havadan görüntüleri çekilmiştir (şekil 4.11). Tfitler ise, grimsi renkli, genellikle ince bazen orta kalınlıktadır tabakalıdır. Tabaka eğimleri genellikle yatay ve yataya yakın (7 ile 9 derece) arasında değişim göstermektedir (şekil 4.12).



şekil 4.11. Açarlık tepede görülen tüflerin drone ile çekilmiş hava fotoğrafı.

Kalkan ve zpınar (2018)'in yapmış olduğu çalışmaya göre, yapılan deneştirmeler sonucunda Gevrekseydi volkanik kayalarının yaşının Orta-st Miyosen olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 4.12. Gevrekseydi volkanik kayalarına ait yatay tabakalanma gösteren tüfitlerin Türkmenlik tepe’de görünümü.

4.2.5. Çokköy Formasyonu (Tç)

Çokköy Formasyonu Baş (1987)’ye göre marn, kil, killi kireçtaşı, kumtaşı, konglomera ve tüflerin ardalanmalarından oluşmaktadır. Gevrekseydi yerleşim alanı Çokköy Formasyonu üzerinde yer alır ve formasyon Gevrekseydi yerleşim alanı çevresinden itibaren BKB yönüne doğru yüzlekler verir (Şekil 4.13).

Baş (1983; 1986) birimin ortalama kalınlığının 200 m olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Çelik ve Kerey (1999)’ de, Domaniç Neojen havzasında yaptıkları çalışmalarında Çokköy Formasyonunun kalınlığını 200 m. olarak tespit etmişlerdir.

Formasyonun yaşı ise Baş (1983; 1986) tarafından, içerdiği gastropod ve ostrakod fosillerine dayandırılarak Alt-Orta Pliyosen olarak belirlenmiştir. Kapan-Yeşilyurt (2000) ise Domaniç yöresi, Hamitabat dolaylarında yaptıkları çalışmalarında Dasiyen (Alt Pliyosen) olarak yaşlandırmıştır. Bu çalışmada formasyona, diğer birimlerle olan yaş ilişkisine ve arazideki konumuna göre Alt Pliyosen yaşı verilmiştir.



Şekil 4.13. Çokköy Formasyonunun Gevrekseydi'deki görünümü (Gevrekseydi köyünün girişinde köye 500 m. kala yol yarmasında çekilmiştir. mn: marn).

4.2.6. Kocayataktepe Formasyonu (Tk)

Bu formasyon çalışma alanının kuzeybatısında ve Seyitömer yerleşim biriminin güneybatısında Beke Formasyonunun üzerinde mostra verir. Baş (1986)'ya göre Kocayataktepe Formasyonu tutturulmamış veya az tutturulmuş genellikle blok ve çakıllardan oluşur.

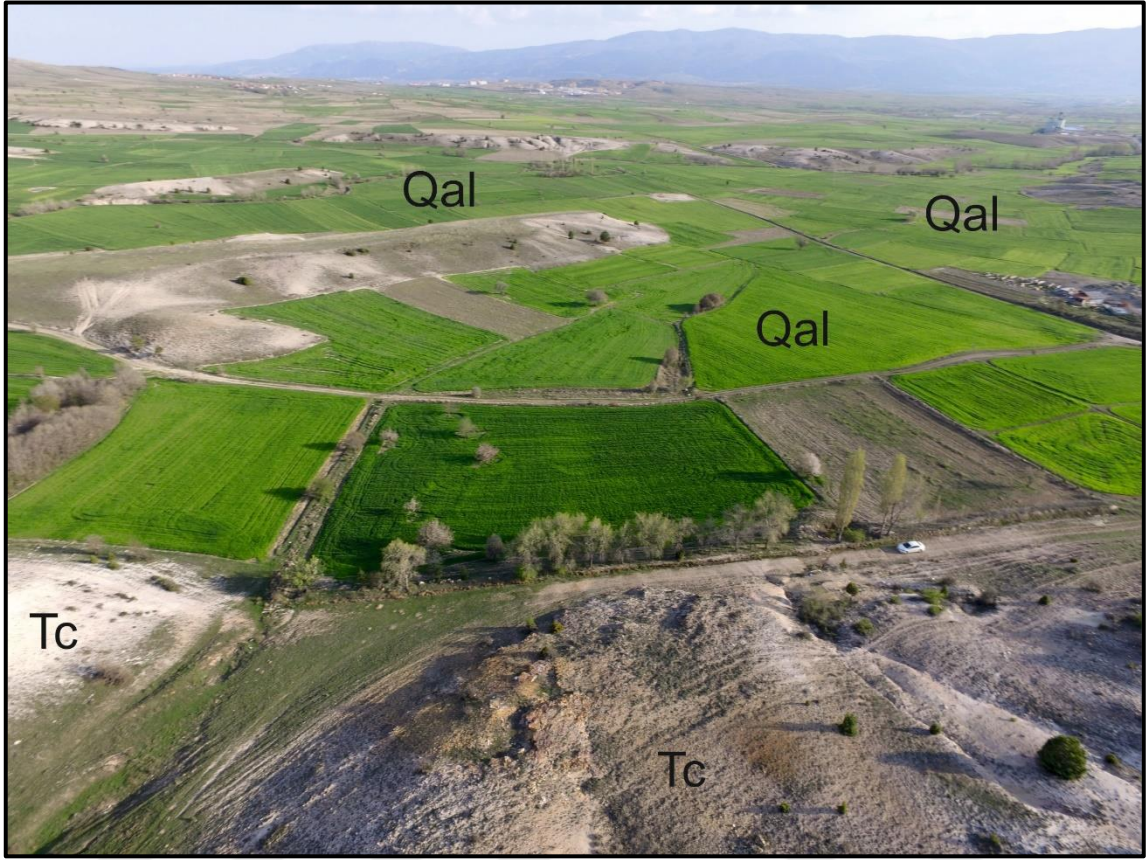
Tipik kesiti Kocayataktepe (Seyitömer yerleşim yeri batısı) güneybatı yamacındadır (Şekil 4.14). Yer yer kum ve kil seviyelidir. Orta-kalın tabakalı veya tabakasızdır. Başlıca renk kırmızı ve kahverengidir. Bileşenler çok kökenli olup taneler değişik derecede yuvarlaklık gösterir. Bağlayıcı gereç, aynı litolojideki daha ufak tanelerdir. Büyük sellenmelerle ilişkili olarak eski vadi dolgusu veya taraçalar şeklindedir. Kocayataktepe Formasyonunun yaşı, Sarıyıldız (1987) tarafından Pliyosen olarak tespit edilmiştir.



Şekil 4.14. Kocayataktepe Formasyonunun Seyitömer yerleşim yerindeki görünümü (Seyitömer yerleşim yerinin 2 km. batısında yol kenarındaki yarmada çekilmiştir.).

4.2.7. Alüvyon (Qal)

Çalışma alanının en genç çökellerini derelere bağlı olarak gelişmiş gevşek dokulu alüvyonlar oluşturur (Şekil 4.15). Bu alüvyonlar, hem Kınık ofiyolitine ait kayalardan hem de Neojen birimlerine ait kayalardan Kuvaterner'den günümüze dek koparılarak taşınmış, çakıl, kum ve kil boyutlu, düzensiz, az tutturulmuş çökellerdir. Alüvyonlar, başlıca bölgede bulunan dereler boyunca olmak üzere, bütün dere yataklarında geniş alanlarda yayılımlar sunar. Yine bu dere yataklarında, tarıma elverişli malzemeler güncel toprak örtüsünü oluşturur.

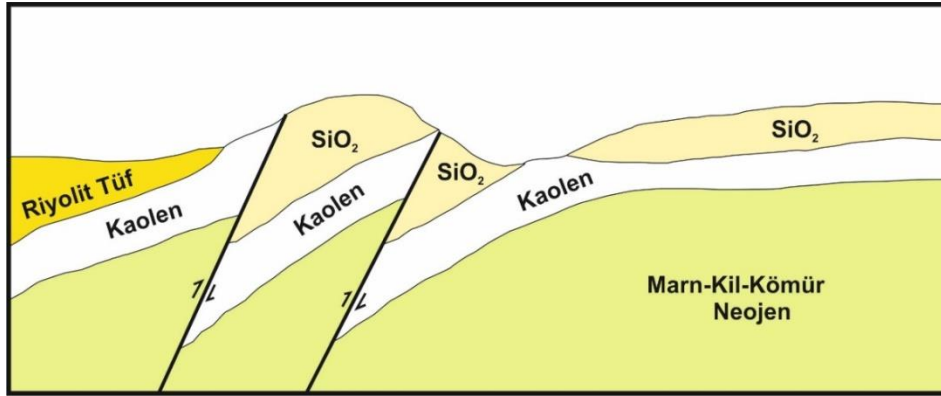


Şekil 4.15. Alüvyonlardan bir görünüm (Gevrekseydi kil yatağının güneyi çekilmiştir. Qal: alüvyon, Tc: Gevrekseydi volkanik kayalar).

4.3. Kil yataklarının jeolojisi

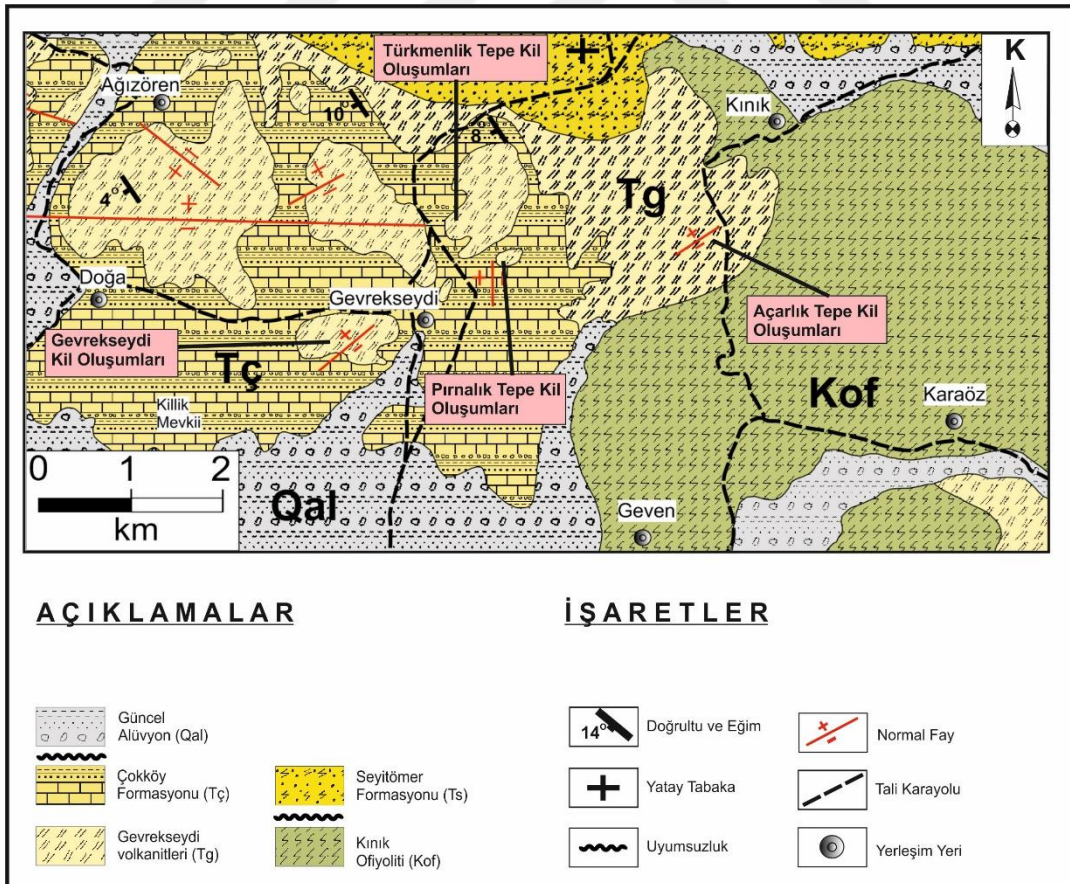
Çalışma alanında bulunan kil yatakları, Gevrekseydi köyü (mezarlık arkası eski kil ocağı), Açarlık tepe, Pırnalık tepe ve Türkmenlik tepe olmak üzere dört ayrı bölgede tespit edilmiştir. Bu kil yataklarının tamamı oluşum açısından, Gevrekseydi volkanik kayalar ile yakından ilişkilidir.

Bu yataklardan ilki, Gevrekseydi köyü mezarlığının 400 m. batısındaki terk edilmiş eski bir kaolen ocağıdır. Kaolenler değişik renk ve desenli opal tabakaları ile birlikte bulunmaktadır. Zaman zaman saf alunite dönüşen yataklar farklı sedimanter tabakalar halinde geniş bir yayılım göstermektedir. Bazı fay zonlarında kaolenleşmenin 100 m. derinliğe kadar ulaştığı görülmektedir (Şekil 4.16). Yatağın hem dış kökenli, hem volkanik hem de hidrotermal orijinli olduğu yolunda değişik ihtimaller ileri sürülmekle beraber Tersiyer volkanizmasının hidrotermal eriyiklerine bağlı bir kaolenleşme en yakın ihtimaldir (Seyhan, 1978).



Şekil 4.16. Gevrekseydi kaolen yatağının enine kesiti (Seyhan, 1978).

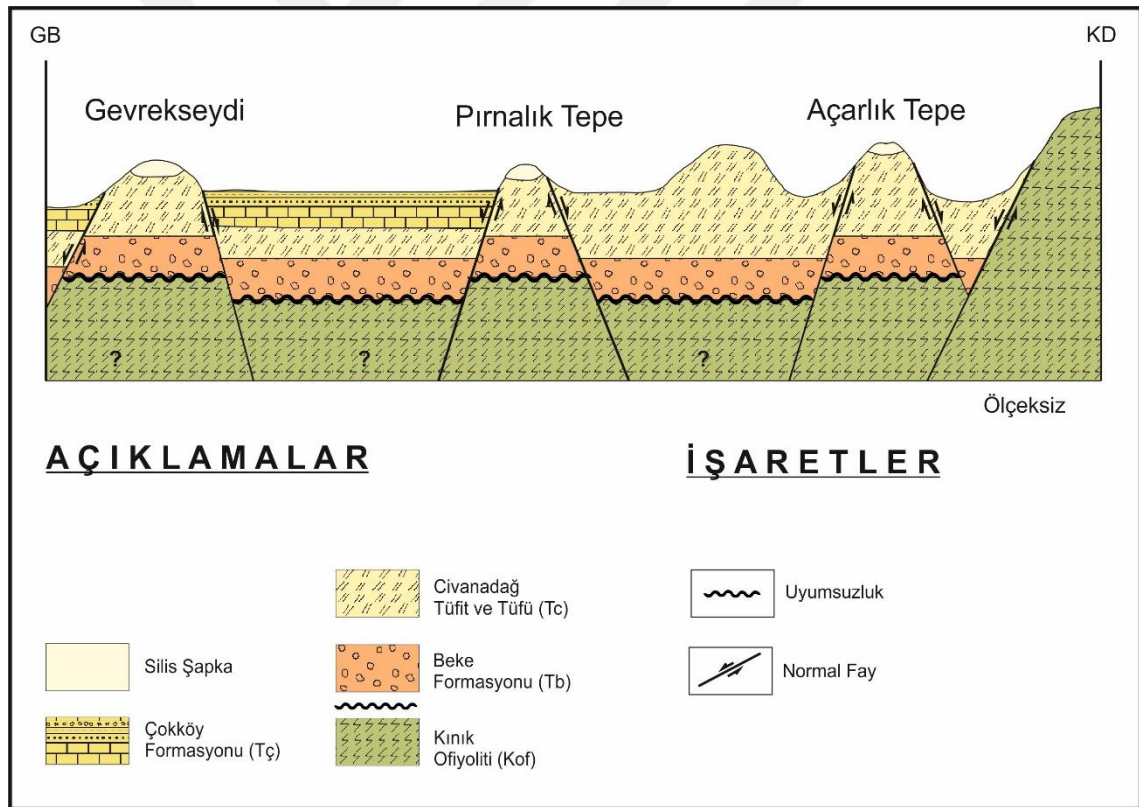
İkinci olarak tespit edilen kil yatağı ise Gevrekseydi köyünün 1 km. kuzey doğusunda yer alan Pırnalık tepe kil yatağıdır (Şekil 4.17). Kil oluşumları beyazımsı sarı renklere olup, yere yer demir getirimi ile kırmızıya boyanmışlardır. Üst kesimlerinde opal oluşumları şeklinde silis şapkalar bulunmaktadır.



Şekil 4.17. Çalışma alanında kil örneklerinin alım yerlerini gösteren jeoloji haritası.

Üçüncü kil yatağı ise Gevrekseydi köyünün 2,5 km. kuzey doğusunda yer alan Açarlık tepe ve etrafında yayılım göstermektedir. Görünüm açısından Pırnalık tepe kil yatağı ile büyük benzerlikler göstermektedir. Her üç bölgede bulunan kil yatakları faylar ile kesilmiştir. Özellikle tepelerin üzerindeki silisifiye zonlar, bu faylar boyunca yükselen hidrotermal suların getirdiği silisli akışkanlar ile oluşmuştur. Fay düzlemleri boyunca yükselen hidrotermal sular ayrıca kil yataklarında farklı alterasyon zonlarının oluşmasında önemli rol oynamıştır. Bu alterasyon zonlarında özellikle demir getiriminin yoğun olduğu görülmüştür. Kil oluşumunun tespit edildiği dördüncü ve son bölge ise Gevrekseydi köyünün 800 m. kuzey doğusunda yer alan Türkmenlik tepe mevkiidir.

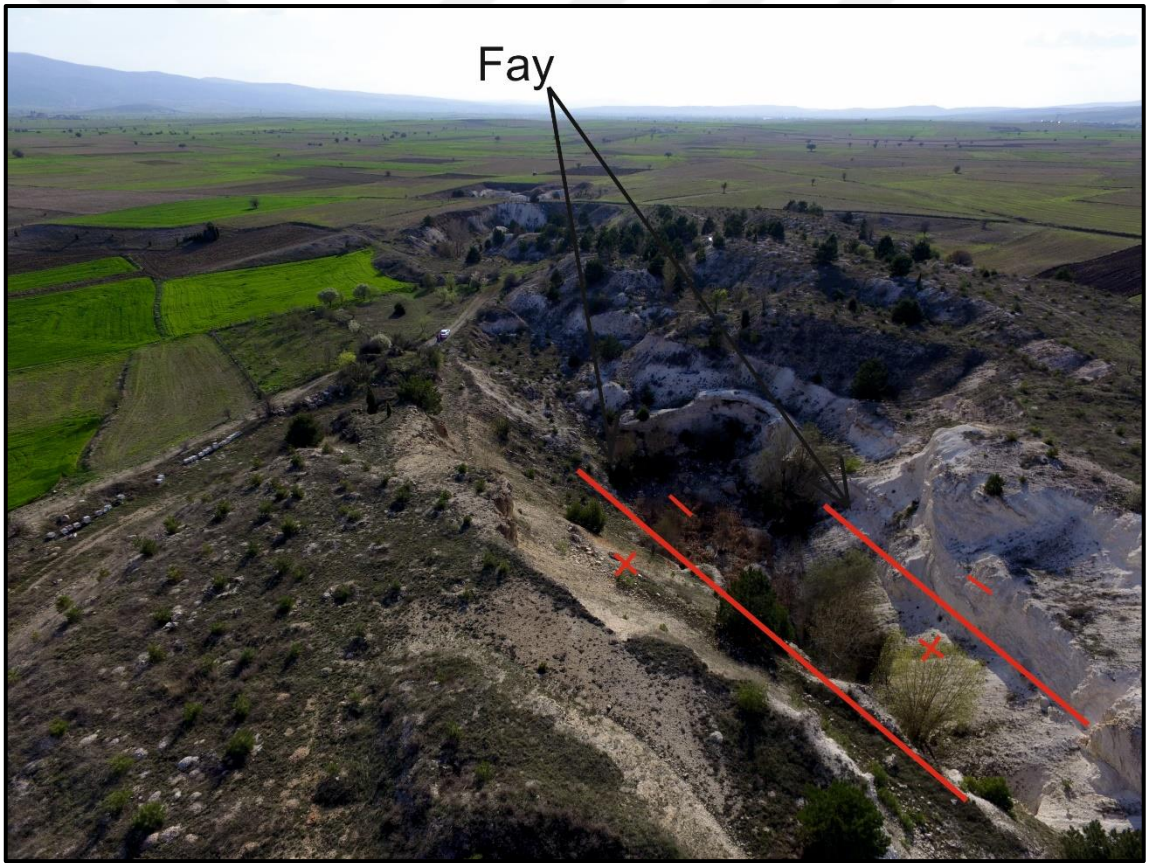
Arazi çalışmaları esnasında, Gevrekseydi, Pırnalık tepe ve Açarlık tepe bölgelerinin birbirleri ile olan ilişkilerini gösteren jeolojik kesit çizilmiştir (Şekil 4.18).



Şekil 4.18. Kil oluşumlarının gerçekleştiği başlıca üç bölgenin kesiti.

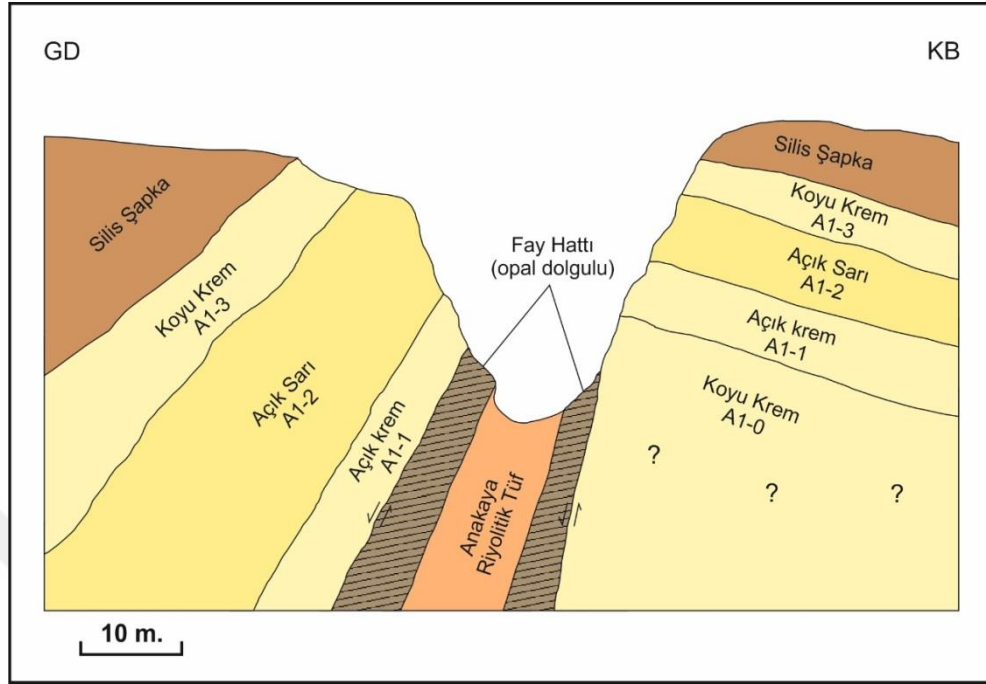
4.3.1. Gevrekseydi kil yatağı

Çalışma alanındaki killeşmenin açık bir şekilde görüldüğü ve 1980' li yıllarda işletilmiş ancak daha sonraki yıllarda terk edilmiş olan Gevrekseydi kil yatağı, Gevrekseydi köyü mezarlığının 400 m. batısında bulunmaktadır. Arazi gözlemlerinde genel görünüm itibari ile kil yatağının st kesimlerinde, kahve ve krem tonları, daha aşağı seviyelerinde ise daha beyazımsı renk tonları tespit edilmiştir. Ayrıca, kil yatağının en st seviyelerinde, silisleşmiş kayaçlardan oluşan bir zon bulunmaktadır. şekil 4.19'da bu bölgenin drone ile çekilmiş hava fotoğrafında kil yatağının, K-G doğrultulu normal faylar ile kesilmiş olduğu görülmektedir. Fayın konumu K50D/60°GD şeklindedir.



şekil 4.19. Gevrekseydi köy kil yatağının drone ile çekilmiş havadan görünümü.

Arazi çalışmaları esnasında Gevrekseydi köy kil yatağının enine kesiti çizilmiştir (şekil 4.20).



Şekil 4.20. Gevrekseydi köy kil yatağının enine kesiti.

Şekil 4.21’de ise terk edilmiş maden ocağında açılan bir yarma görölmektedir. Bölgede genel anlamda açık sarı ve krem tonlarında zonlanmanın gerçekleştiği tespit edilmiştir.



Şekil 4.21. Gevrekseydi köy mezarlık arkasındaki terkedilmiş kil ocağının genel görünümü.

Gerek yapılan mineralojik-petrografik çalışmalar, gerekse saha gözlemleri sonucu Gevrekseydi kil yatağı olarak adlandırılan bölgedeki killeşmenin ana kayacının, hakim olarak krem renkli, riyodasitik bileşime sahip, camsı-kristalen tüfler olduğu belirlenmiştir. Bu kayalar, yer yer çatlaklı yapıya sahiptir. Bu çatlakların yoğun olarak görüldüğü seviyelerde, iyi gelişen alterasyonlara bağlı olarak kaolenleşmenin meydana geldiği tespit edilmiştir. Söz konusu çatlaklardan ana kayaç içerisine doğru gidildikçe alterasyon derecesinin azaldığı da gözlenmiştir.

Şekil 4.22’de arazi çalışmalarında tespit edilen ve alterasyon derecesinin daha düşük olarak gözlemlendiği ana kayaç görülmektedir. Bölgede oluşmuş kil yatağında, yapılan XRD çalışmaları ve makroskopik özelliklerine dayanılarak, en üstten en alta doğru olmak üzere sekiz ayrı tipte zonlanma tespit edilmiştir. Tespit edilen bu zonlar arazide hemen hemen yatay ve yataya yakın konumda bulunmaktadır.

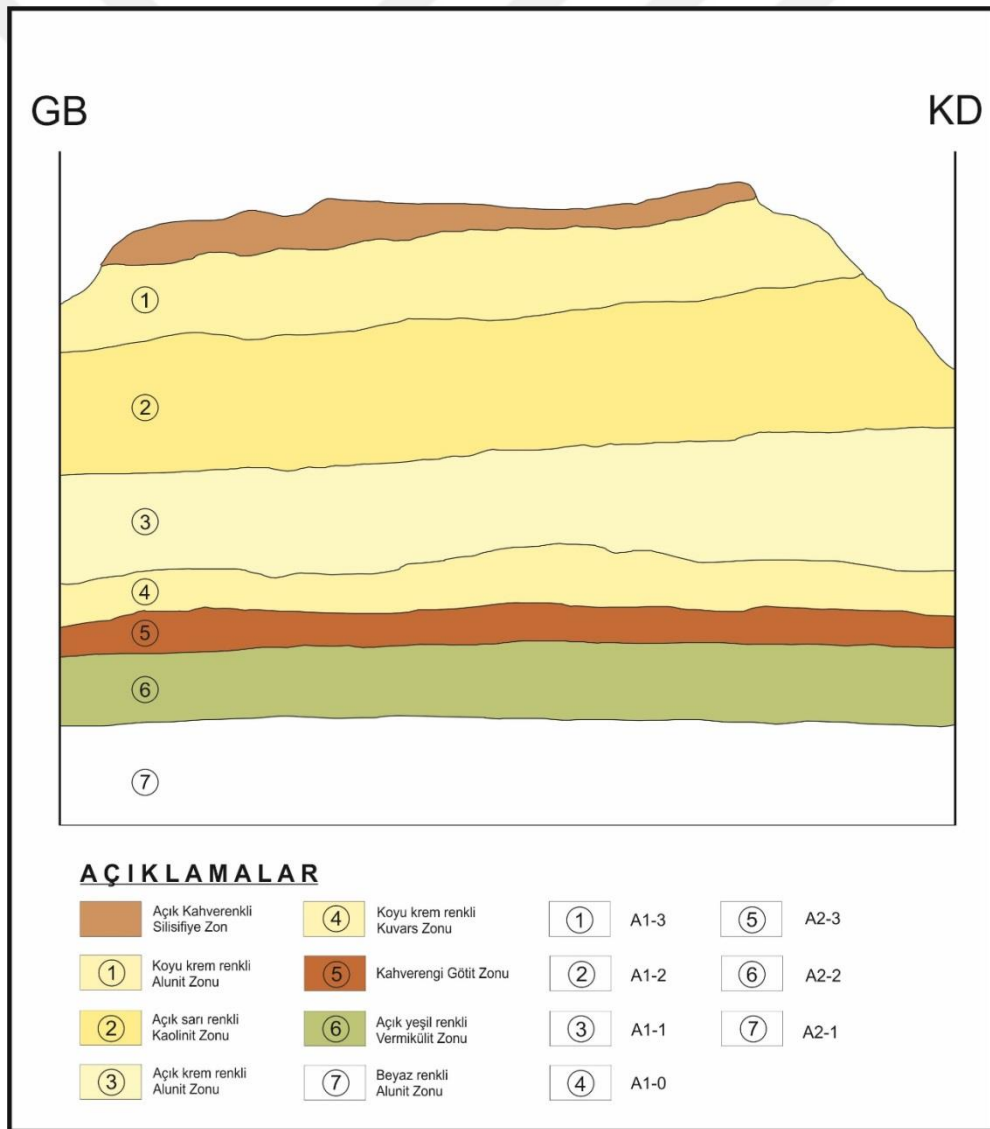


Şekil 4.22. Gevrekseydi köy kil yatağının riyolit ana kayacından bir görünüm.

Gevrekseydi kil yatağında yapılan saha gözlemleri ve buradan alınmış örneklerin yapılmış analiz sonuçlarına göre, bölgedeki yataklanma yedi ayrı zona ayrılmıştır. Bu zonlar, en üstten en alta doğru sırasıyla, açık kahve renkli silisifiye zon, koyu krem renkli alunit zonu, açık sarı renkli kaolinit zonu, açık krem renkli alunit zonu, koyu krem renkli kuvars zonu,

kahverengi götit zonu, açık yeşil renkli vermikülit zonu ve son olarak da beyaz renkli alunit zonu gelmektedir. Ayırtlanmış olan bu yedi zona ait detay bilgiler aşağıda verilmiştir (Şekil 4.23).

Gevrekseydi kil yatağının en alt seviyelerinde tespit edilen alunit ve götit minerallerince zengin seviyelerin gözlenmesi, yatakta gelişen alterasyonların sülfatça ve demirce zengin hidrotermal sulardan kaynaklandığını göstermektedir. Alunit, epitermal sistemde oluşan ve ileri arjilik alterasyonu temsil eden bir mineraldir. Ayrıca tespit edilen kaolinit, yüksek sülfidasyonlu sistemlerde arjilik zonun kenar kısımlarında ve ileri arjilik alterasyon zonlarında bulunmaktadır (Koç, 2016).



Şekil 4.23. Gevrekseydi kil yatağında gözlenen farklı zonlar ve örnek alım krokisi (ölçeksiz).

i. Koyu krem renkli alunit zonu: Koyu krem renkli alunitik zonunun kimyasal bileşimini yüzde (%) olarak yaklaşık; 18 SiO₂, 32 Al₂O₃, 7,2 K₂O, 1 Na₂O, 0,8 Fe₂O₃, 0,2 MgO ve 0,2 TiO₂ ve ateş kaybı (A.K.) 37 değerleri oluşturmaktadır.

Zon, alunit (% 78,1-78,4), natroalunit (% 16,3-16,7) kuvars (% 3,1-4,6), kristobalit (% 0,4-0,5), simektit (% 0,1-0,6) ve anataz (% 0,4-0,8) minerallerinden oluşmaktadır. Bu seviyenin mineralojik açıdan yaklaşık % 94 ünü alunit grubu (alunit + natroalunit) mineraller oluşturmaktadır. A1-3 zonundan, A1-3-1 ve A1-3-2 kodlu olmak üzere iki adet örnek alınmıştır (Şekil 4.24).



Şekil 4.24. A1-3 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.

ii. Açık sarı renkli kaolinit zonu: Zonun kimyasal bileşiminin esasını büyük çoğunlukla SiO₂ (% 52) ve Al₂O₃ (% 29) oluşturmaktadır. Diğer oksit değerleri oldukça düşük değerlerde olup, K₂O % 0,2, Fe₂O₃ % 0,7, MgO % 0,7 ve TiO₂ % 0,8 değerlerindedir. A.K. değeri ise % 15 dir. Zon, kuvars (% 5,9-6,1), kaolinit (% 77,7-78,2), halloysit (% 3,5-3,9), alunit (% 4,2-4,5), kristobalit (% 4,3-4,7), vermikülit (% 0,6-0,7) ve simektit (% 2,7-3) minerallerinden oluşmaktadır. Bu seviyenin mineralojik açıdan yaklaşık % 82'sini kaolen grubu

(kaolinit+halloysit) mineraller oluşturmaktır. Ayrıca bu zon, SEM çalışmalarında kaolinit-halloysit dönüşümünün tespit edildiği zondur. Birim içerisinde kılcal damarlarda kırmızı renkli demir minerallerince zenginleşmeler gözlenmiştir. Bölgedeki en kalın kalın seviye olma özelliği gösteren bu zon, yaklaşık 5 m kalınlığına sahiptir. Zondan A1-2 kodlu olmak üzere iki adet örnek alınmıştır (A1-2-1 ve A1-2-2) (Şekil 4.25).



Şekil 4.25. A1-2 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.

iii. Açık krem renkli alunit zonu: Açık krem renkli alunit zonu kimyasal bileşim olarak % 24 SiO₂, % 29 Al₂O₃, % 7,3 K₂O, % 1 Na₂O, % 0,2 Fe₂O₃, % 0,3 MgO ve % 0,6 TiO₂ ve % 35 A.K. içermektedir. Zonu oluşturan mineraller, kuvars (% 6,9-10,8), alunit (% 82,4-88,6), natroalunit (% 2,8-4) kristobalit (% 1,0-1,1), kaolinit (% 0,2-0,7), halloysit (% 0,4-0,5), simektit (% 0,1-0,2), vermikülit (% 0-0,3) olarak tespit edilmiştir. Bu seviyenin mineralojik açıdan yaklaşık % 93 ünü alunit grubu (alunit+natroalunit) mineraller oluşturmaktır. Birim yanal yönde koyu krem renkli halloysit+kaolinit zonuna doğru geçiş gösterir. Zondan A1-1 nolu iki örnek alınmıştır (A1-1-1 ve A1-1-2) (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. A1-1 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.

iv. Koyu krem renkli kuvars zonu: Koyu krem renkli zonun SiO_2 içeriği (% 65), bölgedeki diğer zonlara oranla oldukça yüksektir. Al_2O_3 miktarı yaklaşık olarak % 18 dir. K_2O % 3, Fe_2O_3 % 1.6, MgO % 1.4 ve TiO_2 değeri ise % 1.1 civarındadır.

Zonda tespit edilen mineraller, kuvars (% 53.-65.9), kaolinit (%13.5-17.2), halloysit (% 4.3-13), biyotit (% 9.3-9.7), alunit (% 1.9-2.1), şabazit (% 0.5-2.8) ve sanidin (% 0-1.6) dir. Bu zonda yer yer kılcal çatlaklar içinde biriken kahve renkli demirli mineral zenginleşmelerinin olduğu belirlenmiştir. Zondan A1-0 nolu iki örnek alınmıştır (A1-0-1 ve A1-0-2) (Şekil 4.27).



Şekil 4.27. A1-0 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.

v. Kahverengi Götüt zonu: Yoğun kahverengi oluşu ile diğer seviyelerden belirgin bir şekilde farklılığı göze çarpmaktadır. Zonda % 45 oranında Fe_2O_3 içeriği tespit edilmiştir. Demirin yanı sıra Ni (~2300 ppm) ve Co (~350 ppm) iz elementlerinin de belirgin bir şekilde bu zonda zenginleştiği tespit edilmiştir. Ayrıca Gevrekseydi kil yatağındaki, en düşük Al_2O_3 oranı (% 7,5) bu zonda bulunmaktadır. Bu seviyede kaolen grubu kil minerallerine rastlanılmamıştır.

Zonda tespit edilen demir mineralleri, götüt ($Fe_{3,80}Co_{0,20}O_{8,00}$)(%48,2-88,1), götüt (V-substituted) ($H_1Fe_{0,922}O_2V_{0,078}$) (% 31,6) , ferrihidrit ($H_2Fe_{9,56}O_{16}$) % 5,4 ve spinel ($Co_{2,74}O_4$) %1,2 bulunmuştur. Ayrıca, bulunan minerallere ek olarak simektit (% 11,5-11,9) ve kristobalit (% 0,4-1,7) mineralleri de tespit edilmiştir. Zondan A2-3-1 ve A2-3-2 kodlu olmak üzere iki adet örnek alınmıştır (Şekil 4.28).



Şekil 4.28. A2-3 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm (gö: götitlediği zon).

vi. Açık yeşil renkli vermikülit zonu: Çalışma alanında, yeşil rengi ile belirgin olarak göze çarpmaktadır. Zon yüksek oranlarda SiO_2 (% 50) ve MgO (~ % 4) değerlerine sahip olup yaklaşık % 20 Al_2O_3 içerir ve düşük oranda CaO değerine sahiptir (yaklaşık % 0,87). Bu seviyedeki demir oranı ise % 3 civarında bulunmaktadır. Zonda en çok bulunan kil minerali % 76,3 oranıyla vermikülit'tir.

Vermikülit'in yanı sıra kil minerali olarak simektit (% 8,3-23,7) kil dışı mineraller olarak ise alunit (% 2,2-8,5) ve kuvars (% 6,9-8,4) belirlenmiştir. Toplam kalınlığı 3 m. olan seviyeden A2-2 kodlu iki adet örnek alınmıştır (A2-2-1 ve A2-2-2) (Şekil 4.29).



Şekil 4.29. A2-2 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm.

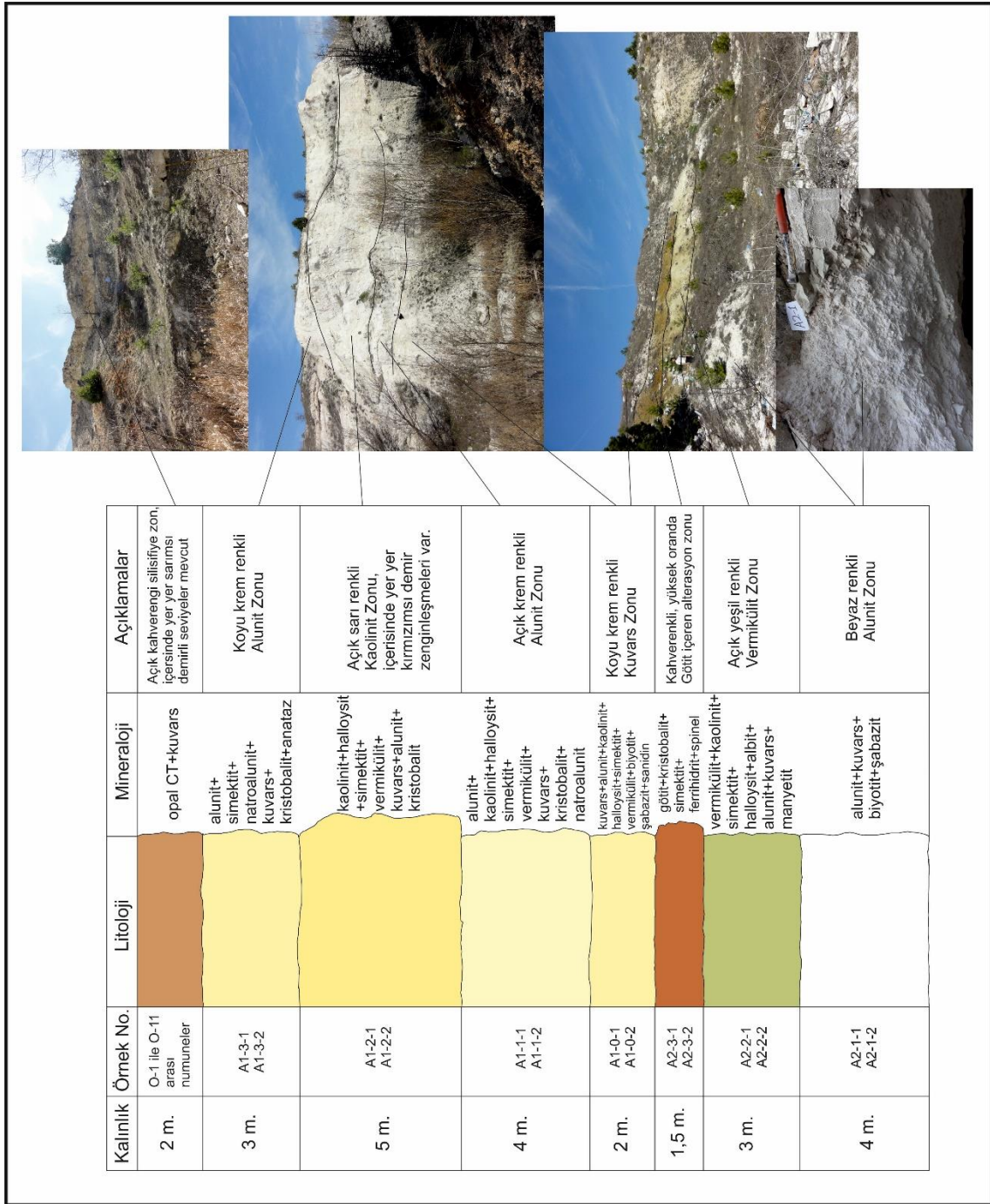
vii. Beyaz renkli alunit zonu: Gevrekseydi bölgesinde en altta tespit edilen seviye olup 4 m. kalınlığa sahiptir. Zon bu bölgedeki en düşük oranlarda SiO_2 (~ % 11) değerlerine sahip olmasına karşın yüksek oranlarda Al_2O_3 (~ % 36), K_2O (~ % 10) ve A.K. değerlerine sahiptir (~ % 42). Zon demir açısından ise oldukça fakirdir (% 0,09-0,13). Zon yüksek oranda alunit (%97.6 - 97.7) mineralinden oluşmaktadır. Tespit edilen diğer mineraller ise kuvars (% 1,7), biotit (% 0,5) ve şabazit (% 0,1-0,2) mineralleridir.

Çekiç ile ufalandığında iyi kristallenmiş kübik beyaz alunit kırıntıları belirgin bir şekilde görülmektedir. Zonda kil mineralinin varlığı tespit edilmemiştir. Seviye yanal yönde açık yeşil renkli silişçe zengin vermikülit+alunit zonuna doğru geçiş gösterir. Zondan A2-1 kodlu iki adet örnek alınmıştır (A2-1-1 ve A2-1-2) (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. A2-1 kodlu alterasyon zonundan bir görünüm (al: alunit).

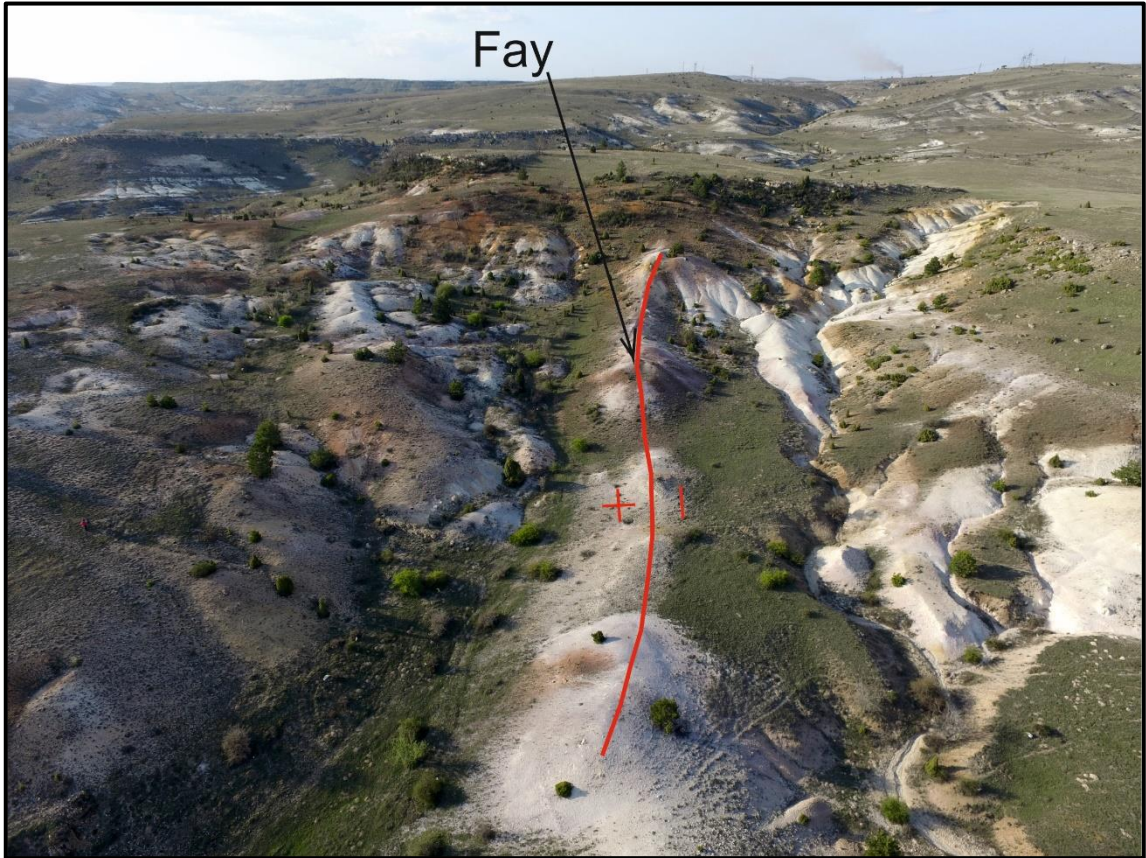
Gevrekseydi kil yatağındaki bütün zonları kalınlıkları, mineralojik bileşimleri, örnek kodları ve açıklamalarına gösteren dikme sütun kesiti çizilmiştir (Şekil 4.31).



Şekil 4.31. Gevrekseydi kil ocağına ait dikme sütun kesiti.

4.3.2. Pırnalık tepe kil yatağı

Pırnalık tepe kil oluşumlarının Gevrekseydi bölgesi ile kıyaslandığında en belirgin farkı kahverengi ve mor tonlarındaki seviyelerin bu bölgede daha yoğun olmasıdır. Şekil 4.32’de bu bölgenin drone ile çekilmiş hava fotoğrafında kil yatağının iki vadinin arasında belli bir doğrultuda devam eden sırt boyunca fay ile kesilmiş olduğu görülmektedir.



Şekil 4.32. Pırnalık tepe kil yatağının drone ile çekilmiş havadan görünümü.

Şekil 4.33’te ise bölgede tespit edilen ve üzerinde fay çiziklerinin gözlendiği fay aynası görülmektedir. Fay çiziklerine bakıldığında fayın düşey yönde hareket ettiği ve fayın eğim atımlı normal fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fayın konumu K10D/50°GD Şeklindedir.



Şekil 4.33. Pırnalık Tepe'deki fayın aynası ve fay çiziklerinden bir görünüm (fa: fay aynası, op: opal).

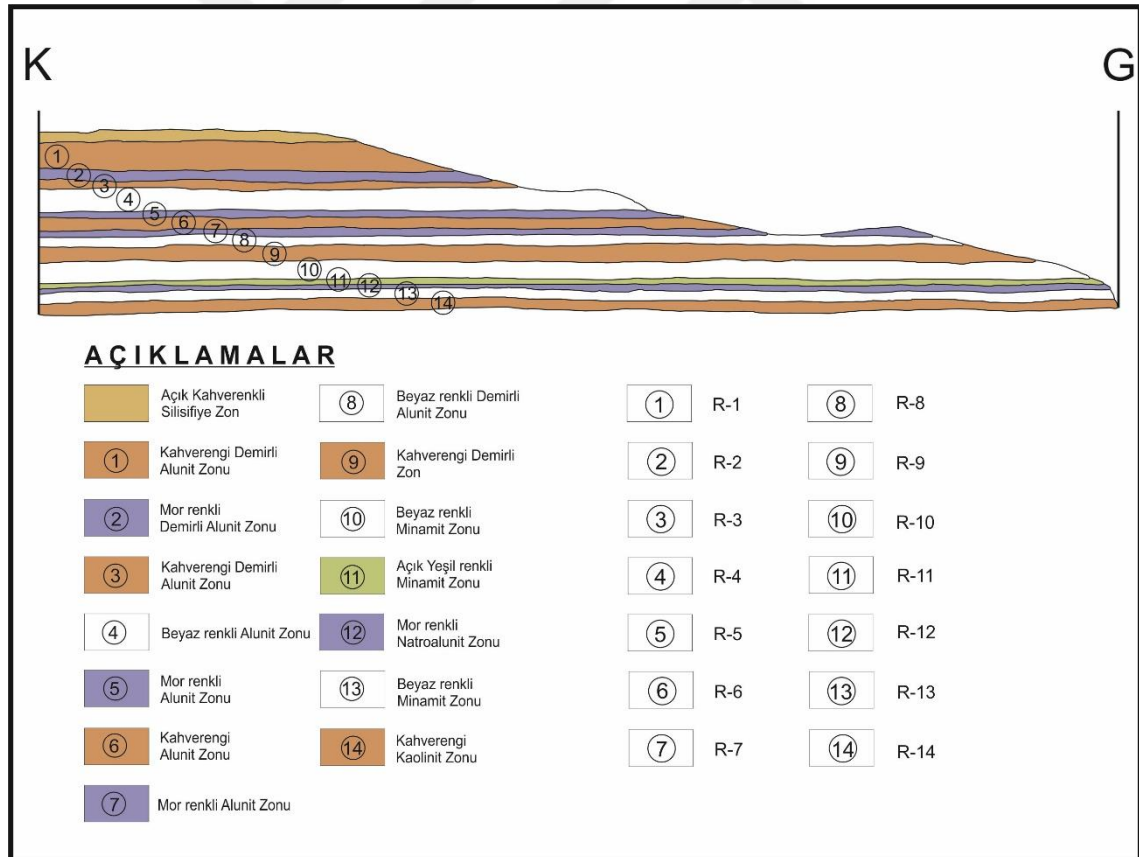
Pırnalık tepe bölgesindeki kil oluşumlarının en üst seviyesinde silisçe zenginleşmiş zon gözlenmiştir. Şekil 4.34'de Pırnalık tepe'nin en üst seviyesinden en alt seviyesine kadar olan bütün zonlar görülmektedir. Bölgede genel anlamda kahverengi, mor ve beyaz tonlarındaki renklerde zonlaşmanın gerçekleştiği tespit edilmiştir. Bir seviyenin açık yeşil renginde olduğu görülmüştür.



Şekil 4.34. Pırnalık Tepe'den genel bir görünüm.

Pırnalık tepe kil yatağında en üstte bulunan silisifiye zonu haricinde on dört farklı zon tespit edilmiştir. Bu zonların hemen hemen yatay konumda olduğu gözlenmiştir. Bu zonların en üstten en alta doğru sırasıyla açık kahverenkli silisifiye zon, kahverengi demirli alunit zonu, mor renkli demirli alunit zonu, kahverengi demirli alunit zonu, beyaz renkli alunit zonu, mor renkli alunit zonu, kahverengi alunit zonu, mor renkli alunit zonu, beyaz renkli demirli alunit zonu, kahverengi demirli zon, beyaz renkli minamit zonu, açık yeşil renkli minamit zonu, mor renkli natroalunit zonu, beyaz renkli minamit zonu, kahverengi kaolinit zonu şeklinde sıralandığı belirlenmiştir.

Bölgedeki volkanik tüf kayacı kil yatağının ortasından geçen fay düzlemi boyunca ve çatlaklar boyunca yükselen demirce zengin hidrotermal eriyikler ile alterasyona uğrayarak farklı alterasyon derecesi ve özelliklere sahip seviyeleri oluşturmuştur. Belirlenen zonlar ve bu zonlardan alınan örnekler Şekil 4.35'te belirtilmiştir.



Şekil 4.35. Pırnalık Tepe'de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi (ölçeksiz).

- i. Kahverengi demirli alunit zonu: Pırnalık tepe kil ocağının en üstünde yer alan silisifiye şapkanın, hemen altında bulunan zon dur. Yoğun kahve rengi ile belirgin olup zonda illitleşme gerçekleşmiştir. Yaklaşık %13 Fe_2O_3 içeriğine sahip seviye demirce zengindir. Zon % 42,4 alunit minerali içermektedir. 5 m. kalınlığı ile bölgedeki en kalın seviyedir. Zondan R-1 nolu örnek alınmıştır.
- ii. Mor renkli demirli alunit zonu: Zon mor rengi ile arazide kendini göstermektedir. İçerisinde alunit, illit ve hematit bulunan seviye 2 m. kalınlığa sahiptir. Bu zon alterasyonun etkisiyle büyük oranda ayrılmıştır. Zon % 4 illit içeriğine sahiptir. Zondan R-2 nolu örnek alınmıştır.
- iii. Kahverengi demirli alunit zonu: Yaklaşık % 68 SiO_2 içeriğine sahip zon yaklaşık %11 oranında Fe_2O_3 içeriğine sahip olup 1 m. kalınlığa sahiptir. Bölgedeki diğer zonlara kıyasla en yüksek silis içeriğine bu zonda rastlanmıştır. Zon % 21,5 hematit, % 2 illit minerali içermektedir. Zondan R-3 nolu örnek alınmıştır.
- iv. Beyaz renkli alunit zonu: Zonda kaolinit, simektit ve halloysit kil mineralleri birlikte bulunmaktadır. 4 m. kalınlığa sahip zon yaklaşık % 16 Al_2O_3 içeriğine sahiptir. Zondan R-4 nolu örnek alınmıştır.
- v. Mor renkli alunit zonu: 1 m. kalınlığa sahip seviyede kil minerali olarak kaolinit (% 28,2) ve simektite (% 3,2) rastlanmıştır. Seviyede eriyiklerin çatlaklar boyunca taşıyıp getirdiği kahverengi demir zenginleşmeleri bulunmaktadır. Yaklaşık %56 SiO_2 içeriğine sahip zondan R-5 nolu örnek alınmıştır.
- vi. Kahverengi alunit zonu: Zon yoğun kahverengi ile diğer seviyelerden ayrılmaktadır. Yaklaşık %35 Fe_2O_3 içeriği ile bölgedeki diğer zonların içerisinde en yüksek demir içeriğine sahip zondur. Zon %59,2 alunit, % 36,7 hematit minerali içermektedir. Zonda kil mineraline rastlanılmamış olup zondan R-6 nolu örnek alınmıştır.
- vii. Mor renkli alunit zonu: Bu seviyede alunit minerali %90, simektit % 3 ve muskovit % 7 oranında bulunmaktadır. Yaklaşık %33 ateş zaiyatı oranı ile alterasyon derecesi oldukça yüksek olan zondan R-7 nolu örnek alınmıştır.
- viii. Beyaz renkli demirli alunit zonu: 1 m. kalınlığa sahip seviyede kil minerali olarak simektit bulunmaktadır. Zon mineralojik olarak alunit (% 74,9), hematit (% 13), kuvars (% 4,4), kristobalit (% 4) muskovit (% 3) ve simektit (% 0,7) içermektedir. Zondan R-8 nolu örnek alınmıştır.
- ix. Kahverengi demirli zon: Demir bileşeninin yoğun olarak gözleendiği bu seviyede alterasyon derecesi hemen üstündeki seviyelere göre biraz daha artmış ve renk

kahverengine doğru değişmiştir. Zon yaklaşık %25 Fe₂O₃ içeriği ile yüksek oranda demir bileşenine sahiptir. Ayrıca seviye yaklaşık %48 SiO₂ içeriğine sahiptir. Zonun kalınlığı 2 m. olup kil minerali olarak yalnızca simektit bulunmaktadır. Zon mineralojik olarak hematit (% 75,2), kuvars (% 14,8), diyopsit (% 6,8) ve simektit (% 3,2) içermektedir. Zondan R-9 nolu örnek alınmıştır.

- x. Beyaz renkli minamit zonu: Zon 3 m. kalınlıkta olup ~ %22 Al₂O₃ içeriğine sahiptir. Seviye yüksek oranda alterasyon göstermekte olup ayrışma derecesi oldukça yüksektir. Çatlaklar boyunca zona nüfuz eden demirli eriyikler çok az oranda sarımsı renk oluşturmuştur. Zon mineralojik olarak minamit (% 76,5), diyopsit (% 12,3), simektit (% 8,2), hematit (% 2,7) ve kuvars (% 0,3) içermektedir. Zondan R-10 nolu örnek alınmıştır.
- xi. Açık yeşil renkli minamit zonu: Pırnalık tepe bölgesinde açık yeşil rengi ile diğer alterasyon zonlarından ayırt edilmektedir. 0,5 m. kalınlığa sahip seviye simektit kil mineralini içermektedir. Zon mineralojik olarak minamit (% 74,6), diyopsit (% 10,3), hematit (% 7,8) ve simektit (% 7,3) içermektedir. Zondan R-11 nolu örnek alınmıştır.
- xii. Mor renkli natroalunit zonu: Mor rengi ile yeşil birimin hemen altında yer alan seviye 0,5 m. kalınlığa sahip bir diğer alterasyon zonudur. Yer yer çatlaklar boyunca zona demirli eriyikler nüfuz etmiştir. Zonda kil minerali olarak yalnızca vermikülit bulunmaktadır. Zonun sertliği ana kayaya göre önemli oranda azalmıştır. Zon mineralojik olarak natroalunit (% 94,5), vermikülit (% 2,5), kuvars (% 1,5) ve muskovit (%1,5) içermektedir. Zondan R-12 nolu örnek alınmıştır.
- xiii. Beyaz renkli minamit zonu: Beyaz renkli zonun içerisinde el ile ufalandığında hissedilen kuvars kırıntıları bulunmaktadır. 1,5 m. kalınlığı olan seviye büyük oranda altere olmuştur. İçerisinde kil minerali olarak simektit (% 7,5) bulunmaktadır. Zon % 82,2 oranında minamit içermektedir. Zondan R-13 nolu örnek alınmıştır.
- xiv. Kahverengi kaolinit zonu: Pırnalık tepe bölgesinin en altında bulunan seviye mineralojik olarak kaolinit (% 56,1), kristobalit (% 15,7), alunit (% 12,3), muskovit (% 8,8), sanidin (% 3,6), kuvars (% 1,8) ve simektit (% 1,7) içermektedir. Seviye 1,5 m. kalınlığa sahiptir. Zondan R-14 nolu örnek alınmıştır.

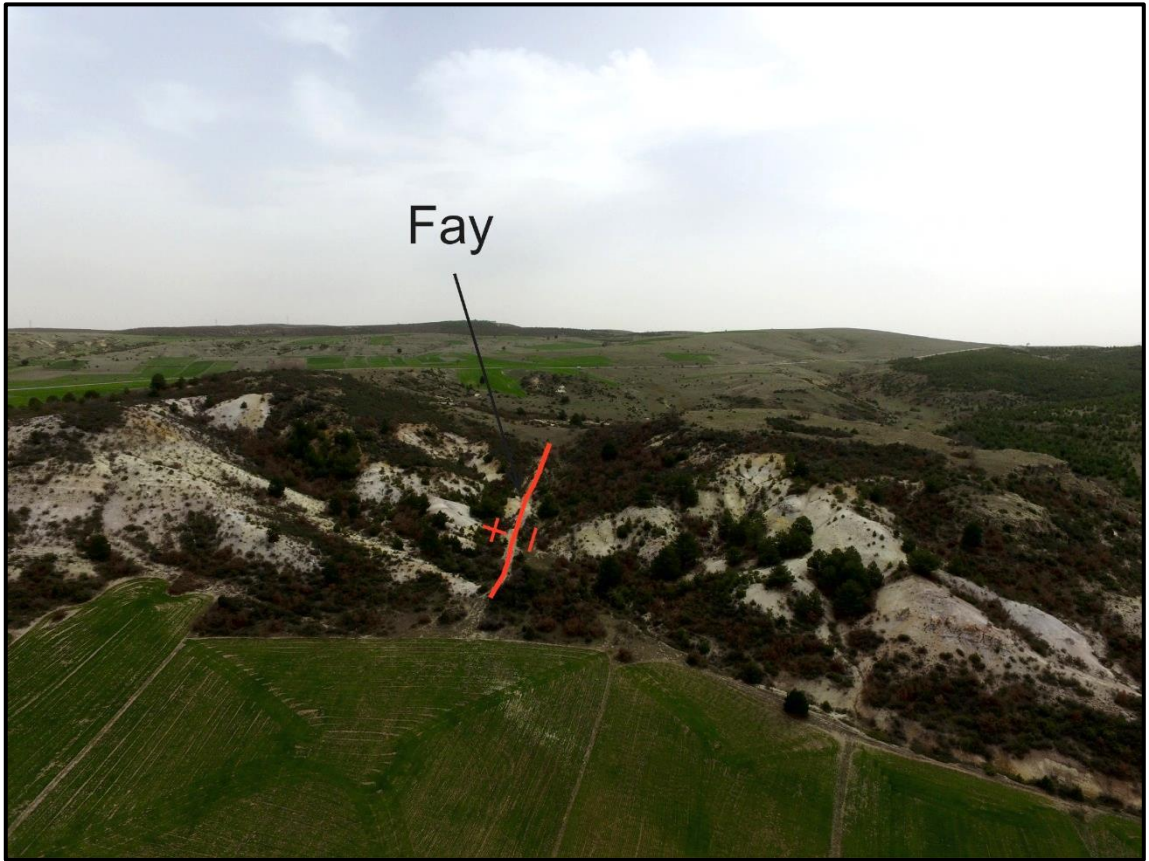
Pırnalık tepe'deki bütün zonları kalınlıkları, mineralojik bileşimleri, örnek kodları ve açıklamalarına gösteren dikme sütun kesiti çizilmiştir (Şekil 4.36).

Kalınlık	Örnek No.	Litoloji	Mineraloji	Açıklamalar
1 m.	O-1 ile O-11 arası numuneler		Opal CT+kuvars	Açık kahverenkli silisifiye zon
5 m.	R-1		alunit+illit+kuvars+hematit+muskovit+klino enstatit+kaolinit+halloysit+simektit	Kahverengi Demirli Alunit Zonu
2 m.	R-2		alunit+illit+kuvars+hematit+muskovit+klino enstatit+kaolinit+halloysit+simektit	Mor renkli Demirli Alunit Zonu
1 m.	R-3		alunit+illit+kuvars+hematit+halloysit+simektit+tridimit+kristobalit	Kahverengi Demirli Alunit Zonu
4 m.	R-4		alunit+kaolinit+kuvars+hematit+muskovit+klino enstatit+halloysit+simektit	Beyaz renkli Alunit Zonu
1 m.	R-5		alunit+kaolinit+kuvars+hematit+muskovit+klino enstatit+kristobalit+simektit	Mor renkli Alunit Zonu
2 m.	R-6		alunit+hematit+dolomit+kuvars	Kahverengi Alunit Zonu
1 m.	R-7		alunit+muskovit+simektit	Mor renkli Alunit Zonu
1 m.	R-8		alunit+kuvars+hematit+muskovit+kristobalit+simektit	Beyaz renkli Demirli Alunit Zonu
2 m.	R-9		hematit+kuvars+simektit+diyopsit	Kahverengi Demirli Zon
3 m.	R-10		minamit+hematit+simektit+kuvars+diyopsit	Beyaz renkli Minamit Zonu
0,5 m.	R-11		minamit+hematit+simektit+diyopsit	Açık Yeşil renkli Minamit Zonu
0,5 m.	R-12		natroalunit+vermikülit+kuvars+muskovit	Mor renkli Natroalunit Zonu
1,5 m.	R-13		minamit+hematit+simektit+kuvars+muskovit	Beyaz renkli Minamit Zonu
1,5 m.	R-14		kaolinit+minamit+alunit+simektit+kuvars+muskovit+kristobalit+sanidin	Kahverengi Kaolinit Zonu

Şekil 4.36. Pırnalık tepe'ye ait dikme sütun kesit.

4.3.3. Açarlık tepe kil yatağı

Açarlık tepe kil oluşumlarının Gevrekseydi ve Pırnalık tepe b6lgeleri ile kıyaslandığında en belirgin farkı bu b6lgedeki killeşme daha geniş bir yayılım alanında gerçekleşmektedir. B6lge yaklaşık 250 m. eninde ve 450 m. boyunda doma benzer şekilde olan tepelerin oluşturduğu bir topoğrafya'ya sahiptir. Diğer kil oluşum b6lgelerine kıyasla yeşil tonlarındaki alterasyon zonları bu b6lgede daha yoğun g6r6lmektedir. şekil 4.37'de bu b6lgenin drone ile çekilmiş hava fotoğrafında kil yatağının iki tepenin arasında KD-GB doğrultusu boyunca devam eden fay ile kesilmiş olduğu g6r6lmektedir.



şekil 4.37. Açarlık tepe kil yatağının drone ile çekilmiş havadan g6r6n6m6.

şekil 4.38'de Açarlık tepe b6lgesinde tespit edilen fay aynası g6r6lmektedir. Fay çiziklerine bakıldığında fayın d6şey y6nde hareket ettiği ve eğim atımlı normal fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fayın konumu $K70D/60^{\circ}GD$ şeklinindedir.



Şekil 4.38. Açarlık Tepe'deki fay aynasından bir görünüm (fa: fay aynası).

Açarlık Tepe'de ana kayacın fay tarafından kesilmesi neticesinde birçok çatlak oluşumu gözlenmiştir. Yer altından gelen ve kayacın kırık çatlakları boyunca ana kayaca nüfuz eden eriyikler belirgin renk değişimlerine sebep olmuştur. Şekil 4.39'da bu çatlaklar boyunca anakayaca nüfuz eden eriyiklerin kayacı krem renginden mor renge dönüştürdüğü görülmektedir. Bölgede renk farklılıklarını oluşturan demir (Fe) ve mangan'ca (Mn) zengin eriyikler hem tabaka düzlemleri hemde çatlak düzlemleri boyunca kayaca nüfuz ederek renk değişimlerine neden olmuştur. Bu durum bölgede gerçekleşen alterasyonun tüf çökeliminin sonrasında gerçekleştiğini gösteren önemli bir arazi verisidir.



Şekil 4.39. Açarlık Tepe’de çatlaklardan riyolit/riyodasit ana kayaca nüfuz eden eriyiklerin görünümü.

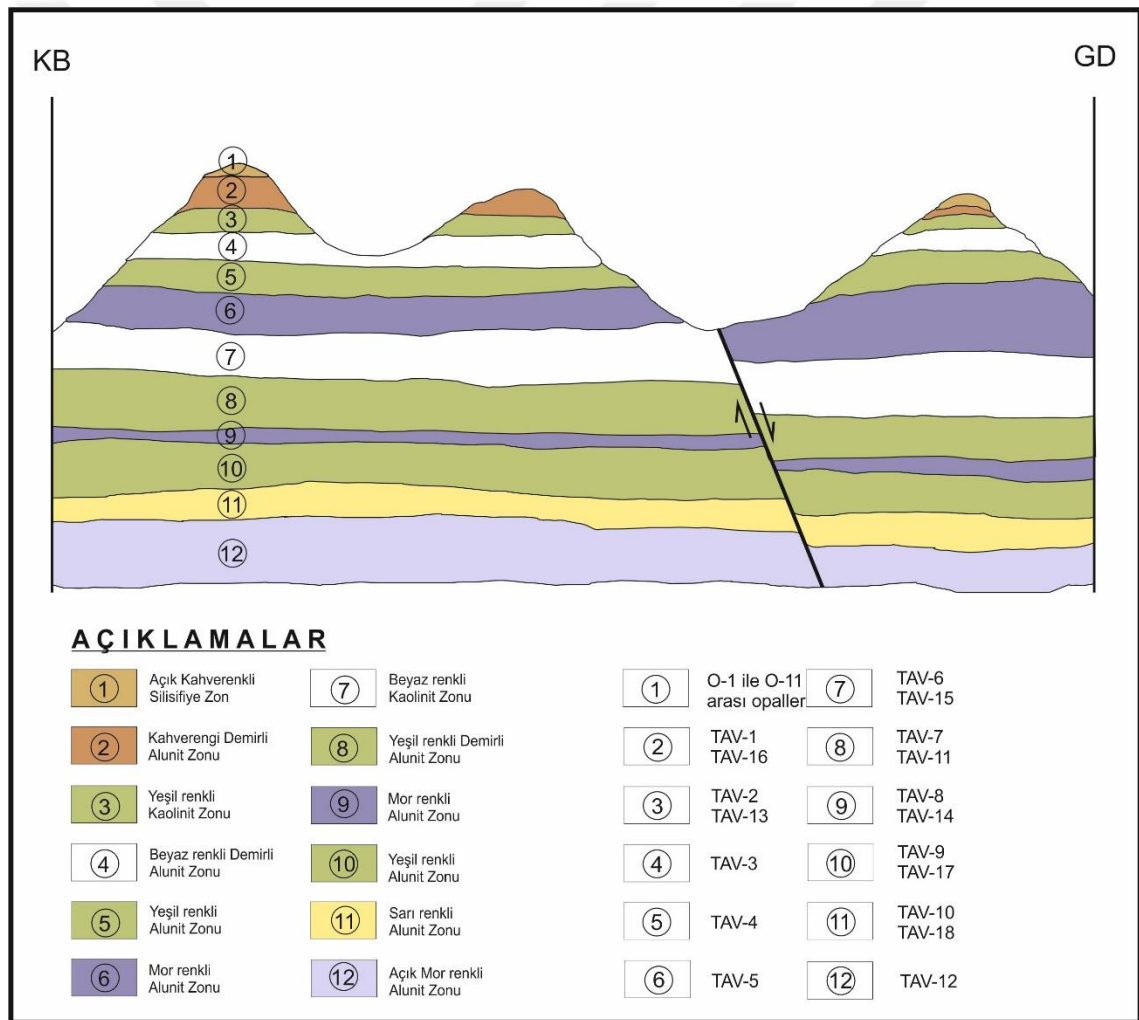
Açarlık tepe kil yatağında en üstte bulunan silisifiye zonun haricinde onbir farklı zon tespit edilmiştir. Zonların yatay konumda olduğu ve bölgede genel anlamda beyaz, mor, yeşil ve kahverengi tonlarındaki renklerde zonlaşmanın gerçekleştiği belirlenmiştir (Şekil 4.40).



Şekil 4.40. Açarlık Tepe alterasyon zonlarının yakından görünümü.

Açarlık tepe bölgesindeki alterasyon zonlarının en üstten en alta doğru sırasıyla açık kahverenkli silisifiye zon, kahverengi demirli alunit zonu, yeşil renkli kaolinit zonu, beyaz renkli demirli alunit zonu, yeşil renkli alunit zonu, mor renkli alunit zonu, beyaz renkli kaolinit zonu, yeşil renkli demirli alunit zonu, mor renkli alunit zonu, yeşil renkli alunit zonu, sarı renkli alunit zonu, açık mor renkli alunit zonu şeklinde sıralandığı belirlenmiştir.

Bölgedeki volkanik tüf kayacı, kil yatağının ortasından geçen fay düzlemi boyunca ve çatlaklar boyunca yükselen demir ve mangan'ca zengin hidrotermal eriyikler ile alterasyona uğrayarak farklı alterasyon derecesi ve özelliklere sahip seviyeleri oluşturmuştur. Belirlenen zonlar ve bu zonlardan alınan örnekler Şekil 4.41'de belirtilmiştir.



Şekil 4.41. Açarlık tepe'de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi (ölçeksiz).

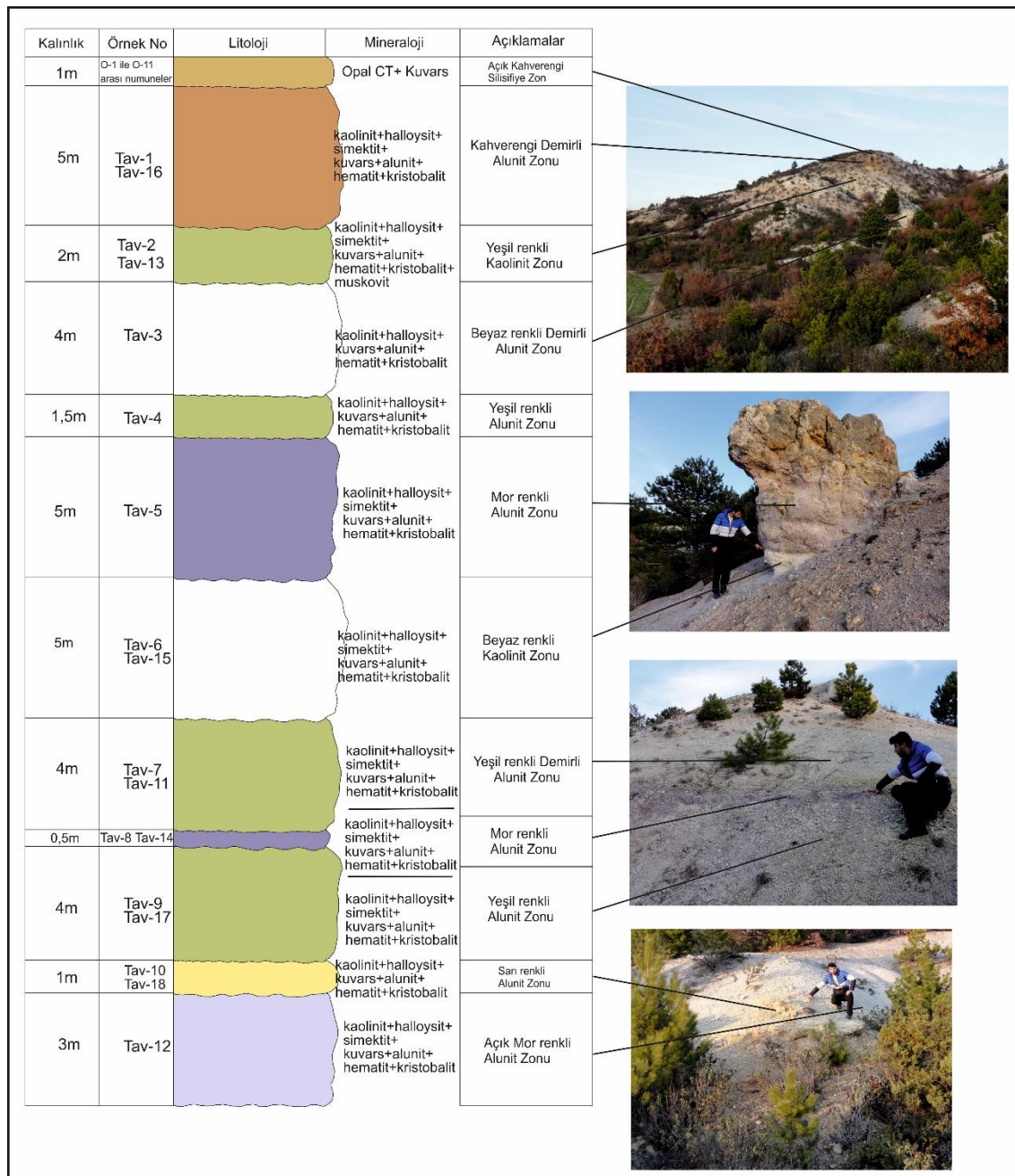
- i. Açık kahverenkli silisifiye zon: Açık kahverengi, krem tonlarında Açarlık tepe'nin en üstünde bulunmaktadır. Zon içerisinde farklı boyutlarda ve renklerde (krem,

- kahverengi, mor, kırmızı) opaller bulunmaktadır. Yaklaşık 1 m. kalınlığa sahip zondan birçok opal numunesi alınmıştır.
- ii. Kahverengi demirli alunit zonu: En üstte yer alan silisifiye şapkanın hemen altındaki zondur. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 54 SiO₂, % 15 Al₂O₃ ve % 19 A.K. içermektedir Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 55 alunit, % 18 kaolinit, % 12 halloysit, % 3 simektit içermektedir. Yoğun kahve rengi ile belirgin zonda vermikülitleşme ve halloysitleşme gerçekleşmiştir. 5 m. kalınlığı ile bölgedeki en kalın üç seviyeden biridir. Zondan TAV-1 ve TAV-16 nolu iki örnek alınmıştır.
- iii. Yeşil renkli kaolinit zonu: Zon yeşil rengi ile arazide kendini göstermektedir. Bu zon alterasyonun etkisiyle büyük oranda ayrılmıştır. Zonda kaolinit, halloysit ve simektit kil mineralleri birlikte bulunmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 60 SiO₂, % 17 Al₂O₃ ve % 16 A.K. içermektedir Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 54 kaolinit, % 10 halloysit, % 14 simektit ve % 32 alunit içermektedir. Seviye 2 m. kalınlığa sahip olup zondan TAV-2 ve TAV-13 nolu örnekler alınmıştır.
- iv. Beyaz renkli demirli alunit zonu: 4 m. kalınlığa sahip seviyede kil minerali olarak yalnızca halloysite rastlanmıştır. Beyaz rengi ile gözlemlenen zon % 9.15 Fe₂O₃ içeriği ile bölgedeki diğer zonların içerisinde en yüksek ikinci demir içeriğine sahip zondur. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 55 SiO₂, % 13 Al₂O₃ ve % 19 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak % 65,5 alunit, % 8,4 hematit, % 6,2 halloysit ve % 5,3 kaolinit içermektedir. Zondan TAV-3 nolu örnek alınmıştır.
- v. Yeşil renkli alunit zonu: Yeşil rengi ile beyaz zonun hemen altında yer alan seviye 1,5 m. kalınlığa sahip bir diğer alterasyon zonudur. Yer yer çatlaklar boyunca zona demirli eriyikler nüfuz ederek zonun altere olmasını sağlamıştır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 56 SiO₂, % 13 Al₂O₃ ve % 19 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak % 69,9 alunit, % 19,8 kuvars, % 4,1 hematit, % 3 kaolinit ve % 2,5 halloysit içermektedir. Zonda kil minerali olarak kaolinit ve halloysit bulunmakta olup bu seviyeden TAV-4 nolu örnek alınmıştır.
- vi. Mor renkli alunit zonu: Bu zonda ana kayacı oluşturan minerallerin büyük bir bölümü ayrılarak seviye mor rengini kazanmıştır. Zonda kil minerali olarak kaolinit, halloysit ve simektit bulunmaktadır. Kil minerallerinin yanısıra zonda alunit, kuvars, hematit ve kristobalit mineralleri de bulunmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 57 SiO₂, % 15 Al₂O₃ ve % 17 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak % 48,7 alunit, % 15,4 halloysit, % 15 kuvars, % 2,1 hematit, % 10,4 kaolinit,

- % 6,9 simektit ve % 1,5 kristobalit içermektedir. 5 m. kalınlığa sahip zondan TAV-5 nolu örnek alınmıştır.
- vii. Beyaz renkli kaolinit zonu: 5 m. kalınlığa sahip bu zonda kil minerali olarak kaolinit, halloysit ve simektit bulunmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 59 SiO₂, % 17 Al₂O₃ ve % 18 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 39 kaolinit, % 18 halloysit ve % 11 simektit içermektedir. Zondan TAV-6 ve TAV-15 nolu örnekler alınmıştır.
- viii. Yeşil renkli demirli alunit zonu: 4 m. kalınlığa sahip seviyede kil minerali olarak simektit, kaolinit ve halloysite rastlanmıştır. Beyaz rengi ile gözlemlenen zondan alınan iki numunedeki %13.69 ve %11.31 Fe₂O₃ içeriği ile bölgedeki diğer zonların içerisinde en yüksek demir içeriğine sahip zondur. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 66 SiO₂, % 9 Al₂O₃ ve % 16 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 14 simektit, % 12 kaolinit ve % 5 halloysit içermektedir. Zondan TAV-7 ve TAV-11 nolu örnekler alınmıştır.
- ix. Mor renkli alunit zonu: Mor rengi ile sahada gözlenen 0,5 m. kalınlığa sahip seviye kaolinit, halloysit ve simektit kil minerallerini içermektedir. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 57 SiO₂, % 17 Al₂O₃ ve % 19 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 38 kaolinit, % 10 halloysit ve % 2 simektit içermektedir. Zondan TAV-8 ve TAV-14 nolu örnekler alınmıştır.
- x. Yeşil renkli alunit zonu: Yeşil renkli alterasyon zonunda kil minerali olarak kaolinit, halloysit ve simektite rastlanmıştır. İçerisinde kuvars, alunit, hematit ve kristobalit bulunan seviye 4 m. kalınlığa sahiptir. Bu zon alterasyonun etkisiyle büyük oranda ayrılmıştır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 53 SiO₂, % 17 Al₂O₃ ve % 17 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 26 kaolinit, % 5 halloysit ve % 3 simektit içermektedir. Zondan TAV-9 ve TAV-17 nolu örnekler alınmıştır.
- xi. Sarı renkli alunit zonu: 1 m. kalınlığa sahip seviyede kil minerali olarak yalnızca kaolinit ve halloysit bulunmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 53 SiO₂, % 16 Al₂O₃ ve % 21 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 25 kaolinit ve % 10 halloysit içermektedir. Zondan TAV-10 ve TAV-18 nolu örnekler alınmıştır.
- xii. Açık mor renkli alunit zonu: Açık mor renkli alterasyon zonunda kil minerali olarak simektit, kaolinit ve halloysit bulunmaktadır. Kil minerallerinin yanısıra kuvars, alunit, hematit ve kristobalit bulunan seviye 3 m. kalınlığa sahiptir.

Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 55 SiO₂, % 15 Al₂O₃ ve % 15 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak % 26,3 simektit, % 10,7 kaolinit, % 4,6 halloysit, % 40 alunit, % 11,1 kuvars, % 5 hematit ve % 2,3 kristobalit içermektedir. Zondan TAV-12 nolu örnek alınmıştır.

Açarlık tepe'deki bütün zonları kalınlıkları, mineralojik bileşimleri, örnek kodları ve açıklamalarına gösteren dikme sütun kesiti çizilmiştir (Şekil 4.42).



Şekil 4.42. Açarlık tepe'ye ait dikme sütun kesiti.

4.3.4. Türkmenlik tepe kil oluşumu

Türkmenlik Tepe bölgesindeki kil oluşumları Gevrekseydi volkanitleri (tüfit) içerisinde gerçekleşmiştir. Bu bölgedeki alterasyon zonları Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık tepe bölgelerine göre beyaz, krem ve gri tonlarındaki renkleri ile farklılık göstermektedir. Diğer bölgelerde ise beyaz tonlarının dışında mor, yeşil, kahverengi tonlarında alterasyon zonları belirlenmiştir. Şekil 4.43’de Türkmenlik Tepenin yerden çekilmiş fotoğrafı görülmektedir.



Şekil 4.43. Türkmenlik Tepe’nin görünümü.

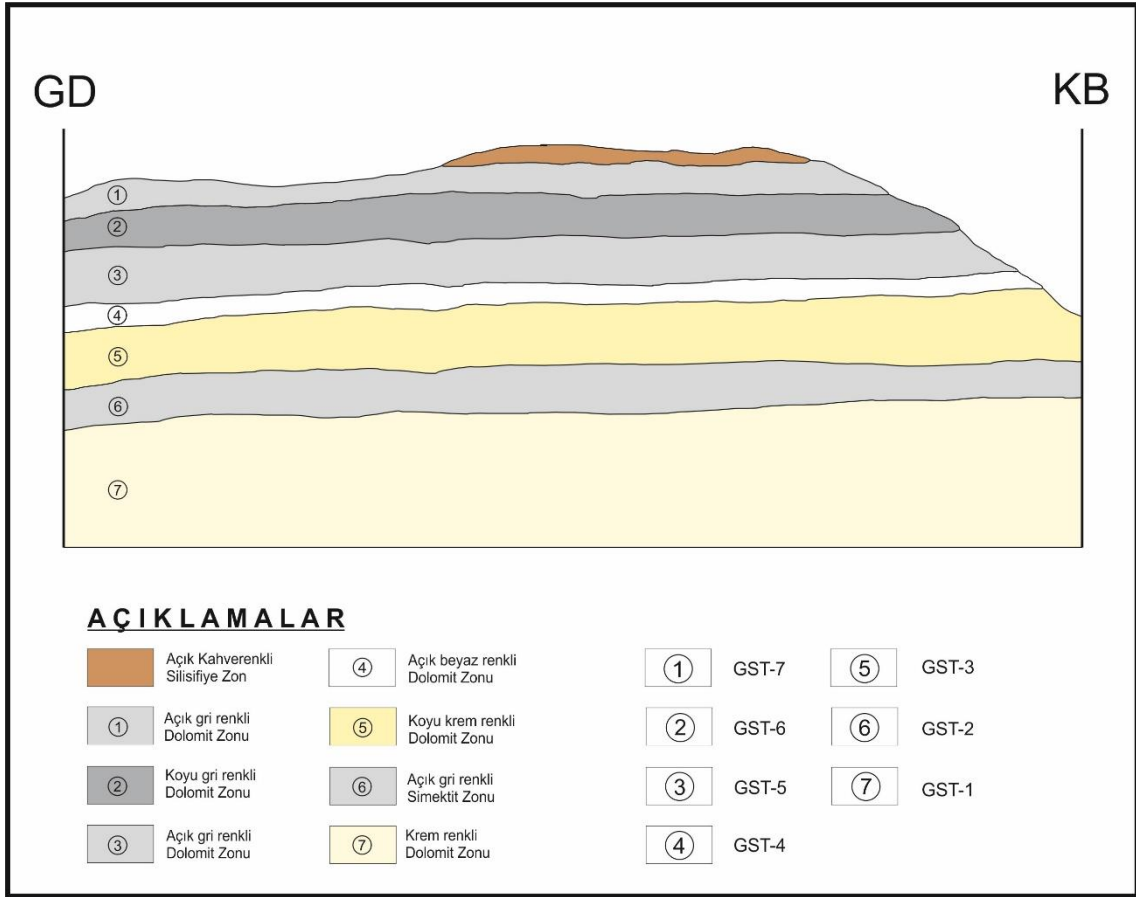
Şekil 4.44’de Türkmenlik Tepe bölgesinde tespit edilen sistematik çatlaklar görülmektedir. Arazi çalışmalarında sistematik çatlakların konumu $K20D/90^\circ$ olarak ölçülmüştür.



Şekil 4.44. Türkmenlik Tepe'deki sistematik çatlaklardan bir görünüm.

Türkmenlik Tepe'de ana kayacın sistematik çatlaklar tarafından kesilmesi sonucunda yer altından gelen eriyikler kayacın kırık çatlakları boyunca anakayaya nüfuz etmiştir. Ancak diğer bölgelerde olduğu gibi anakayaya nüfuz eden eriyikler bu bölgede belirgin renk değişimlerine sebep olmamıştır. Dolayısıyla bu bölgedeki zonların beyaz, krem ve gri gibi açık tonlarda olduğu görülmüştür. Türkmenlik Tepe kil yatağında en üstte bulunan silisifiye zonu haricinde yatay konumda olan yedi farklı zon tespit edilmiştir.

Türkmenlik Tepe bölgesindeki alterasyon zonları üstten alta doğru sırasıyla açık kahverenkli silisifiye zon, açık gri renkli dolomit zonu, koyu gri renkli dolomit zonu, açık gri renkli dolomit zonu, açık beyaz renkli dolomit zonu, koyu krem renkli dolomit zonu, açık gri renkli simektit zonu, krem renkli dolomit zonu şeklinde sıralandığı belirlenmiştir. Bu zonlardan alınan numuneler Şekil 4.45'de belirtilmiştir.

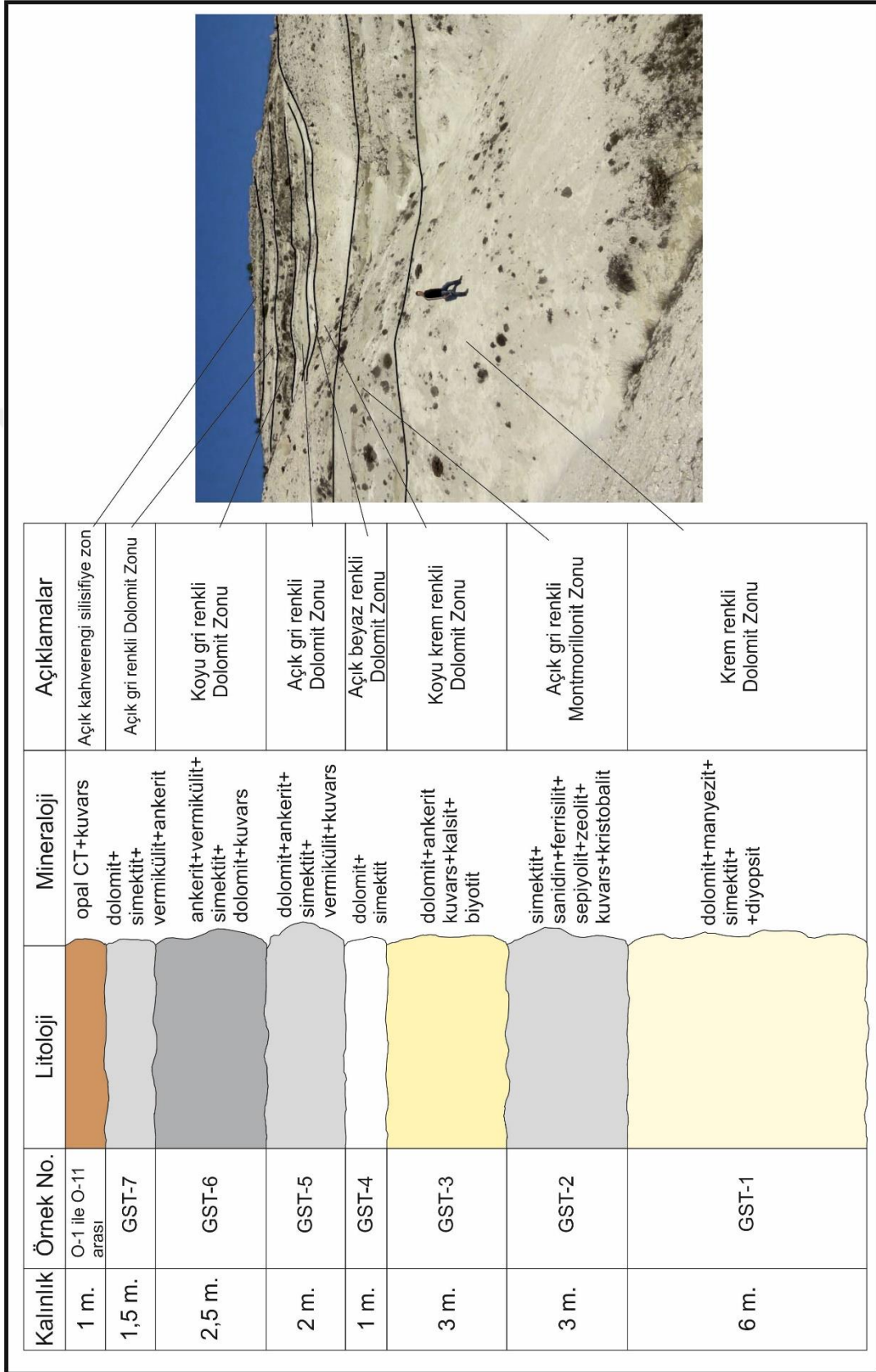


Şekil 4.45. Türkmenlik Tepe’de gözlenen farklı zonlar ve numune alım krokisi (ölçeksiz).

- i. Açık gri renkli dolomit zonu: Silisifiye şapkanın altında yer alan üstteki zondur. Açık gri rengi ile belirgin zon dolomitten oluşmaktadır. Arazi gözlemlerinde zonun nispeten sert bir yapıda olduğu anlaşılmıştır. Dolomitin içerisinde kil minerali olarak vermikülit ve simektit bulunmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 24 SiO₂, % 5 Al₂O₃, % 15 MgO, % 16 CaO ve % 35 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 72 dolomit, % 12 vermikülit, % 11 simektit ve % 9 ankerit içermektedir. 1,5 m. kalınlığı olan zondan GST-7 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-7-1 ve GST-7-2).
- ii. Koyu gri renkli dolomit zonu: 2,5 m. kalınlığa sahip seviyede ankerit, vermikülit, simektit, dolomit ve kuvars mineralleri tespit edilmiştir. Saha çalışmalarında zonun oldukça sert ve çekiç ile zor kırılan özellikte olduğu anlaşılmıştır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 38 SiO₂, % 8 Al₂O₃, % 12 MgO, % 7 CaO ve % 27 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 39 dolomit, % 35 ankerit, %

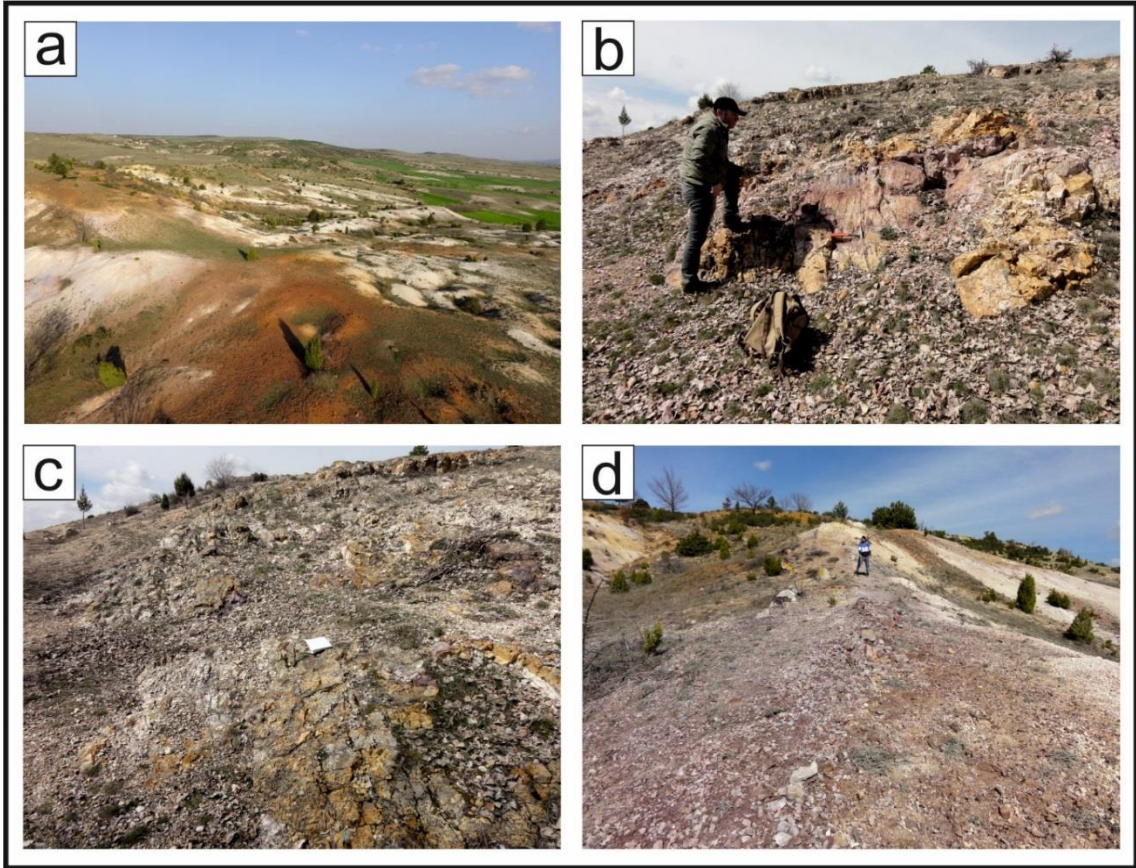
- 13,5 vermikülit, % 13,4 simektit ve % 8,1 kuvars içermektedir. Zondan GST-6 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-6-1 ve GST-6-2).
- iii. Açık gri renkli dolomit zonu: Zon 2 m. kalınlıkta olup büyük oranda dolomit'ten oluşmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 23 SiO₂, % 5 Al₂O₃, % 15 MgO, % 17 CaO ve % 42 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 89 dolomit, % 8 ankerit, % 2 vermikülit, % 1 simektit içermektedir. Zondan GST-5 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-5-1 ve GST-5-2).
- iv. Açık beyaz renkli dolomit zonu: 1 m. kalınlığa sahip seviye üzerindeki zonlara nispeten dolomit'in en yoğun bulunduğu seviyedir. Arazide belirgin beyaz rengi ile diğer zonlardan ayırt edilmektedir. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 11 SiO₂, % 2 Al₂O₃, % 18 MgO, % 24 CaO ve % 42 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 99 dolomit ve % 0,3 simektit içermektedir. Zondan GST-4 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-4-1 ve GST-4-2).
- v. Koyu krem renkli dolomit zonu: Koyu krem renkli 3 m. kalınlığa sahip zon çok sert ve çekiç ile parçalanması zor olan bir seviyedir. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 28 SiO₂, % 3 Al₂O₃, % 14 MgO, % 18 CaO ve % 34 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 87 dolomit ve % 11 ankerit içermekte olup seviyede kil mineraline rastlanılmamıştır. Zondan GST-3 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-3-1 ve GST-3-2).
- vi. Açık gri renkli simektit zonu: Üstündeki seviyelerden farklı olarak 3 m. kalınlığa sahip bu zon dolomit içermemekte, başlıca simektit, sanidin ve ferrosilit'ten oluşmaktadır. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 59 SiO₂, % 11 Al₂O₃, % 5 MgO, % 1 CaO ve % 16 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~) % 24 simektit, % 35 sanidin, % 40 ferrosilit ve % 0,8 sepiyolit içermektedir. Gri renkli seviyeden GST-2 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-2-1 ve GST-2-2).
- vii. Krem renkli dolomit zonu: Türkmenlik tepe bölgesindeki zonların en altında bulunan en fazla kalınlığa sahip zon 6 m. kalınlığa sahiptir. Kimyasal bileşim olarak yaklaşık (~) % 58 SiO₂, % 5 Al₂O₃, % 9 MgO, % 2 CaO ve % 20 A.K. içermektedir. Zon mineralojik olarak yaklaşık (~), % 53 dolomit, % 37 manyezit % 10 simektit içermektedir. Krem renkli seviyeden Zondan GST-1 kodlu 2 adet örnek alınmıştır (GST-1-1 ve GST-1-2).

Türkmenlik tepe'deki bütün zonları kalınlıkları, mineralojik bileşimleri, örnek kodları ve açıklamalarına gösteren dikme sütun kesiti çizilmiştir (Şekil 4.46).



Şekil 4.46. Türkmenlik Tepe kil yatağı dikme kesit gösterimi.

Gevrekseydi ve çevresindeki faylarla ilişkili olan arjilik alterasyon zonları (Şekil 4.47) mineralojik olarak başlıca kaolinit, simektit, halloysit, kuvars, kristobalit (opal-CT), alunit ve hematit minerallerinden oluşmaktadır. Arjilik alterasyonun dış kısmından iç kısmına doğru minerallerin zonlanması, Gevrekseydi volkanitlerindeki kaolenlerin hidrotermal kökenine ilişkin en önemli göstergedir.



Şekil 4.47. Pırnalık tepe bölgesinde fay ile ilişkili arjilik alterasyonun görünümü. a) arjilik alterasyonun genel görünümü, b) fay aynasında görülen arjilik alterasyon, c) opallerde görülen arjilik alterasyon, d) fay zonu üzerinde görülen arjilik alterasyon.

5. BULGULAR

5.1. Volkanik Kayaçların Mineralojisi ve Petrografisi

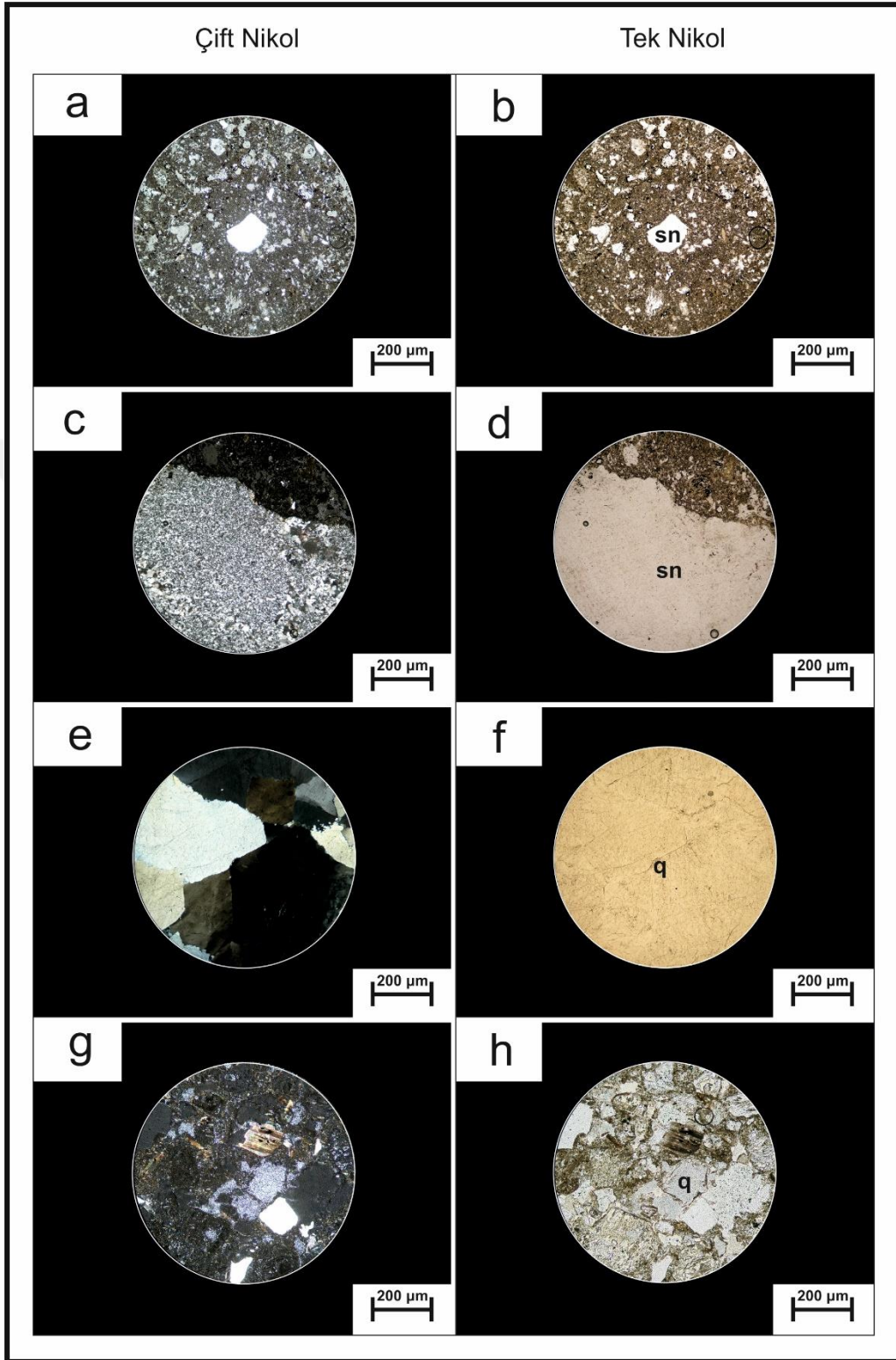
Kil oluşumunun gerçekleştiği Gevrekseydi volkanik kayaçları, petrografik incelemelere göre riyolit, riyodasit ve dasit olarak tanımlanmıştır. Gevrekseydi volkanik kayaçları başlıca; sanidin, kuvars, hornblend, biyotit, plajiyoklaz ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Opak mineral olarak hematit ve manyetit tespit edilmiştir. Ayrıca yer yer alterasyon türleri olarak epidotlaşma, serizitleşme, limonitleşme ve karbonatlaşma tespit edilmiş olup hyalopilitik ve mikrotaneli porfirik dokuya sahiptirler.

Genel olarak mineral yüzdeleri feldispat mineralleri (~%45–55), hamur malzeme (~%40–45) şeklindedir. Volkanik kayaçların bazı örneklerinde yavaş soğumadan dolayı kristaller iyi gelişmiş ve hamur malzeme miktarı az iken bazı örneklerde hızlı soğumaya bağlı olarak kristaller daha az gelişmiştir. Hamur malzeme miktarı oldukça fazladır. Bu durum bölgedeki volkanik kayaçların farklı fazlarda oluştuğunu göstermektedir. Sanidin, kuvars ve piroksen mineralleri volkanik kayaçların başlıca fenokristalleridir. Hamur malzeme, akıntı dokusu göstermekte olup, başlıca mikritik kuvars, plajiyoklaz, sanidin, volkanik cam ve ignimbrit parçaları içermektedir. Sanidin mineralleri özşekilli, özşekilsiz ve prizmatik formlardadır (Şekil 5.1). Özellikle sanidin fenokristalince zengin kayaçlar porfiroidal doku göstermektedir. Dasitik kayaçların riyolitik kayaçlardan başlıca daha fazla kuvars ve daha az sanidin içermesi iki kayaç arasındaki ayırt edici petrografik özelliktir. Petrografik incelemelerde volkanik kayaçların farklı mineralojik bileşimlerde olduğu tespit edilmiştir.

Dasitik kayaçların mineralojik bileşimi başlıca kuvars + plajiyoklaz ± sanidin ± hornblend ± biyotit ± opak mineraller + hamur matriks şeklindedir.

Riyodasitik kayaçlar, sanidin + plajiyoklaz ± mikroklin ± kuvars ± hornblend ± piroksen ± opak mineraller + hamur matriksten oluşmaktadır.

Riyolitik kayaçlar ise, kuvars + sanidin + ortoklaz ± plajiyoklaz ± hornblend ± biyotit ± opak mineraller + hamur matriks bileşimindedir.



Şekil 5.1. Gevrekseydi volkanik kayaların incekesit görüntüleri; sanidin fenokristali (a: çift nikol, b: tek nikol; Örnek No. R-14), şeker sanidin kristalleri (c: çift nikol, d: tek nikol; Örnek No. A1-0-2), dalgalı sönmeye gösteren kuvars fenokristalleri (e: çift nikol, f: tek nikol; Örnek No. T-5), mikrotik kuvars taneleri (g: çift nikol, h: tek nikol; Örnek No. R-2), sn, sanidin; q, kuvars.

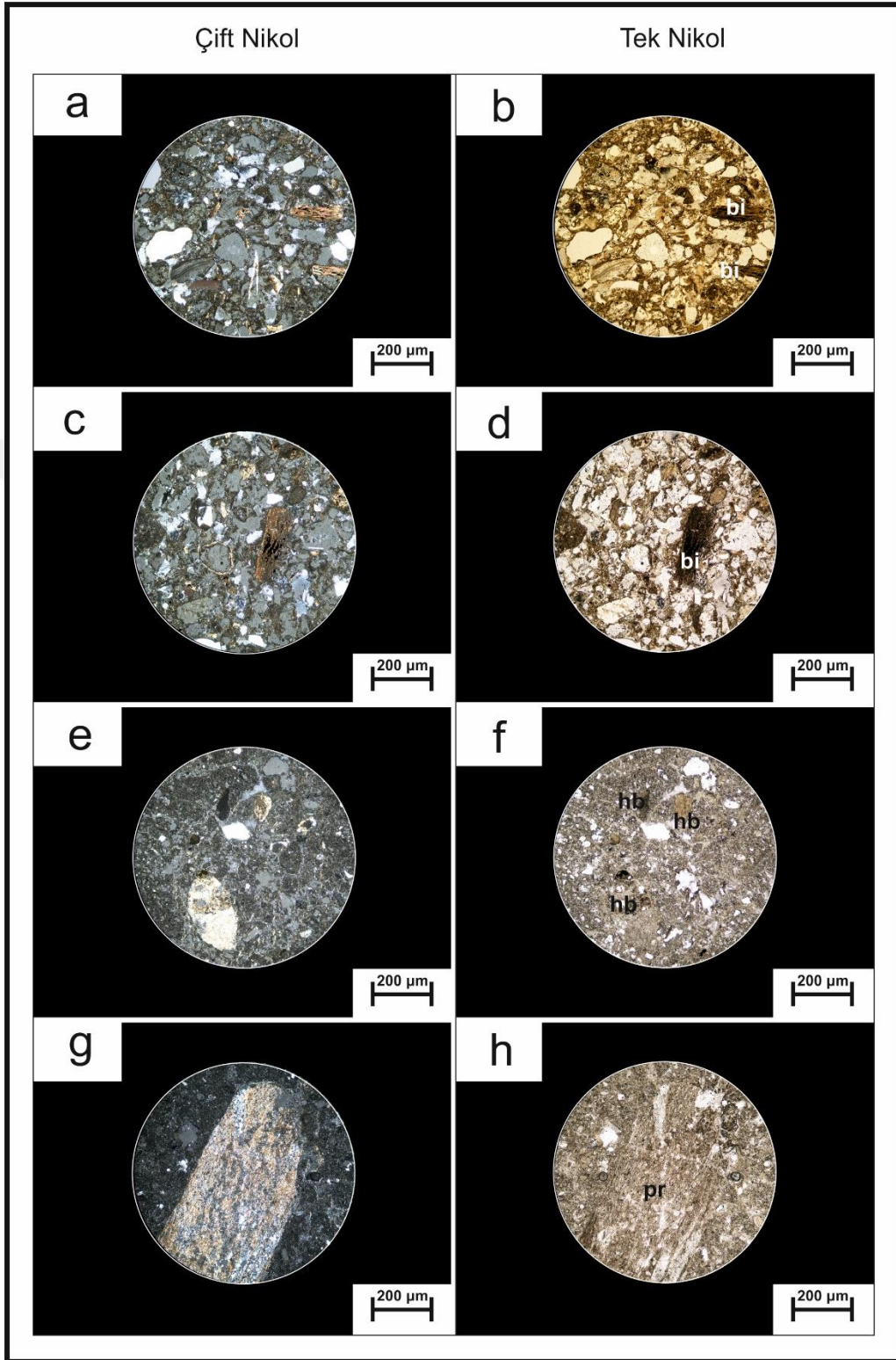
Gevrekseydi volkanik kayaların bulunan sanidin mineralleri, fenokristaller halinde genellikle 0,1 – 0,6 mm. arası değişen boyutlarda porfirik dokulu kayaların içerisinde öz şekilli, öz şekilsiz ve prizmatik formlarda bulunmaktadır. Bazı örneklerde 1 mm.'den ile 6 mm. arasında kristal boyutuna kadar olanlarına da rastlanılmıştır. Bazı sanidin kristallerinin serizitleşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlara maruz kaldığı görülmüştür.

Volkanik kayaların ince kesitlerinde, kuvars kristalleri genellikle hamur malzeme içerisinde mikrolitik kuvars taneleri şeklinde bulunmaktadır. Bu şekildeki kuvars taneleri özellikle dasit-riyodasit geçişi olan örneklerde bulunmaktadır. Bazı örnekler dalgalı sönme gösteren 5-6 mm. arası değişen boyutlarda kuvars fenokristalleri içermektedir. Kuvarsların belirgin dalgalı sönme göstermeleri kayacın tektonik zona yakın olduğunu ifade etmektedir. Ayrıca bu kayalar içerisinde sonradan oluşmuş ikincil kuvars kristalleri tespit edilmiştir.

Gevrekseydi volkanik kayalarına ait tüf örneklerinde tane boyutu 0,1 mm. ile 0,3 mm. arası değişen boyutlarda biyotit kristalleri tespit edilmiştir (Şekil 5.2). Bazı biyotit kristallerinde c eksenlerine paralel olarak alterasyonlar gelişmiştir. Ayrıca, genellikle 0,1-0,5 mm. tane boyutlarında kahverenkli hornblend kristallerinin bulunduğu gözlemlenmiştir. Hornblendler, 56°-124° açılarında olmak üzere iki yönde dilinim göstermektedirler. Bazı kristaller ise kısmen alterasyona maruz kalmıştır. Altere olan kısımları polarizan mikroskop incelemelerinde siyah renkli (opaklaşmış) görülmektedir.

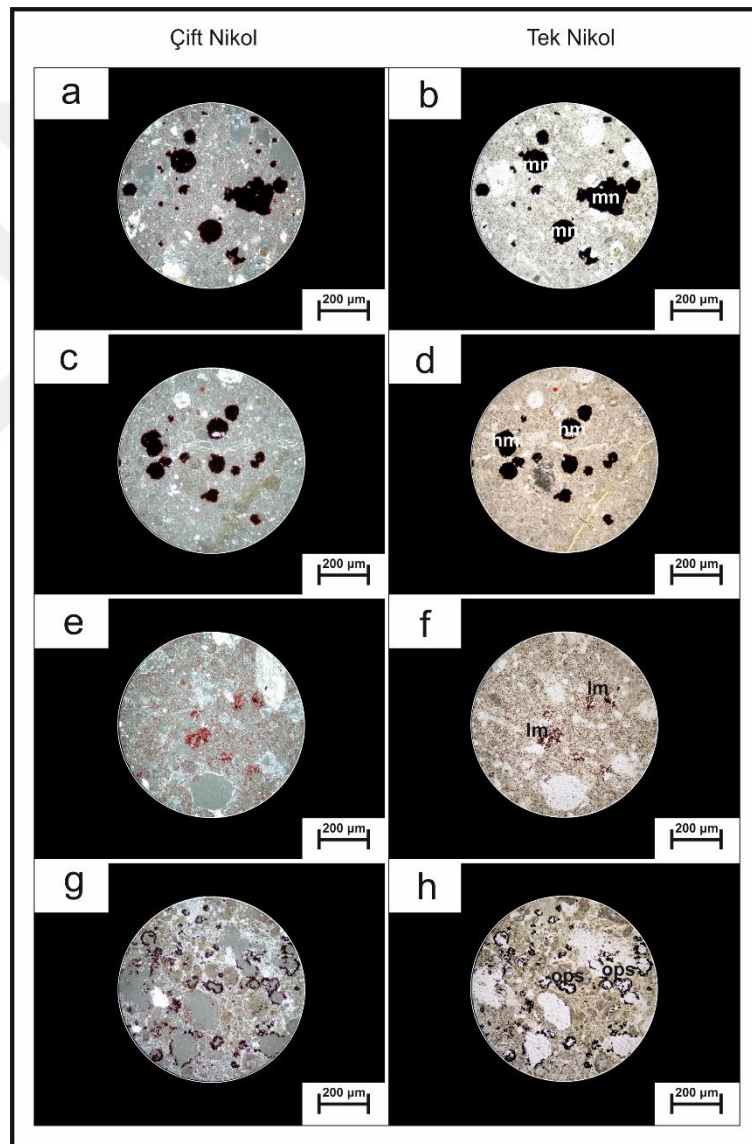
Volkanik kaya örneklerinde, plajiyoklaz kristallerine fenokristal haline rastlanılmamıştır. Ancak, hamur malzeme içerisinde mikro boyutlarda buldukları gözlemlenmiştir. Kayaç bileşimine ve XRD sonuçlarına göre plajiyoklaz mineralleri albit türündedir. İnce kesit çalışmalarında piroksen mineralleri, çift nikolde sarı renkli, genellikle 0,1-1 mm. arası değişen boyutlardadır. Ancak, bazı örneklerde 1,8 mm., 2 mm. ve 3,5 mm. boyutlarında fenokristallerine de rastlanılmıştır. Piroksenler, eğik sönme gösteren klinopiroksen türünde olup, önemli bir kısmı altere olmuştur.

İnce kesit çalışmalarında bazı kaya örneklerinde opak mineraller de tespit edilmiştir. Bu mineraller, manyetit ve hematitten oluşmaktadır (Şekil 5.3). Manyetit mineralleri, çift nikol ve tek nikolde siyah renge sahip, altıgen, öz şekilli görünüme sahiptir.



Şekil 5.2. Gevrekseydi volkanik kayaların incekesit görüntüleri; biyotit fenokristali (a: çift nikol, b: tek nikol; Örnek No. A1-0-1), altere biyotit kristali (c: çift nikol, d: tek nikol; Örnek No. A1-0-2), hornblend kristalleri (e: çift nikol, f: tek nikol; Örnek No. T-7), piroksen fenokristali (g: çift nikol, h: tek nikol; Örnek No. T-3), bi, biyotit; hb, hornblend; pr, piroksen.

Kondansör devrede iken yapılan incelemelerde, manyetitın yanı sıra koyu kahve renkli altıgen öz şekilli ve yarı öz şekilli hematit minerali ile koyu kırmızı, turuncumsu renklerde limonitleşmelere de rastlanılmıştır. Bazı minerallerde ise opasitleşme olarak tanımlanan, mineralin içten itibaren ayrışırken etrafında kırmızı renkli hematitleşmenin olduğu görülmüştür. Ayrıca, mikroskop çalışmalarında, bazı kayaç örneklerinde hızlı soğumadan dolayı oluşmuş ignimbrit parçalarına da rastlanılmıştır. Bunların bazıları çift nikolde grimsi renklerde görülürken bazıları ise canlı renklerde ince çubuklar halinde görülmektedir.



Şekil 5.3. Gevrekseydi volkanik kayaçlarına ait incekesit görüntüleri; opak mineraller; manyetit (a: çift nikol, b: tek nikol; Örnek No. A2-2-1), hematit (c: çift nikol, d: tek nikol; Örnek No. T-11), limonit (e: çift nikol, f: tek nikol; R-2), opasitleşme (g: çift nikol, h: tek nikol; Örnek No. T-7), mn, manyetit; hm, hematit; lm, limonit; ops, opasitleşme.

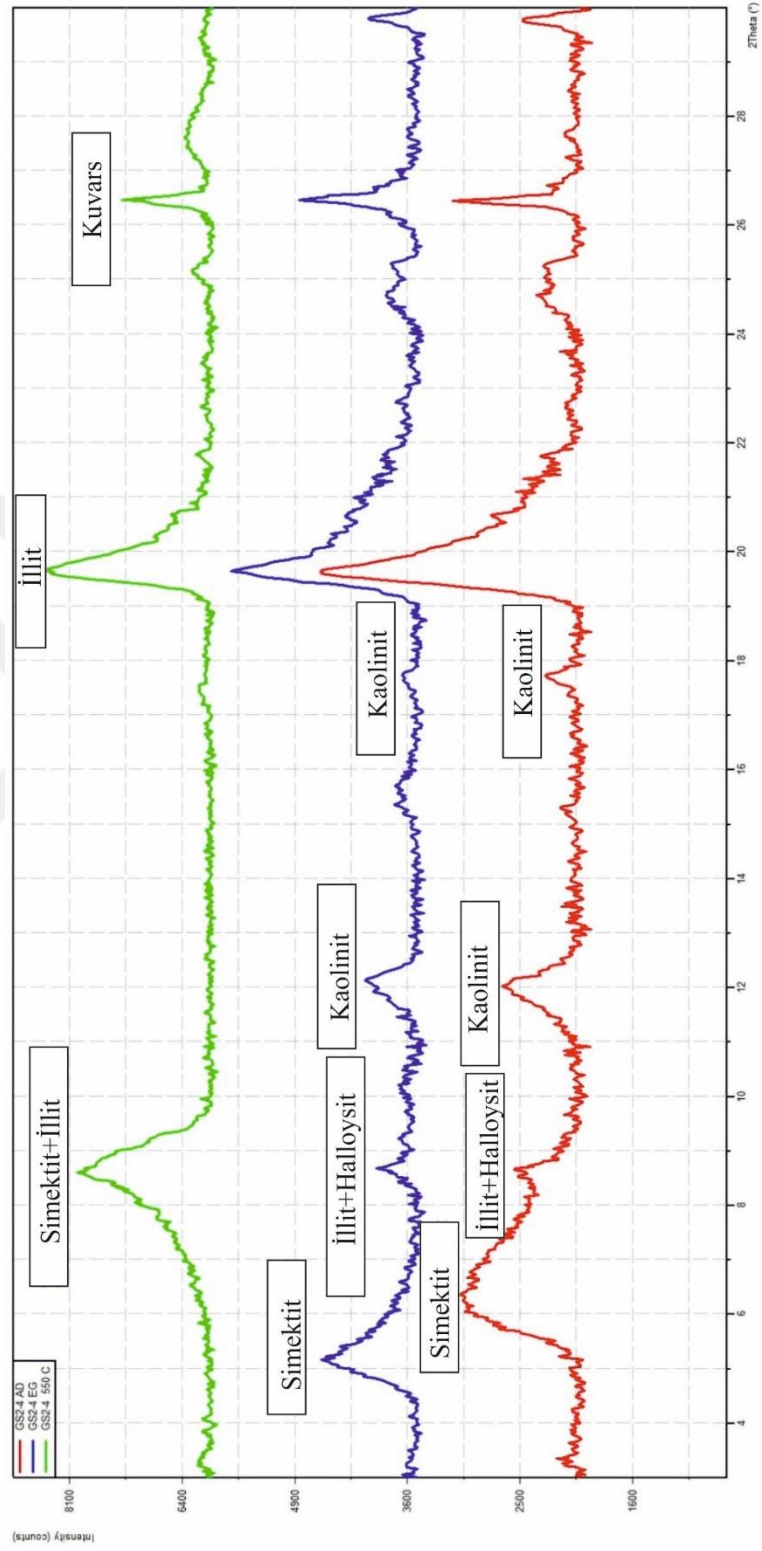
5.2. X-Işını Kırınımı (XRD) İncelemeleri

Gevrekseydi ve yakın çevresinden alınan örneklerin, kil fraksiyonu çözümlenmesi, materyal ve metod bölümünde anlatılan yöntem doğrultusunda yapılmıştır.

Kil fraksiyonuna kadar indirilmiş örneklerin havada kurutulmuş (AD) x-ışınları çekimlerinde simektit, illit, vermikülit, kaolinit ve halloysit mineralleri tespit edilmiştir. XRD sonuçlarında 14.79 Å mesafe değerli keskin olmayan, geniş aralıklı pik simektitin (001) yüzeyine ait yansıma pikini temsil etmektedir (Şekil 5.4). Etilen glikollü çekimlerde simektit'e ait 14.79 Å piki genişleme göstererek 17.62 Å pik değerine ulaşmıştır. 550 °C'de 2 saat süre ile fırınlanma sonucu yapılan çekimlerde ise 17.62 Å pikinin 10.13 Å değerine doğru gerileme gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 5.4). Simektitlerin (060) yüzeyine ait yansıma piki yaklaşık 1.49 Å değerinde tespit edilmiş olup bu değer simektitlerin dioktahedral yapısında olduğunu göstermektedir.

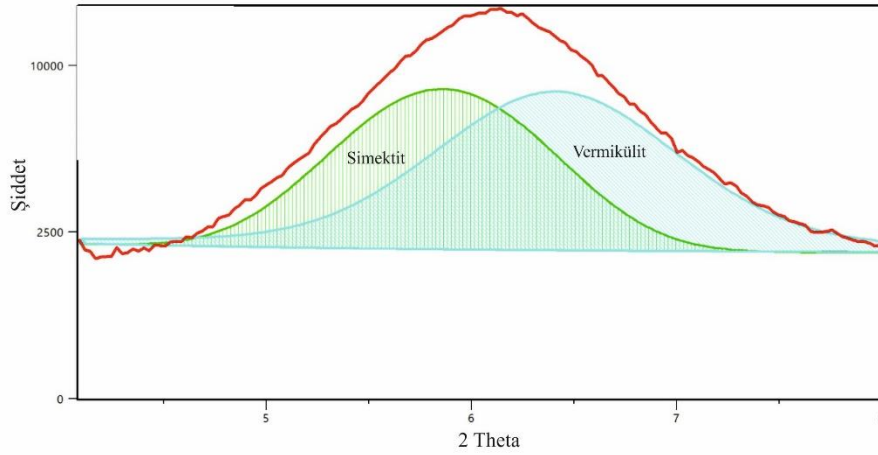
Drits vd. (2010)'e göre illit'in (001) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 10.01 Å, (002) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 5.00 Å, (003) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 3.33 Å ile temsil edilir. Mehmel (1935)'e göre halloysit-10 Å'un (001) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 10.09 Å, (002) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 5.04 Å ile temsil edilir. Yaklaşık 10 Å yansıma piki keskin ve dar aralıklı olarak gözlenir ve sırasıyla illit ve halloysite ait (001) yüzeylerine ait yansıma piklerini temsil etmektedirler. Bish (1993)'e göre kaolinit'in (001) yüzeyine ait karakteristik yansıma piki 7.13 Å değerindedir. XRD sonuçlarında tespit edilen 7 Å piki ise kaolinitin (001) ve simektitin (002) yüzeylerine ait yansımalarıdır. 3.57 Å piki kaolinite ait (002) yansıma yüzeyine ait piktir. 7 Å ve 3.57 Å yansıma pikleri ise kaolinit minerali için ayırt edici piklerdir.

Etilen glikol ile doyurularak yapılan XRD çekimlerinde, illit ve halloysit'e ait 10 Å ve kaolinite ait 7 Å değerindeki yansıma piklerinde herhangi bir değişimin gerçekleşmediği gözlenmiştir. Fırınlanmış (550 °C'de 2 saat sürede) çekimlerde, halloysite ait 10 Å ve kaolinite ait 7 Å pikleri tamamen kaybolmuştur (Şekil 5.4). Bu özellik kaolinit ve halloysit minerallerinin tanımlanmasında önemli bir özelliktir. İllit'e ait 10 Å pikinde ise herhangi bir değişim gerçekleşmemiştir.



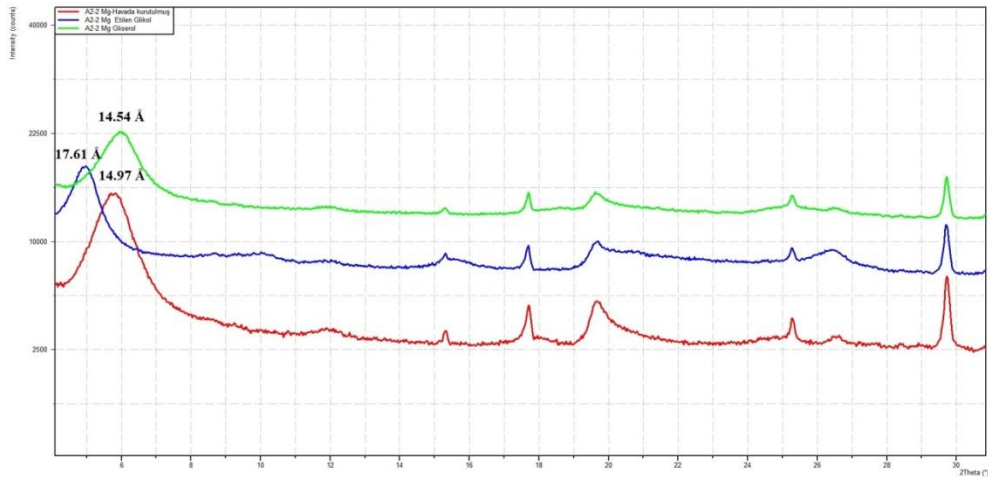
Şekil 5.4. R-1 örneğine ait kil fraksiyonu üçlü XRD paternleri.

14 Å yansıma piki simektit ve vermikülit minerali tarafından ortak olarak kullanılmaktadır. A2-2-1 kodlu numune'ye ait 14 Å bölgesinin ayrıntılı analizi sonucu bu alanın her iki mineral tarafından ortak olarak kullanıldığı belirlenmiştir (Şekil 5.5).



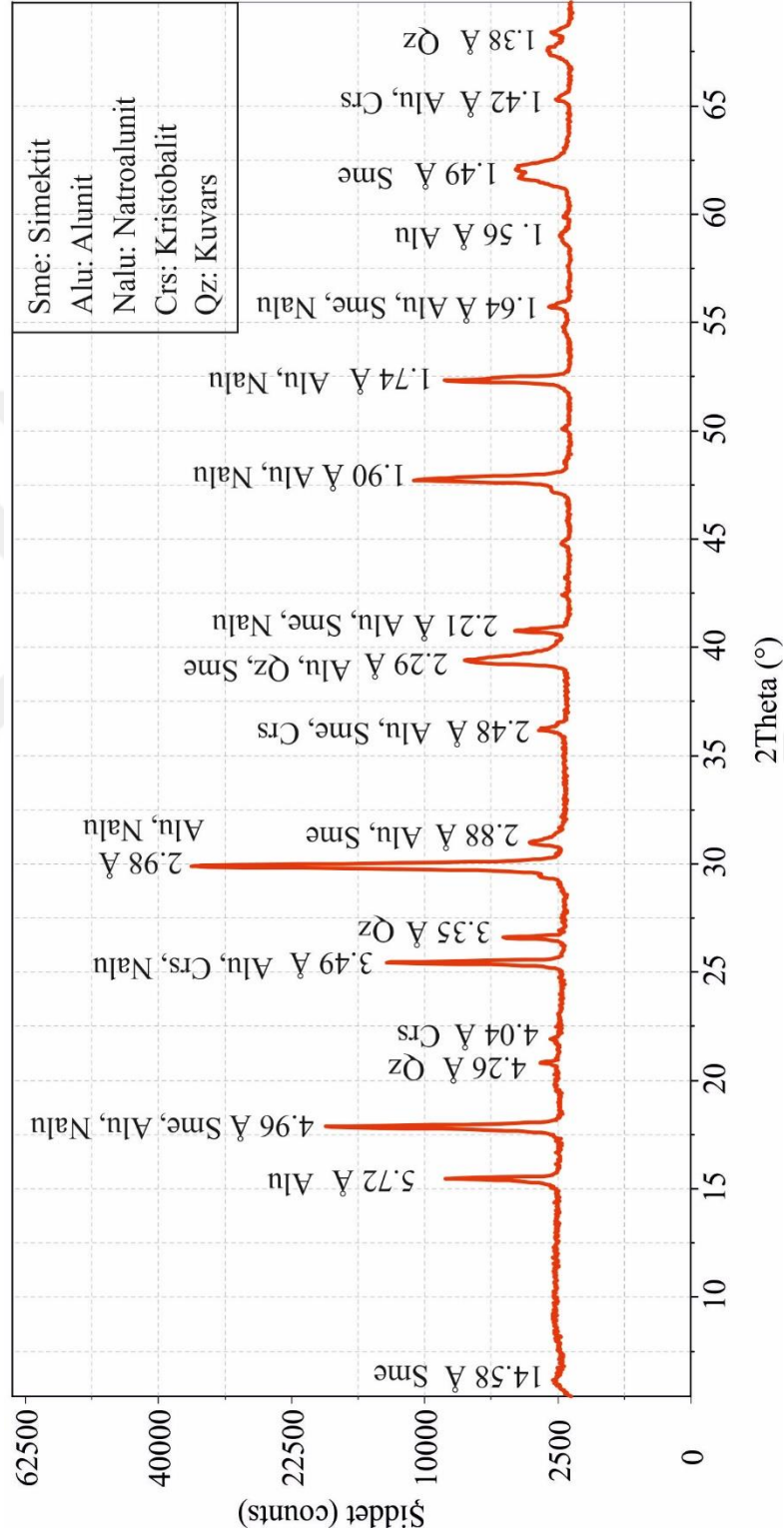
Şekil 5.5. Örnek A2-2-1'e ait 14 Å pikinin ayrıntılı analizi.

Mg'ca doymun hale getirilen vermikülitlerin etilen gliserol ile muamele edilmiş XRD paternleri 14.1 Å ve 14.3 Å pik değerlerini gösterir (Harward vd., 1969). Etilen gliserol ile muamele edilen Mg-doymun vermikülitlerin d değerlerinde genişlemenin gerçekleşmemesinden dolayı bu yöntem vermikülitleri ve simektitleri ayırt etmek için kullanılır (Walker, 1957, 1598). Yapılan bu çekimlerin neticesinde havada kurutulmuş çekimdeki 14.97 Å pikinin vermikülit mineraline ait olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.6).



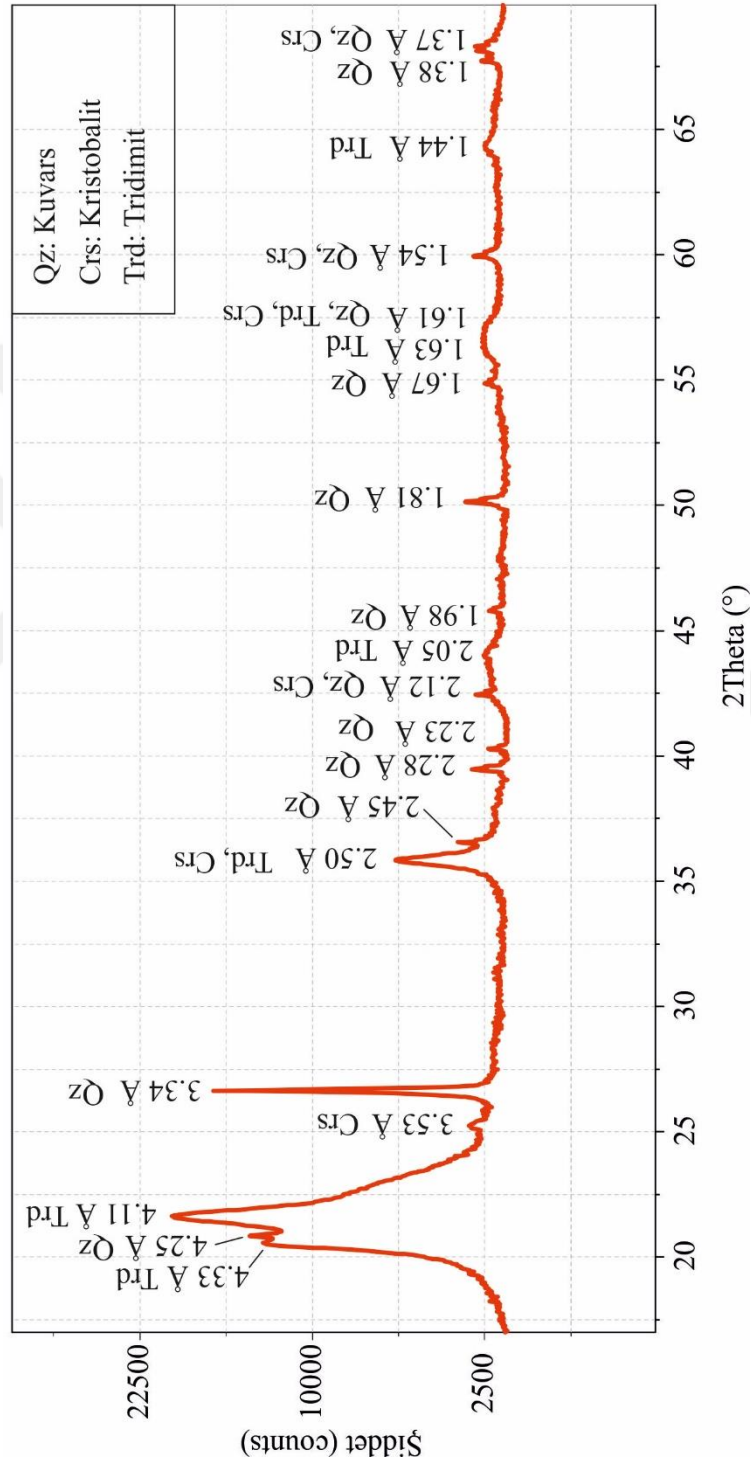
Şekil 5.6. A2-2 numunesinin Mg²⁺ ile doymun hale getirilen XRD paternleri.

A1-3-1 kodlu numune'ye ait X-ışını difraktogramı Şekil 5.7'de gösterilmiştir.



Şekil 5.7. Örnek A1-3-1 e ait XRD difraktogramı.

Opal numunelerinin xrd paternlerinde ise opal-CT örnekleri 4.11 Å ve 2.50 Å pikleriyle karakteristiktir (Şekil 5.8). Kuvars mineralleri ise 3.34 Å ve 4.25 Å pikleri ile belirlenmiştir.



Şekil 5.8. O-5 kodlu opal örneğine ait XRD difraktogramı.

Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının alterasyon zonlarından alınan bütün numunelerin XRD analizleri neticesinde içerdiği mineraller belirlenmiştir. Ayrıca XRD analizleri neticesinde tespit edilen minerallerin yüzde mineral oranları Rietveld metodu ile tespit edilmiştir.

Gevrekseydi kil yatağında; kil mineralleri olarak kaolinit, halloysit, simektit ve vermikülit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise kuvars, alunit, biyotit, şabazit, sanidin, kristobalit, natroalunit, anataz, albit, manyetit, ferrihidrit, spinel ve götit tespit edilmiştir (Çizelge 5.1).

Çizelge 5.1. Gevrekseydi kil örneklerinin Rietveld metodu ile belirlenen yüzde mineral oranları tablosu.

		Mineral (%)													
		Örnekler													
		A1								A2					
		3-1	3-2	2-1	2-2	1-1	1-2	0-1	0-2	3-1	3-2	2-1	2-2	1-1	1-2
Kil M.	Kaolinit	-	-	77,7	78,2	0,7	0,2	17,2	13,5	-	-	5,6	-	-	-
	Halloysit	-	-	3,9	3,5	0,5	0,4	13,0	4,3	-	-	6,0	-	-	-
	Simektit	0,6	0,1	3,0	2,7	0,2	0,1	1,7	1,7	11,9	11,5	23,7	8,3	-	-
	Vermikülit	-	-	0,6	0,7	0,3	-	-	0,9	-	-	35	76,3	-	-
Kil Dışı Mineraller	Kuvars	3,1	4,6	5,9	6,1	10,8	6,9	53,9	65,9	-	-	8,4	6,9	1,7	1,7
	Alunit	78,4	78,1	4,2	4,5	82,4	88,6	2,1	1,9	-	-	2,2	8,5	97,7	97,6
	Biyotit	-	-	-	-	-	-	9,3	9,7	-	-	-	-	0,5	0,5
	Şabazit	-	-	-	-	-	-	2,8	0,5	-	-	-	-	0,1	0,2
	Sanidin	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-	-	-	-	-	-
	Kristobalit	0,4	0,5	4,7	4,3	1,1	1,0	-	-	1,7	0,4	-	-	-	-
	Natroalunit	16,7	16,3	-	-	4,0	2,8	-	-	-	-	-	-	-	-
	Anataz	0,8	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Albit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,6	-	-	-
	Manyetit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,5	-	-	-
	Ferrihidrit	-	-	-	-	-	-	-	-	5,4	-	-	-	-	-
	Spinel	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-
Götit	-	-	-	-	-	-	-	-	79,8	88,1	-	-	-	-	
TOPLAM	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Pırnalık tepe kil yatağında; kil mineralleri olarak kaolinit, halloysit, simektit, vermikülit ve illit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise kuvars, alunit, hematit, klino enstatit, muskovit, opal (kristobalit-tridimit), sanidin, florit, rutil, diyopsit, natroalunit ve minamit tespit edilmiştir (Çizelge 5.2).

Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının silis şapkalarından alınan örneklerin yapılan XRD çekimleri sonucunda opal-CT, kuvars, moganit, hematit ve rutil tespit edilmiştir (Çizelge 5.5).

Çizelge 5.5. Kil yataklarındaki silis şapkalarından alınan örneklerin XRD ile tayin edilen mineralojik bileşimleri tablosu.

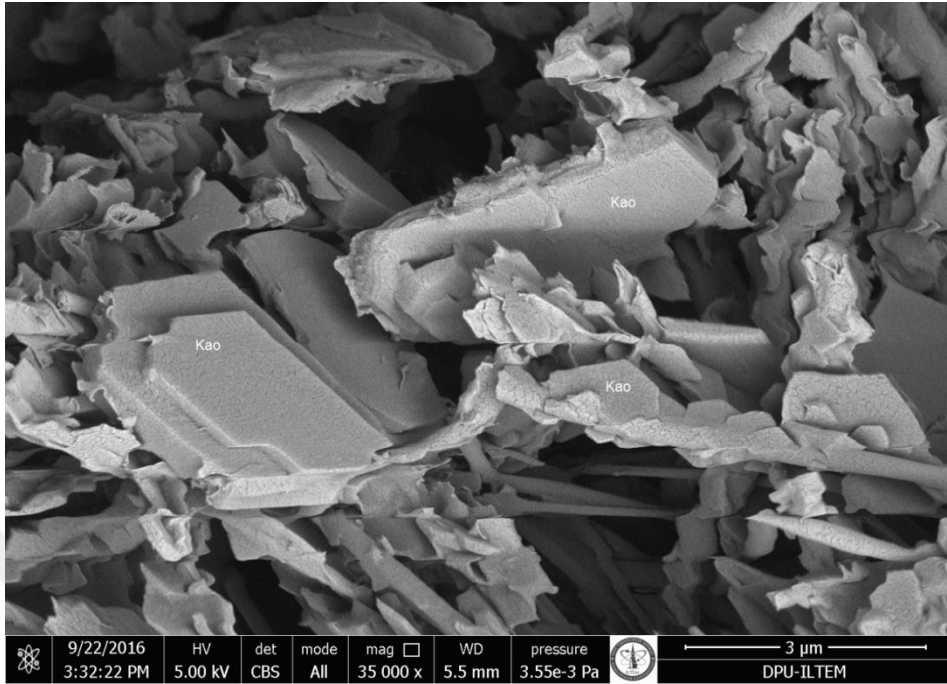
Numune Kodu	Mineral Bileşimi
O-1	Opal-CT + kuvars
O-2	Kuvars + moganit
O-3	Opal-CT + kuvars + hematit
O-4	Opal-CT + kuvars+ moganit
O-5	Opal-CT + kuvars
O-6	Opal CT + kuvars + hematit
O-7	Kuvars + moganit
O-8	Kuvars + moganit
O-9	Opal-CT + kuvars + rutil
O-10	Opal-CT+ kuvars + hematit
O-11	Opal-CT + kuvars

5.3. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının alterasyon zonlarından alınan numunelerin mikro yapı analizleri taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmalarında gerçekleştirilmiştir. SEM çalışmaları esnasında enerji dağılımlı x-ışını spektroskopisi (EDX) çalışmaları da yapılarak minerallerin kimyasal bileşimlerinde bulunan elementler belirlenmiştir.

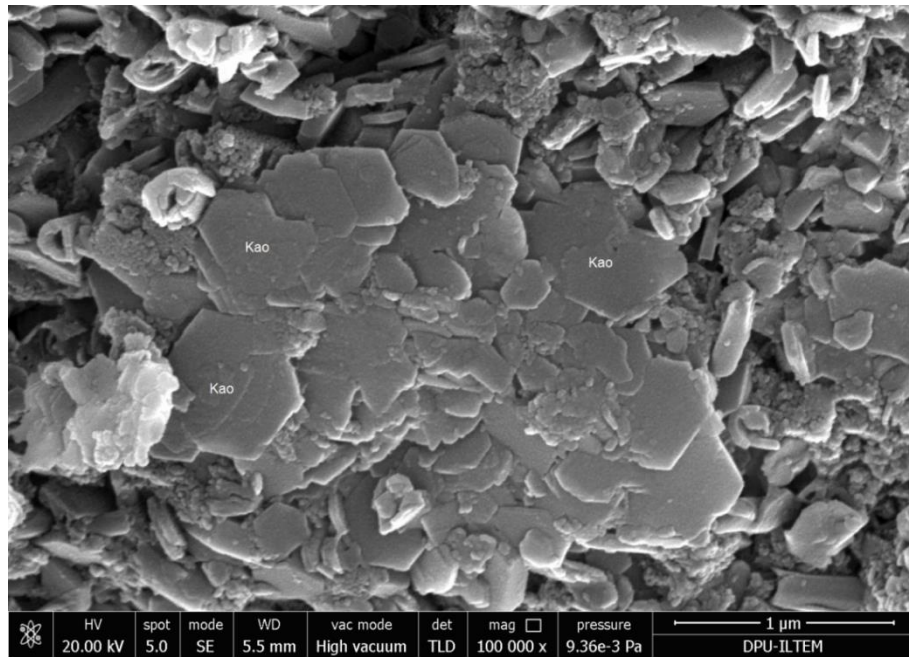
5.3.1. Kaolinitlerin SEM incelemeleri

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında kaolinit kristallerinin karakteristik olarak altıgen yapraksı bir morfolojiye sahip olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.9).



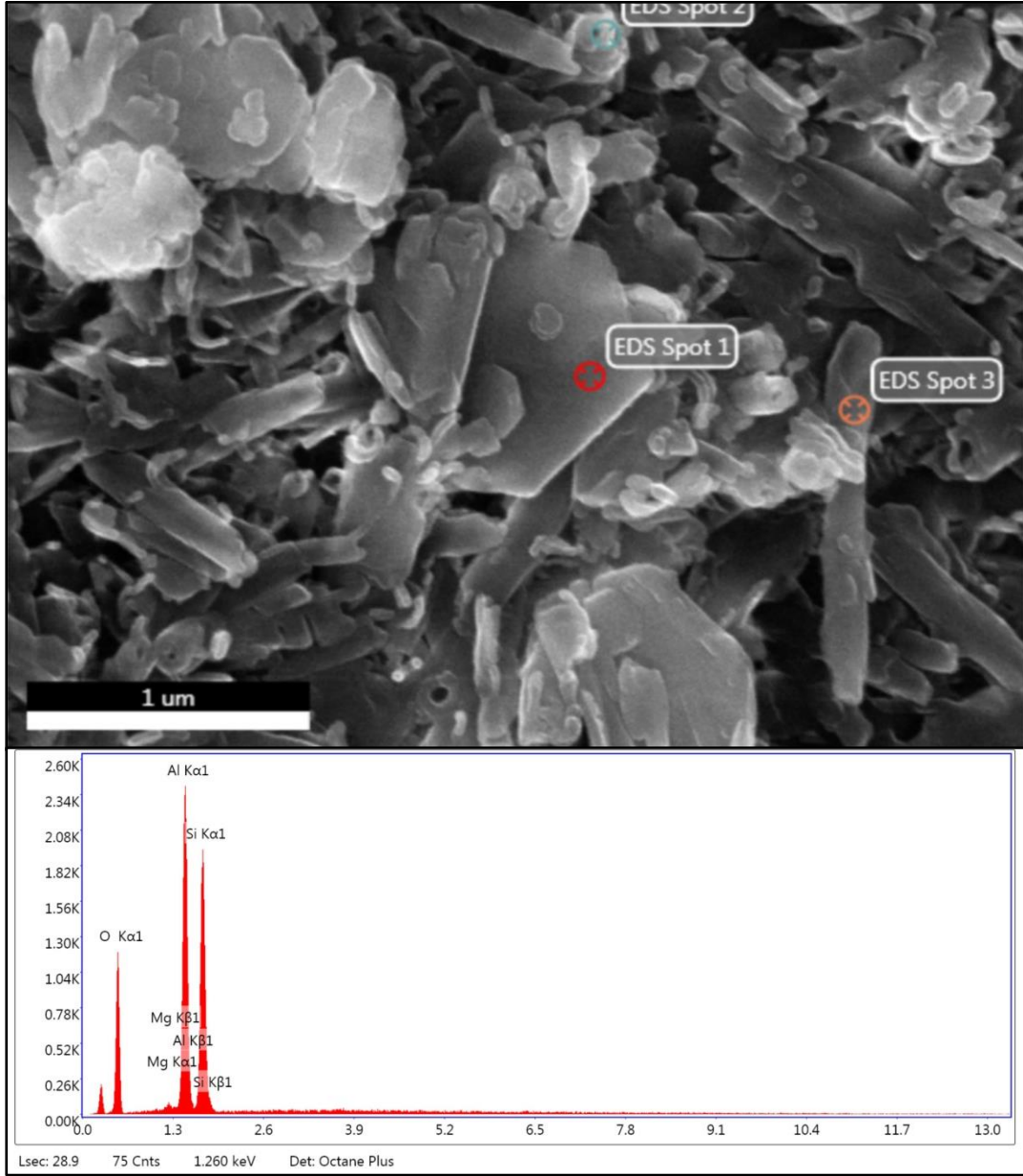
Şekil 5.9. Altıgen yapraksı morfolojideki kaolinit kristalinin SEM görüntüsü (Kao: kaolinit; A1-2 kodlu numune).

SEM çalışmalarında kaolinit kristallerinin genelde düzensiz dağılımlar halinde bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 5.10).



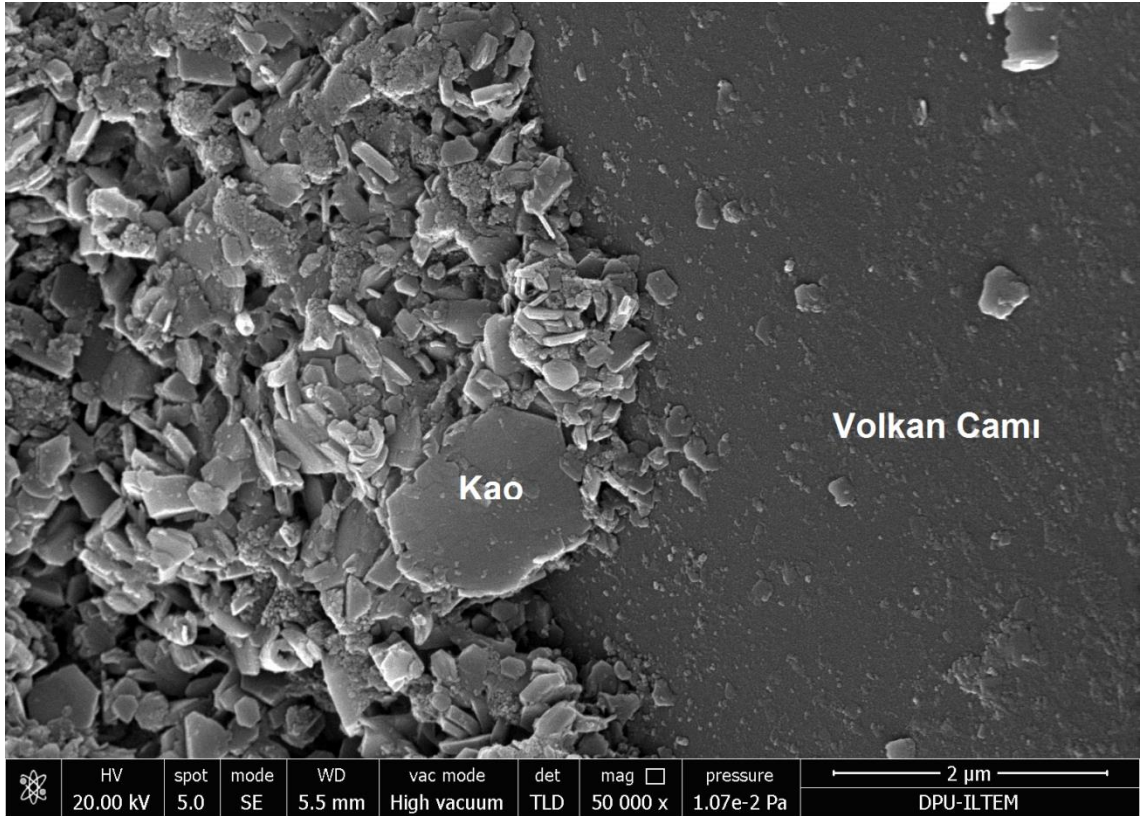
Şekil 5.10. Düzensiz halde bulunan kaolinit kristallerinin SEM görüntüsü (Kao: kaolinit; A1-2 kodlu numune).

Yapılan EDX analizlerine göre kaolinit kristallerinin kimyasal yapısı Al, Si ve O'den oluşmaktadır (Şekil 5.11). EDX analizinde ayrıca %1'in altında Mg elementi içeriği de tespit edilmiştir.

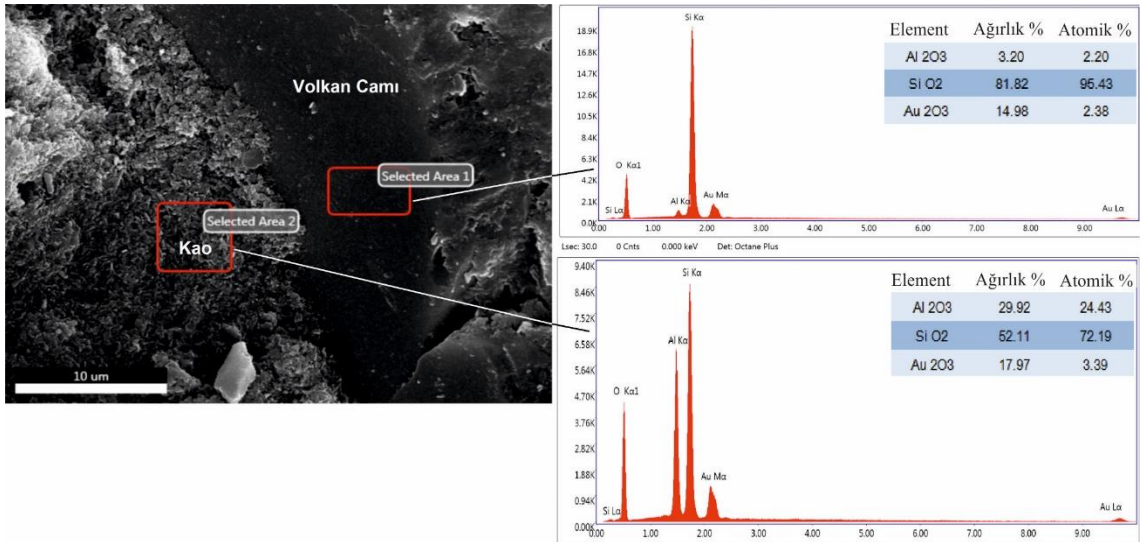


Şekil 5.11. Kaolinit kristalinin EDX analizi (EDX Spot 1; A1-2 kodlu numune).

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında kaolinitlerin volkan camının alterasyonu neticesinde oluştuğu tespit edilmiştir (Şekil 5.12 ve Şekil 5.13).



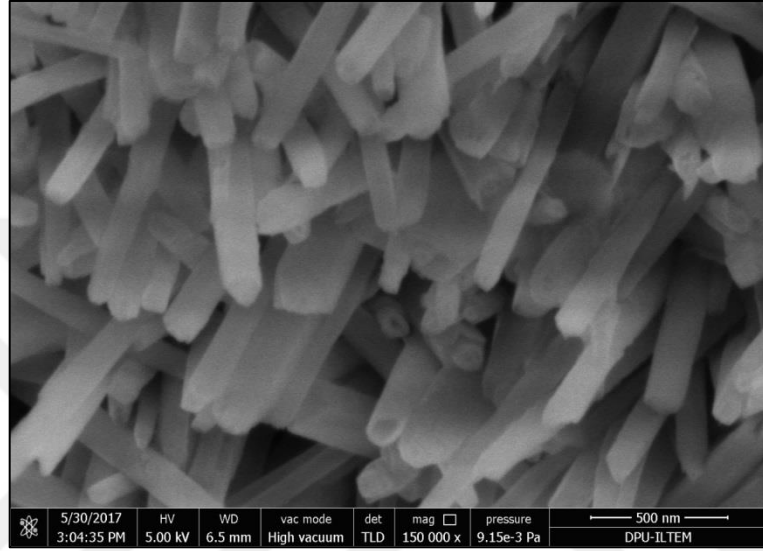
Şekil 5.12. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan kaolinit kristallerine ait SEM görüntüsü (Kao: kaolinit; A1-2 kodlu numune).



Şekil 5.13. Volkanik camın alterasyonu sonucu oluşan kaolinit kristallerine ve volkanik cama ait EDX analizi (Kao: kaolinit; A1-2 kodlu numune, Au kaplama yapılmıştır).

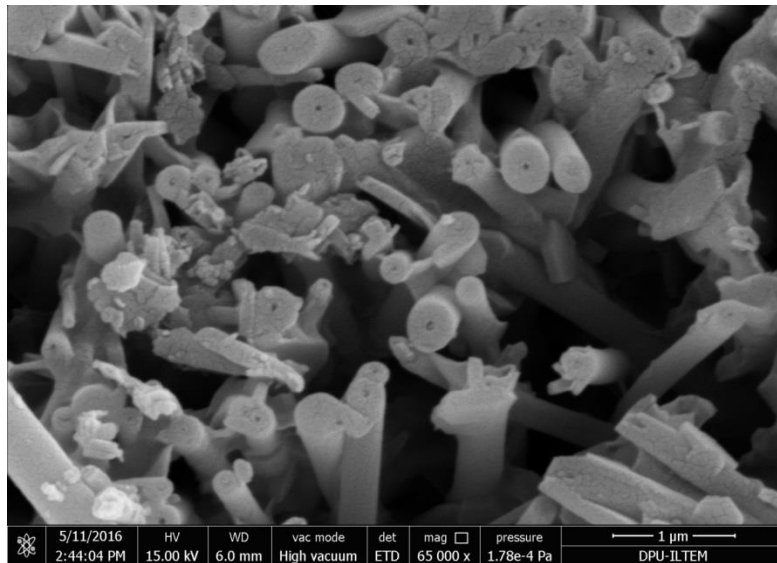
5.3.2. Halloysitlerin SEM incelemeleri

SEM çalışmalarında gözlenen halloysitler tüp şeklinde (tubular shape) morfoloji göstermektedir. Halloysitler genelde düzensiz dağılmış topluluklar halinde bulunmaktadır (Şekil 5.14).



Şekil 5.14. Tüp şeklinde morfoloji gösteren halloysitlerin SEM görüntüsü (A1-0 kodlu numune).

Halloysitlerin bir kısmının kısa tüpler şeklinde (stubby shaped) morfoloji gösterdikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.15).



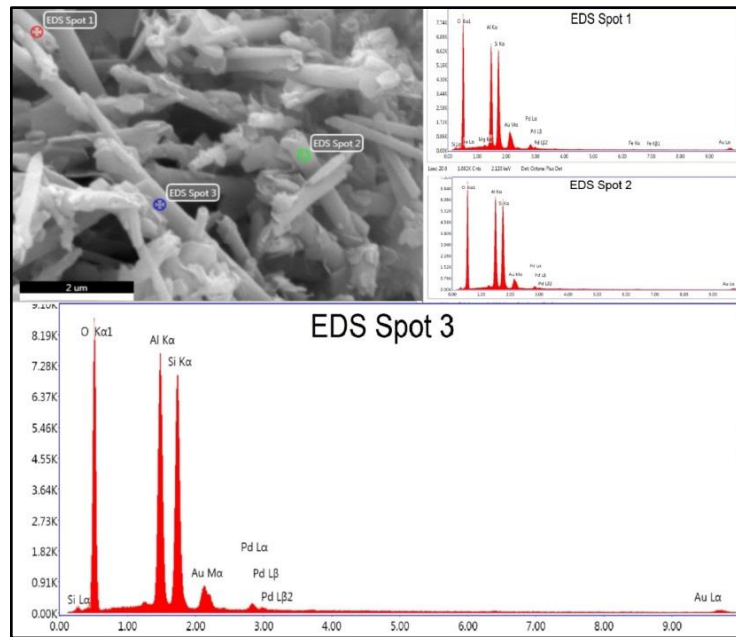
Şekil 5.15. Kısa tüpler şeklindeki halloysitlerin SEM görüntüsü (A1-2 kodlu numune).

Bazı halloysit tüplerinin ise iç merkezinden itibaren dışa doğru uzamış şekilli (elongate shaped) morfoloji gösterdikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.16). Uzamış tüp boyutları yaklaşık 2-3 μm . uzunluğunda ölçülmüştür.



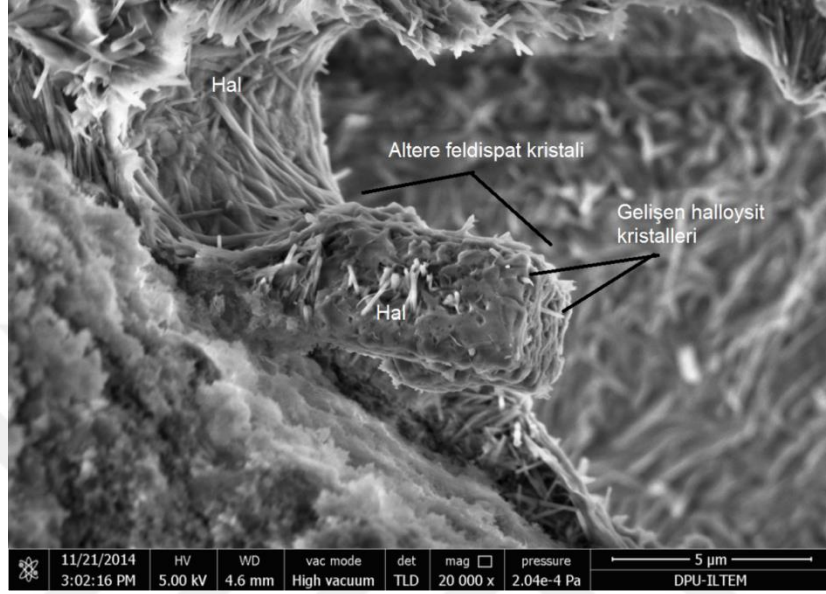
Şekil 5.16. İç merkezinden itibaren dışa doğru uzamış şekilli halloysit tüplerinin SEM görüntüsü.

Yapılan EDX analizlerine göre halloysit kristallerinin kimyasal yapısı Al, Si ve O'den oluşmaktadır (Şekil 5.17). EDX analizinde ayrıca tespit edilen Au ve Pd elementleri numunelere analiz öncesinde uygulanan kaplama işleminden dolayı tespit edilmiştir.



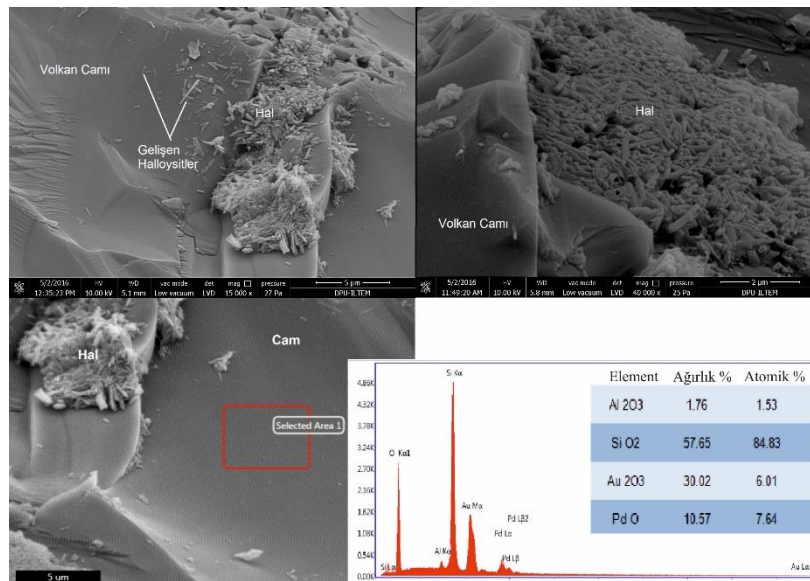
Şekil 5.17. Halloysit kristallerinin EDX analizi.

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında halloysit kristallerinin; feldispatların alterasyonu (Şekil 5.18), volkan camının alterasyonu (Şekil 5.19 ve Şekil 5.20) ve kaolinit kristallerinin transformasyonu ile olmak üzere üç farklı şekilde oluştuğu tespit edilmiştir.

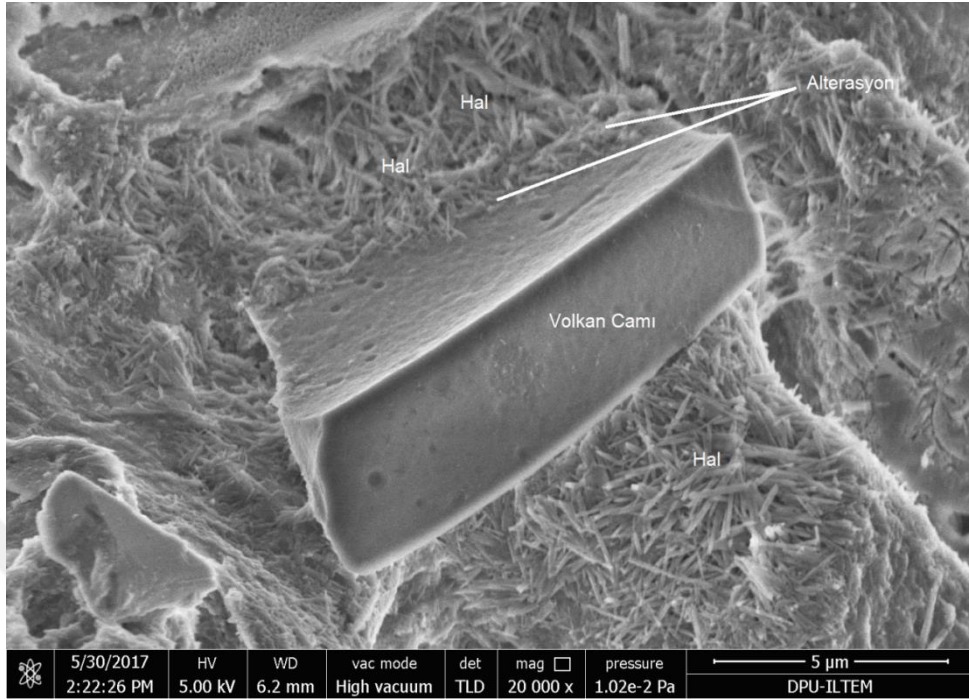


Şekil 5.18. Feldispat alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü.

Numunelerin SEM çalışmalarında cam parçalarına rastlanmıştır. Cam parçaları üzerinde yapılan EDX analizinde yüksek oranda SiO_2 ve düşük oranda Al_2O_3 içerdiği tespit edilmiştir (Şekil 5.19).

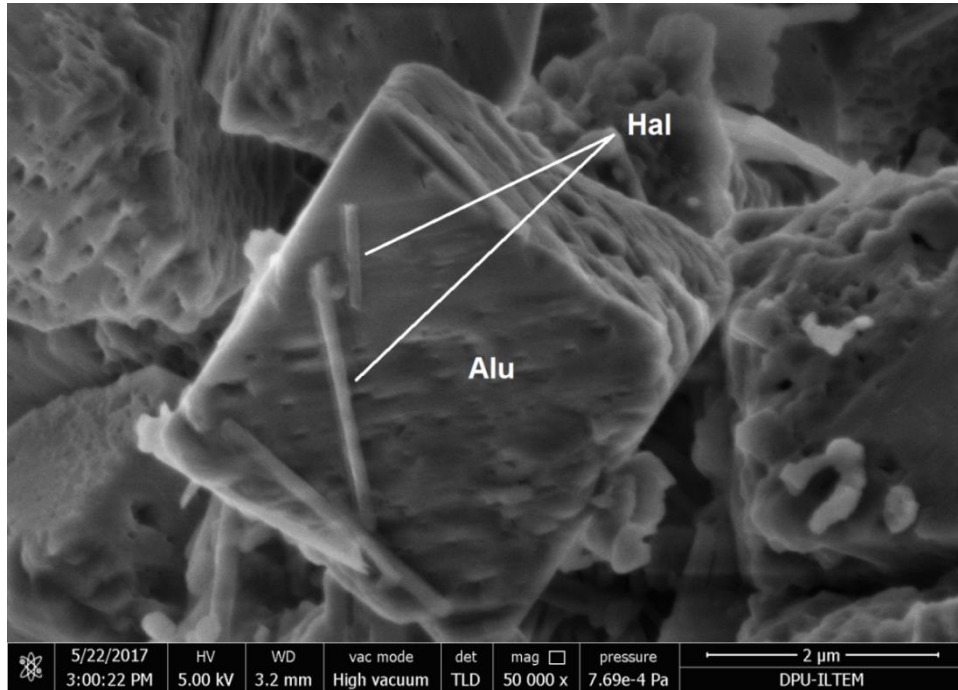


Şekil 5.19. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi (Hal: halloysit, Au ve Pd kaplama yapılmıştır).

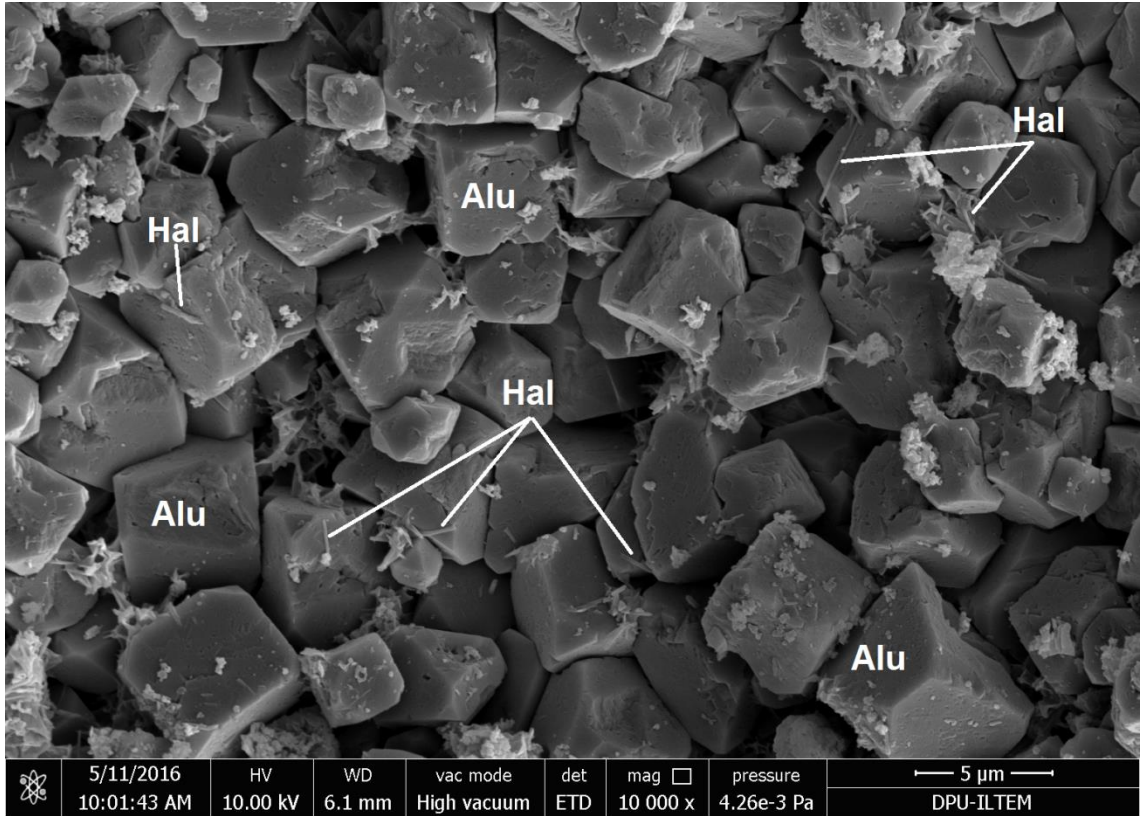


Şekil 5.20. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü.

SEM incelemelerinde alunit kristalleri üzerinde mikro halloysit kristallerinin bulunduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.21 ve Şekil 5.22).



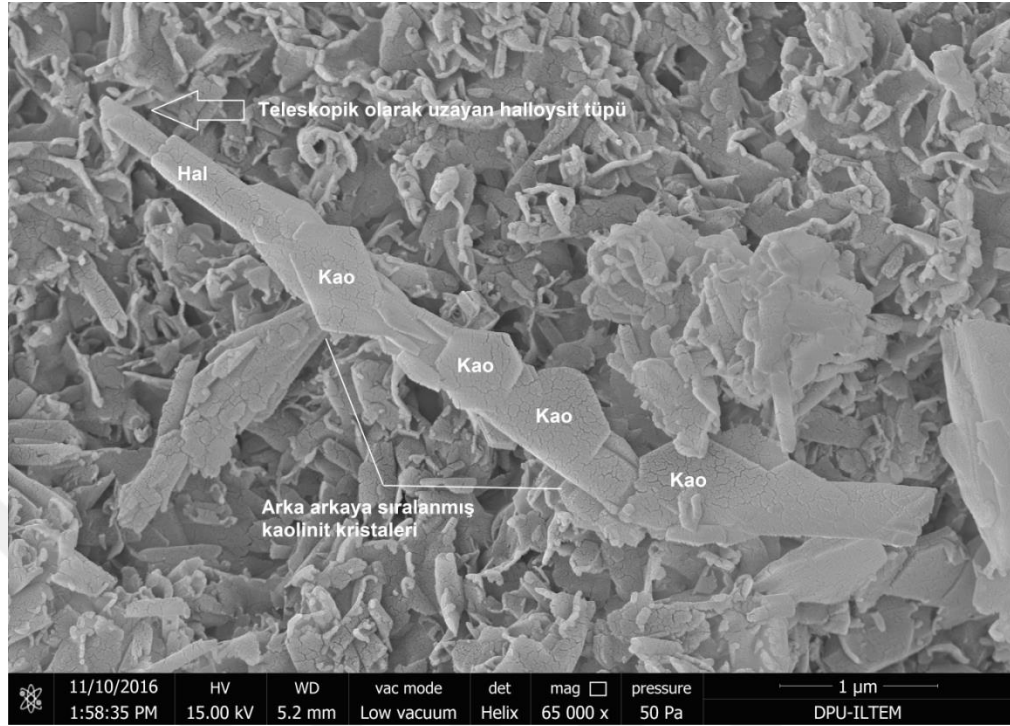
Şekil 5.21. Alunit kristalleri üzerinde bulunan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü (Alu: alunite, Hal: Halloysit; TAV-15 kodlu numune).



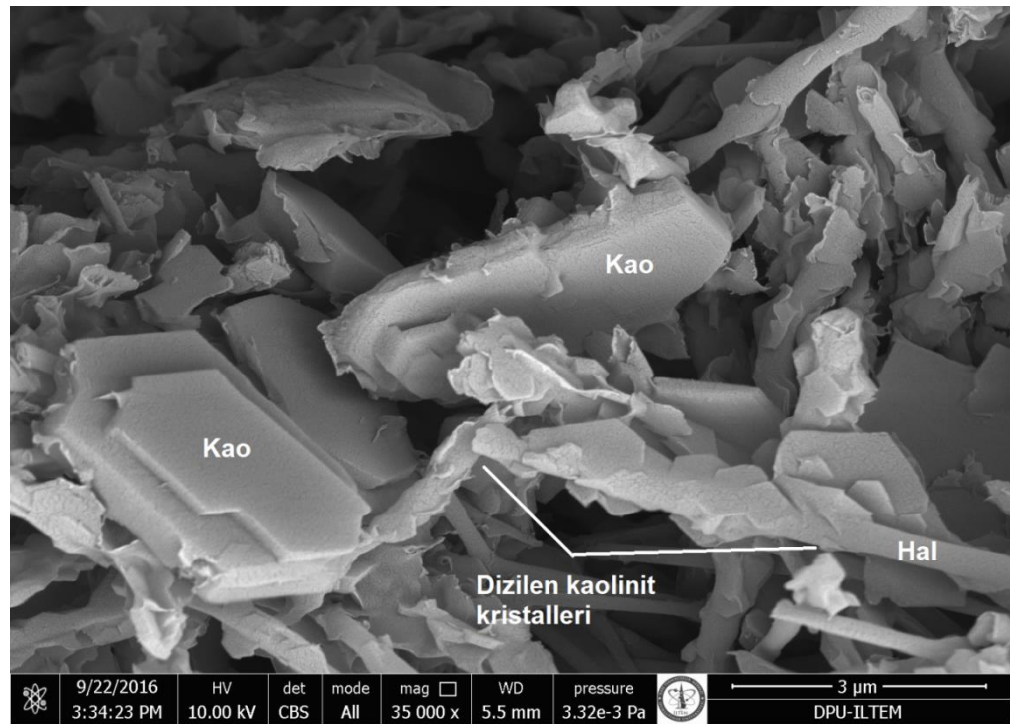
Şekil 5.22. Alunit kristalleri üzerinde bulunan halloysit kristallerine ait SEM görüntüsü (Alu: alunit, Hal: Halloysit; A1-1 kodlu numune).

5.3.3. Kaolinitlerin transformasyonu ile oluşan halloysitlerin SEM incelemeleri

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında Gevrekseydi bölgesindeki A1-2 kodlu numunenin incelemelerinde altıgen şekilli kaolinit kristallerinin tüp şeklindeki halloysit kristallerine transformasyon ile dönüştüğü tespit edilmiştir. Şekil 5.23 ve Şekil 5.24’de transformasyon esnasında arka arkaya dizilen bireysel kaolinit kristalleri görülmektedir. Ayrıca Şekil 5.23’te halloysit tüpünün merkezinden itibaren teleskopik olarak gelişimi görülmektedir.

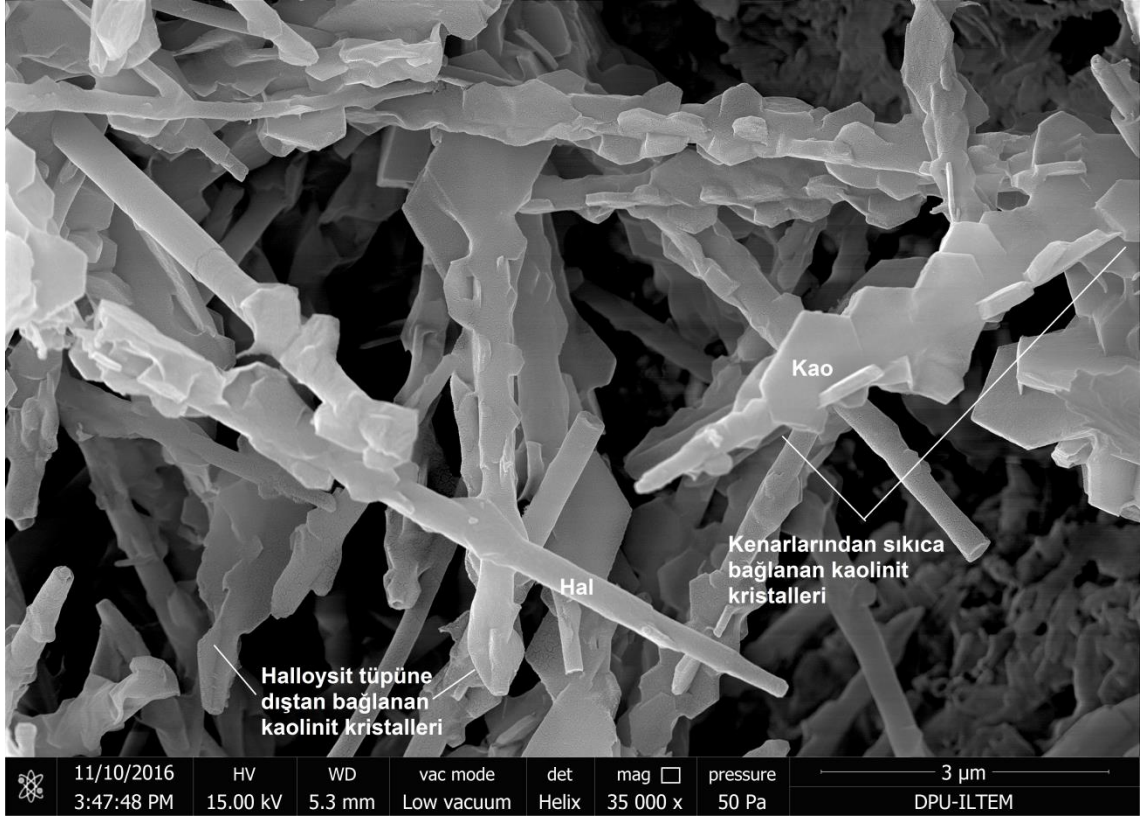


Şekil 5.23. Kaolinit kristallerinin transformasyon esnasında arka arkaya dizilimini ve halloysit tüpünün teleskopik gelişimini gösteren SEM görüntüsü.



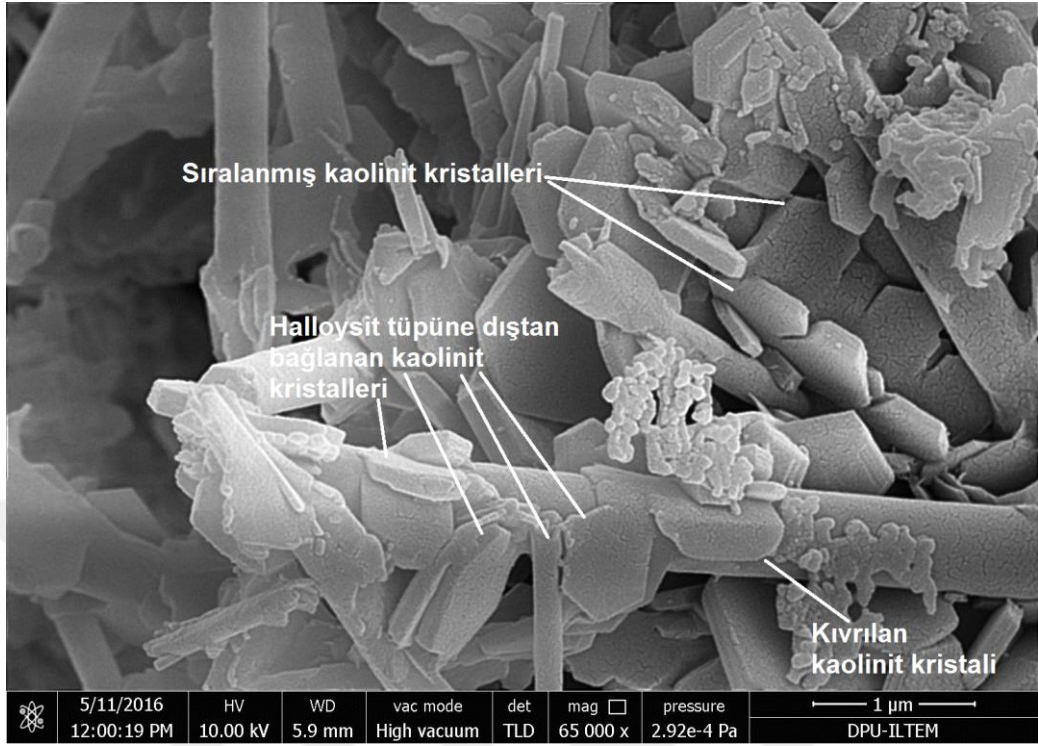
Şekil 5.24. Kaolinit kristallerinin transformasyon esnasında arka arkaya dizilimini gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.25 kaolinit kristallerinin arka arkaya dizilmesinden sonra kenarlarından itibaren sıkıca bağlanmasını göstermektedir. Ayrıca halloysit tüpüne dışından bağlanan kaolinit kristalleri görülmektedir.

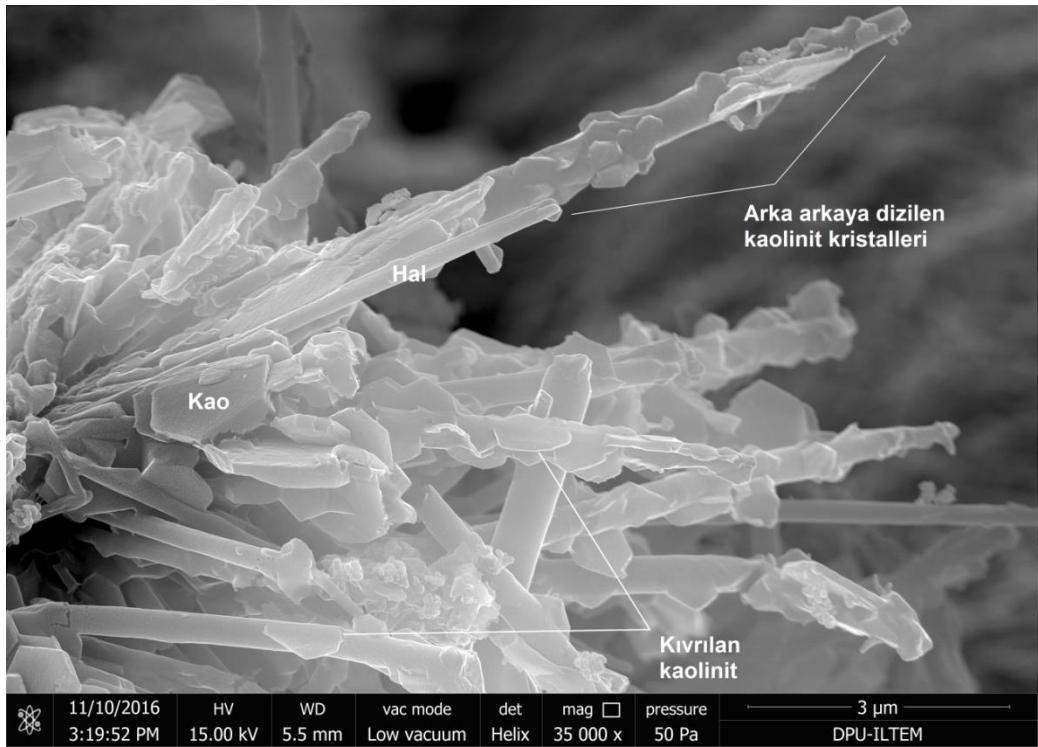


Şekil 5.25. Kaolinit kristallerinin kenarlarından itibaren sıkıca bağlanmasını gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.26 ve Şekil 5.27 kaolinit kristallerinin kıvrımlanmasını göstermektedir. Şekil 5.26'da ayrıca halloysit tüpüne dışından bağlanan kaolinit kristalleri görülmektedir.

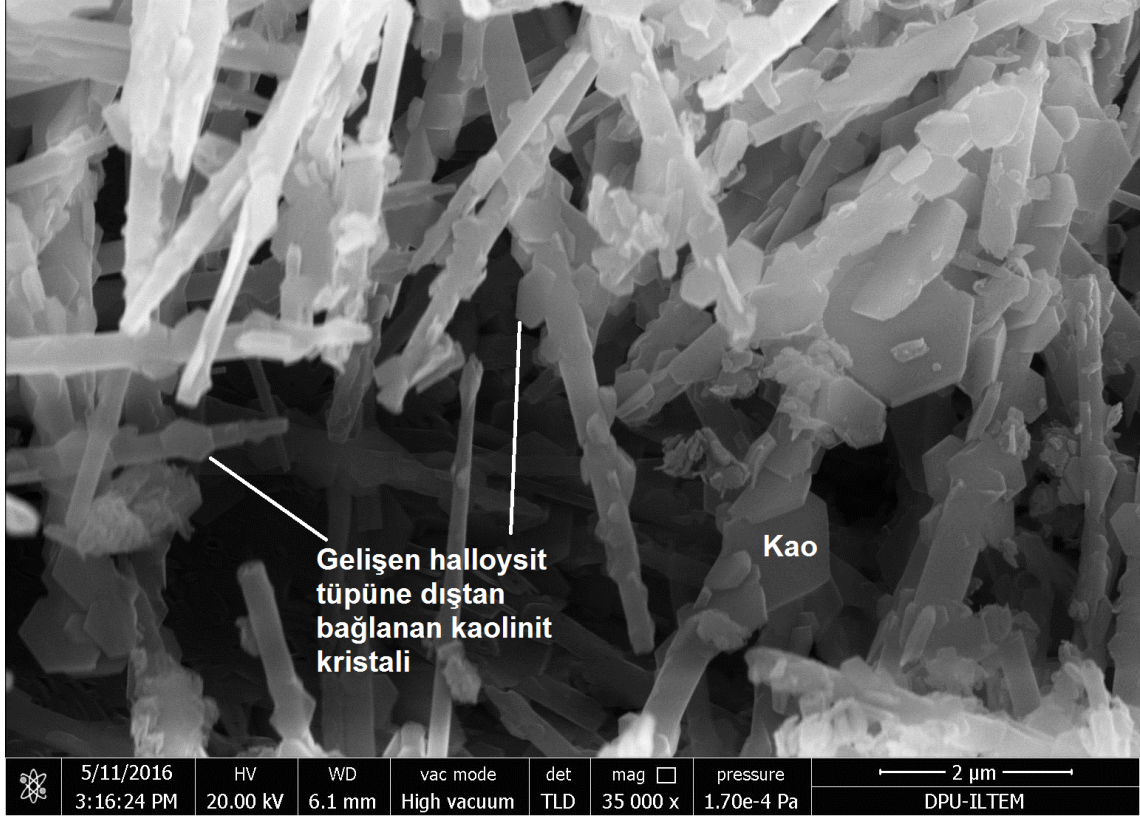


Şekil 5.26. Kaolinit kristallerinin kıvrımlanmasını ve halloysit tüpüne dıştan bağlanan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.



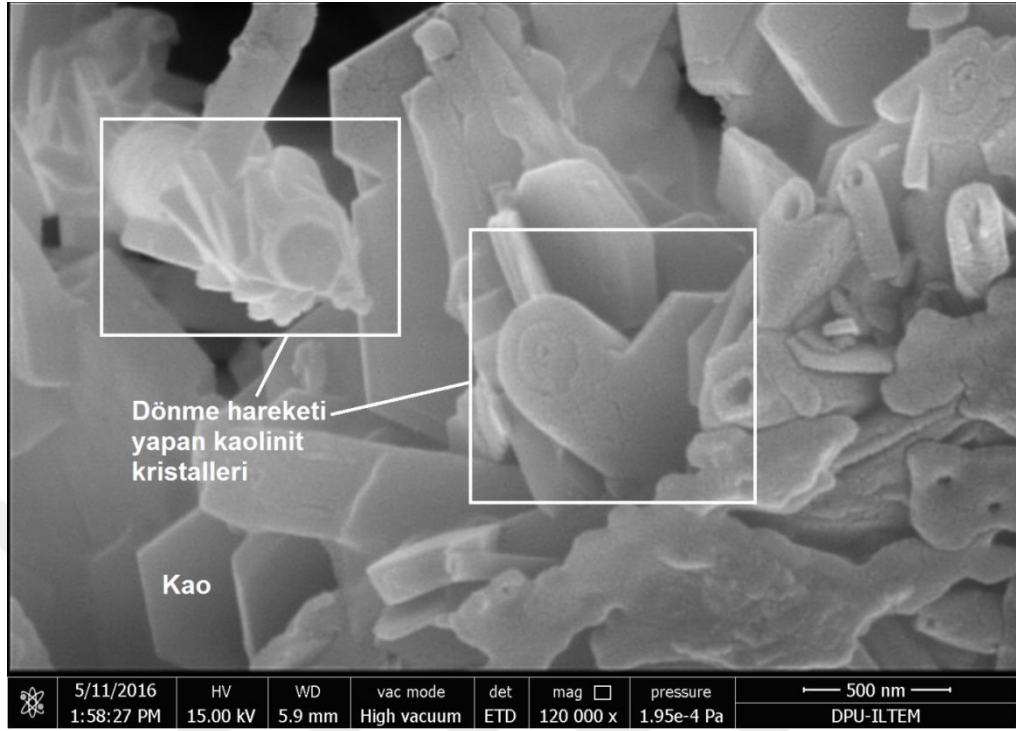
Şekil 5.27. Kaolinit kristallerinin kıvrımlanmasını gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.28 gelişen halloysit tüpüne dışından bağlanan kaolinit kristallerini göstermektedir.

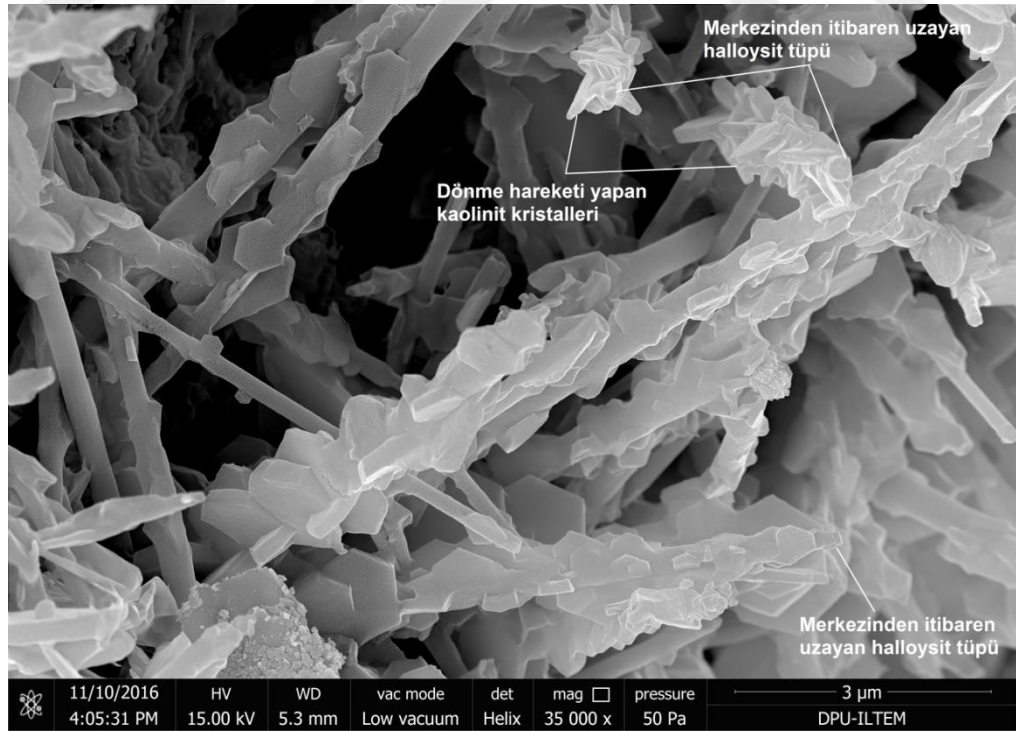


Şekil 5.28. Halloysit tüpüne dıştan bağlanan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.29 ve Şekil 5.30'da dönme hareketi yaparak halloysit tüpünün gelişmesini sağlayan kaolinit kristalleri görülmektedir. Şekil 5.30'da ayrıca merkezinden itibaren teleskopik olarak gelişen halloysit tüpü görülmektedir.

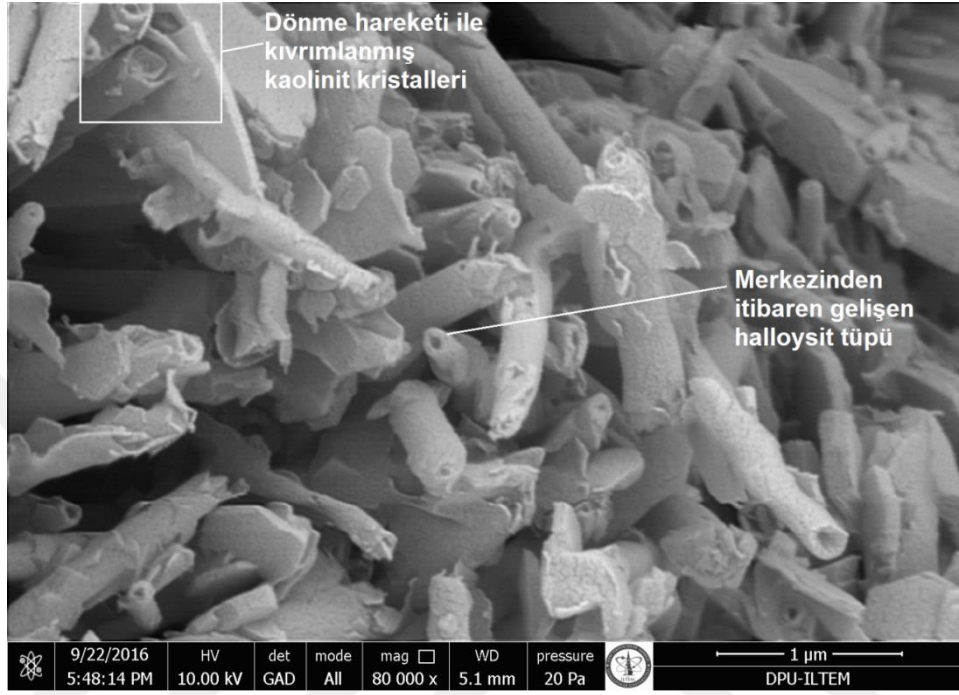


Şekil 5.29. Kaolinit kristallerinin dönme hareketini gösteren SEM görüntüsü.

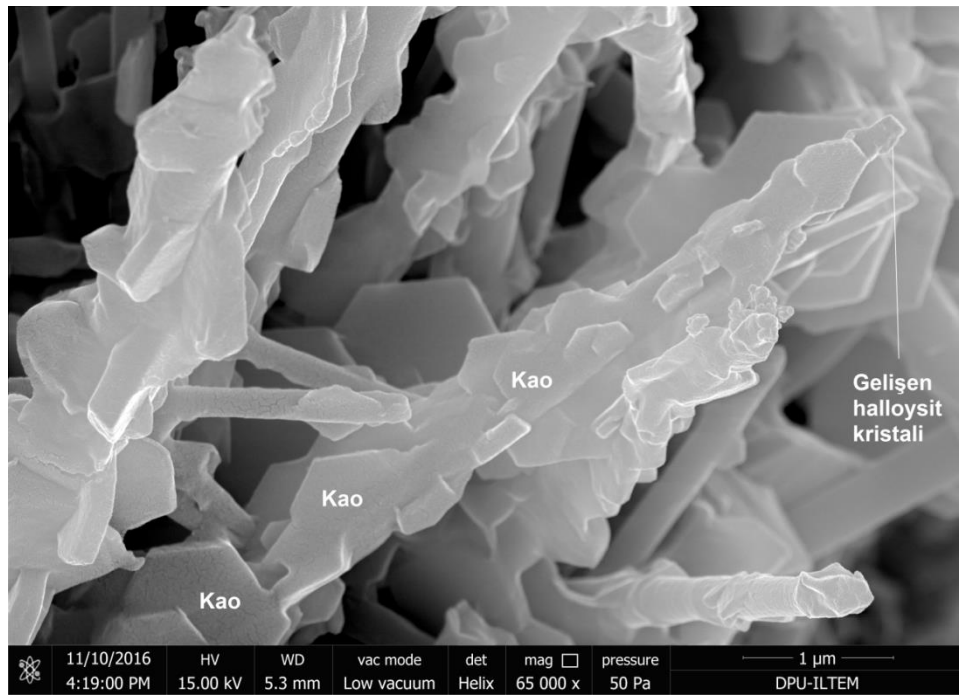


Şekil 5.30. Kaolinit kristallerinin dönme hareketini gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.31 ve Şekil 5.32’de merkezinden itibaren halloysit tüpünün gelişimi görülmektedir.

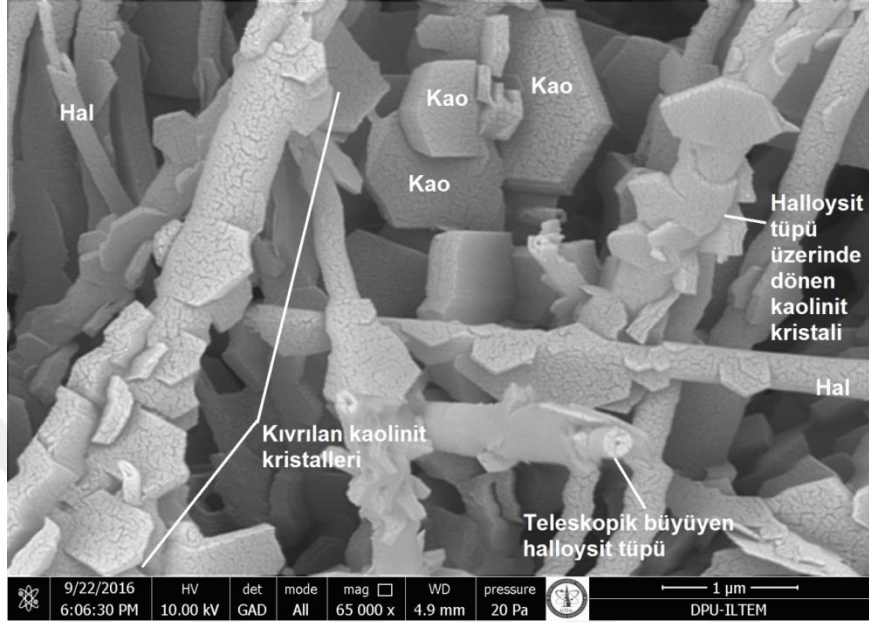


Şekil 5.31. Halloysit tüpünün merkezinden itibaren gelişimini gösteren SEM görüntüsü.

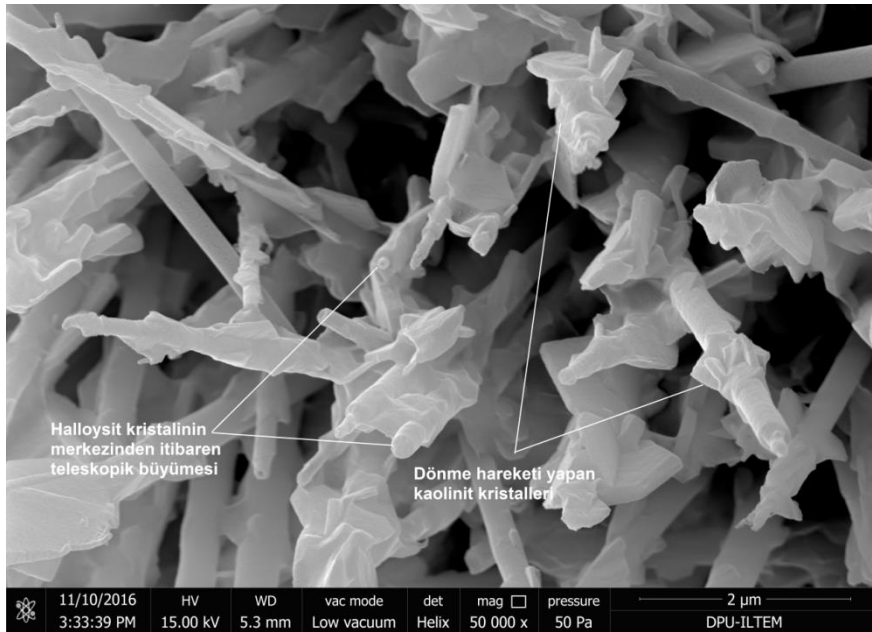


Şekil 5.32. Halloysit tüpünün merkezinden itibaren gelişimini gösteren SEM görüntüsü.

Şekil 5.33 ve şekil 5.34'te halloysit tüpü üzerinde dönme hareketi yapan kaolinit kristalleri ve merkezinden itibaren halloysit tüpünün teleskopik gelişimi görülmektedir.



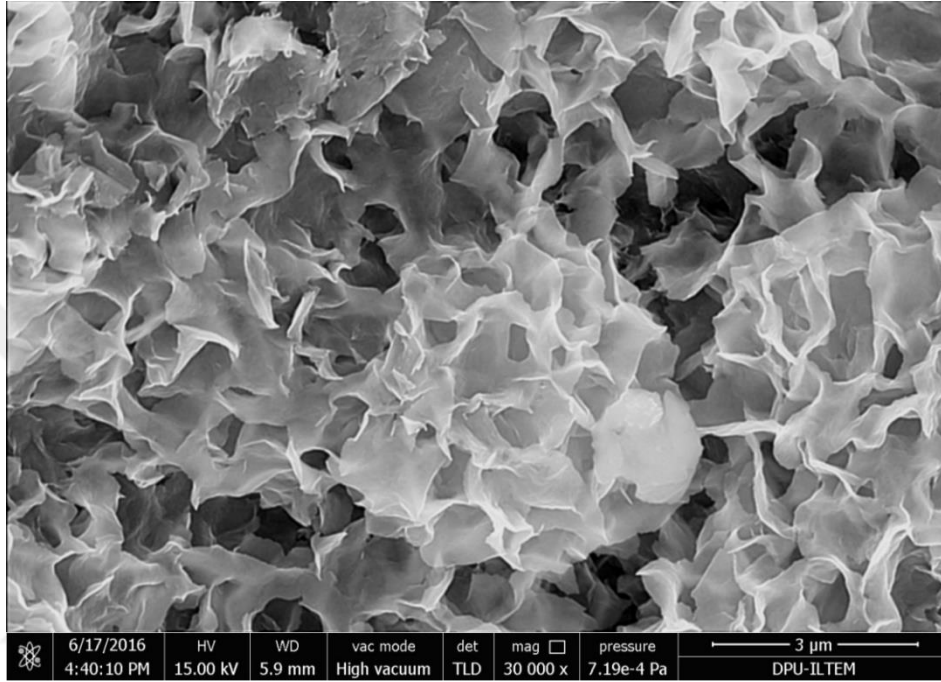
Şekil 5.33. Halloysit tüpü üzerinde dönme hareketi yapan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.



Şekil 5.34. Halloysit tüpü üzerinde dönme hareketi yapan kaolinit kristallerini gösteren SEM görüntüsü.

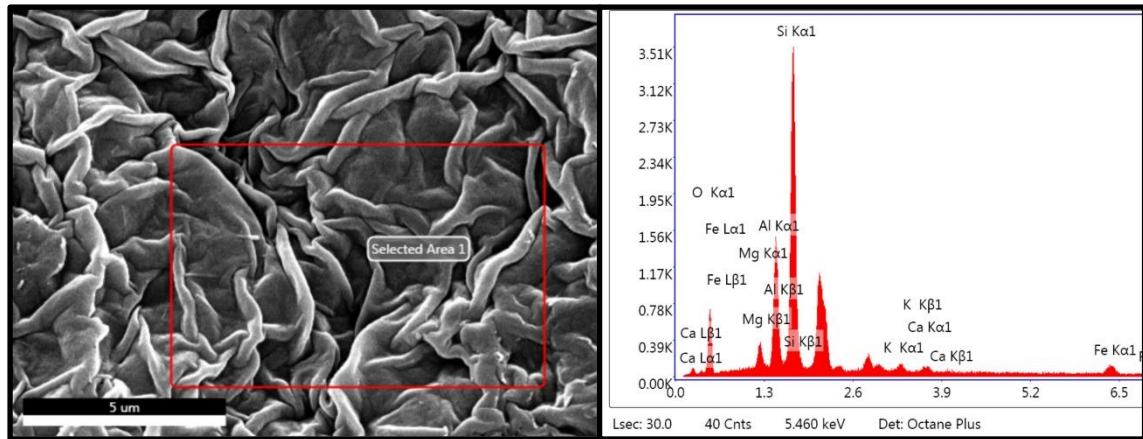
5.3.4. Simektitlerin SEM incelemeleri

SEM çalışmalarında simektitlerin gül yapısında (rose-like) morfoloji gösterdikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.35).

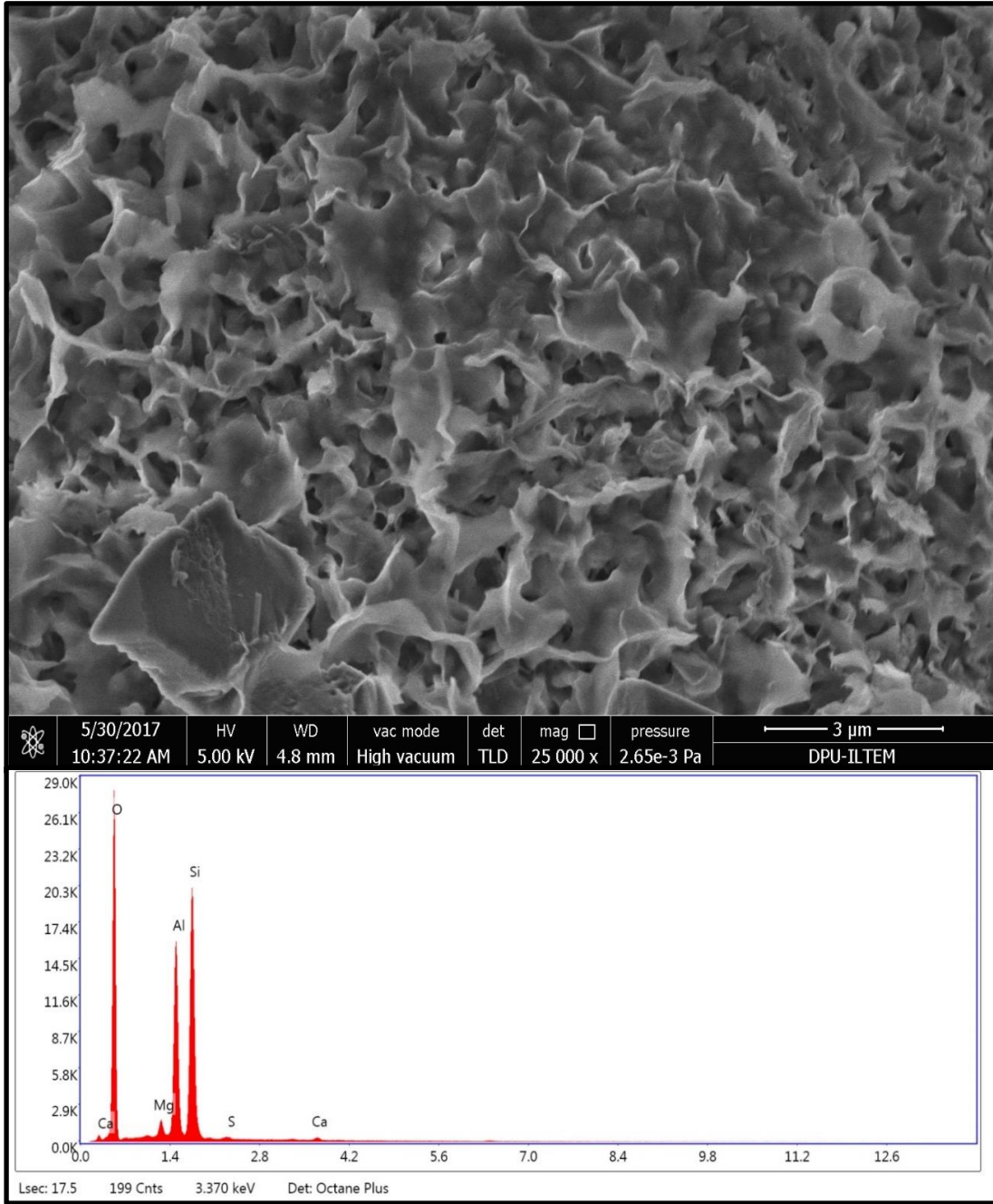


Şekil 5.35. Gül yapısında morfoloji gösteren simektitlerin SEM görüntüsü.

XRD çalışmaları, SEM görüntülemeleri ve EDX ile yapılan kimyasal analizler sonucu, simektit grubu minerallerin demir içerikli Ca-simektit türünde olduğu saptanmıştır (Şekil 5.36 ve Şekil 5.37).

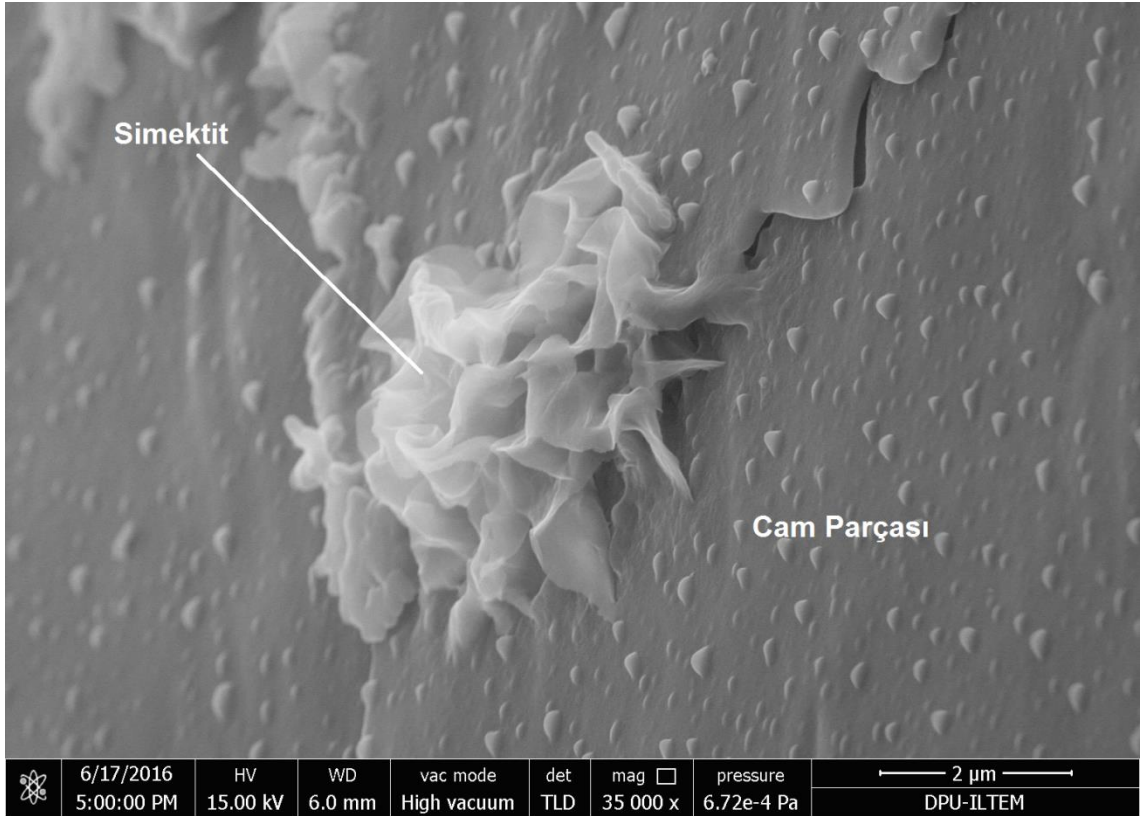


Şekil 5.36. Simektit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.



Şekil 5.37. Simektit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında gül yapısındaki simektitlerin volkan camının alterasyonu neticesinde oluştuğu tespit edilmiştir (Şekil 5.38).

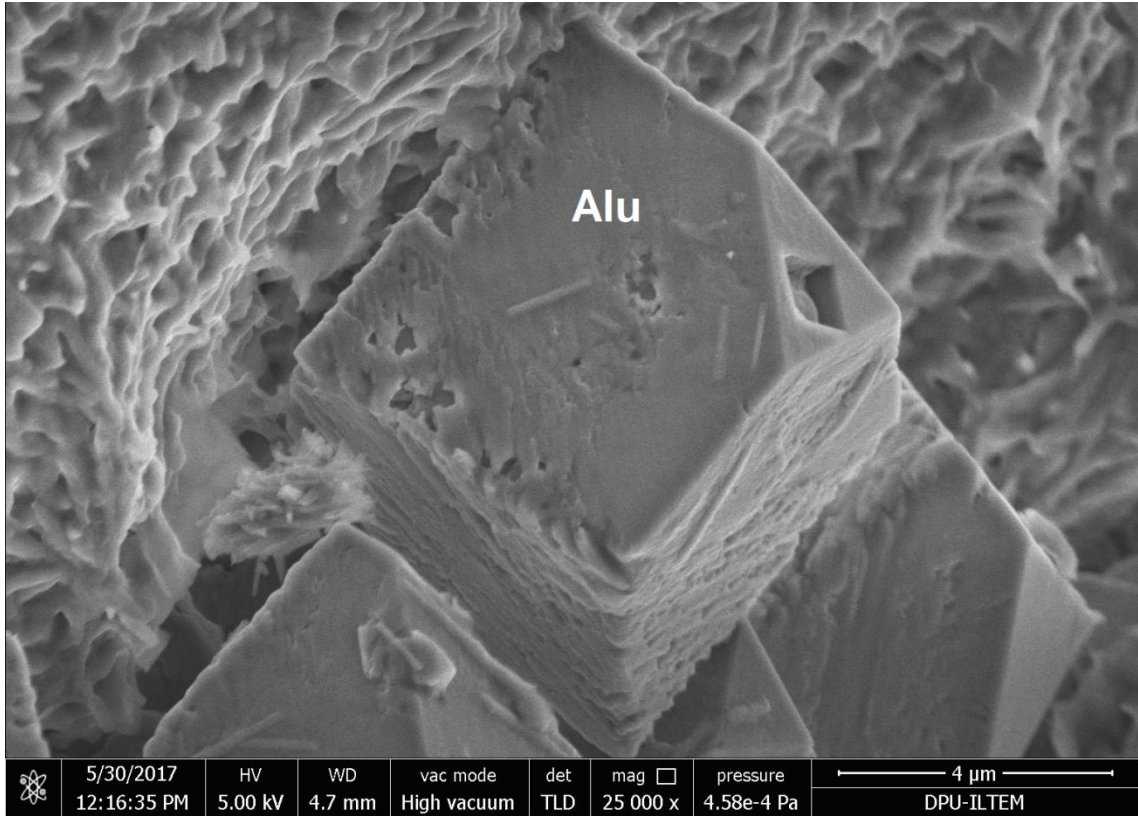


Şekil 5.38. Volkan camının alterasyonu sonucu oluşan simektit kristallerine ait SEM görüntüsü.

Yapılan SEM ve EDX çalışmaları sonucunda, çalışma alanından alınmış olan kil örneklerinin içerisinde daha önce XRD ve DTA gibi analizlerle varlığı tespit edilmiş olan önemli minerallerin, hem yapısal hem de mikro kimyasal özellikleri belirlenmiştir.

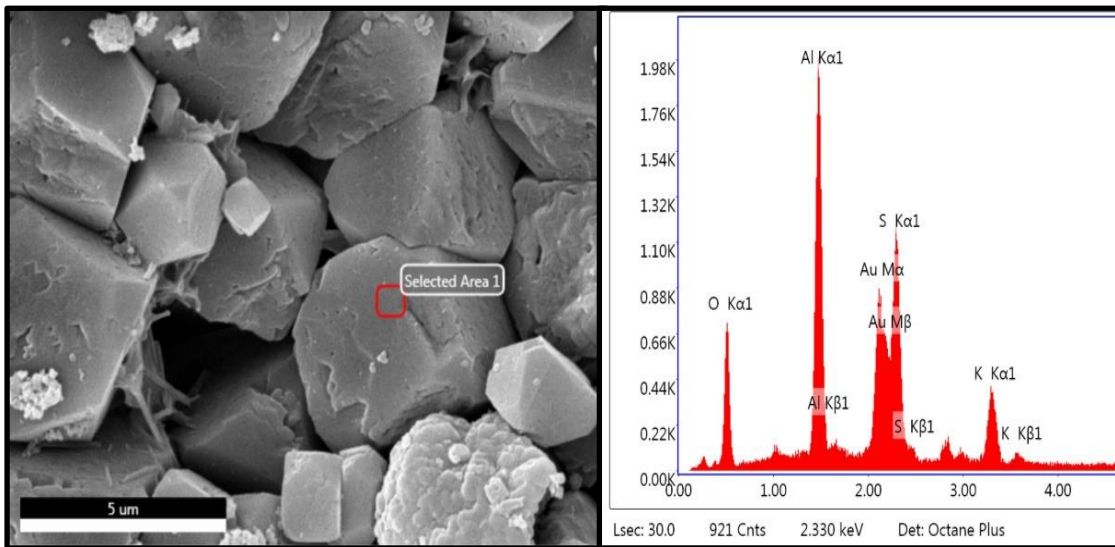
5.3.5. Alunitlerin SEM incelemeleri

Alunit, epitermal sistemde oluşan ve ileri arjilik alterasyonu temsil eden bir mineraldir. SEM çalışmaları sırasında yaklaşık olarak 5 µm. büyüklüğünde özşekilli alunit mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 5.39).



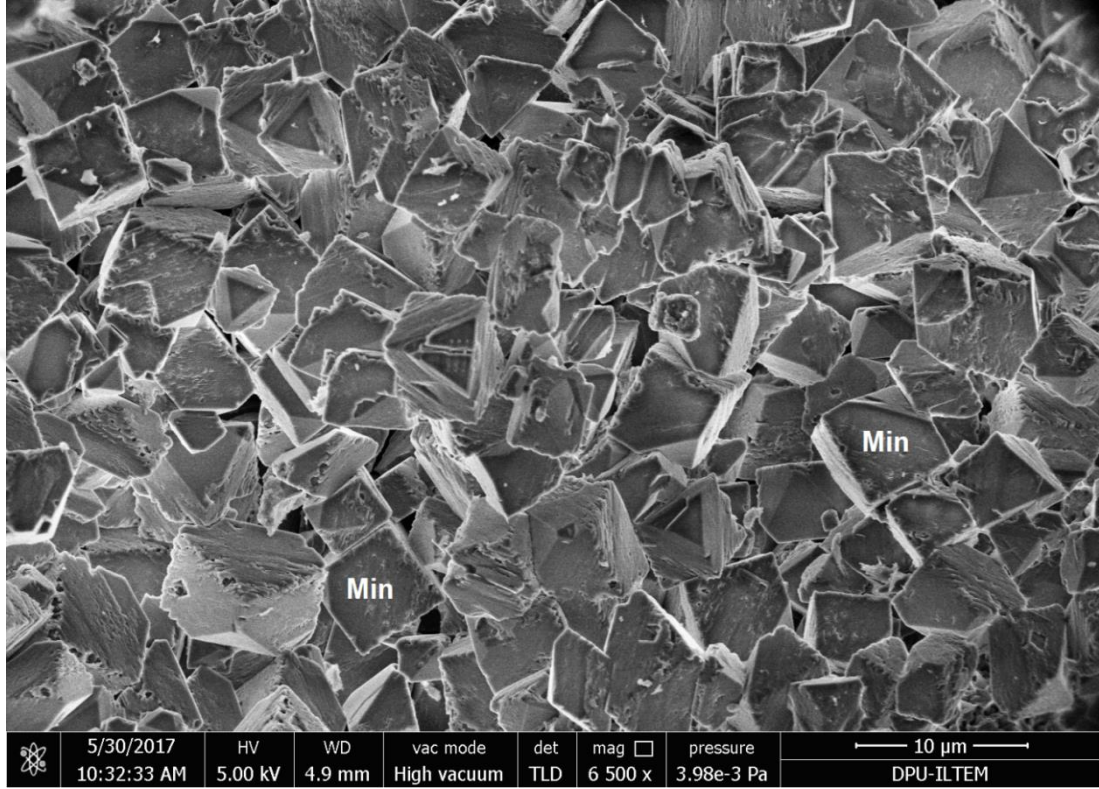
Şekil 5.39. Alunit kristallerine ait SEM görüntüsü.

Alunit kristali üzerinde yapılan EDX analizlerinde ise kimyasal bileşiminde K, Al, S ve O elementlerini içerdiği tespit edilmiştir (Şekil 5.40).



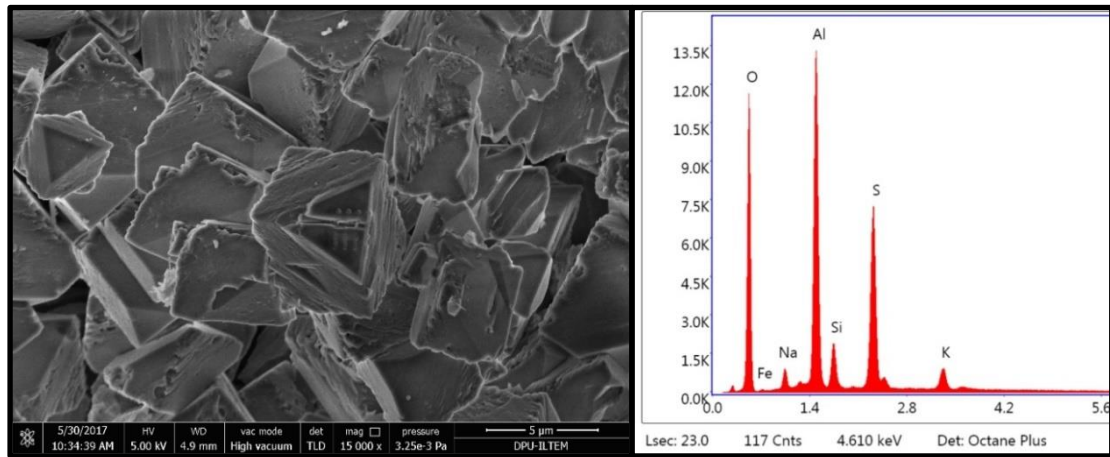
Şekil 5.40. Özşekilli alunit'in SEM görüntüsü ve EDX analizi (Au kaplama yapılmıştır).

SEM çalışmalarında alunit grubu bir mineral olan minamit yaklaşık 5 μm . büyüklüğünde özşekilli görünümü ile tespit edilmiştir (Şekil 5.41).



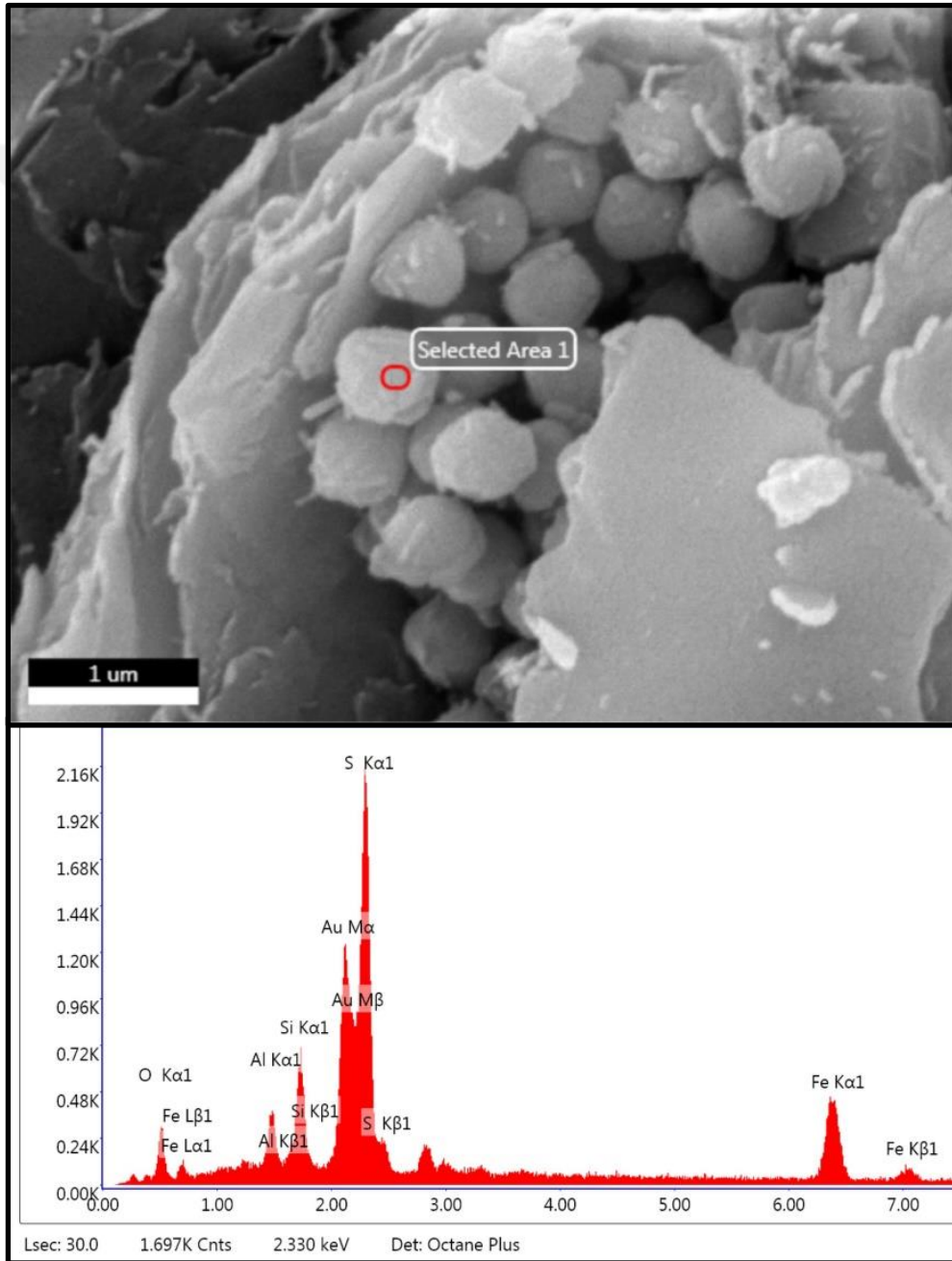
Şekil 5.41. Özşekilli minamite ait SEM görüntüsü (Min: minamit).

Minamit minerallerinin EDX analizlerinde K, Al, Na, Fe, S ve O elementleri tespit edilmiştir (Şekil 5.42).



Şekil 5.42. Özşekilli minamit'e ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.

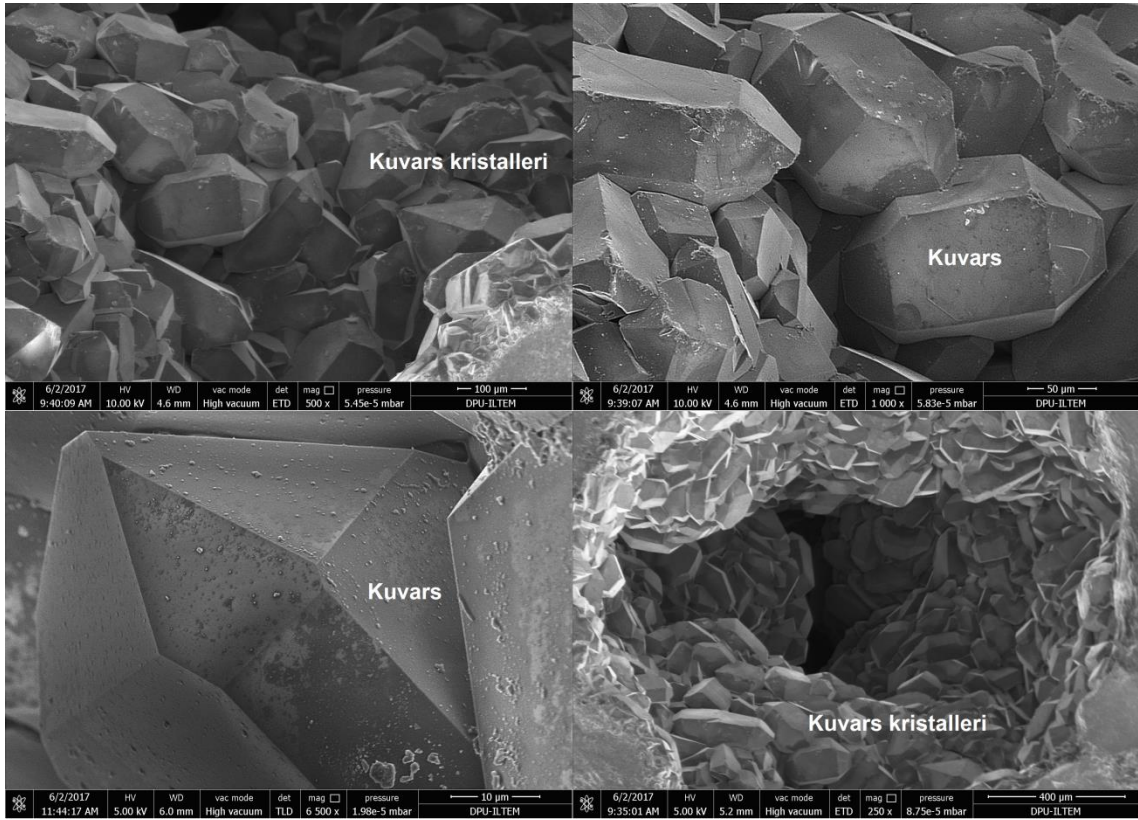
SEM çalışmalarında alunit grubu bir mineral olan jarosit minerali de tespit edilmiştir. Jarosit minerali yüzeye yakın bölgelerde piritin oksidasyonu sonucu oluşan bir sülfat mineralidir. Jarosit minerali yüksek sülfidasyonlu epitermal sistemlerde alunit ile birlikte bulunmaktadır. Yaklaşık 1 μm .’den küçük boyuta sahip jarositin SEM görüntüsü ve EDX analizi Şekil 5.43’te gösterilmektedir. Jarosit mineralinde yapılan EDX analizlerinde K, Al, Fe, S ve O elementlerini içerdiği belirlenmiştir.



Şekil 5.43. Özsekilli jarosite ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.

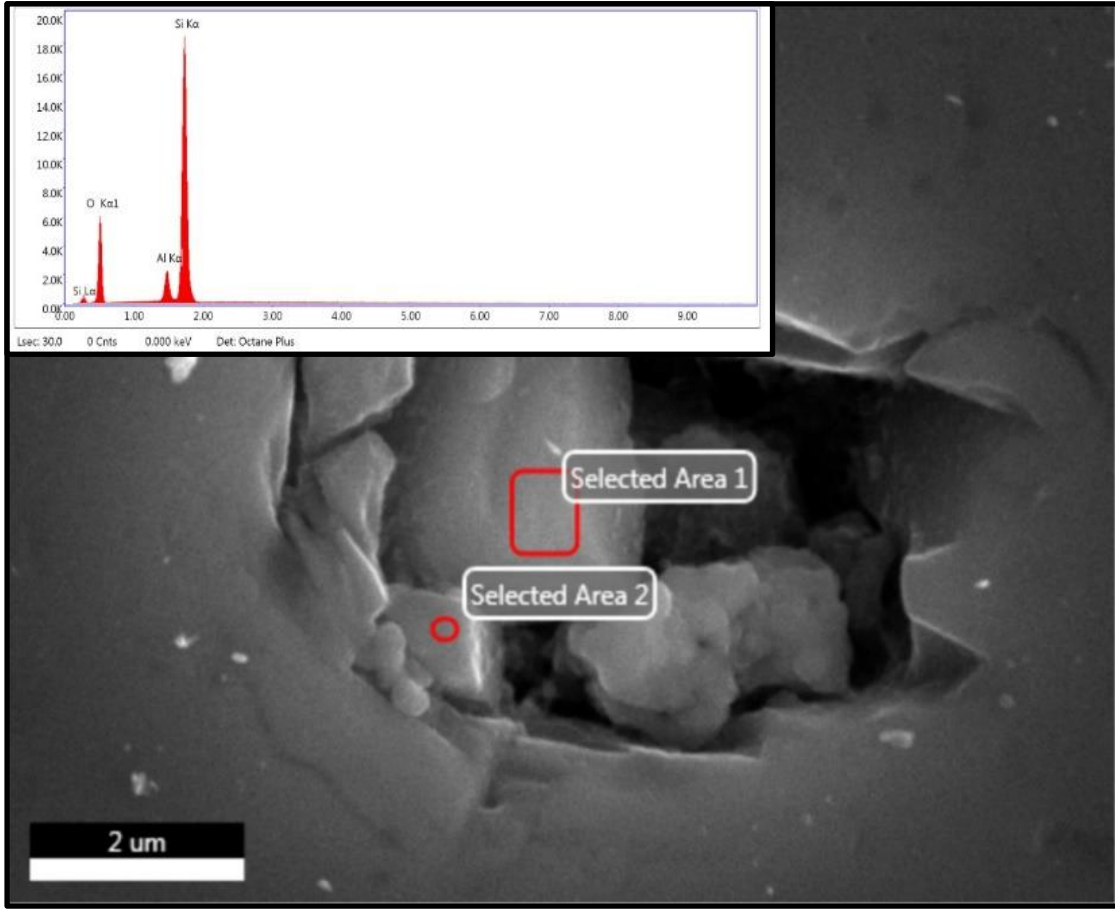
5.3.6. Kuvarsların SEM incelemeleri

SEM çalışmalarında özşekilli hegzagonal morfolojiye sahip kuvars kristalleri tespit edilmiştir (Şekil 5.44).



Şekil 5.44. Özşekilli hegzagonal morfolojiye sahip kuvars kristallerinin SEM görüntüsü (TAV-1 kodlu numune).

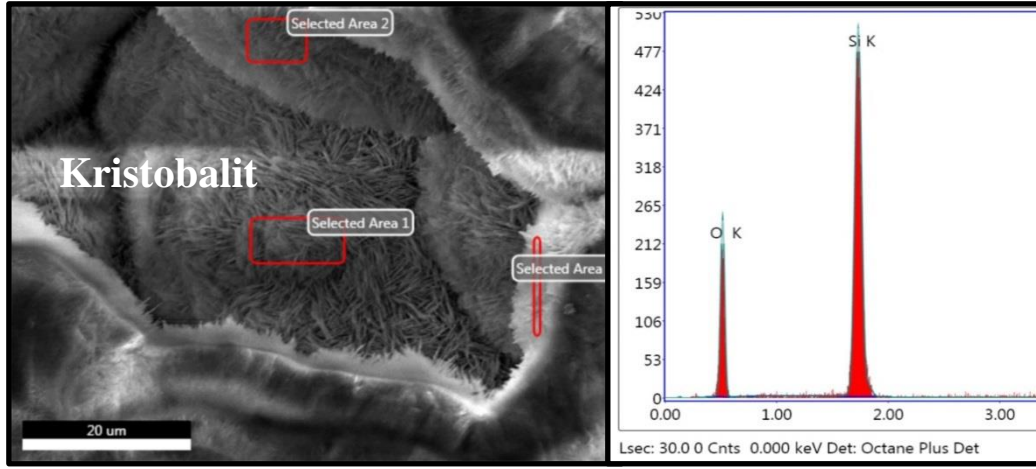
Ayrıca, bazı kuvars kristallerinin EDX analizlerinde az oranda Al^{+3} elementi içerdikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.45). Alüminyum, kuvarsta en sık rastlanan iz elementtir. Yerkabuğunda sıkça görülen bu durum, diadohiye bağlı olarak gerçekleşir ve alüminyum ile silisyumun benzer iyonik yarıçapları ile açıklanmaktadır (Götze vd., 2001).



Şekil 5.45. Kuvars kristalinin EDX analizi.

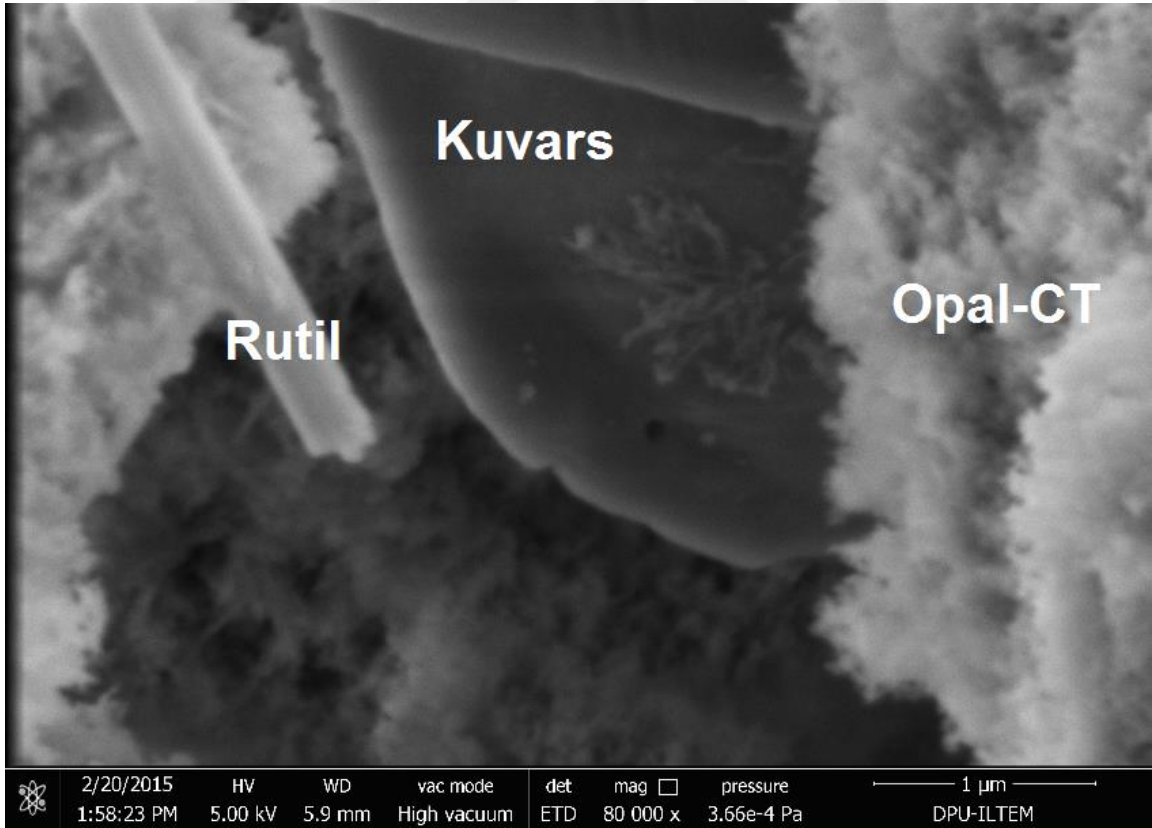
5.3.7. Opallerin SEM incelemeleri

Çalışma alanında; Gevrekseydi ve çevresinde, opal-kristobalit/tridimit (CT) bileşiminde, düzensiz yayılım sunan, beyazdan koyu kırmızıya varan renk tonlarında opal oluşumları tespit edilmiştir. O-1 kodlu opal numunesinin SEM görüntüsü ve EDX analizi yapılmıştır (Şekil 5.46).



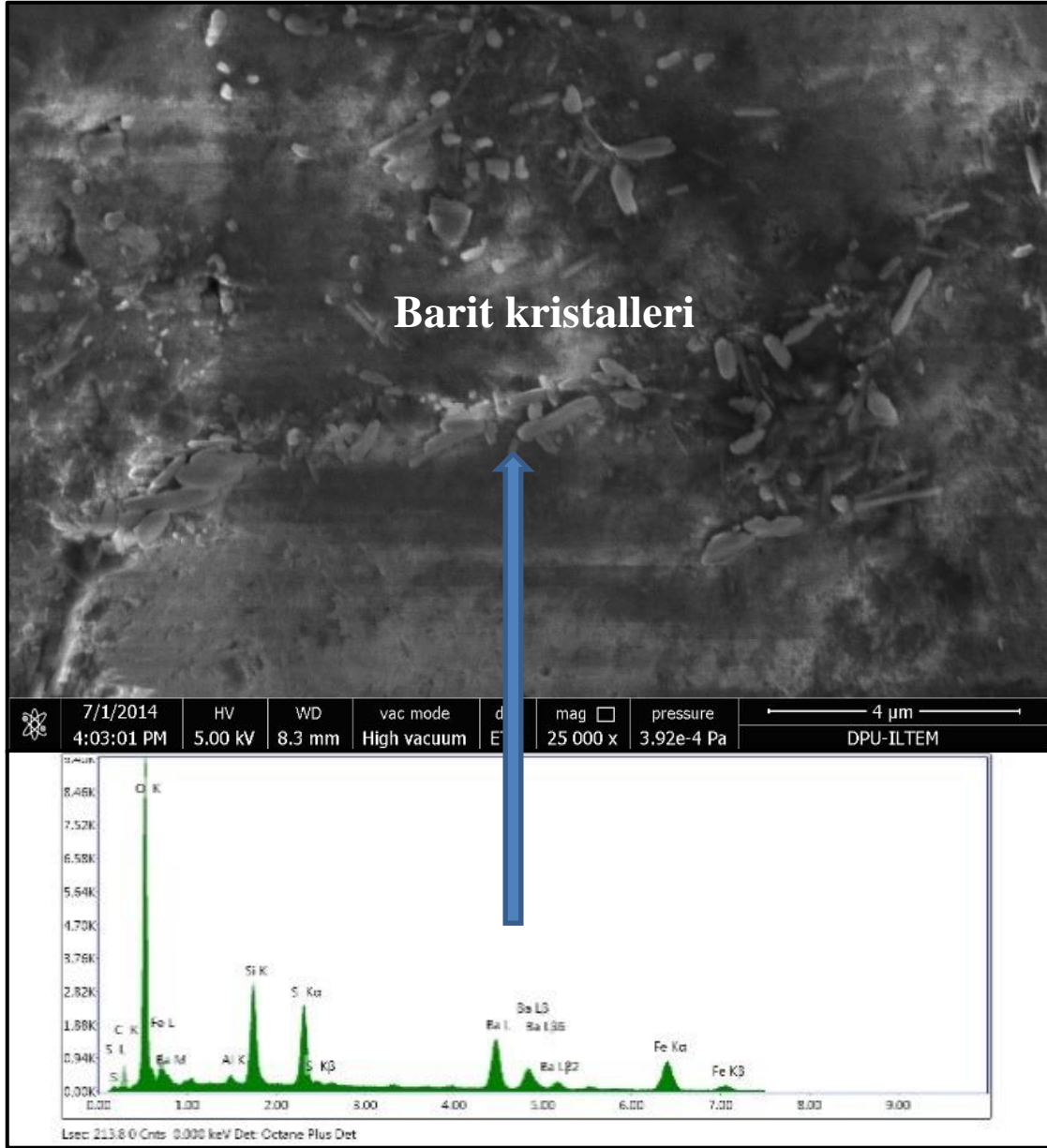
Şekil 5.46. O-1 kodlu opal örneğinde tespit edilen kristobalit kristallerine ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.

Opal numunelerinde yapılan SEM ve EDX çalışmalarında, inklüzyon şeklinde kuvars ve rutil (Şekil 5.47) mineralleri de tespit edilmiştir.



Şekil 5.47. O-9 kodlu opal numunesinin SEM görüntüsü.

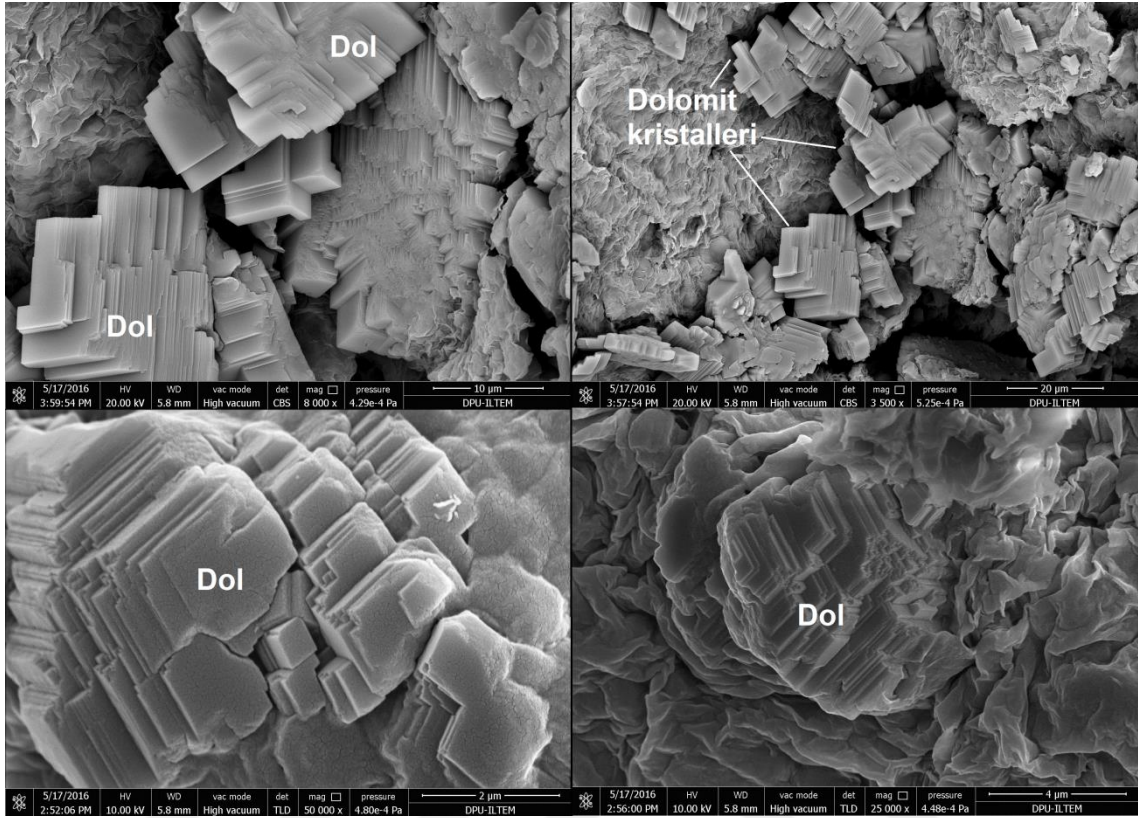
Ayrıca opallerin SEM ve EDX çalışmalarında yer yer çatlakların olduğu ve bu çatlakların kısmen barit mineralleri tarafından doldurulduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.48).



Şekil 5.48. Opal numunesinde tespit edilen barit mineraline ait SEM görüntüsü ve EDX analizi.

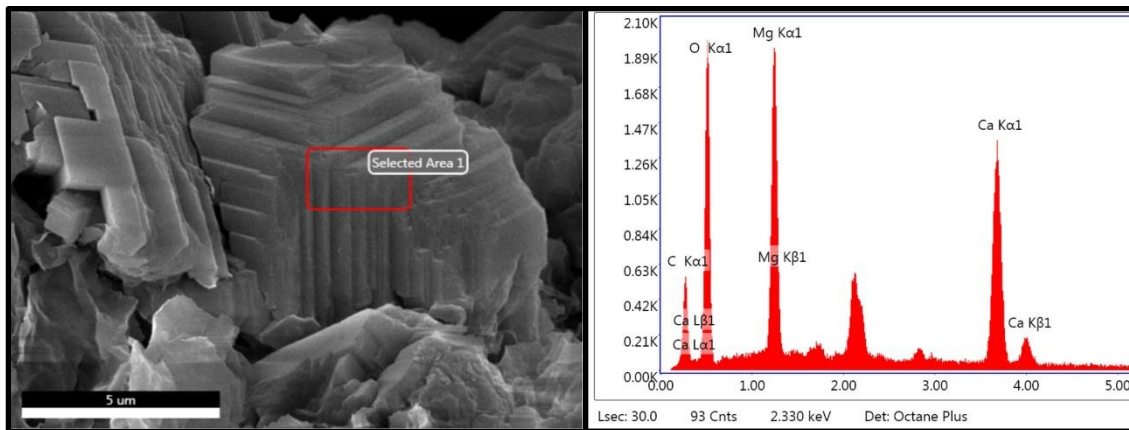
5.3.8. Dolomitlerin SEM incelemeleri

Türkmenlik tepe numunelerinin SEM çalışmalarında yaklaşık 1 μ m. ile 20 μ m. arasında kristal boyutuna sahip dolomit mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 5.49).



Şekil 5.49. SEM analizinde tespit edilen dolomit mineralinin görüntüsü (Dol: dolomit, GST-7 kodlu numune).

Dolomitin yapılan EDX analizlerinde kimyasal bileşiminde Ca, Mg, C, O elementlerini içerdiği belirlenmiştir (Şekil 5.50).



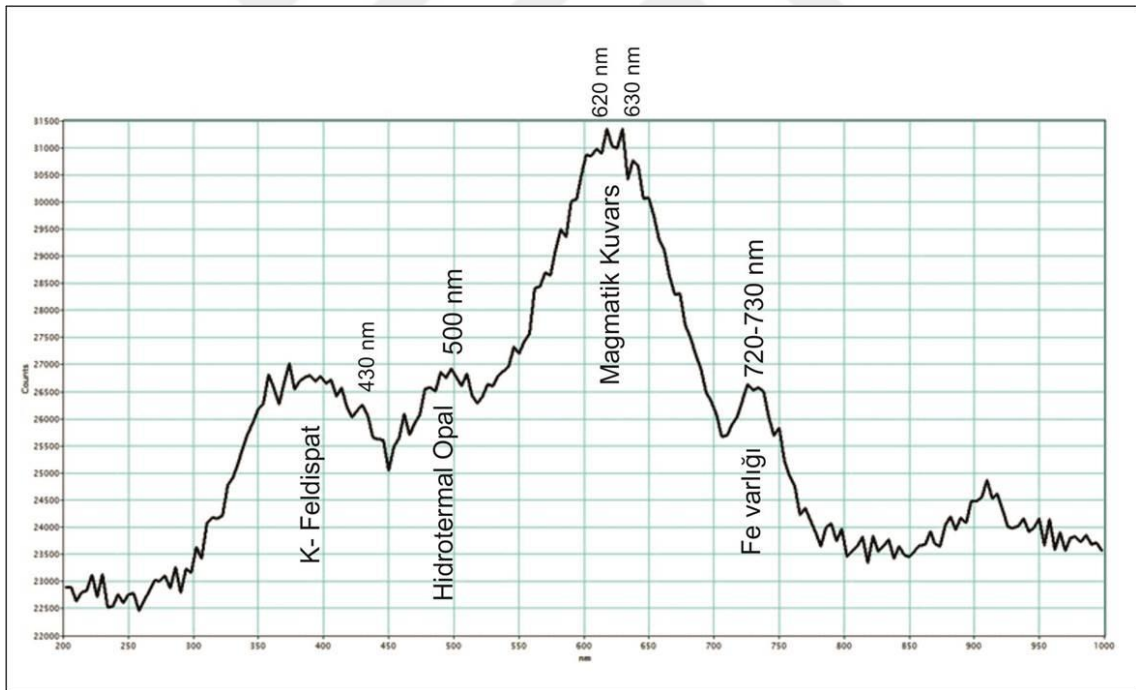
Şekil 5.50. SEM analizinde tespit edilen dolomit mineralinin EDX analizi.

5.3.9. Katodoluminesans (CL) incelemeleri

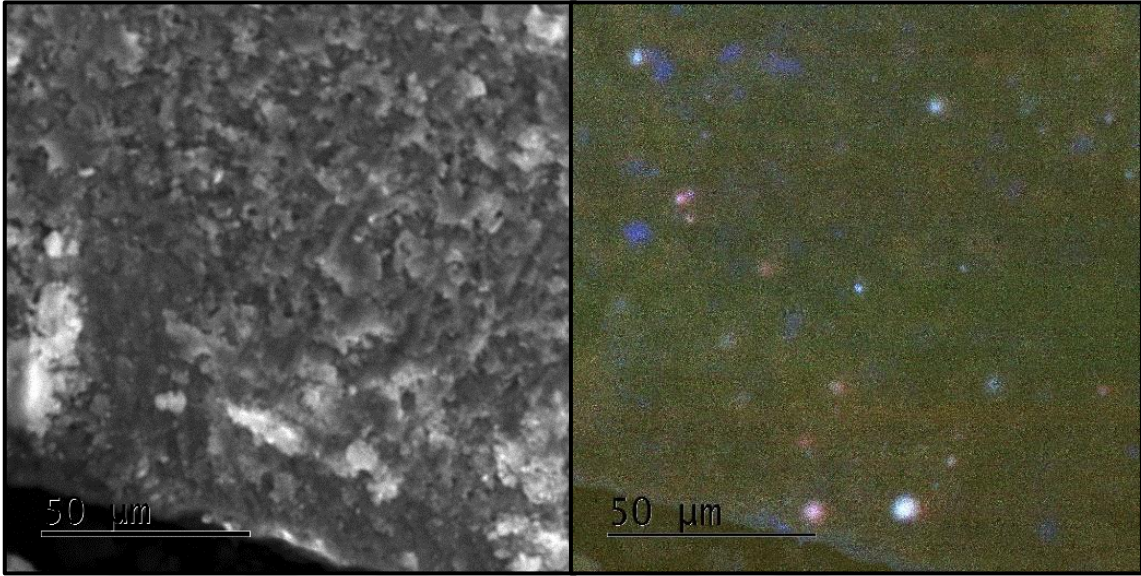
Çalışma alanında killeşmenin gerçekleştiği Gevrekseydi volkanik kayalarına ait CL spektrumunda (Şekil 5.51) plajiyoklaslar, 340-350 nm. ve 570 nm. dalga boylarında yoğun şiddetli piklerle oldukça düzgün CL spektrumları sergilerken, 430, 480, 675-710 nm. dalga boylarındaki pik şiddetleri ise oldukça düşüktür.

K-feldispatların (sanidin) CL spektrumları 425, 440 ve 490 nm. değerlerinde yoğun bantlara sahipken, düşük sıcaklıktaki sanidin 310 ve 570 nm. değerlerinde yüksek bantlara ve 370 ile 440-460 nm'de ise daha düşük bantlara sahiptir.

650 nm dalga boyu ise magmatik kökenli kuvarsa ait olup SEM-CL RGB (kırmızı, yeşil, mavi ışımaya) görüntülerinde mavi ışımaya göstermektedir (Şekil 5.52). 725 nm.'de oluşan dalga boyu ise yapıdaki Fe^{+3} iyonundan kaynaklanmakta olup Şekil 5.52'de kırmızı ışımaya göstermektedir (Sippel ve Spencer 1970; Götze vd., 2000).



Şekil 5.51. Gevrekseydi volkanik kayacına ait CL spektrumu.

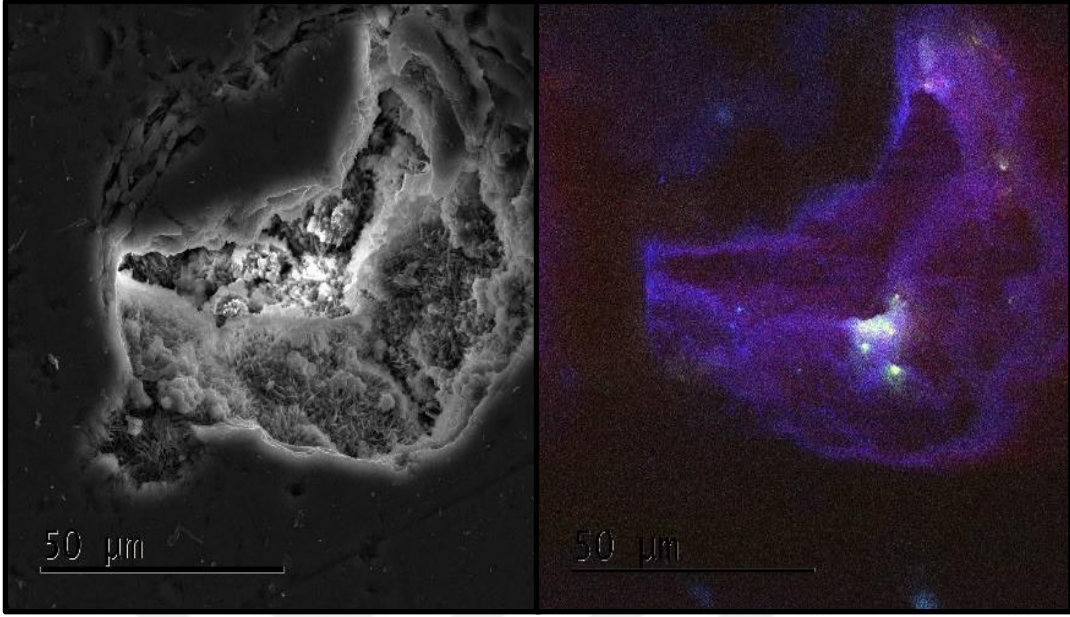


Şekil 5.52. Riyolitik kayacın SEM ve SEM-CL RGB görüntüleri.

Çalışma alanından alınan opal örneğinde bulunan kuvars ve kristobalitlere ait SEM-CL analizlerinde RGB monokromatik filtreleri kullanarak maviden mora CL emisyonu elde edilmiştir (Şekil 5.53). RGB monokromatik (tek renkli) filtreleri kullanıldığında hidrotermal kuvarsta maviden mora doğru CL emisyonu oluşur (Zinkernagle, 1978).

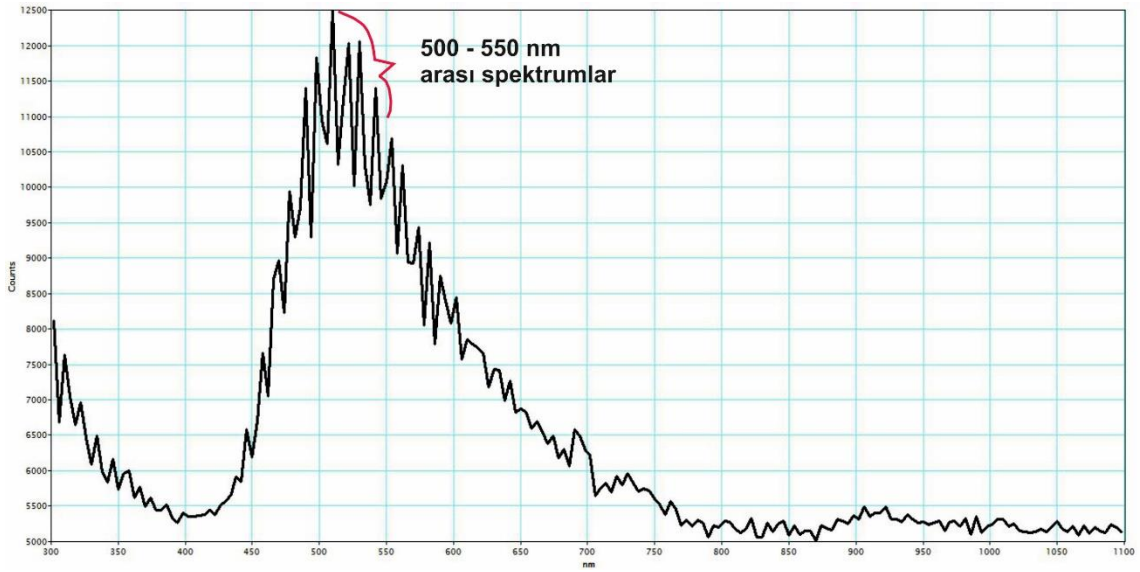
Kuvars, parlak maviden kırmızıya, kahverengiye veya lüminesans olmayan çeşitli CL renkleri sergileyebilir. Volkanik, plütonik veya metamorfik kuvarsla karşılaştırıldığında, hidrotermal kuvars en fazla CL dokusu aralığını gösterir. SEM-CL ile aydınlatılan hidrotermal kuvars dokular, çökelme-çözünme dokuları ve hidrotermal sistem içindeki büyük ölçekli fizyokimyasal değişiklikleri temsil eden mikro kırıkları içerir (Rusk vd., 2008a; Rusk vd., 2008b).

Metamorfik kuvarşın monokromatik görüntüleri kahverengidir. Hidrotermal ve pegmatitik kuvarşın genel bir özelliği olan kısa ömürlü mavi-yeşil CL emisyonunun yanı sıra, hem magmatik kuvars hem de opal veya silis camı gibi kristal olmayan SiO₂ değişikliklerinde kararlı bir 500 nm CL emisyonu gözlenebilir (Götze vd., 2001). Saha çalışmalarında alınan volkanik kayalar, kuvars ve opal örneklerinin SEM-CL analizlerinde, monokromatik SEM-CL görüntülemesinin yanında, çeşitli dalga boylarında meydana gelen spektrumlar da elde edilmiştir. Bu spektrumlar opal örnekleri için, 500-550 nm dalga boylarında ortaya çıkan kısa-ömürlü mavi-yeşil spektrumlardır (Şekil 5.53).



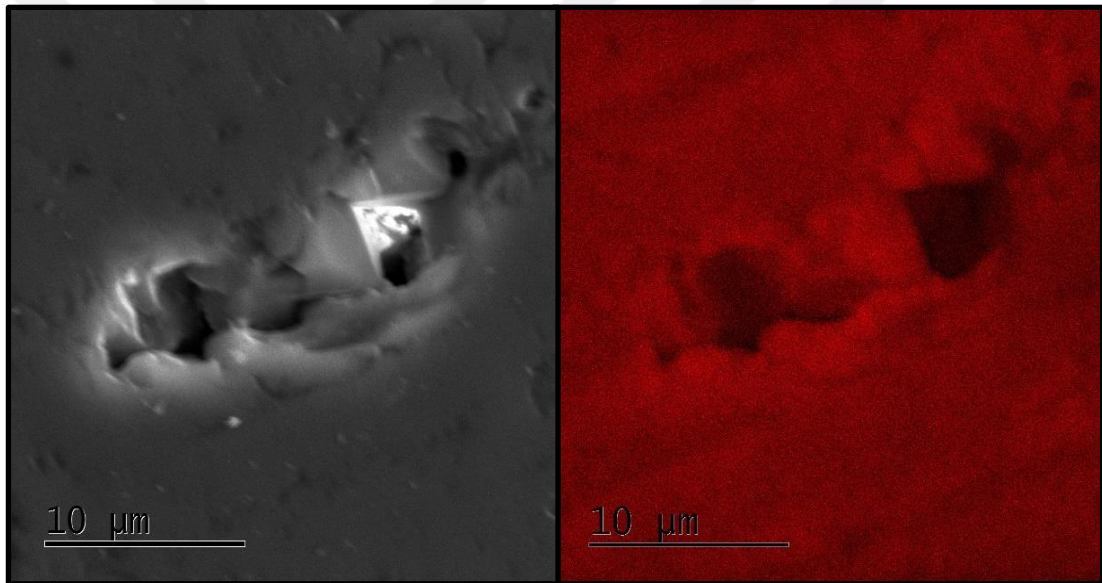
Şekil 5.53. O-11 opal örneğindeki kuvars ve kristobalitlere ait geri saçınımlı elektron (BSE) ve monokromatik SEM-CL görüntüleri.

Çalışma alanından alınan opal örneklerin SEM-CL analizlerinde, RGB monokromatik filtreleri kullanarak maviden mora CL emisyonlarının elde edilmesi ve 500-550 nm dalga boylarında (Şekil 5.54) ortaya çıkan kısa-ömürlü mavi-yeşil spektrumlar, çalışma alanında bulunan opallerin hidrotermal kökene sahip olduğunu ortaya koymuştur.

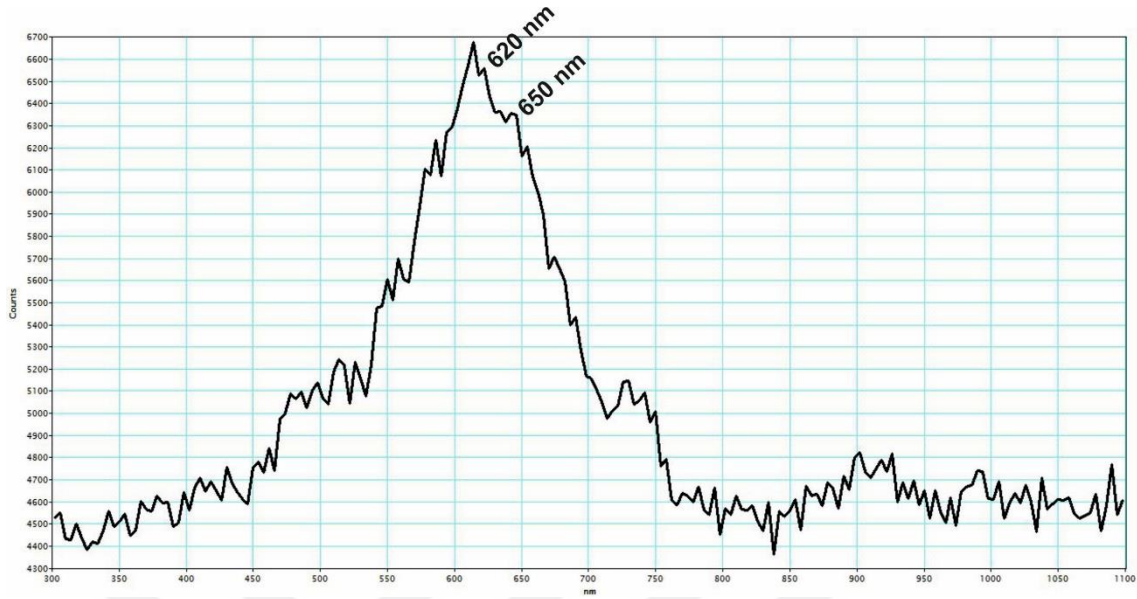


Şekil 5.54. Opal örneğine ait 500-550 nm dalga boylarında oluşan spektrumu.

Bazı kuvars kristallerinde kırmızı ışımaya tespit edilmiştir (Şekil 5.55). Kuvarsta beliren kırmızı CL emisyonunun birkaç nedeni literatürde belirtilmiştir. Yüksek su içeriği veya düşük Ti/Fe oranı kırmızı bir CL emisyonuna neden olabilir (Marshall, 1988). Fitting vd. (2001)'e göre, kuvars CL spektrumunda 650 nm civarında gözlenen kırmızı spektrum, volkanik cam ve aynı zamanda amorf SiO₂ ya bağlıdır. En önemli kırmızı CL tepe noktası, kuvarstaki yaygın 620-650 nm emisyon bandıdır. 620 nm'de ve 650 nm'de üst üste binen iki bileşenden oluşmaktadır (Şekil 5.56). Bu olaya, bir oksijen boşluğu veya köprülenemeyen bir oksijen boşluğu merkezi neden olabilir (Stevens Kalceff ve Phillips, 1995; Stevens Kalceff vd., 2000; Götze vd., 2001).



Şekil 5.55. Kuvars CL spektrumunda 650 nm civarında gözlenen SEM ve kırmızı RGB görüntüsü.



Şekil 5.56. Kuvarsa ait CL spektrumunda 650 nm civarında gözlenen kırmızı spektrum.

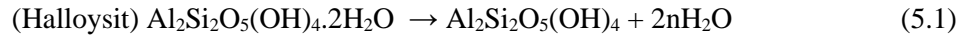
5.4. Diferansiyel Termal ve Termogravimetrik Analiz (DT/TGA) İncelemeleri

Çalışma alanından alınan kil örneklerinin ısıtılması esnasında meydana gelen ekzotermik ve endotermik reaksiyonlar şeklinde gelişen olayların pikleri DTA eğrileri ile tespit edilmişlerdir. Higroskopik suyun buharlaşması ve minerallerin kristal atom şebekelerinin parçalanması gibi olaylar endotermik, organik maddelerin yanması, amorf fazdan kristallenmeye geçiş gibi olaylar da ekzotermik reaksiyonları oluşturmaktadır.

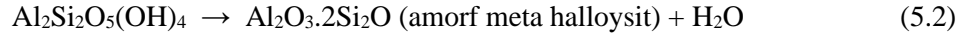
Gevrekseydi kil örneklerine ait (A1-2-1) DTA eğrilerine göre, yaklaşık 100 °C'ler arasında görülen endotermik reaksiyonlar; kil minerallerinin, özellikle simektit ve halloysit'in dehidratasyonunu (nem kaybını) göstermektedir. 530-590 °C arasındaki gelişen ana endotermik reaksiyon piki ise, kaolinit ve halloysit'in atom şebekesinin parçalanması ve kristal suyunun ayrılması ile ortaya çıkmaktadır. Bu olaya dehidroksilasyon adı verilmektedir (Şekil 5.57). 900-1000 °C'lerde görülen ekzotermik reaksiyonlara ait pik ise silikat minerallerinin oluşumundan kaynaklanmaktadır. Örnek A1-2-1'e ait TG eğrisine göre toplam ağırlık kaybı ise yaklaşık % 10 civarındadır (Şekil 5.57). Analiz için seçilen örneklerin TG kayıpları ise % 6.73-25.14 arasında tespit edilmiştir. Yaklaşık 700 °C'de meydana gelen endotermik reaksiyon piki simektiti, 900 °C'lerdeki ise illit minerallerinin kristal suyunu kaybetmesini işaret etmektedir. 600-700 °C arasındaki gelişen ana endotermik reaksiyon ise alunit ve dolomit minerallerinin bozunması sonucu ortaya çıkmaktadır.

Halloysit için termal reaksiyonlar;

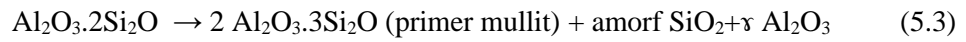
40-200° C; endotermik; dehidratasyon;



530-590° C; endotermik; dehidroksilasyon

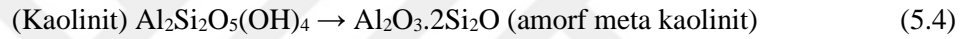


900-1000° C; ekzotermik; amorf metahalloysit'ten kristalin fazlara dönüşüm

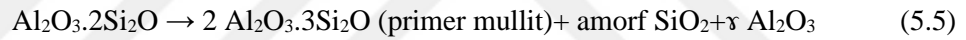


Kaolinit için termal reaksiyonlar;

530-590° C; endotermik; dehidroksilasyon;



900-1000° C; ekzotermik;



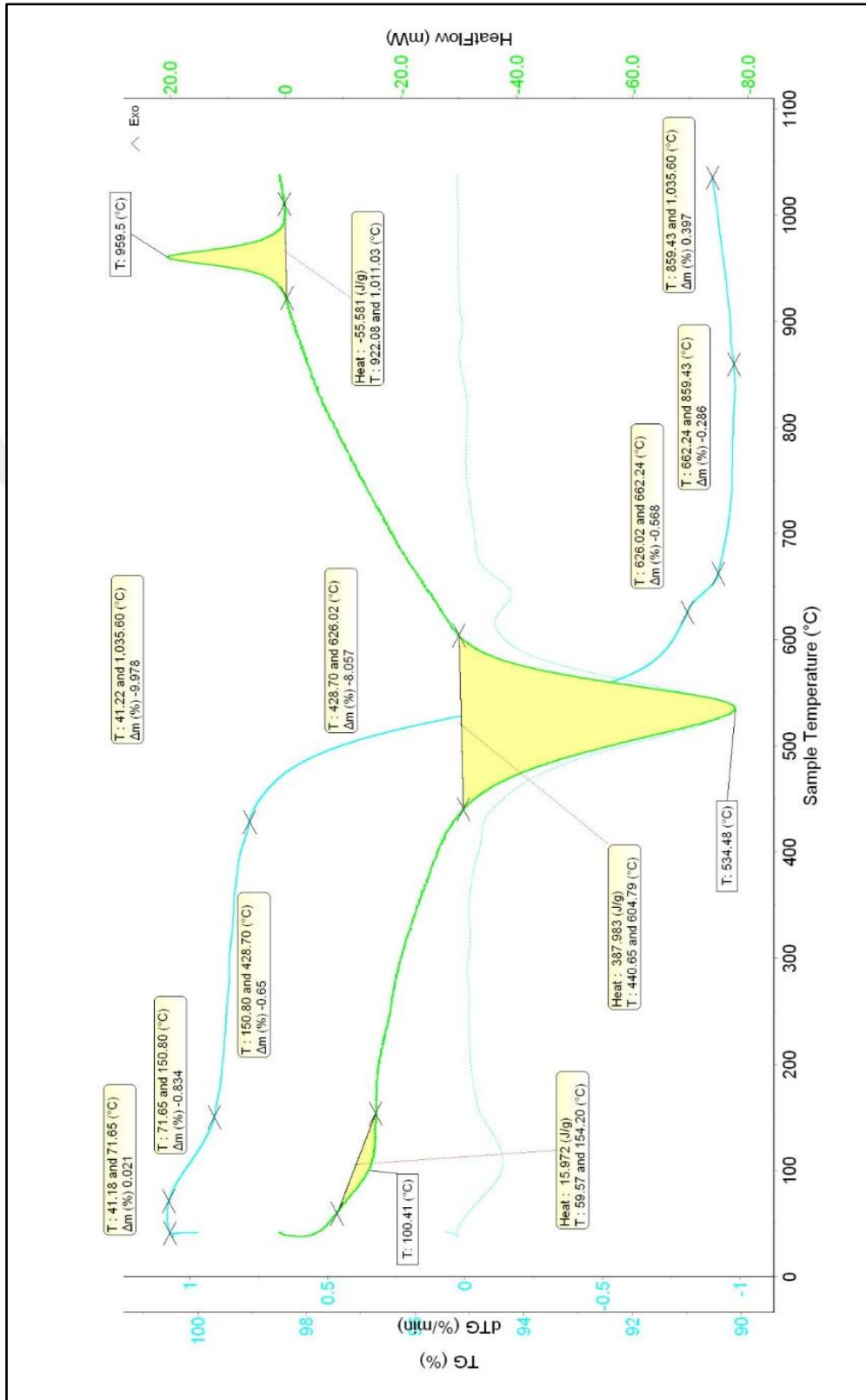
Kloss (1974)'e göre DTA eğrilerindeki dehidroksilasyon sıcaklıklarına bağılı olarak kaolinitin kristal yapısı hakkında bilgi edinmek mümkündür (Çizelge 5.6). Çizelge 5.6' ya göre çalışma alanındaki örneklerde tespit edilen kaolinit minerallerinin dehidroksilasyon sıcaklıkları yaklaşık 507-534 °C ler arasında tespit edilmiştir (Şekil 5.57 ve Ek 2). Buna göre kaolinitlerin kristal yapıları aşırı derecede düzensiz (extremely disordere) ve çok bozuk (strongly disordered) sınıfları arasında yer almaktadır.

Çizelge 5.6. Kloss (1974)'e göre dehidroksilasyon sıcaklıkları ile kaolinitin kristal yapısı arasındaki ilişki.

Smykatz Kloss (1974)	Dehidroksilasyon pik sıcaklığı (°C)
Aşırı derecede düzensiz	< 530
Çok bozuk	530-555
Biraz bozuk	555-575
Düzenli	>575

DTA eğrilerinde görülen 500-600 °C ve 770-900 °C lerdeki endotermik reaksiyonlara ait pikler ile 700-900 °C'ler arası gelişen ekzotermik reaksiyon piki alunit mineraline aittir. Dolomit; 750-800 °C lerde endotermik, 840-950 °C'ler arasında ise ekzotermik pike sahiptir. Demir minerallerden hematit 675-680 °C'lerde küçük bir endotermik pik'e sahip, götit ise 290-330 °C'de gösterdiği endotermik pik ile karakteristiktir. Ayrıca DTA eğrilerinde 574 °C'de görülen endotermik pik ise α -kuvars, β -kuvars dönüşümünü göstermektedir. Muskovit'e ait pikler, 820-920 °C'lerdeki endotermik ve 1100 ve 1200 °C lerde görülen ekzotermik piklerdir (Ek 2).



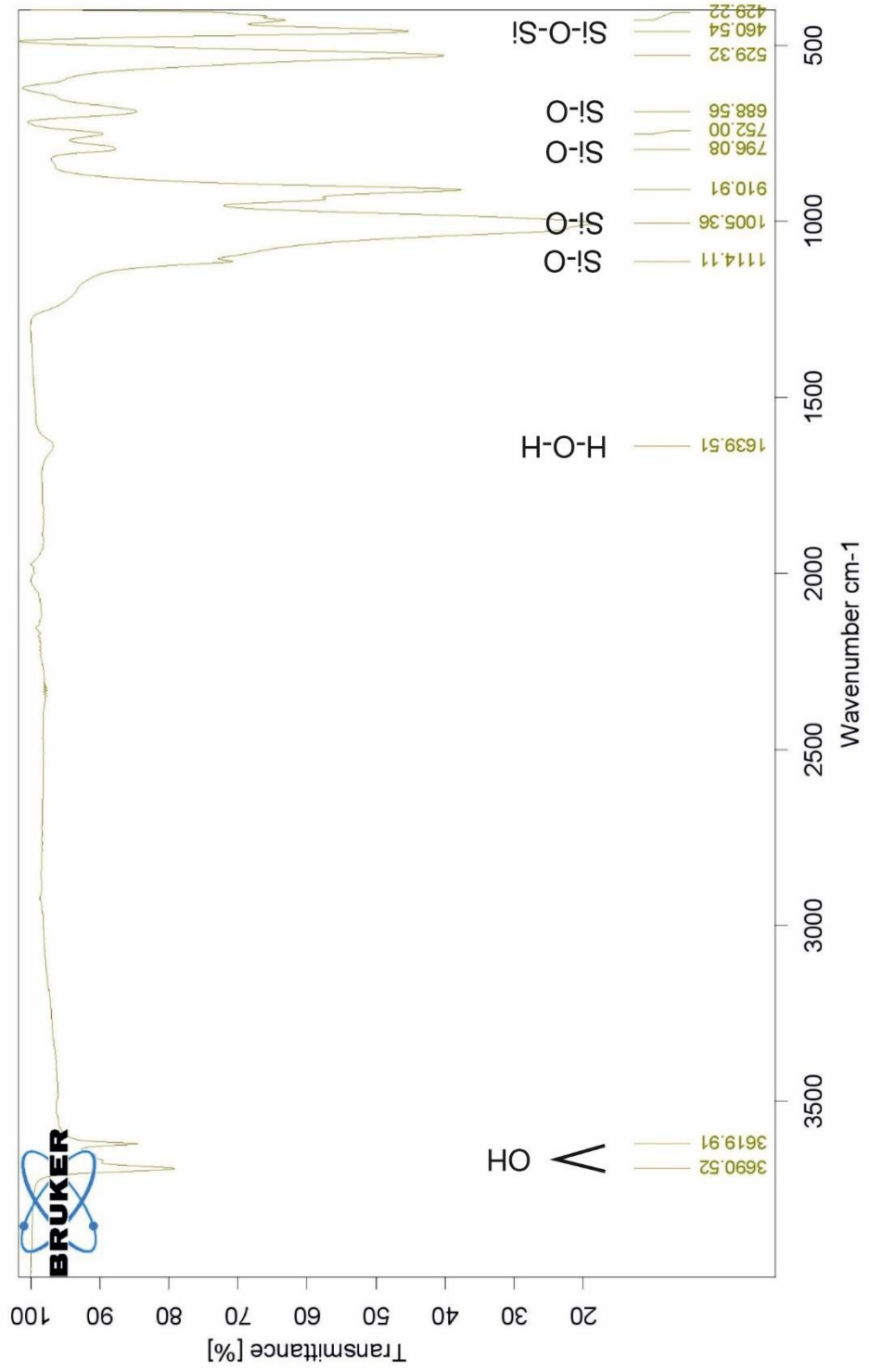


Şekil 5.57. Örnek A1-2-1'in kil fraksiyonuna ait DT/TGA eğrileri.

5.5. Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopi (FTIR) İncelemeleri

Kaolenlerin FTIR spektrum çalışmalarında Lyon ve Tuddenham (1960) tarafından ~ 3700 cm⁻¹, 3640 cm⁻¹ ve 3450 cm⁻¹ olmak üzere üç adet bant tanımlanmıştır. İlk iki bant, bütün kaolen grubu mineralleri için ortaktır ancak şiddet oranları farklıdır, son bant ise adsorbe edilmiş suyla ilişkilendirilmiştir. Halloysit'in ilk kızılötesi spektrumları Calhoun ve Carlisle (1972) tarafından ortaya konulmuştur. Hidroksil germe bölgesi, 3700 cm⁻¹, 3620 cm⁻¹ ve 3450 cm⁻¹ değerlerindeki üç bant ile karakterize edilir. Bununla birlikte, Madejová vd. (1997) tarafından Slovakya halloysitleri ile ilgili yapılan çalışmada hidroksil germe bölgesi için sadece 3695 cm⁻¹ ve 3622 cm⁻¹ bantları tespit edilmiştir.

Kil örneklerinde yapılan IR analizi çalışmalarında Si-O germe titreşimleri 796,08 cm⁻¹, 688,56 cm⁻¹, 529,32 cm⁻¹ ve 460,54 cm⁻¹ değerlerinde tespit edilmiştir (Şekil 5.58 – Ek 3). Bu değerler kuvars mineralinin varlığını belirtmektedir (Marel ve Bentelspacher,1976). Aynı zamanda Si-O-Si ve Si-O bantlarının gözlenmesi kuvars varlığını desteklemektedir (Marel ve Bentelspacher,1976). 3690,52 cm⁻¹ ve 3619,91 cm⁻¹ değerlerinde güçlü bağın olması hidroksil'in (OH) bağlanmasını belirtmektedir. Ancak kil örneğindeki 1639,51 cm⁻¹ değeri adsorbanda hidrasyon suyunun bulunma olasılığına işaret etmektedir. 3619,91 cm⁻¹ değeri kilin içerisinde tabakalar arası hidrojen bağı olduğunu göstermektedir. 3690,52 cm⁻¹, 3619,91 cm⁻¹, 1114,11 cm⁻¹, 910,91 cm⁻¹, 796,08 cm⁻¹, 688,56 cm⁻¹, 529,32 cm⁻¹ ve 460,54 cm⁻¹ değerleri kaolinit'in varlığını göstermektedir (Tuddenham ve Lyon, 1960). 910,91 cm⁻¹ değerinde gözlemlenen titreşim hematit mineralinin varlığını göstermektedir (Gadsen, 1975). 3690,52 cm⁻¹, 3619,91 cm⁻¹, 1639,51 cm⁻¹, 910,91 cm⁻¹ ve 796,08 cm⁻¹ değerleri ise illit mineralinin varlığını belirtmektedir (Wolf, 1963).



Şekil 5.58. Örnek A1-2'ye ait FTIR diyagramı.

Çalışma alanında tespit edilen Gevrekseydi, Açarlık tepe, Pırnalık tepe ve Türkmenlik tepe kil yataklarından alınan örneklerin, yapılan kimyasal analizlerinin yanısıra XRD, DTA, SEM/EDX, SEM-CL, DT/TGA ve FTIR analizleri ve bu analizlerin birlikte değerlendirilmesi sonucu, kil dışı mineraller olarak;

Silis grubu :

kuvars [(Si_{3,0}O_{6,0}) (3.34Å-4.25Å)],

kristobalit [(Si_{4,0}O_{8,0})(4.05Å-2.49Å)],

tridimit [(Si₁O₂) (4.10Å-4.37Å-4.35 Å)].

Karbonat grubu :

kalsit [(C₁Ca₁O₃) (3.03Å-2.49Å-2.09Å)],

dolomit [(Ca₁Mg₁C₂O₆) (2.89Å-2.67Å-2.41Å)],

ankerit [(Ca_{3,02}Fe_{1,63}Mg_{1,35}C_{6,00}O_{18,00}) (2.90 Å-1.81 Å-1.78 Å)]

Demir grubu :

hematit [(Fe₂O₃) (2.69Å-1.69Å-3.68Å)],

manyetit [(Fe₃O₄) (2.50Å-1.47 Å-2.94 Å)],

götüt [(H₁Fe₁O₂) (4.20Å-2.70Å-2.45Å)],

Sülfat grubu :

alunit [(K_{2,63}Na_{0,21}Al_{8,67}S_{6,00}O_{42,00}H_{18,00}) (2.98Å-4.9Å-2.28Å)],

natro-alunit [(Na_{1,74}K_{1,26}Al_{9,00}S_{6,00}O_{42,00}H_{18,00}) (2.96Å-4.9Å-1.89Å)]

minamit [(H₆Al₃Ca_{0,27}K_{0,1}Na_{0,36}O₁₄S₂) (2.95Å-4.90Å-2.97Å)]

Silikat grubu :

muskovit [(K_{3,72}Na_{0,28}Al_{10,92}Fe_{0,64}Si_{12,40}O_{47,32}F_{0,68}) (10Å-4.47 Å-3.34Å)],

biyotit Al_{2,12}F₂Fe_{0,5}K_{1,88}Mg_{4,67}Na_{0,12}O₂₂Si_{5,88}Ti_{0,83}) (9.93Å-3.12Å-3.31Å)],

piroksen-diyopsit [(Mg_{4,00}Ca_{4,00}Si_{8,00}O_{24,00}) (2.99Å-2.51Å)],

sanidin [(Al₁K₁O₈Si₃)(3.31Å-3.78Å-3.22Å)],

albit [(Al₁Na₁O₈Si₃)(3.19Å-4.03Å-3.21Å)],

şabazit [(Al₂Ca_{1,5}Cl₁O₁₂Si₄) (9.17Å-6.76Å-4.24Å)] ve

Titanyum minerali:

anataz [(TiO₂) (3.51Å-1.90Å)] tespit edilmiştir.

6. JEOKİMYA

Jeokimya araştırmaları için her bir kil oluşum bölgesindeki alterasyon zonlarından 60 adet numune ve 11 adet opal numunesi olmak üzere toplam 71 adet numune toplanmıştır. Opal numunelerinin kimyasal analiz sonuçları izelge 6.1’de gösterilmiştir. Alterasyon zonlarından toplanan numunelerin kimyasal analiz sonuçları ise izelge 6.2’de gösterilmiştir. Gevrekseydi ve çevresindeki kil oluşumları Orta-st Miyosen yaşlı Gevrekseydi volkanitlerinin alterasyon ürünleridir. Anaoksit, iz element ve nadir toprak element analizleri neticesinde alterasyon sürecinde elementel hareketlilik tespit edilmiştir.

Çizelge 6.1. Opal numunelerinin ana oksit analiz sonuçları (Değerler % olarak lmlmştir).

OPAL											
r. Kodu	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	O-8	O-9	O-10	O-11
SiO ₂	92,20	97,25	83,11	97,06	91,65	82,33	95,16	97,12	91,03	86,47	96,37
TiO ₂	0,79	0,68	0,48	0,82	0,69	0,59	0,77	0,75	1,03	0,54	0,32
Al ₂ O ₃	0,25	0,07	0,33	0,08	0,27	0,39	0,06	0,07	0,43	0,32	0,16
Fe ₂ O ₃	0,17	0,07	9,05	0,07	0,17	9,69	0,08	0,05	0,15	5,31	0,06
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	0,06	-
CaO	0,12	0,05	0,11	0,04	0,10	0,10	0,04	0,04	0,18	0,11	0,08
K ₂ O	0,03	0,02	-	0,02	-	0,03	0,02	0,02	0,03	-	0,03
P ₂ O ₅	-	-	0,03	-	0,02	0,06	0,01	-	0,02	0,02	0,02
SO ₃	0,02	-	0,04	-	0,04	0,05	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04
Ateş	6,42	1,86	6,85	1,91	7,06	6,76	3,84	1,94	7,03	7,14	2,92
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Çizelge 6.2. Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak lmlmştir, Tav 9-18 arası örneklerin yalnızca ana oksit değerleri lmlmştir).

AÇARLIK											
Bölge	TAV 9	TAV 10	TAV 11	TAV 12	TAV 13	TAV 14	TAV 15	TAV 16	TAV 17	TAV 18	
r. Türü	ALU	ALU	ALU	ALU	KAO	KAO	KAO	ALU	ALU	ALU	
SiO ₂	50,71	43,59	66,14	55,49	59,17	52,37	54,91	53,29	53,52	43,42	
TiO ₂	0,13	0,59	0,44	0,31	0,39	0,57	0,37	0,23	0,16	0,61	
Al ₂ O ₃	17,57	15,56	5,61	15,41	17,36	16,70	17,74	15,59	15,97	16,20	
Fe ₂ O ₃	1,47	7,00	13,69	2,84	1,52	6,12	2,90	2,37	1,07	3,16	
MgO	0,32	0,65	0,67	0,88	0,53	0,95	1,44	0,65	0,36	0,59	
CaO	0,24	0,38	0,41	0,66	0,68	0,51	0,76	0,52	0,37	0,30	
Na ₂ O	0,52	0,67	0,23	0,62	0,72	0,65	0,59	0,82	0,47	0,77	
K ₂ O	1,65	2,19	0,89	2,19	2,10	1,26	0,95	2,73	1,61	2,54	
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,06	0,07	0,04	0,11	0,11	0,07	0,13	0,14	
BaO	0,15	0,16	0,17	0,17	0,19	0,17	0,14	0,16	0,15	0,14	
SO ₃	7,32	8,82	2,81	5,84	3,76	5,46	4,45	7,04	7,02	10,27	
Ateş Kaybı	19,77	20,27	8,88	15,52	13,54	15,13	15,64	16,53	19,17	21,86	
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

ALU: Alunit, KAO: Kaolinit

Çizelge 6.2. (devam) Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak ölçülmüştür).

Bölge	GEVREKSEYDİ									
	A1-3-1	A1-3-2	A1-2-1	A1-2-2	A1-1-1	A1-1-2	A1-0-1*	A1-0-2*	A2-3-1	A2-3-2
Ör. Kodu	ALU	ALU	KAO	KAO	ALU	ALU	KAO	KAO	DMR	DMR
Ör. Türü	ALU	ALU	KAO	KAO	ALU	ALU	KAO	KAO	DMR	DMR
SiO ₂	18,80	18,93	52,79	52,84	24,90	24,81	65,90	66,02	24,91	25,22
TiO ₂	0,22	0,22	0,80	0,79	0,64	0,65	1,14	1,14	0,30	0,29
Al ₂ O ₃	32,57	32,64	28,95	29,04	29,67	29,78	18,42	18,52	7,50	7,48
Fe ₂ O ₃	0,87	0,89	0,73	0,72	0,23	0,24	1,67	1,63	45,92	45,56
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,71	0,72
MgO	0,25	0,25	0,78	0,77	0,30	0,30	1,45	1,42	2,10	2,09
CaO	0,90	0,89	0,33	0,32	0,13	0,13	0,31	0,31	1,15	1,14
Na ₂ O	1,02	1,02	0,05	0,05	0,95	0,97	0,30	0,29	0,09	0,09
K ₂ O	7,28	7,28	0,22	0,22	7,23	7,32	3,07	3,04	0,93	0,92
P ₂ O ₅	0,41	0,40	0,13	0,13	0,31	0,31	0,02	0,02	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,02	0,02	0,09	0,09	0,02	0,01	0,03	0,03
Toplam S	11,69	12,26	0,28	0,24	11,11	11,09	0,07	0,06	<0,02	<0,02
Ateş K.	37,60	37,40	15,20	15,10	35,40	35,40	7,70	7,60	16,30	16,40
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ba	1332,00	1327,00	428,00	429,00	1419,00	1481,00	836,00	804,00	1112,00	1086,00
Co	3,10	3,00	20,70	20,60	5,90	6,40	21,60	19,60	344,00	354,90
Cs	8,70	9,40	10,20	10,10	10,80	11,40	21,40	20,60	19,80	20,00
Hf	2,70	2,20	15,00	15,30	5,40	5,50	9,70	8,90	1,40	1,40
Nb	6,40	5,70	27,10	26,50	16,90	17,30	23,00	23,30	6,30	6,20
Rb	36,60	37,00	7,00	7,20	41,90	45,60	138,70	135,90	84,10	85,20
Sr	1460,00	1477,80	402,90	402,00	614,90	611,90	101,60	98,80	81,40	82,30
Ta	0,60	0,90	2,90	2,80	1,70	1,50	1,90	1,90	0,40	0,40
Th	42,50	42,90	25,70	26,60	15,90	15,00	13,80	14,20	6,40	6,50
U	3,50	3,20	7,40	8,30	5,20	5,00	6,60	6,80	13,10	13,70
V	183,00	181,00	84,00	83,00	183,00	182,00	129,00	130,00	257,00	258,00
W	1,30	0,70	4,90	4,70	1,30	1,90	6,70	6,60	2,40	3,20
Zr	117,80	106,10	600,80	599,50	181,30	192,30	339,50	327,00	67,20	62,20
Y	2,30	2,50	6,60	6,90	4,10	3,80	25,00	24,10	105,20	103,70
La	93,50	94,60	39,60	40,30	25,20	25,80	40,30	39,70	40,80	41,80
Ce	126,60	128,60	70,90	70,10	70,10	70,80	74,10	75,80	149,20	146,60
Pr	10,20	9,88	6,86	6,85	7,08	7,41	8,41	8,38	24,10	24,26
Nd	28,90	28,80	22,90	22,90	16,70	17,40	29,70	30,90	136,00	137,20
Sm	1,88	1,66	3,38	3,35	1,04	1,10	5,06	5,17	38,41	38,52
Eu	0,27	0,21	0,61	0,64	0,12	0,14	0,90	0,92	8,64	8,54
Gd	1,00	1,16	1,96	1,75	0,69	0,63	4,23	4,20	31,18	32,66
Tb	0,08	0,07	0,23	0,24	0,10	0,09	0,64	0,66	4,70	4,72
Dy	0,45	0,35	1,34	1,32	0,52	0,57	3,95	4,45	26,67	26,07
Ho	0,10	0,09	0,25	0,25	0,17	0,13	0,87	0,94	4,71	4,76
Er	0,19	0,27	0,85	0,85	0,58	0,52	2,84	2,80	13,12	13,28
Tm	0,05	0,04	0,17	0,19	0,07	0,09	0,41	0,43	2,01	2,04
Yb	0,34	0,25	1,42	1,44	0,78	0,72	3,10	3,26	13,24	13,28
Lu	0,05	0,05	0,24	0,25	0,14	0,10	0,49	0,48	1,82	1,91
Mo	0,10	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	9,60	9,30
Cu	7,70	7,30	10,90	10,70	5,60	5,70	15,40	15,00	20,00	20,40
Pb	30,40	30,70	17,40	17,10	6,70	7,00	17,10	16,40	25,60	25,10
Zn	3,00	3,00	5,00	5,00	2,00	2,00	4,00	4,00	2478,00	2465,00
Ni	13,50	13,30	147,60	150,10	34,90	36,10	90,80	84,00	2268,30	2301,70
As	25,30	25,30	1,70	1,70	4,00	4,30	<0,5	<0,5	389,70	388,30
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,30	0,40
(La/Yb) _{cn}	197,26	271,43	20,00	20,07	23,17	25,70	9,32	8,74	2,21	2,26
(La/Sm) _{cn}	32,11	36,79	7,56	7,77	15,64	15,14	5,14	4,96	0,69	0,70
(Gd/Yb) _{cn}	2,43	3,83	1,14	1,00	0,73	0,72	1,13	1,06	1,94	2,03
(Ce/Ce*) _{cn}	1,01	1,03	1,05	1,03	1,29	1,26	0,99	1,02	1,17	1,13
(Eu/Eu*) _{cn}	0,60	0,46	0,73	0,81	0,43	0,51	0,60	0,60	0,76	0,74

DMR: Demir. (*) işaretli örnekler taze ana kayaç örnekleridir.

Çizelge 6.2. (devam) Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak ölçülmüştür).

Bölge	GEVREKSEYDİ				PIRNALIK					
	A2-2-1	A2-2-2	A2-1-1	A2-1-2	R-1	R-2*	R-3	R-4	R-5	R-6
Ör. Kodu	SM	VERM	ALU	ALU	ALU	ALU	ALU	KAO	KAO	ALU
Ör. Türü	SM	VERM	ALU	ALU	ALU	ALU	ALU	KAO	KAO	ALU
SiO ₂	50.62	50.62	11.76	11.57	46.50	60.38	68.20	49.06	55.86	36.43
TiO ₂	0.34	0.34	0.10	0.10	0.55	0.75	0.30	0.31	0.20	0.18
Al ₂ O ₃	19.83	19.92	35.55	35.76	11.78	9.76	5.52	16.32	16.02	6.08
Fe ₂ O ₃	2.89	2.91	0.09	0.13	13.36	10.73	10.91	0.87	0.73	34.86
MnO	0.02	0.02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.01
MgO	3.80	3.79	0.10	0.10	1.01	0.65	0.27	0.92	0.61	0.13
CaO	0.88	0.87	0.11	0.12	0.45	0.23	0.28	0.36	0.39	0.18
Na ₂ O	0.11	0.11	0.61	0.60	0.19	0.27	0.21	0.56	0.18	0.13
K ₂ O	1.15	1.16	9.80	9.64	3.15	2.45	1.07	2.69	2.24	2.54
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.32	0.32	0.23	0.09	0.07	0.11	0.09	0.17
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.02	0.01	0.05
Toplam S	0.25	0.19	13.99	14.06	3.34	2.24	1.31	4.49	2.73	3.51
Ates K.	20.30	20.20	41.50	41.60	19.37	12.40	11.81	24.29	20.85	15.74
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ba	378.00	372.00	854.00	825.00	748.00	740.00	769.00	1390.00	1116.00	1162.00
Co	51.70	50.70	11.50	10.20	6.30	4.20	3.10	4.10	3.50	3.20
Cs	16.60	16.30	2.00	2.10	29.30	40.70	89.40	47.40	130.20	35.30
Hf	1.90	2.00	0.60	0.60	3.60	3.70	4.70	3.20	4.40	2.70
Nb	6.80	6.60	1.90	2.40	14.00	17.40	15.00	10.10	11.70	8.70
Rb	98.60	97.20	41.70	40.50	73.90	70.20	46.90	55.30	47.60	23.40
Sr	181.40	173.80	574.20	566.30	332.90	150.70	133.80	306.50	201.20	256.30
Ta	0.50	0.50	0.20	0.20	0.90	1.10	1.20	0.90	1.10	0.70
Th	14.40	14.70	6.20	7.50	7.00	6.70	8.80	7.60	12.40	9.10
U	9.30	8.70	3.90	3.90	2.10	2.10	2.60	5.40	7.70	2.60
V	76.00	77.00	243.00	240.00	291.00	189.00	84.00	51.00	44.00	292.00
W	1.90	1.70	<0.5	0.80	2.50	3.00	2.60	2.10	1.20	1.70
Zr	77.40	77.70	25.20	24.00	129.00	170.40	160.90	134.80	153.80	94.20
Y	52.90	54.60	4.60	4.90	6.50	7.10	3.50	2.80	3.00	3.70
La	42.90	43.70	11.50	11.40	15.30	12.60	4.60	7.00	11.40	7.00
Ce	107.30	105.60	37.10	37.00	32.40	22.00	6.80	9.90	21.90	19.90
Pr	16.67	16.64	5.36	5.46	4.45	2.26	0.75	0.90	2.70	3.32
Nd	84.30	83.00	19.20	19.20	28.60	7.40	3.20	3.50	12.10	15.40
Sm	21.46	21.49	1.12	1.00	2.91	1.20	0.79	1.32	2.18	2.91
Eu	4.29	4.40	0.18	0.19	0.36	0.22	0.25	0.44	0.49	0.60
Gd	15.58	15.76	0.81	0.77	1.13	0.98	1.07	1.96	1.53	1.63
Tb	2.25	2.27	0.10	0.08	0.14	0.14	0.16	0.23	0.15	0.19
Dy	12.05	12.58	0.71	0.53	0.87	0.91	0.71	0.79	0.72	0.91
Ho	2.34	2.19	0.12	0.13	0.22	0.21	0.12	0.11	0.12	0.13
Er	6.37	5.98	0.51	0.44	0.75	0.77	0.45	0.29	0.33	0.42
Tm	0.97	0.94	0.07	0.06	0.11	0.14	0.06	0.04	0.05	0.06
Yb	6.37	6.23	0.45	0.44	0.80	0.98	0.37	0.31	0.35	0.39
Lu	0.93	0.90	0.06	0.08	0.13	0.17	0.08	0.05	0.06	0.06
Mo	<0.1	<0.1	0.10	0.10	0.20	<0.1	0.50	<0.1	<0.1	2.50
Cu	7.80	8.00	8.00	7.50	17.10	10.60	7.10	5.30	6.40	11.80
Pb	17.20	17.40	1.50	1.40	0.90	3.10	7.90	4.50	4.40	10.70
Zn	164.00	165.00	2.00	2.00	11.00	7.00	7.00	5.00	5.00	15.00
Ni	298.80	301.50	107.30	100.00	26.90	10.40	13.30	19.00	10.00	8.70
As	2.80	2.50	3.30	2.90	26.30	7.70	11.40	4.20	5.10	79.10
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.30	0.20	0.30	<0.1	<0.1	0.50
(La/Yb) _{cn}	4.83	5.03	18.33	18.58	13.72	9.22	8.92	16.20	23.36	12.87
(La/Sm) _{cn}	1.29	1.31	6.63	7.36	3.39	6.78	3.76	3.42	3.38	1.55
(Gd/Yb) _{cn}	2.02	2.09	1.49	1.44	1.17	0.83	2.39	5.22	3.61	3.45
(Ce/Ce*) _{cn}	0.98	0.96	1.16	1.15	0.96	1.01	0.90	0.97	0.97	1.01
(Eu/Eu*) _{cn}	0.72	0.73	0.58	0.66	0.61	0.62	0.83	0.84	0.82	0.84

SM: Simektit, VERM: Vermikülit.

Çizelge 6.2. (devam) Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak ölçülmüştür).

Bölge	PIRNALIK								ACARLIK	
	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14	TAV 1	TAV 2*
Örn. Kod	ALU	ALU	DMR	MİN	MİN	NALU	MİN	KAO	ALU	ALU
SiO ₂	30.67	52.34	48.30	30.67	29.92	25.18	28.42	61.79	54.77	60.71
TiO ₂	0.10	0.24	0.12	0.11	0.10	0.10	0.07	0.25	0.49	0.35
Al ₂ O ₃	18.86	9.83	13.60	22.24	21.86	25.43	24.04	15.94	14.17	17.06
Fe ₂ O ₃	0.44	10.76	24.22	4.94	5.24	0.98	1.51	0.66	6.84	1.60
MnO	<0.01	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.02
MgO	0.38	0.38	0.50	0.93	0.93	0.47	0.95	0.79	0.84	0.48
CaO	0.35	0.20	0.32	0.42	0.40	0.22	0.43	0.41	0.54	0.61
Na ₂ O	0.21	0.56	0.15	2.56	2.56	2.94	2.52	0.25	0.74	0.84
K ₂ O	6.26	2.30	0.66	0.97	1.04	2.74	1.43	1.06	1.61	2.09
P ₂ O ₅	0.43	0.12	0.07	0.09	0.09	0.29	0.11	0.06	0.16	0.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.01	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03	0.01
Toplam S	9.20	4.18	0.28	6.65	6.81	9.51	7.46	0.81	2.86	1.60
Ateş Kaybı	33.09	19.04	11.77	30.39	31.02	37.09	33.03	17.97	19.80	16.20
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ba	1572.00	879.00	557.00	626.00	607.00	707.00	586.00	765.00	944.00	493.00
Co	1.50	3.50	17.30	1.20	0.90	0.80	0.70	4.30	3.80	6.40
Cs	65.30	43.90	80.60	15.60	15.40	17.60	13.10	148.70	3.00	4.80
Hf	1.40	3.20	3.60	1.40	1.20	1.60	1.10	4.20	4.60	4.10
Nb	2.70	11.00	13.50	5.00	4.60	4.00	3.50	13.20	17.80	9.90
Rb	39.20	55.70	44.00	82.50	80.20	72.80	69.90	64.70	33.30	84.90
Sr	1181.90	314.10	92.60	387.70	392.90	536.70	447.00	133.00	150.00	104.70
Ta	0.30	0.90	1.40	0.40	0.30	0.30	0.30	1.10	1.30	0.90
Th	40.10	8.70	28.70	5.20	5.70	8.10	3.70	9.40	18.90	15.40
U	4.20	3.00	14.50	1.00	1.20	1.20	1.00	8.60	1.90	3.40
V	136.00	108.00	174.00	73.00	77.00	79.00	63.00	20.00	123.00	35.00
W	0.60	1.20	2.50	1.10	0.80	0.50	1.00	2.10	1.70	2.20
Zr	63.20	111.30	120.40	49.00	51.10	49.70	36.80	149.60	165.40	147.50
Y	3.80	2.20	19.00	1.70	1.50	1.80	1.50	5.30	3.80	9.20
La	132.50	12.70	4.90	4.70	4.70	25.50	5.70	17.10	18.60	16.50
Ce	212.90	31.90	9.50	7.90	7.90	55.20	9.90	27.30	28.80	32.30
Pr	24.53	4.56	1.62	0.94	1.00	5.55	1.05	2.05	2.21	4.13
Nd	97.70	16.10	9.70	3.50	3.60	10.60	2.70	5.10	6.30	15.50
Sm	14.35	1.93	3.55	0.45	0.53	1.01	0.48	1.01	1.03	2.15
Eu	2.34	0.33	1.10	0.08	0.08	0.19	0.09	0.26	0.15	0.29
Gd	6.07	1.20	4.02	0.26	0.36	0.67	0.26	0.98	0.72	1.61
Tb	0.46	0.12	0.76	0.03	0.04	0.07	0.03	0.14	0.10	0.23
Dv	1.54	0.56	4.91	0.19	0.25	0.36	0.13	0.88	0.66	1.48
Ho	0.10	0.10	0.85	0.03	0.04	0.06	0.03	0.18	0.13	0.31
Er	0.29	0.24	2.64	0.14	0.18	0.12	0.10	0.54	0.45	0.98
Tm	0.05	0.04	0.44	0.02	0.02	0.02	0.01	0.08	0.07	0.16
Yb	0.37	0.32	3.04	0.14	0.15	0.18	0.14	0.59	0.53	1.11
Lu	0.05	0.04	0.40	0.02	0.03	0.02	0.02	0.09	0.09	0.19
Mo	<0.1	2.20	3.20	0.90	1.20	0.20	0.10	<0.1	0.80	0.20
Cu	4.40	10.90	7.90	7.40	6.00	4.20	5.20	7.20	28.40	17.10
Pb	40.70	6.90	8.40	5.20	5.20	4.90	4.80	2.40	11.80	8.20
Zn	5.00	7.00	22.00	1.00	2.00	1.00	1.00	17.00	11.00	26.00
Ni	9.10	12.90	61.90	9.30	9.50	5.80	10.60	35.30	48.40	58.10
As	29.30	24.60	139.10	25.20	23.00	13.50	13.60	1.30	39.50	2.10
Sb	<0.1	0.20	0.50	0.40	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.20	<0.1
(La/Yb) _{cn}	256.87	28.47	1.16	24.08	22.48	101.62	29.20	20.79	25.17	10.66
(La/Sm) _{cn}	5.96	4.25	0.89	6.74	5.72	16.30	7.67	10.93	11.66	4.95
(Gd/Yb) _{cn}	13.54	3.09	1.09	1.53	1.98	3.07	1.53	1.37	1.12	1.20
(Ce/Ce*) _{cn}	0.92	1.03	0.83	0.92	0.89	1.14	0.99	1.13	1.10	0.96
(Eu/Eu*) _{cn}	0.77	0.66	0.89	0.72	0.56	0.71	0.78	0.80	0.53	0.48

MIN: Minamit, NALU: Natroalunit.

Çizelge 6.2. (devam) Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak ölçülmüştür).

Bölge	AÇARLIK						TÜRKMENLİK			
	TAV 3	TAV 4	TAV 5	TAV 6	TAV 7	TAV 8	GST 1-1	GST 1-2	GST 2-1	GST 2-2
Ör. Türü	ALU	ALU	HAL	HAL	ALU	ALU	DOL	DOL	SM	SM
SiO ₂	54.92	56.92	57.81	56.63	58.57	53.88	58.76	58.57	59.41	59.58
TiO ₂	0.42	0.40	0.31	0.32	0.33	0.50	0.21	0.21	0.19	0.18
Al ₂ O ₃	13.04	13.02	15.86	17.17	9.60	17.37	5.49	5.46	11.35	11.65
Fe ₂ O ₃	9.15	7.10	3.09	2.87	11.31	5.22	2.21	2.18	1.78	1.78
MnO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.09	0.09	0.04	0.04
MgO	0.42	0.45	0.89	1.39	0.86	0.82	9.45	9.41	5.35	5.29
CaO	0.35	0.37	0.77	0.97	0.48	0.49	2.72	2.72	1.84	1.83
Na ₂ O	0.68	0.66	0.93	0.66	0.41	0.74	0.09	0.09	0.78	0.79
K ₂ O	1.79	1.85	3.05	1.41	1.46	1.35	0.53	0.52	2.42	2.42
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.05	0.06	0.06	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Toplam S	3.22	3.26	2.32	1.56	2.35	2.79	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ateş K.	19.10	19.10	17.20	18.40	16.90	19.50	20.40	20.70	16.80	16.40
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ba	1064.00	1078.00	514.00	657.00	639.00	641.00	1413.00	1337.00	1427.00	1389.00
Co	6.10	5.90	13.20	5.10	6.20	6.60	24.30	23.90	6.20	6.30
Cs	4.00	3.90	6.20	3.40	2.50	4.00	132.90	127.20	100.30	97.00
Hf	4.40	4.60	4.00	3.30	4.10	4.10	1.90	1.70	3.80	4.00
Nb	16.00	16.30	16.10	8.20	12.40	14.70	6.00	5.20	9.70	9.50
Rb	33.30	33.50	95.40	50.50	20.30	33.30	61.80	61.20	142.90	143.10
Sr	114.00	121.40	178.00	288.00	198.70	139.70	105.30	101.40	187.00	191.70
Ta	1.20	1.40	1.40	0.80	1.00	1.20	0.40	0.20	1.00	0.90
Th	15.50	14.90	18.60	18.80	13.10	13.10	6.50	6.00	20.80	19.20
U	2.60	2.60	4.30	2.70	3.10	2.90	1.60	1.30	3.10	3.00
V	84.00	78.00	50.00	34.00	131.00	110.00	54.00	52.00	23.00	24.00
W	2.00	2.10	2.30	1.00	1.90	1.60	0.70	1.00	1.30	1.40
Zr	166.60	159.90	132.70	121.20	136.10	145.30	63.80	57.50	120.30	127.10
Y	3.10	3.00	12.60	9.90	4.40	3.10	3.60	3.50	10.00	10.10
La	11.00	13.00	26.80	33.80	16.80	7.60	14.30	13.30	28.20	28.20
Ce	17.10	18.90	54.00	57.10	27.90	10.90	27.60	26.80	52.10	50.00
Pr	1.34	1.49	4.15	5.10	2.30	1.14	2.87	2.68	5.21	5.20
Nd	3.90	4.30	11.10	13.30	7.00	4.30	9.70	9.50	17.90	17.80
Sm	0.60	0.56	2.34	1.90	0.81	0.54	1.59	1.51	2.83	3.06
Eu	0.09	0.08	0.19	0.37	0.16	0.11	0.35	0.32	0.55	0.57
Gd	0.49	0.51	2.22	1.92	0.90	0.66	1.25	1.19	2.31	2.27
Tb	0.07	0.07	0.38	0.29	0.14	0.10	0.16	0.14	0.32	0.32
Dy	0.46	0.42	2.32	1.74	0.79	0.60	0.85	0.78	1.89	1.85
Ho	0.11	0.10	0.46	0.34	0.20	0.15	0.12	0.13	0.39	0.39
Er	0.38	0.35	1.59	1.14	0.47	0.50	0.43	0.32	1.07	1.07
Tm	0.06	0.05	0.23	0.17	0.07	0.08	0.06	0.05	0.15	0.14
Yb	0.49	0.44	1.67	1.13	0.49	0.58	0.42	0.31	1.07	1.07
Lu	0.08	0.07	0.28	0.18	0.09	0.10	0.06	0.05	0.16	0.16
Mo	0.80	0.80	0.30	0.20	2.20	1.10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	38.30	34.10	7.10	6.90	17.10	12.90	14.00	14.50	13.90	13.80
Pb	9.10	8.80	11.40	15.10	18.00	13.00	9.90	9.90	13.40	13.10
Zn	13.00	10.00	24.00	14.00	14.00	7.00	22.00	21.00	23.00	25.00
Ni	32.00	32.00	79.20	81.00	100.50	30.90	172.40	171.00	56.60	55.80
As	13.50	10.40	5.50	9.50	30.90	20.50	1.40	1.50	1.50	1.60
Sb	0.20	0.20	<0.1	<0.1	0.40	0.20	<0.1	<0.1	0.10	0.10
(La/Yb) _{cn}	16.10	21.19	11.51	21.46	24.59	9.40	24.42	30.77	18.90	18.90
(La/Sm) _{cn}	11.84	14.99	7.39	11.48	13.39	9.09	5.81	5.69	6.43	5.95
(Gd/Yb) _{cn}	0.83	0.96	1.10	1.40	1.52	0.94	2.46	3.17	1.78	1.75
(Ce/Ce*) _{cn}	1.09	1.05	1.26	1.07	1.10	0.91	1.06	1.10	1.05	1.01
(Eu/Eu*) _{cn}	0.51	0.46	0.26	0.59	0.57	0.56	0.76	0.73	0.66	0.66

HAL: Halloysit, DOL: Dolomit.

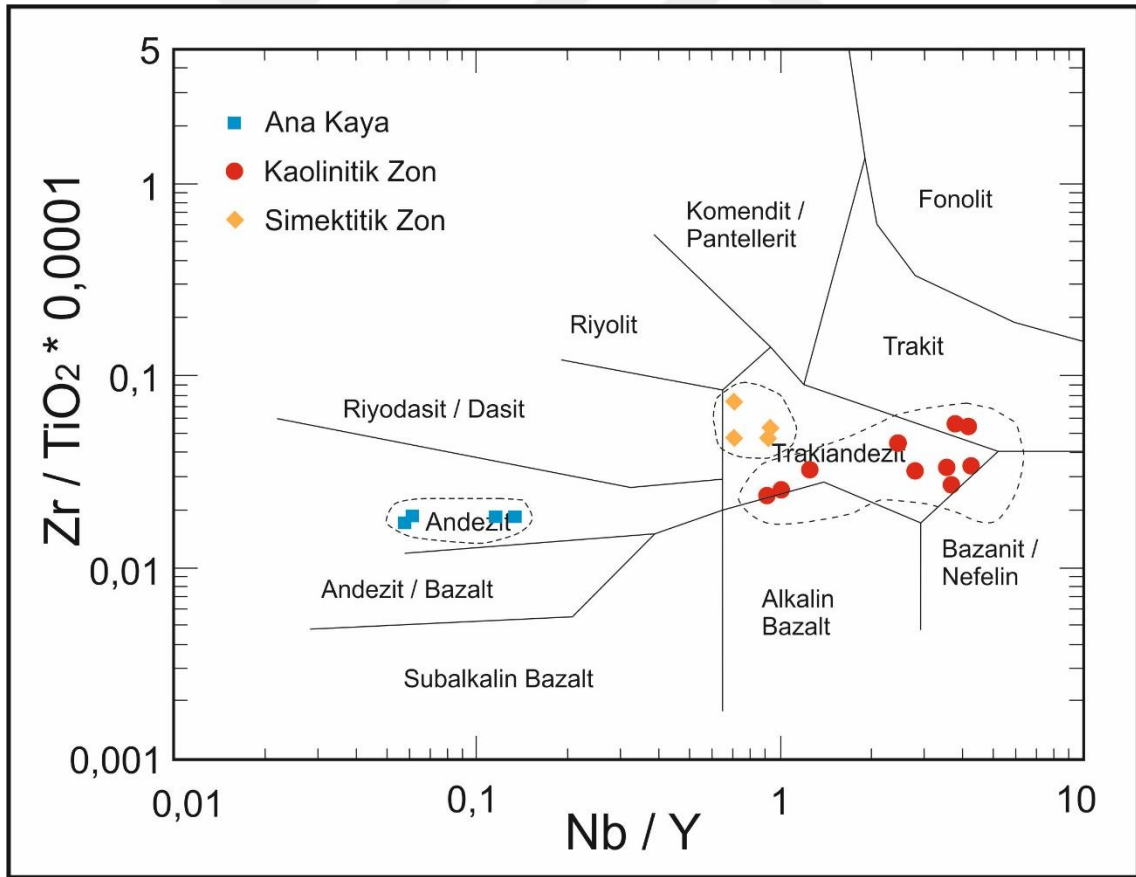
Çizelge 6.2. (devam) Gevrekseydi numunelerinin ana oksit, iz element, nadir toprak element ve ağır metal element analiz sonuçları (SiO₂ - Ateş Kaybı arası % olarak, Ba - Sb arası ppm olarak ölçülmüştür).

Bölge	TÜRKMENLİK										
	Ör. Kodu	GST 3-1	GST 3-2	GST 4-1	GST 4-2	GST 5-1	GST 5-2	GST 6-1	GST 6-2	GST 7-1	GST 7-2
Ör. Türü	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL	DOL
SiO ₂	28,30	28,06	11,46	11,89	23,66	23,67	38,48	38,69	24,79	24,86	
TiO ₂	0,13	0,13	0,10	0,10	0,26	0,27	0,46	0,46	0,20	0,20	
Al ₂ O ₃	3,79	3,72	2,46	2,07	5,15	5,23	8,93	8,53	5,49	5,51	
Fe ₂ O ₃	0,90	0,88	0,91	0,89	2,41	2,44	3,25	3,26	1,58	1,57	
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,07	0,07	0,02	0,02	
MgO	14,33	14,31	18,33	18,41	15,91	15,77	12,58	12,78	15,73	15,79	
CaO	18,27	18,03	24,14	24,23	17,04	16,93	7,72	7,79	16,41	16,49	
Na ₂ O	0,19	0,19	0,02	0,03	0,07	0,07	0,31	0,31	0,02	0,01	
K ₂ O	0,41	0,41	0,12	0,12	0,69	0,71	0,71	0,72	0,22	0,21	
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,08	0,08	0,03	0,03	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Toplam S	0,03	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	
Ateş K.	33,60	34,20	42,40	42,20	34,70	34,80	27,40	27,30	35,50	35,30	
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Ba	1039,00	1024,00	137,00	141,00	160,00	157,00	1485,00	1485,00	98,00	95,00	
Co	2,90	2,80	1,80	2,30	7,90	8,30	14,10	16,00	4,10	4,90	
Cs	100,80	101,00	7,20	7,10	18,70	19,50	34,50	34,40	26,20	26,10	
Hf	1,50	1,50	0,90	0,90	1,60	1,60	2,50	2,30	1,40	1,30	
Nb	3,20	3,40	2,30	2,00	5,50	5,40	6,40	6,40	5,10	4,80	
Rb	50,00	52,20	11,40	11,20	45,90	48,40	64,00	63,50	22,20	22,30	
Sr	357,40	348,80	418,10	419,70	345,80	350,20	265,00	270,10	277,90	293,40	
Ta	0,30	0,20	0,20	0,20	0,30	0,40	0,40	0,60	0,30	0,40	
Th	5,20	5,30	2,20	2,60	6,20	5,80	7,70	7,30	6,70	7,10	
U	1,30	1,80	1,30	1,40	0,70	0,90	1,60	1,60	0,70	0,40	
V	45,00	31,00	18,00	30,00	66,00	67,00	41,00	43,00	33,00	32,00	
W	<0,5	<0,5	0,70	<0,5	0,80	0,90	1,80	1,10	1,00	0,60	
Zr	51,80	54,80	31,10	33,70	61,80	61,10	93,80	93,00	44,00	43,80	
Y	5,00	4,50	3,00	3,50	9,80	10,40	20,00	20,00	10,50	11,90	
La	10,40	9,90	5,90	7,10	13,90	13,70	18,70	19,00	11,60	11,40	
Ce	18,90	18,00	11,70	11,30	27,00	26,10	39,90	40,50	25,60	26,80	
Pr	1,99	1,97	1,30	1,33	3,00	3,11	4,34	4,32	2,41	2,47	
Nd	7,20	7,20	4,70	4,80	11,70	11,30	17,30	16,10	8,60	9,20	
Sm	1,07	1,22	0,87	0,83	2,17	2,12	3,33	3,44	1,96	1,88	
Eu	0,26	0,25	0,19	0,15	0,49	0,49	0,78	0,75	0,38	0,38	
Gd	0,98	1,09	0,71	0,75	2,04	2,08	3,45	3,68	1,95	2,09	
Tb	0,14	0,15	0,10	0,10	0,29	0,29	0,56	0,55	0,31	0,33	
Dy	0,95	0,83	0,55	0,55	1,79	1,86	3,64	3,43	1,93	2,03	
Ho	0,19	0,16	0,11	0,12	0,34	0,40	0,73	0,71	0,36	0,43	
Er	0,55	0,54	0,37	0,37	1,06	1,12	2,02	2,23	1,16	1,34	
Tm	0,08	0,08	0,05	0,05	0,17	0,15	0,34	0,33	0,16	0,18	
Yb	0,56	0,59	0,39	0,42	1,12	0,96	2,16	2,22	1,27	1,31	
Lu	0,08	0,10	0,05	0,05	0,17	0,15	0,31	0,35	0,21	0,18	
Mo	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
Cu	5,70	5,70	3,10	3,00	18,00	17,60	10,00	10,00	4,80	4,80	
Pb	7,90	8,00	6,00	5,60	13,00	12,70	16,90	17,50	14,20	14,70	
Zn	15,00	15,00	9,00	8,00	23,00	22,00	40,00	41,00	19,00	20,00	
Ni	37,50	39,50	28,50	28,60	84,10	82,30	55,50	56,50	33,70	34,70	
As	0,60	0,80	<0,5	0,60	1,50	1,50	3,30	3,40	4,00	4,10	
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
(La/Yb) _{en}	13,32	12,04	10,85	12,13	8,90	10,24	6,21	6,14	6,55	6,24	
(La/Sm) _{en}	6,27	5,24	4,38	5,52	4,14	4,17	3,63	3,57	3,82	3,91	
(Gd/Yb) _{en}	1,44	1,52	1,50	1,47	1,50	1,79	1,32	1,37	1,27	1,32	
(Ce/Ce*) _{en}	1,02	1,00	1,04	0,90	1,03	0,98	1,09	1,10	1,19	1,24	
(Eu/Eu*) _{en}	0,78	0,66	0,74	0,58	0,71	0,71	0,70	0,65	0,59	0,59	

Kimyasal analiz sonuçlarında $(La/Yb)_{cn}$, (cn : kondrite'ye göre normalize) $(La/Sm)_{cn}$, $(Gd/Yb)_{cn}$ ve $(Eu/Eu^*)_{cn}$ parametreleri Sun ve Mc Donough (1989)'a göre normalize edilmiştir, $(Ce/Ce^*)_{cn}$ oranı $Ce_{cn}/(La_{cn} \times Pr_{cn})^{1/2}$ ise Sun ve Mc Donough (1995)'e göre hesaplanmıştır.

6.1. Kil Yataklarının Volkanizma ile İlişkisi

Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y diyagramı Gevrekseydi volkanitlerinin magmatik bileşimi (Pearce vd., 1984) ile kaolen (Dill vd., 1997; Karakaya, 2009) ve simektitleri (Christidis vd., 1995; Yıldız ve Dumrupnar, 2009) oluşturan ana kayaç bileşimini belirlemek için kullanılmıştır. Bu yöntem Zr, Ti, Nb ve Y elementleri hidrotermal alterasyon, bozunma, sedimentasyon gibi birçok jeolojik süreç esnasında hareketsiz davranış gösterdiği için kullanılmıştır. Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y diyagramında Gevrekseydi volkanitleri andezit alanına düşerken, kaolinitik zon numuneleri trakiandezit, trakit alanlarına ve simektitik zon numuneleri ise trakiandezit alanına düşmüştür (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Gevrekseydi ve çevresinden alınan örneklerin Winchester ve Floyd (1977)'ün Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y hareketsiz element diyagramında gösterimi.

6.2. Alterasyon Sürecinde Element Hareketliliği

Kimyasal alterasyon indeksi (CIA, Chemical index of Alteration) kayaç bozuşma (weathering) derecesinin önemli bir ölçütüdür. Bozuşma esnasında hareketsiz olan alüminyum (Al) elementi esas alınarak hesaplanmaktadır. Kimyasal alterasyon indeksinin formülü Nesbitt ve Young (1982)'ye göre;

$$CIA = (Al_2O_3 \times 100) / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) \text{ şeklindedir.}$$

Kimyasal alterasyon indeksi (CIA) hesaplanırken her oksit molar içeriği gösterir ve silikat oranındaki CaO miktarı hesaplamaya dahil edilirken karbonat ve fosfat minerallerindeki CaO miktarı hesaplamaya dahil edilmemektedir (Nesbitt ve Young, 1982). CIA değerinin yüksek değerlerde olması (>%80) genellikle yoğun günlenmeden ve bozulan feldispatlardan, klorit ve ileri arjilik alterasyondan kaynaklanmaktadır (Nesbitt ve Young, 1982). Nesbitt ve Young (1982)'ye göre altere olmamış albit, anortit ve potasyum feldispat mineralleri CIA indeksinde 50'nin altındaki değerlerde bulunurken taze granit ve granodiyoritler 45-55 aralığında, taze bazaltlar 30-45 aralığında bulunmaktadır. Simektit ve illit mineralleri CIA alterasyon indeksinin 75-85 aralığında bulunurken kaolinit ve klorit CIA alterasyon indeksinde en yüksek değer olan 100'e yakın değerlerde bulunmaktadır (Nesbitt ve Young, 1982). Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerin alterasyon zonlarından toplanan numunelerin CIA indeksi değerleri Çizelge 6.3.'de görülmektedir. Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerin alterasyon zonlarından alınan numunelerin ortalama kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerleri Gevrekseydi bölgesi için 83,02, Pırnalık bölgesi için 82,76, Açarlık bölgesi için 83,12 ve Türkmenlik bölgesi için 69,19 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerinde ileri derece arjilik alterasyon gerçekleşmiştir. Türkmenlik bölgesinde ise 69,19 CIA değeri ile orta derece alterasyona çok yakın az derecede alterasyon gerçekleşmiştir.

Çizelge 6.3. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerin CIA (alterasyon derecesi) değerleri tablosu.

Gevrekseydi			Pırnalık Tepe			Açarlık Tepe			Türkmenlik Tepe		
Örnek Kodu	Baskın Mineral ve Kil Minerali İçeriği	CIA Değeri	Örnek Kodu	Baskın Mineral ve Kil Minerali İçeriği	CIA Değeri	Örnek Kodu	Baskın Mineral ve Kil Minerali İçeriği	CIA Değeri	Örnek Kodu	Baskın Mineral ve Kil Minerali İçeriği	CIA Değeri
A1-3-1	Alu + Sm	76,66	R-1	Alu + İlt	78,42	TAV 1	Alu + Kao	83,05	GST-1-1	Dol + Sm	-
A1-3-2	Alu + Sm	76,83	R-2	Alu + İlt	76,78	TAV 2	Alu + Kao	82,81	GST-1-2	Dol + Sm	-
A1-2-1	Kao + Hal	97,96	R-3	Alu + İlt	77,96	TAV 3	Alu + Kao	81,93	GST-2-1	San + Sm	69,24
A1-2-2	Kao + Hal	98	R-4	Kao	84,59	TAV 4	Alu + Kao	81,88	GST-2-2	F.sil + Sm	69,15
A1-1-1	Alu	78,12	R-5	Kao	86,53	TAV 5	Alu	76,73	GST-3-1	Dol	-
A1-1-2	Alu	77,74	R-6	Alu	73,92	TAV 6	Alu + Kao	84,83	GST-3-2	Dol	-
A1-0-1	Kao	83,15	R-7	Alu	77,77	TAV 7	Alu	80,33	GST-4-1	Dol	-
A1-0-2	Kao	83,35	R-8	Alu	78,75	TAV 8	Alu + Kao	86,96	GST-4-2	Dol	-
A2-3-1	Gtt + Sm	77,55	R-9	Hem	92,32	TAV 9	Alu	87,94	GST-5-1	Dol	-
A2-3-2	Gtt + Sm	77,67	R-10	Mina	86,10	TAV 10	Alu	82,76	GST-5-2	Dol	-
A2-2-1	Ver	90,25	R-11	Mina	86,13	TAV 11	Alu + Sm	78,54	GST-6-1	Dol	-
A2-2-2	Ver	90,29	R-12	Natroalu	82,60	TAV 12	Alu + Sm	81,63	GST-6-2	Dol	-
A2-1-1	Alu	77,16	R-13	Mina	86,48	TAV 13	Kao	83,22	GST-7-1	Dol	-
A2-1-2	Alu	77,53	R-14	Kao	90,26	TAV 14	Kao	87,34	GST-7-2	Dol	-
		Ort. CIA Değeri 83,02			Ort. CIA Değeri 82,76	TAV 15	Kao	88,52			Ort. CIA Değeri 69,19
						TAV 16	Alu	79,30			
						TAV 17	Alu + Kao	86,69			
						TAV 18	Alu + Kao	81,77			
								Ort. CIA Değeri 83,12			

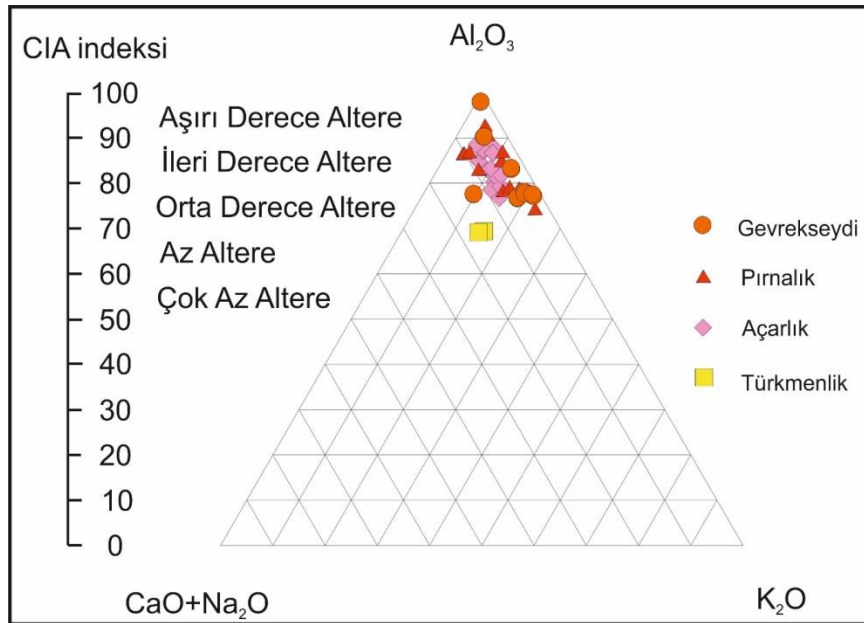
*Kao: Kaolinit, Hal: Halloysit, Sm: Simektit, Ver: Vermikülit, İlt: İllit, Alu: Alunit, Hem: Hematit, Mina: Minamit, Natroalu: Natroalunit, Dol: Dolomit, San: Sanidin, Gtt: Götüt, F.Sil: Ferrosilit

Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerde baskın olan kil mineralleri ve ikincil minerallerin CIA (alterasyon derecesi) değerlerine göre bulunduğu aralıklar belirlenmiştir (Çizelge 6.4). Alterasyon derecesinin artmasıyla zonlarda oluşan kil minerallerini ve ikincil mineralleri belirleyebilmek için minerallerin olduğu CIA değer aralıklarını tespit etmek önemlidir.

Çizelge 6.4. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerde baskın olan kil mineralleri ve ikincil minerallerin CIA (alterasyon derecesi) değerlerine göre bulunduğu aralıkları gösteren tablo.

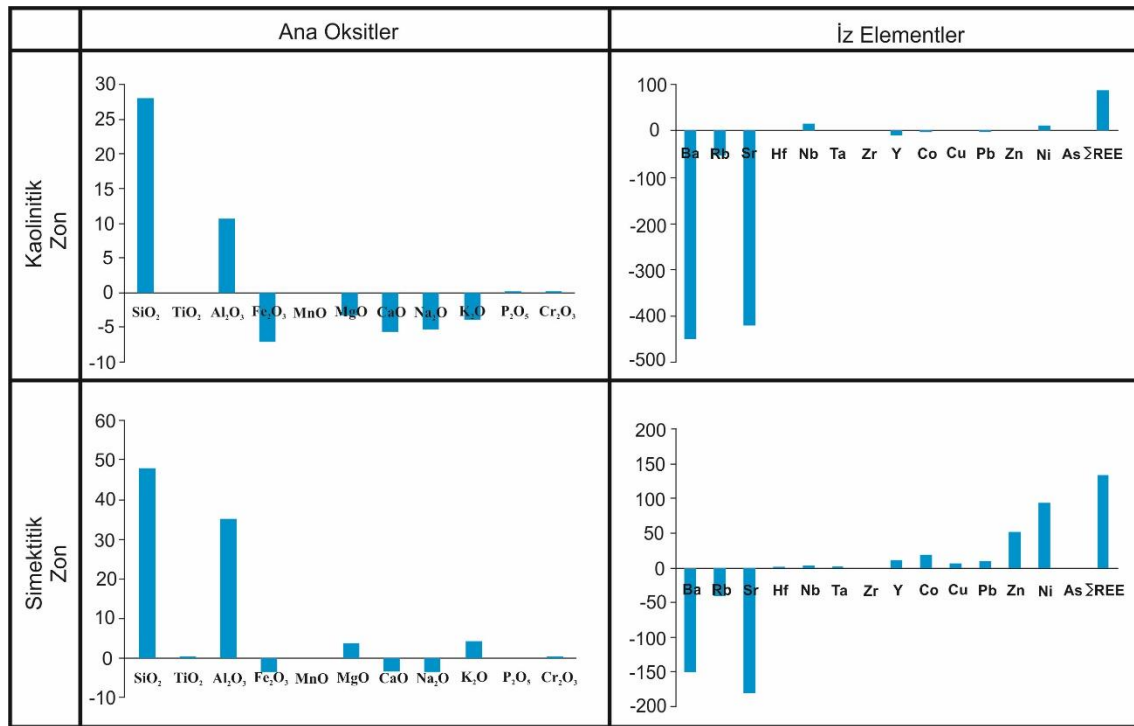
	Halloysit	Kaolinit	Hematit	Vermikülit	Alunit	Minamit	Natroalunit	Simekitit	İllit	Götit
CIA Değeri	98-97	98-81	92	90	87-73	86	82	81-62	78-76	77

Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerin CIA (alterasyon derecesi) değerleri üçgen diyagramda sembollerle gösterilmiştir (Şekil 6.2). Diyagramda özellikle Gevrekseydi, Pıralık ve Açarlık bölgelerini temsil eden sembollerin aşırı derece altere, ileri derece altere ve orta derece altere bölgelerine geldiği görülmektedir. Türkmenlik bölgesini temsil eden sembollerin ise orta derece'ye yakın, az altere bölgelerine denk geldiği görülmektedir.



Şekil 6.2. Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerin CIA indeksi üçgen diyagramı (Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O).

Alterasyon esnasındaki elementel davranışı belirlemek amacıyla taze/bozunmamış volkanik örneklerin elementel bolluğu ile altere örneklerin elementel bolluğu kıyaslanmıştır. TiO_2 bütün alterasyon zonlarında hareketsiz veya çok az hareketli iken SiO_2 ve Al_2O_3 hem kaolinitik hemde simektitik zonda zenginleşmiştir (Şekil 6.3). Özellikle simektitik zonlara kıyasla kaolinitik zonlarda taze/bozunmamış kayaca göre Fe_2O_3 , CaO ve Na_2O önemli ölçüde yikanmaya (kimyasal çözündürme) uğramıştır.

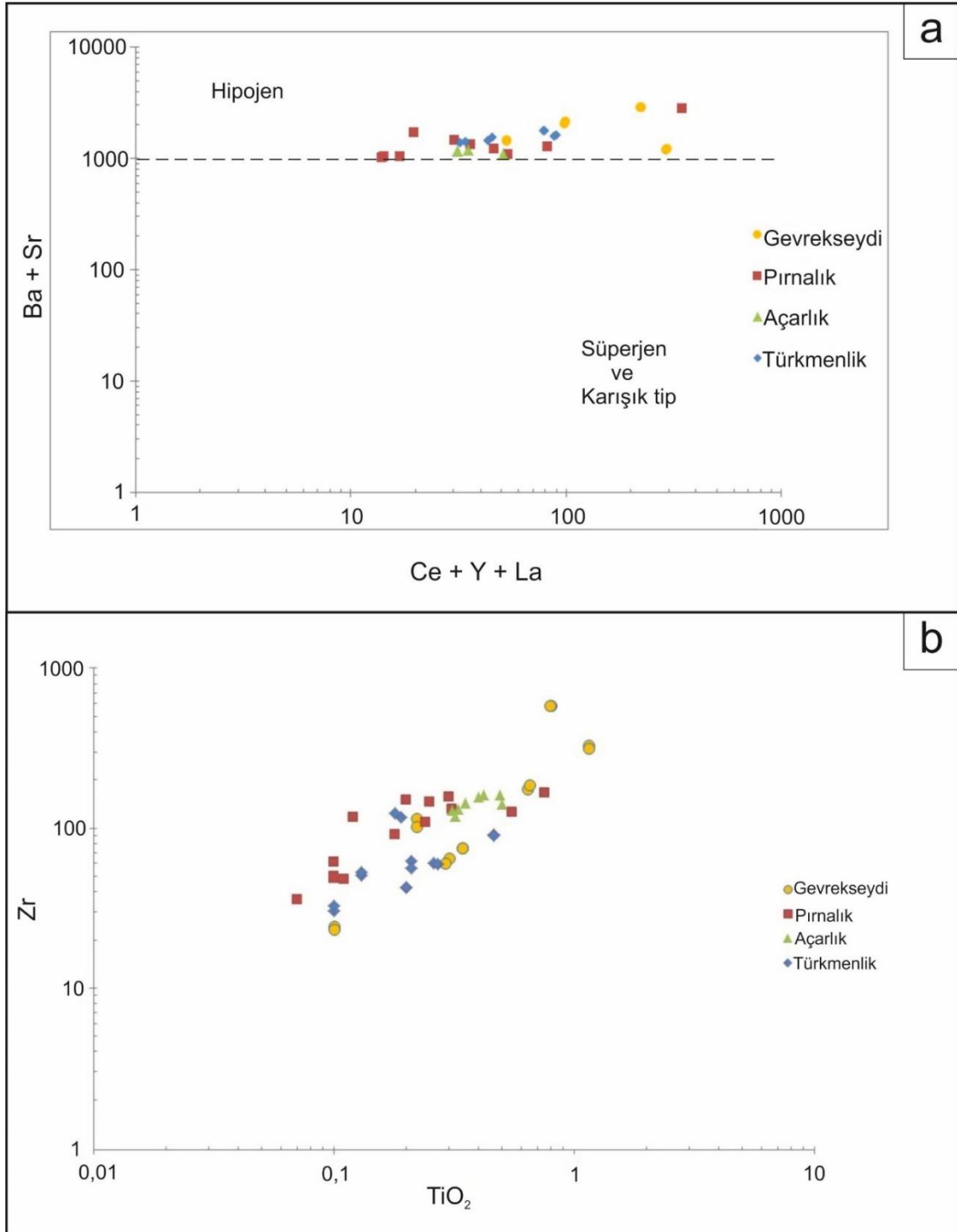


Şekil 6.3. Gevrekseydi volkanitlerinin ana oksitlerinde (gr) ve iz elementlerinde (ppm) alterasyon boyunca meydana gelen kütle değişimlerini gösteren diyagram.

Kaolinitik zonda kayba uğrayan MgO ve K_2O aksine simektitik zonda zenginleşmiştir. Simektitlerde tabakalar arasında yer alan K^+ ve Na^+ iyonları simektitin yapısında bulunan ve çözünen Ca^{+2} iyonları ile yerdeğiştirmektedir. Kaolinit alterasyonunda ise başlıca K^+ , Na^+ ve Ca^{+2} içeren silikatlar Al 'ca zengin kil mineralleri ile yer değiştirmektedir (Ross ve Hendricks, 1945). Ba, Sr ve Rb gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) ana kayacın içerisinde bulunan kayacı oluşturan mineraller ile ilişkilidir. K^+ ve Ca^{+2} içeren minerallerin alterasyonu ile Sr elementinin miktarı azalmaktadır. Hornblend ve K-feldispat minerallerinin parçalanması ile Rb, Ba ve K_2O miktarında azalma gerçekleşir (Arslan vd. 2006; Karakaya, 2009). Birçok araştırmacı Hf, Nb, Ta, Zr ve Y gibi yüksek alan dayanımlı elementlerin (HFSE) hareketsiz

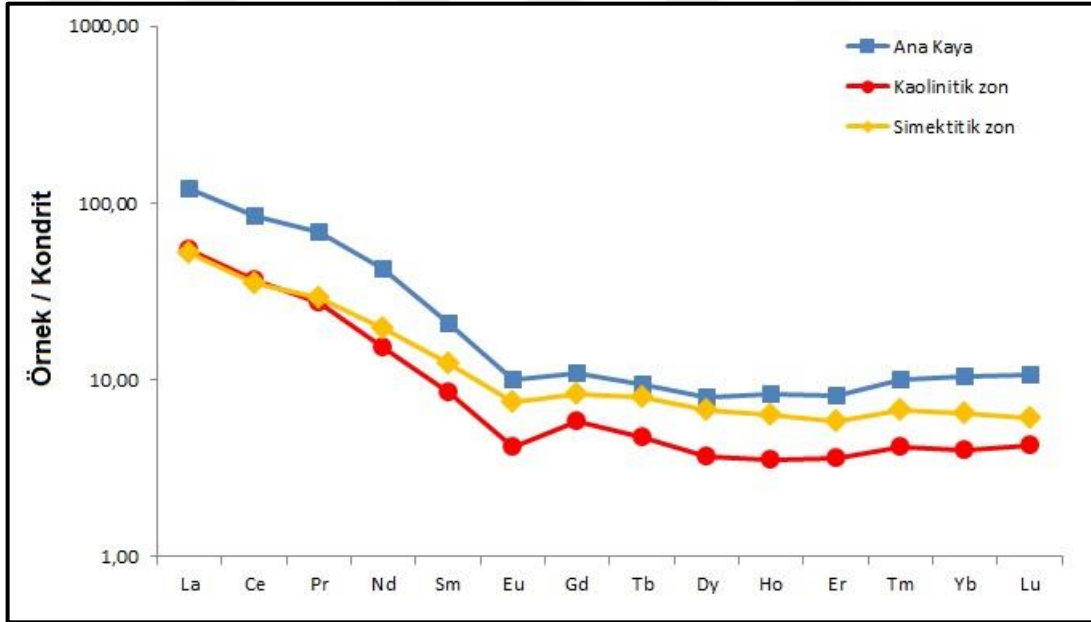
elementler olduğunu belirtmişlerdir (Floyd ve Winchester, 1978; Corfu ve Davis, 1991; Salvi vd., 2000; Jiang vd., 2003). Gevrekseydi ve çevresindeki farklı alterasyon zonlarında HFS elementleri hareketsiz davranış göstermişlerdir. Özellikle simektitik zonlarda (A2-3, A2-2 kodlu örnekler) Ni, Co, Zn, Pb ve Cu gibi geçiş metallere kütleli anlamda ciddi bir artış gerçekleşmiştir. Altere örneklerde Ni, Co, Zn, Pb ve Cu gibi geçiş metallere bolluğu ana kayaçla ilişkili gözenek çözeltilerinin kökenini belirlemek için en önemli göstergedir (Yalçın ve Gümüşer, 2000). Simektitik zonda Ni 93 kat, Zn 51 kat, Co 19 kat, Pb 10 kat, Cu 6 kat artmasına karşın kaolinitik zonlarda Ni'nin 11 kat artışı dışında ciddi bir kazanç veya kayıp gerçekleşmemiştir. Geçiş elementlerindeki bu artış hidrotermal çözeltilerin ultramafik kayaç içerisindeki dolaşımıyla açıklanabilir. Çalışma sahasının taban kayacını oluşturan Kınık ofiyoliti birimi içerisinde Gevrekseydi yerleşkesinin 5 km güneybatısında yer alan Yoncalı bölgesinde jeotermal sondajlar yapılmaktadır.

Hidrotermal olarak altere olmuş kayaçlarda Ba, Sr ve S elementlerinin konsantrasyonları artmaktadır. Süperjen alterasyona maruz kalan kayaçlarda ise Ti, Nb, Cr ve nadir toprak elementlerinin konsantrasyonları daha fazladır (Dill vd., 1997; Marfil vd., 2010). Gevrekseydi volkanik kayaçlarından alınan altere örneklerde Ba+Sr konsantrasyonu 999,9 ppm ile 2804,8 ppm arasında değişim gösterirken Ce+Y+La konsantrasyonu ise 14,1 ppm ile 349,2 ppm arasında değişim göstermektedir. Zr konsantrasyonu 24 ppm ile 600,8 ppm arasında değişmektedir. Ba+Sr'a karşı Ce+Y+La ve Zr'a karşı TiO₂ diyagramları Şekil 6.4'te gösterilmiştir.



Şekil 6.4. Gevrekseydi volkanik kayalarından alınan altere örneklerin hipojen-süperjen alterasyon diyagramında gösterimi. Hipojen, süperjen ve karışık tip kaolen verileri Dill vd. (1997)'den alınmıştır. a) Kesikli çizgi ayırımı Dominguez vd. (2008)'den alınan ve Gevrekseydi altere volkanik kayalarının hipojen ile süperjen kökeni arasında ayırım yapan ikili diyagram; b) Gevrekseydi altere volkanik kayalarının toplam TiO₂ ve Zr miktarları arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram.

Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının nadir toprak elementlerinin (REE) Nakamura (1984) kondrit değerlerine göre normalize edilerek çizilen örümcek diyagramında ana kayaca göre kaolinitik ve simektitik zonalarda REE elementlerince tüketilme tespit edilmiştir (Şekil 6.5). Özellikle simektitik zonda hafif nadir toprak elementlerindeki (LREE; La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) tüketilme ağır nadir toprak elementlerine göre (HREE; Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) daha fazladır. Kaolinitik zonda ise ana kayaca göre hem LREE hemde HREE elementlerinde önemli ölçüde azalma gerçekleşmiştir. Numunelerde negatif Eu anomalisi ise belirgindir. Eu anomalisi mobilite, köken veya fraksiyonlaşma belirtmektedir. Eu^{+2} ise hareketli bir elementtir ve ana kayacıkta bulunan feldispat minerallerinden hidrotermal çözeltilerle uzaklaştırılmaktadır (Karakaya vd., 2012; Genna vd., 2014).



Şekil 6.5. Gevrekseydi ve çevresinden alınan, kondrite göre normalize edilmiş olan numunelerin REE dağılımları (Kondrit normalize değerleri Nakamura, 1984'e göre yapılmıştır).

Çizelge 6.5'te Gevrekseydi ve çevresinden alınan numunelerin nadir toprak elementleri değerleri Dill (2010)'un çalışmasındaki yer kabuğu ortalama değerleri ile kıyaslanmıştır. Özellikle belirli alterasyon zonlarının REE değerlerinde önemli oranda zenginleşme ve tüketilme gerçekleşmiştir. Çizelge 6.6'da ise Gevrekseydi ve çevresinden alınan numunelerin ağır metal elementleri değerleri Dill (2010)'un çalışmasındaki yer kabuğu ortalama değerleri ile kıyaslanmıştır. Çizelge 6.6'ya göre özellikle Gevrekseydi bölgesinde belirli zonalarda Ni, Co, Sr, Ba, Zr ve As ile Pırnalık bölgesinde belirli zonalarda Sr zenginleşmesi gerçekleşmiştir.

Çizelge 6.5. Nadir toprak elementleri tablosu (Değerler ppm olarak verilmiştir. Yerkabuğu ortalaması değerleri Dill, 2010'dan alınmıştır).

Elementler	Yerkabuğu Ortalaması (ppm)	Gevrekseydi (14 numune)			Açarlık Tepe (8 numune)			Pırnalık Tepe (14 numune)			Türkmenlik (14 numune)		
		En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama
La	50,0	11,40	94,60	42,2	7,60	33,80	18,0	4,60	132,50	18,90	5,90	28,20	14,6
Ce	83,0	37,00	149,20	90,7	10,90	57,10	30,8	6,80	212,90	33,90	11,30	52,10	28,7
Pr	13,0	5,36	24,26	11,2	1,14	5,10	2,7	0,75	24,53	3,90	1,30	5,21	3,0
Nd	44,0	16,70	137,20	48,3	3,90	15,50	8,2	3,20	97,70	15,60	4,70	17,90	10,9
Sm	7,7	1,00	38,52	10,3	0,54	2,34	1,2	0,45	14,35	2,40	0,83	3,44	1,9
Eu	2,2	0,12	8,64	2,1	0,08	0,37	0,1	0,09	2,34	0,40	0,15	0,57	0,4
Gd	6,3	0,69	32,66	8,0	0,49	2,22	1,1	0,26	6,07	1,50	0,75	3,45	1,8
Tb	1,0	0,07	4,72	1,1	0,07	0,38	0,1	0,03	0,76	0,10	0,10	0,56	0,2
Dy	8,5	0,35	26,67	6,5	0,42	2,32	1,0	0,13	4,91	0,90	0,55	3,64	1,6
Ho	1,6	0,09	4,76	1,2	0,10	0,46	0,2	0,03	0,85	0,10	0,11	0,73	0,3
Er	3,6	0,19	13,28	3,4	0,38	1,59	0,7	0,10	2,64	0,50	0,32	2,23	0,9
Tm	0,5	0,04	2,04	0,5	0,05	0,23	0,1	0,01	0,14	0,08	0,05	0,34	0,1
Yb	3,4	0,25	13,28	3,6	0,44	1,67	0,8	0,14	3,04	0,50	0,31	1,31	0,9
Lu	0,8	0,05	1,91	0,5	0,09	0,28	0,1	0,02	0,17	0,08	0,05	0,35	0,1

Çizelge 6.6. Ağır metal elementleri tablosu (Değerler ppm olarak verilmiştir. Yerkabuğu ortalaması değerleri Dill 2010'dan alınmıştır).

Elementler	Yerkabuğu Ortalaması (ppm)	Gevrekseydi (14 numune)			Açarlık Tepe (8 numune)			Pırnalık Tepe (14 numune)			Türkmenlik (14 numune)		
		En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama	En Düşük	En Yüksek	Ortalama
Ni	72	13,3	2268,3	424,8	30,9	100,5	57,7	9,1	61,9	17,3	28,6	172,4	66,9
Co	20	3,0	354,9	65,9	3,8	13,2	6,6	0,7	17,3	3,9	1,8	24,3	8,9
Sr	450	81,4	1477,8	487,8	104,7	288,0	161,8	92,6	1181,9	347,6	101,4	419,7	280,8
Ba	380	372,0	1481,0	905,9	493,0	1064,0	753,7	557,0	1572,0	873,1	95,0	1485,0	813,3
Zr	140	24,0	600,8	199,8	132,7	165,4	146,8	36,8	170,4	105,3	31,1	127,1	66,9
Th	6	6,2	42,9	18,0	13,1	18,9	16,0	3,7	40,1	11,5	2,2	20,8	7,7
As	2	1,7	389,7	70,9	2,1	39,5	16,4	1,3	139,1	28,8	0,6	4,1	1,9
Au	0,002	0,7	8,5	3,7	0,9	2,1	1,7	0,6	4,6	1,6	0,6	5,5	2,2
Ga	17	5,0	65,9	22,3	12,3	16,4	13,6	5,2	20,8	12,4	1,2	11,2	5,3
Cs	2	2,0	21,4	12,8	2,5	6,2	3,9	13,1	148,7	55,1	7,1	132,9	59,4
Nb	20	1,90	27,1	12,6	8,2	17,8	13,9	3,5	17,4	9,6	2,3	9,5	5,3
Ta	2,4	0,20	2,9	1,1	0,8	1,4	1,1	0,3	1,4	0,7	0,2	1,0	0,4
Sc	11	10,00	45,0	22,9	5,0	15,0	10,0	-	-	-	2,0	9,0	4,2

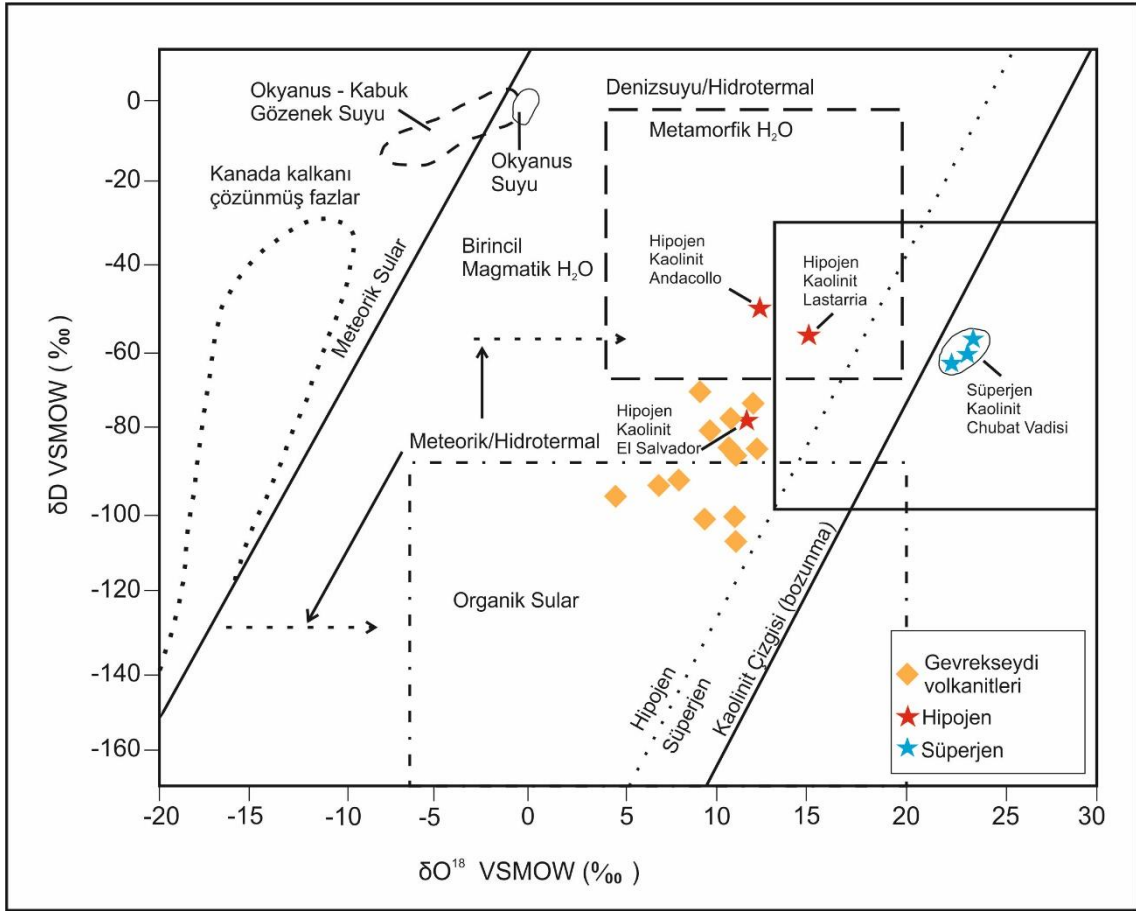
6.3. İzotop (Oksijen ve Döteryum) İncelemeleri

Gevrekseydi ve çevresindeki killi seviyelerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 4,24 ile 12,41 arasında değişim gösterirken δD değerleri -110,02 ile -74,24 arasında değişim göstermektedir (Çizelge 6.7.). $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine karşı δD değerlerinin belirtildiği diyagramda ise Gevrekseydi ve çevresinden toplanan kaolinit içerikli killi numuneler Şili’de bulunan Lastarria kaolenleri (Gilg vd., 1999), Neuquen’de bulunan Andacollo Pb-Zn yatağı kaolenleri (Dominguez, 1990), Patagonya’da bulunan Chubat nehir vadisi kaolen yatağı (Cravero vd, 1991) ve Şili’de bulunan El Salvador porfiri bakır yatağı kaolenleri (Sheppard ve Gustafson, 1976) ile kıyaslanmıştır (Şekil 6.6.). $\delta^{18}\text{O}$ ’e karşı δD diyagramında Gevrekseydi ve çevresindeki killi seviyelerin hipojen kökenli olduğu tespit edilmiştir. Kaolinitik zonlarda kaolinit’in oluşum sıcaklığı Sheppard ve Gilg (1996) tarafından geliştirilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve kaolinit ile su arasındaki izotopik ayırılma faktörü ($1000 \ln(\alpha) = 2.76 \cdot 10^6/T^2 - 6.75$) kullanılarak A1-2 kodlu örnek dışında 57-78 °C aralığında hesaplanmıştır. A1-2 kodlu örnekte ise kaolinit’in 108 °C’de oluştuğu belirlenmiştir. Simektitik zonda simektit’in oluşum sıcaklığı Savin ve Lee (1988) tarafından geliştirilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve simektit ile su arasındaki izotopik ayırılma faktörü ($1000 \ln(\alpha) = 2.58 \cdot 10^6/T^2 - 4.19$) kullanılarak A2-2 kodlu örnek dışında 50-63 °C aralığında hesaplanmıştır. A2-2 kodlu örnekte ise simektit’in 97 °C’de oluştuğu belirlenmiştir. Oluşum sıcaklığı hesaplamalarında Miyosen’de meteorik suyun $\delta^{18}\text{O}$ değerinin -8 ‰ olarak alınması gerektiği önceki araştırmacılar tarafından belirtilmiştir (Özyurt ve Bayarı, 2005).

Çizelge 6.7. Gevrekseydi ve çevresinin $\delta^{18}\text{O}$, δD ve oluşum sıcaklığı verileri.

Örnek Kodu	Örnek Türü	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Oluşum Sıcaklığı (°C)
A1-0	Kao	10,52	-87,96	57°C
A1-2	Kao	4,24	-97,12	108°C
A2-2	Sm	6,61	-94,97	97°C
GST-1	Sm	12,41	-110,02	50°C
GST-2	Sm	10,68	-108,13	62°C
R-2	Kao	7,54	-92,94	78°C
R-4	Kao	11,82	-85,78	49°C
R-5	Kao	9,03	-102,79	67°C
TAV -6	Kao	11,67	-74,24	49°C
TAV -10	Kao	9,39	-81,42	64°C
TAV -12	Sm	10,56	-77,74	63°C
TAV -13	Kao	10,30	-86,32	58°C
TAV -16	Kao	8,72	-69,20	69°C

*Kao: Kaolinitik zon, Sm: Simektitik zon



Şekil 6.6. Gevrekseydi ve çevresinden alınan örneklerin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerini gösteren diyagram. Hipojen-süperjen ayırımı çizgisi Sheppard vd., (1969)'dan, kaolinit çizgisi ise Savin ve Epstein, 1970'in çalışmasını geliştiren Sheppard ve Gilg, (1996)'dan alınmıştır.

7. TARTIŞMA

Kimyasal analiz sonuçları neticesinde Gevrekseydi ve çevresinde alterasyon sürecinde elementlerin mobilitesinde önemli tespitler yapılmıştır. Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen Zr/TiO₂'ye karşı Nb/Y diyagramında Gevrekseydi volkanitlerinin magmatik bileşimi andezit, kaolinitik zon numunelerinin bileşimi trakiandezit, trakit ve simektitik zon numunelerinin bileşimi trakiandezit olarak tespit edilmiştir. Buna karşın Gevrekseydi volkanitleri birçok araştırmacı tarafından (Akdeniz ve Konak, 1979; Konak, 1982; Baş, 1987) riyolit, riyodasit ve dasit olarak tanımlanmıştır. Yapılan petrografik incelemelere göre Gevrekseydi volkanik kayalar, asidik-nötr karakterli riyolit, riyodasit ve dasit olarak tanımlanmıştır. Zr/TiO₂'ye karşı Nb/Y diyagramında Gevrekseydi volkanitleri, kaolinitik zon ve simektitik zon numunelerinin trakit, trakiandezit ve andezit alanlarına denk gelmesi alterasyon esnasında Zr, Nb, Ti ve Y elementlerinin mobilitesini göstermektedir (Salvi ve Williams-Jones, 1996; Salvi vd., 2000; Patino vd., 2003; Jiang vd., 2005). Ana kayaç, kaolinitik zon ve simektitik zonanın diyagramda düştüğü noktalar dikkate alındığında ana kayaç numunelerinin diyagramın sol tarafında yoğunlaştığı, simektitik zon numunelerinin diyagramın orta kısmında ve kaolinitik zon numunelerinin diyagramın sağ kısmında yoğunlaştığı görülmektedir. Bu durum alterasyon derecesi arttıkça Nb elementinin mobilitesinin artmasına bağlı olarak miktarının arttığını, buna karşın Y elementinin miktarının ise azaldığını göstermektedir. Diyagram Zr/TiO₂ oranı açısından incelendiğinde ise ana kayaç, kaolinitik zon ve simektitik zon numunelerinin düştüğü noktalarda düşey olarak ciddi bir yer değiştirmenin olmadığı belirlenmiştir.

Kütle değişim diyagramında ana kayaca göre kaolinitik zonda Nb artışının simektitik zonda göre daha fazla olduğu tespit edilmiştir. Buna karşın Y elementinde ise ana kayaca göre kaolinitik zonda tüketilme gerçekleşirken simektitik zonda kütlece artış gerçekleşmiştir. Hem kaolinitik hemde simektitik zonda Zr ve TiO₂ miktarlarında ise değişim gerçekleşmemiştir. Bu durum kaolinitik ve simektitik zonların kütle değişim diyagramında tespit edilen sonuçların Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen Zr/TiO₂'ye karşı Nb/Y diyagramında tespit edilen sonuçlar ile uyumlu olduğunu göstermektedir.

7.1. Alterasyon İndeksi (CIA) Değerlerinin İrdelenmesi

Kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerleri 50-60 arası çok az altere olmuş, 60-70 arası az altere olmuş, 70-80 arası orta derecede altere olmuş, 80-90 arası ileri derecede altere olmuş ve 90-100 arası aşırı derecede altere olmuş olarak değerlendirildiğinde Gevrekseydi

bölgesinin 83,02, Pırnalık tepe bölgesinin 82,76 ve Açarlık tepe bölgesinin 83,12 olan ortalama CIA değerlerine göre bu bölgelerde ileri derece arjilik alterasyon gerçekleşmiştir. Türkmenlik tepe bölgesinde ise 69,19 ortalama CIA değeri bölgede orta dereceye yakın, az derecede bir alterasyonun gerçekleştiğini göstermektedir. Türkmenlik tepe bölgesinde 62 ve 69 CIA değerlerine sahip seviyelerde ise kil minerali olarak az altere koşullarda oluşan simektitlere rastlanmıştır.

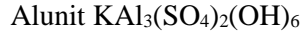
Gevrekseydi bölgesinde kaolinit'in halloysit'e dönüştüğü (transformasyon) A1-2 kodlu iki adet örnekte CIA değeri en yüksek olan 97-98 değerleri tespit edilmiştir, bu durum kaolinitin halloysit'e transforme olabilmesi için CIA değerinin 100 değerine çok yakın olması gerektiği, dolayısıyla çok ileri bir alterasyonun gerçekleşmesi gerektiğini göstermektedir. Gevrekseydi bölgesinde A2-2 kodlu örneklerin alındığı seviyede CIA değerleri 90 olarak tespit edilmiştir, bu iki örnekte vermikülit bolluk bakımından en bol bulunan kil minerali olup A2-2-2 kodlu örnekte XRD analiziyle % 76,3 oranında vermikülit minerali tespit edilmiştir. Bu durum simektit'e kıyasla vermikülit oluşumu için daha yüksek, 90 değerlerinde bir CIA değerinin olması gerektiğini dolayısıyla aşırı derecede bir alterasyonun gerçekleşmesi gerektiğini göstermektedir. Bolluk oranı yüksek olan mineraller açısından değerlendirildiğinde Gevrekseydi bölgesinde 83-98 değerleri arasında kaolinit minerali, 77-78 CIA değerleri arasında alunit minerali, 76-77 değerleri arasında simektit ve 77 değerinde götit minerali tespit edilmiştir.

Pırnalık bölgesinde baskın olarak bulunan mineraller açısından değerlendirildiğinde CIA'nın 92 değerinde hematit, 90-84 değerleri arasında kaolinit, 86 değerinde minamit, 82 değerinde natroalunit, 78-73 değerleri arasında alunit ve 78-76 arasında illit mineralleri tespit edilmiştir. Açarlık bölgesinde ise baskın olarak bulunan mineraller açısından 88-81 değerleri arasında kaolinit, 87-76 değerleri arasında alunit ve 78-81 değerleri arasında simektit tespit edilmiştir. Türkmenlik bölgesinde CIA değeri 69 olan GST-2 kodlu seviyelerde kil minerali olarak az altere koşullarda oluşan simektit saptanmıştır. Ayrıca GST-2 kodlu alterasyon zonunda yüksek oranda ferrosilit (FeSiO_3) minerali XRD analiziyle tespit edilmiş olup GST-2-2 örneğinde %40,9 oranında ferrosilit minerali tespit edilmiştir. Bu durum ferrosilit oluşumu için az-orta derecede bir alterasyonun gerçekleşmesi gerektiğini ortaya koymuştur.

Çizelge 6.4.'de Gevrekseydi ve çevresinden toplanan numunelerde baskın olan kil minerallerinin CIA indeksine göre bulunduğu aralıklar değerlendirildiğinde simektit 62-81 aralığında az altere, orta derecede altere ve ileri derecede altere olmuş zonlarda bulunurken illit 76-78 aralığında orta derecede altere olmuş zonlarda, kaolinit 81-98 aralığında ileri derece ve aşırı derecede altere olmuş zonlarda, vermikülit 90 değerinde aşırı derecede altere olmuş

zonlarda ve halloysit 97-98 aralığında aşırı derecede altere olmuş zonlarda bulunmaktadır. Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerin alterasyon zonlarında alterasyon derecesiyle ortamda bulunan kil minerali arasında ilişki bulunmaktadır. Alterasyon derecesinin artmasıyla sırasıyla simektit, illit, kaolinit, vermikülit ve halloysit mineralleri oluşmuştur.

Jambor (1999)'a göre alunit minerallerinin formülleri;



Minamit $(\text{Na,Ca,K})_2\text{Al}_6(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_{12}$ şeklindedir.

Çizelge 6.4.'de alunit grubu minerallerin CIA indeksine göre bulunduğu aralıklar değerlendirildiğinde alterasyon derecesi 73 değerinde alunit minerali, 82 değerinde natro alunit, 86 değerinde ise minamit minerali tespit edilmiştir. Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerin alterasyon zonlarında alterasyon derecesiyle ortamda bulunan alunit minerali arasında ilişki bulunmaktadır. Alterasyon derecesinin artmasıyla sırasıyla alunit, natroalunit ve minamit mineralleri oluşmuştur.

Schwertmann ve Fitzpatrick (1992)'ye göre demir minerallerinin formülleri;



Hematit Fe_2O_3 şeklindedir.

Çizelge 6.4.'de demir grubu minerallerin CIA indeksine göre bulunduğu aralıklar değerlendirildiğinde alterasyon derecesi 77 değerinde götüt minerali, 92 değerinde ise hematit minerali tespit edilmiştir. Bu durum Gevrekseydi ve çevresinde alterasyon derecesi ile alterasyon zonunda oluşan demir minerali arasında ilişki olduğunu göstermiştir. Alterasyon derecesinin artmasıyla sırasıyla götüt ve hematit mineralleri oluşmuştur.

7.2. Sıcaklık ve pH Koşullarının İrdelenmesi

Hidrotermal sistemlerde K^+ 'un davranışı sıcaklığın, yıkanan kayacın bileşiminin ve su-mineral etkileşiminin fonksiyonudur (Parsapoor vd., 2009). İleri arjilik alterasyon zonlarında K^+ elementi kuvvetli asidik koşullar altında ($\text{pH} < 2$) jarosit minerali içerisine yerleşir (Dutrizac ve Jambor, 2000), orta asidik koşullarda ise ($\text{pH} \sim 4$) Na^+ ile yer değiştirmektedir (Parsapoor vd., 2009). Nispeten yüksek sıcaklık altında Na^+ elementi K^+ 'a kıyasla alunit yapısı içerisinde durma eğilimindedir (Stoffregen ve Cygon, 1990). Bu saptamalar ve kimyasal analiz sonuçlarında

alunitik zonların K^+ ve Na^+ bileşimleri dikkate alındığında Gevrekseydi ve çevresindeki ileri arjilik alterasyon zonları düşük pH ve düşük sıcaklık koşulları altında oluşmuştur.

Alunit, asidik ortamda SO_4^{2-} içeren çözeltilerin volkanik cam ve feldispat içeren volkanik kayalarla reaksiyonu sonucunda oluşan, hidrotermal kaolenlerde görülen karakteristik bir mineraldir. Çözeltinin pH'ı 4-5 olduğu zaman kaolinit alunit ile birlikte veya tek başına oluşur (Karakaya vd, 2001). Simektit ise çeşitli ortamlarda yüksek kation/ H^+ oranında alkalın koşullar altında oluşur ve pH ile kation/ H^+ oranı azaldıkça simektit kaolinit'e dönüşür (Christidis ve Marcopulos, 1995). Pevear vd. (1980) ve Senkayi vd. (1987)'ye göre simektit ve kristobalit volkanik malzemenin ilk alterasyon ürünüdür, kaolinit'in varlığı ise ileri düzey bir alterasyonu göstermektedir. Kaolinizasyon esnasında Fe, Mg, K, Na ve Ca ortamdan yıkanmıştır, buna karşın Al miktarı artmıştır (Kelepertsis ve Esson, 1987). Gözenek çözeltileri düşük tuzluluk ve baziklik düzeyine sahip olduğunda simektit oluşumu için ortamda alkali elementlerin tüketilmesi ve Mg'un zenginleşmesi gerekmektedir (Christidis, 1998; Yıldız ve Kuşcu, 2004). Taze/bozunmamış volkanik kayalara göre alkali elementlerin, Fe, Mg, Zr ve hafif nadir toprak elementlerin (LREE) tüketilmesi ile Nb, Ta, Hf ve ağır nadir toprak elementlerin (HREE) zenginleşmesi, negatif Eu anomalilerinin olması K-feldispat'ın, plajyoklasların, hornblend ve volkanik camın alterasyonu ile yakından ilişkilidir.

7.3. Hipojen-Süperjen Koşullarının İrdelenmesi

Kaolen yatakları 1) hidrotermal ve kristalen kayaların yerinde alterasyonu (birincil kaolenler), 2) alterasyon, erozyon, taşınma ve herhangi bir yerde kaolinitin depolanmasıyla (ikincil kaolenler) olmak üzere iki farklı jeolojik süreçte oluşur. Yataklanmanın jeolojisi ve şekli, alunit ve Fe-Ti oksit gibi önemli mineral fazlarının varlığı ve dağılımı, ana oksit ve iz elementler ile kaolinitlerin duraylı izotop bileşimleri kaolinizasyonun kökeni ile ilgili önemli bilgiler sağlar (Boulvais vd., 2000; Siddiqui ve Ahmed, 2008). Gevrekseydi kaolenlerini oluşturan ana kayacın masif ve tabakasız şekli; alterasyon zonlarında kireçtaşı, kumtaşı ve silttaşı ardalanmalarının olmaması; ana kayacın sedimanter yapıların gözlenmemesi; alterasyon zonlarında $\delta^{18}O$ değerlerinin alttan üste doğru azalan bir trend göstermemesi aksine değişken bir trend göstermesi ve Gevrekseydi volkanitlerinin petrografik mikroskop verileri dikkate alındığında Gevrekseydi kaolenleri hidrotermal alterasyon neticesinde oluşan birincil kaolenlerdir.

Mineralojik, ana oksit, iz element ve izotop verileri Gevrekseydi kaolenlerinin Gevrekseydi volkanitlerinin arjilik alterasyon zonunda oluştuğunu göstermektedir. Elektron mikroskop çalışmalarında elde edilen görüntülerde kaolinit kristallerinin mikromorfolojik

özellikleri ve dağılımı yatağın kökeni ile ilgili bilgiler sunmaktadır (Keller, 1989; Bauluz vd., 2008). Birincil minerallerin alterasyonunu belirten çözülme-ayrışma ve yer değiştirme - kristalizasyon mekanizmaları birincil kaolenlerin dokusal özellikleridir (ayrışma, diyajenez ve hidrotermal) (Ekosse, 2000; Bauluz vd., 2008; Dominguez vd., 2008; Kadir vd., 2011). İkincil yataklardaki kaolinitler ise sıkı paketlenmiş agregalar halinde oluşurlar ve düzensiz bir dizilim ve tane boyu fraksiyonlanması gösterirler (Keller, 1977). Gevrekseydi kaolenlerinde birincil minerallerin alterasyonunu belirten çözülme - ayrışma ve yer değiştirme - kristalizasyon mekanizmasının varlığı, kaolinit kristallerinin tane boylarında önemli farklılıkların olmaması, kaolinit kristallerinde kırıkların bulunmaması hidrotermal alterasyon ile birlikte birincil kaolen (in situ) oluşumunu göstermektedir.

7.3.1. İz element değerlerinin irdelenmesi

Kimyasal analiz sonuçları iz elementler açısından değerlendirildiğinde özellikle yüksek iyon litofil elementlerden (LILE) Ba^{2+} ve Sr^{2+} alunitik ve kaolinitik zonlarda önemli oranda zenginleşmiştir. Buna karşın alunitik ve kaolinitik zonlarda Rb^{+} iyonunda tüketilme gerçekleşmiştir. Alunitik zonlarda Ba^{+2} ve Sr^{+2} 'nin zenginleşmesi bu elementlerin K^{+} elementi ile yer değiştirdiğini göstermektedir. Elektron mikroskop çalışmasında barit minerali (Şekil 5.47.) tespit edilmiştir. Bu durum Ba^{+2} 'nin hidrotermal çözeltilerle ortama taşınan $(SO_4)^{-2}$ iyonuna bağlanarak barit mineralini oluşturduğunu göstermektedir. Benzer şekilde Gevrekseydi ve çevresinden alınan altere örneklerin hipojen-süperjen alterasyon diyagramında (Şekil 6.4.a) Ba ve Sr elementlerinin yüksek konsantrasyonlarda olduğu görülmektedir. Ba ve Sr hipojen kaolen yataklarında tipik olarak oluşan barit mineraline bağlanır (Dill vd., 2008; Grecco vd., 2012).

Gevrekseydi volkanitlerinin petrografik incekesit çalışmalarında plajiyoklas içeriğinin çok düşük olduğu buna karşın sanidin minerali içeriğinin ise daha fazla olduğu saptanmıştır. Örneklerin kimyasal analizlerindeki düşük CaO içeriği ve buna karşın daha yüksek K_2O içeriği mineralojik bileşim ile kimyasal analiz sonuçları arasındaki ilişkinin uyumlu olduğunu göstermektedir. Özellikle alterasyon zonlarından alınan numunelerin iz elementlerinden Ba ve Sr elementleri ile kısmen Rb elementlerinin yüksek miktarlarda olduğu belirlenmiştir. Ba elementi 1572 ile 372 ppm arasında Sr elementi 1477 ile 81 ppm arasında ve Rb elementi ise 138 ile 7 ppm arasında tespit edilmiştir. Kimyasal analiz sonuçlarında K_2O miktarlarının Ba, Sr ve Rb elementlerinin miktarları ile doğru orantı gösterdiği, benzer şekilde CaO miktarlarının da Sr ve Rb elementlerinin miktarları ile doğru orantı gösterdiği tespit edilmiştir. Örneklerin yüksek sanidin içeriğinin kimyasal analiz sonuçlarındaki yüksek K_2O değerleri ile ilişkili

olduğu göz önüne alındığında, sanidin mineralinde K^+ elementinin özellikle Ba ve Sr elementleriyle ve kısmen Rb elementi ile yerdeğiştirdiği anlaşılmıştır (Shmakın, 1979). CaO miktarları ile Sr ve Rb elementlerinin miktarları arasındaki doğru orantı da benzer şekilde Ca elementi ile Rb ve Sr elementlerinin yerdeğiştirdiğini göstermektedir (Francois, 1988). A2-3 kodlu %45 oranında Fe_2O_3 içeren 2 adet örneğin ise Ni ve Co miktarları oldukça yüksektir. Bu örneklerde Ni elementi 2301 ppm ile 2268 ppm ve Co elementi 344 ppm ile 354 ppm olarak tespit edilmiştir. A2-3 kodlu alterasyon zonunda %79 ve %88 oranlarında götit minerali tespit edilmiş olup bu zonda götit minerali kafes yapısı içerisindeki Fe elementinin yerine belirli ölçüde Ni ve Co elementleri yerleşmiştir (Hem, 2001 vd.).

İz elementlerin bolluğu ve Zr'a karşı TiO_2 oranı ile Ba+Sr'a karşı Ce+Y+La oranı kaolinizasyonun hipojen veya süperjen kökenini ayırt etmek için önemli parametrelerdir. Nadir toprak elementleri ve Zr ve Ti gibi yüksek alan dayanımlı elementler bozunma, taşınma, diyajenez ve metamorfizma süreçleri boyunca düşük hareketlilik göstermektedir (Saleemi ve Ahmed, 2000). Zr'a karşı TiO_2 diyagramında (Şekil 6.4b) Gevrekseydi volkanitleri ve kaolenlerinin içerikleri Dill vd. (1997)'nin çalışmasındaki Peru'nun kuzeybatısındaki hipojen kaolenler ile benzer bir dağılım göstermektedir. Hipojen kökenli kaolen yatakları yüksek Ba ve Sr içeriğine sahiptir çünkü Ba ve Sr hipojen kaolen yataklarında tipik olarak oluşan barit mineraline bağlanır (Dill vd., 2008; Grecco vd., 2012). Bu çalışmada barit mineraline düşük konsantrasyonundan dolayı XRD çalışmalarında rastlanmamıştır ancak elektron mikroskop çalışmasında görüntülenmiştir (Şekil 5.47). Hipojen ve süperjen alterasyon esnasında Ti elementi ana kayadaki birincil minerallerden serbest kalıp nanokristalen formda anataz ve rutil olarak oluşabilir (Schroeder ve Shiflet, 2000). Rutil ve anataz mineralleri XRD çalışmasında tespit edilmiş olup rutil ayrıca SEM çalışmalarında tespit edilmiştir (Şekil 5.46).

7.4. Nadir Toprak Element Değerlerinin İrdelenmesi

Hidrotermal akışkanlar ve hidrotermal altere kayalarda nadir toprak element (REE) konsantrasyonları ile ilgili son yapılan çalışmalar belirli koşullar altında hidrotermal alterasyon esnasında REE elementlerinin mobil (hareketli) olabileceğini göstermiştir. REE mobilitesi; düşük pH, yüksek su/kayaç oranı ve hidrotermal sistemlerde $(CO_3)^{-2}$, F^- , Cl^- , $(PO_4)^{-3}$, $(SO_4)^{-2}$ iyonlarının yüksek konsantrasyonda olması, özellikle asidik koşullarda Cl^- ve $(SO_4)^{-2}$ iyonları ile zengin olması durumlarında etkili olmaktadır (Fulignati vd., 1999).

Düşük pH (asidik) ve yüksek $(SO_4)^{-2}$ (alunitik kayalar) veya F^- (florit) aktivitesinin olduğu ortamda ileri arjilik alterasyon esnasında REE elementlerinde güçlü ayrımlaşmalar gerçekleşir. MREE (Sm, Eu, Gd) ve HREE elementlerinin mobilitesi, ortamdaki yüksek F^-

aktivitesine ve akışkanların düşük pH değerinde olmasına (Fulignati vd., 1999) ve onların bu koşullarda duraylı kompleksler oluşturabilme kapasiteleri ile ilişkilidir (Hikov, 2011). Bazı araştırmacıların yüksek sülfidasyonlu sistemlerde yapmış olduğu çalışmalarda ileri arjilik alterasyon esnasında REE elementlerinin çok hareketli olduğu tespit edilmiştir (Fulignati vd., 1999; Parsapoor vd., 2009). Diğer yandan REE mobilitesi ile ilgili bütün REE elementlerinin tüketilmesi (Barzegar, 2007), alunit oluşumunun farklı aşamaları esnasında REE elementlerinin farklı davranışları (Deyell vd., 2005), LREE'nin HREE'ye göre artışının sistematik bir davranışının olmayışı (Karakaya, 2009) gibi farklı sonuçlara da rastlanmıştır. REE mobilitesindeki bu farklılıklar ortamın pH'ı ve akışkan çözeltilerinin bileşiminin yanısıra REE elementlerini barındıran uygun minerallerin varlığı, altere kayaların permeabilitesi, alterasyonun kinetiği, sonradan süperjenik olayların gelişmesi gibi bazı lokal faktörlerin REE mobilitesinde önemli bir rolü olduğunu göstermektedir (Hikov, 2011).

Kondrit'e göre (Nakamura, 1984) normalize edilmiş ana kaya, kaolinitik zon ve simektitik zon REE element değerlerinin örümcek diyagramındaki durumları değerlendirildiğinde taze kayaç örneklerinin kaolinitik ve simektitik zonlara göre daha yüksek REE element içeriğine sahip olduğu saptanmıştır (Şekil 6.5). Özellikle alterasyon derecesinin kaolinitik zonlarda simektitik zonlara göre daha fazla olduğu göz önüne alınırsa alterasyon derecesi arttıkça REE elementlerindeki bu ayrılaşmanın daha da arttığı ve alterasyon derecesi fazla olan kaolinitik zonda REE elementlerinin daha az miktarda bulunduğu saptanmıştır. Bu durum alterasyon derecesi (CIA) ile REE element içeriklerinin ters orantılı bir ilişki gösterdiğini ortaya koymaktadır. Bu durum alterasyon derecesi daha fazla olan zonlarda yıkanmanın daha fazla olduğunu göstermektedir. Kaolinitik zonların simektitik zonlara göre özellikle HREE elementlerindeki (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ayrılaşmanın LREE elementlerindeki (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) ayrılaşmadan daha fazla olduğu tespit edilmiştir. Bu durum alterasyonun artmasıyla ortamdaki HREE elementlerinin LREE elementlerinden daha fazla uzaklaştığını göstermiştir.

Eu anomalisi mobilite, köken veya fraksiyonlaşma belirtmektedir. Eu^{+2} hareketli bir elementtir ve ana kayaçta bulunan feldispat minerallerinden hidrotermal çözeltilerle uzaklaştırılmaktadır (Karakaya vd., 2012; Genna vd., 2014). Negatif Eu anomalisi taze kayaç örneklerinde $Eu/Eu^* = 0,48-0,66$ arasında, simektitik zonlarda $Eu/Eu^* = 0,66$ değerinde, vermikülitik zonlarda (A2-2) $Eu/Eu^* = 0,72-0,73$ arasında, kaolinitik zonlarda $Eu/Eu^* = 0,73-0,84$ arasında, hematitli zonda ise (R-9) $Eu/Eu^* = 0,89$ değerinde dağılım göstermektedir. Eu anomalisi değerlerinin, CIA (alterasyon derecesi) değerleri ile doğru orantı gösterdiği tespit

edilmiştir (Çizelge 6.3). Alterasyon derecesinin artmasıyla Eu anomalisi değerlerinde artış tespit edilmiştir.

Hidrotermal alterasyon esnasında nadir toprak elementlerinin (REE) ayrışmasını ortaya koymak amacıyla $(La/Sm)_{cn}$, $(Gd/Yb)_{cn}$ ve $(La/Yb)_{cn}$ oranları hesaplanmıştır. LREE elementlerinin (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) ayrışması $(La/Sm)_{cn}$ oranına göre, HREE elementlerinin (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ayrışması ise $(Gd/Yb)_{cn}$ oranına göre belirlenmiştir. LREE'nin HREE'ye göre tüketilmesi ise $(La/Yb)_{cn}$ oranına göre hesaplanmıştır. Taze kayaç örneklerinde $(La/Yb)_{cn}$ oranı 8,74 ile 18,90 arasında, alunitik zonlarda 12,87 ile 271,43 arasında, kaolinitik zonlarda 16,20 ile 23,36 değişim göstermiştir. Özellikle belirli alunitik zonlarda LREE'nin HREE'ye göre önemli oranda tüketildiği $(La/Yb)_{cn}$ belirlenmiştir. %78 alunit içeren A1-3-1 ve A1-3-2 kodlu örneklerde $(La/Yb)_{cn}$ oranı sırasıyla 197,26 ve 271,43 olarak, %90 alunit içeren R-7 örneğinde ise bu oran 256,87 ve % 94,5 natroalunit içeren örnekte bu oran 101,62 olarak hesaplanmıştır. $(La/Yb)_{cn}$ oranındaki bu değerler kondrite göre normalize edilmiş olan numunelerin REE dağılımları diyagramında (Şekil 6.5.) tespit edilen tüketilmeler ile uyumlu sonuçlar ortaya koymuştur. LREE elementlerinin ayrışmasını gösteren $(La/Sm)_{cn}$ oranı ise özellikle alunitik zonlarda ve kaolinitik zonlarda LREE elementlerince ayrışmanın gerçekleştiğini göstermiştir. Taze kayaç örneklerinde $(La/Sm)_{cn}$ oranı 4,95 ile 6,43 arasında, alunitik zonlarda 1,55 ile 36,79 arasında, kaolinitik zonlarda 3,48 ile 10,93 değişim göstermiştir. HREE ayrışmasını gösteren $(Gd/Yb)_{cn}$ oranı da benzer şekilde zonlarda ayrışmanın gerçekleştiğini göstermiştir. Taze kayaç örneklerinde $(Gd/Yb)_{cn}$ oranı 0,83 ile 1,78 arasında, alunitik zonlarda 0,72 ile 13,54 arasında, kaolinitik zonlarda 1,00 ile 5,22 arasında değişim göstermiştir. $(Ce/Ce^*)_{cn}$ oranında ise ciddi bir değişim gözlenmemiştir. Taze kayaç örneklerinde $(Ce/Ce^*)_{cn}$ oranı 0,96 ile 1,05 arasında, alunitik zonlarda 0,91 ile 1,26 arasında, kaolinitik zonlarda 0,89 ile 1,29 arasında değişim göstermiştir. Bu sonuçlar LREE ve HREE elementlerinin alunitik zonlarda kaolinitik zonlara göre daha fazla ayrıştığını ortaya koymuştur. Özellikle LREE elementlerinin alunitik zondaki bu davranışı onların alunit ve elektron mikroskobunda tespit edilen jarosit (Şekil 5.42) minerallerinin kafes yapısına girmesi ile açıklanabilir (Arribas vd., 1995; Fulignati vd., 1999). LREE elementleri alunit-jarosit'in kimyasal formülünde yüksek katyon değerlerinde (A) potasyum (K^+) ile yer değiştirebilir (Scott, 1987). Formül ise şu şekildedir: $[AB_3(XO_4)_2(OH)_6]$ (A: Na, U, K, Ag, NH_4 , Pb, Ca, Ba ve S), (B: Al, Fe, Cu ve Zn) ve (X: P, S). Genel olarak Gevrekseydi ve çevresindeki ileri arjilik alterasyon zondaki element zenginleşmesine bakıldığında S, Sr, Ba, La ve Th elementlerinde zenginleşme görülmektedir. Jarosit minerali bu elementler için iyi bir depolanma yeri olabilir (Terakado ve Fujitani, 1998).

7.5. İzotop Değerlerinin İrdelenmesi

Kaolinitlerin izotopik bileşimi alterasyon esnasındaki şartlar (hipojen, hidrotermal) ile ilişkilidir (Savin ve Lee, 1988). Hidrotermal kökenli kaolinitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi +15 ile -9,2 ‰ arasında değişim gösterirken kalıntı kaolinitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi +15 ile +19 ‰ arasında, sedimanter kaolinitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi ise +19 ile +23 ‰ arasında değişim göstermektedir (Murray ve Janssen, 1984; Sheppard ve Gilg, 1996; Marfil vd., 2005). Gevrekseydi ve çevresindeki kaolinit içerikli killi seviyelerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri +4,24 ile +11,82 arasında değişim göstermektedir. Bu durum Gevrekseydi ve çevresindeki kaolinit oluşumları için hidrotermal kökeni belirtmektedir. Sheppard vd. (1969), Marumo vd. (1982) ve Sheppard ve Gilg (1996) duraylı oksijen ve hidrojen izotoplarını kullanarak süperjen ve hipojen kaolenlerin ayırımını yapmıştır. Gevrekseydi volkanitleri ve kaolenleri, Andacollo kaolenleri, El Salvador kaolenleri ve Lastarria kaolenleri hipojen-süperjen çizgisinin hipojen kökeni belirten tarafına gelmiştir. Bu durum Gevrekseydi volkanitleri ve kaolenlerinin hipojen kökenli olduğunu göstermektedir (Şekil 6.6.). Magmatik olaylar esnasında meteorik suların karışımı nedeniyle düşük δD değerleri elde edilmiştir (Taylor, 1992; Hedenquist, vd., 1998). Şekil 6.6.'da Gevrekseydi kaolenlerinin kaolinit çizgisine paralel bir dağılım göstermesi kaolinit kristallerinin farklı su bileşimleri altında farklı sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir (Meunier, 2005). Gevrekseydi kaolenlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak hesaplanan oluşum sıcaklığı 57 °C ile 108 °C arasındadır. Gevrekseydi yerleşkesinin 5 km. güneybatısında yer alan Yoncalı bölgesinde jeotermal sondajlar neticesinde rezervuar sıcaklığı 48°C - 51°C arasında hesaplanmıştır (Karakuş, 2014). Ayrıca Gevrekseydi yerleşkesinin 2,5 km. güneydoğusunda yer alan Geven köyünde yapılan jeotermal sondaj ile kuyu başı su sıcaklığı 55 °C olarak ölçülmüştür (Yılmazer vd, 2010).

Kaolinitik zonlarda Sheppard ve Gilg (1996) ve simektitik zonda Savin ve Lee (1988) tarafından geliştirilen oluşum sıcaklığı hesaplamaları sonucunda kaolinit ve simektitin hesaplanan oluşum sıcaklığı değerleri Gevrekseydi yerleşkesinin 5 km. güneybatısında yer alan Yoncalı termal bölgesinin 48°C - 51°C arasındaki rezervuar sıcaklığı (Karakuş, 2014) ve Gevrekseydi yerleşkesinin 2,5 km güneydoğusunda yer alan Geven köyünde ölçülen 55 °C kuyu başı su sıcaklığı (Yılmazer vd, 2010) değerlerine yakın oluşum sıcaklığı değerleri hesaplanmıştır. A1-2 kodlu örnek elektron mikroskop çalışmalarında kaolinitin halloysit'e transforme olduğu tespit edilen örnek olup, sıcaklık değeri 108 °C olarak hesaplanmıştır. CIA hesaplamalarında A1-2 kodlu zonun 97-98 CIA değerleri ile aşırı derece alterasyona maruz kaldığı belirlendiği dikkate alındığında 108 °C değerinin hesaplanmış olması CIA değerleri ile

hesaplanan oluşum sıcaklığı arasındaki uyumu göstermektedir. CIA hesaplamalarında A2-2 kodlu zonun 90 CIA değeri ile aşırı derece alterasyona maruz kaldığı belirlendiği dikkate alındığında 97  C değerinin hesaplanmış olması CIA değerleri ile hesaplanan oluşum sıcaklığı arasındaki uyumu göstermektedir. A1-2 kodlu örnek dışındaki kaolinit örneklerinde oluşum sıcaklığı 57-78  C aralığında değişmektedir. Buna karşın A2-2 kodlu örnek dışındaki simektit örneklerinde ise oluşum sıcaklığı 50  C, 62  C ve 63  C olarak hesaplanmıştır. CIA indeksinde simektitik zonların 62-81 CIA değeri aralığında az, orta ve ileri derecede alterasyona maruz kaldığı, kaolinitik zonların ise 81-98 CIA değerleri aralığında ileri derecede ve aşırı derecede alterasyona maruz kaldığı dikkate alındığında hesaplanan oluşum sıcaklığı değerleri ile hesaplanan CIA (alterasyon derecesi) değerlerinin uyum içerisinde olduğu tespit edilmiştir.

7.6. Oluşum Modelinin İrdelenmesi

İleri arjilik alterasyonlarında alunit, jarosit, kuvars, Fe-oksit/hidroksit ve kaolinit mineralleri karakteristiktir (Hemley ve Jones,1964; Meyer ve Hemley, 1967). Gevrekseydi ve çevresinde altere kayaçlarda kaolinit, halloysit, simektit, illit ve vermiklt kil mineralleri tespit edilmiştir. Miktar olarak yüzdece en bol bulunan kil minerali kaolinit'tir. Simektit ise kaolinit'e kıyasla daha az miktarlarda bulunmaktadır. Altere olan kayaçlarda alunit, natroalunit, minamit, jarosit gibi sülfat bileşenli minerallerin; götit, hematit, manyetit gibi demir bileşenli minerallerin; kil minerali olarak kaolinit'in varlığı arjilik/ileri arjilik yüksek sülfidasyonlu epitermal tipi bir oluşumu göstermektedir (izelge 7.1).

Çizelge 7.1. Hidrotermal alterasyonun sınıflandırılması (Gifkins vd., 2005).

Genel Terminoloji	Alterasyon mineral parajenezi (koyu yazılanlar ana parajenezlerdir)	Cevher Sistemi
Arjilik	Kaolinit (veya halloysit, veya dikit) +montmorillonit ±serizit (veya muskovit) ±klorit	Porfiri Cu, Yüksek ve düşük sülfidasyon epitermal, jeotermal
İleri arjilik	Profillit + kaolinit (veya dikit) ± kuvars ±serizit ±andaluzit ±diyaspor ±alunit ±topaz ±zunyit ±enarjit ±turmalin ±pirit ±kalkopirit ±hematit	Porfiri Cu, Yüksek sülfidasyon epitermal, jeotermal
Orta arjilik	Klorit + serizit ± kaolinit ±montmorillonit ± illit-simektit ± kalsit ± epidot ± biyotit ± pirit	Porfiri Cu, Yüksek sülfidasyon epitermal
Fillik (veya serizitik)	Serizit + kuvars + pirit ±biyotit ±klorit ±rutil ±lökoksen ±kalkopirit ±illit	Porfiri Cu
Serizitik (veya fillik)	Serizit + kuvars + pirit ±K-feldispat ±biyotit ±kalsit ±dolomit ±klorit ±andaluzit ±kloritoid ±albit ±pirotin	Porfiri Cu, Düşük sülfidasyon epitermal, jeotermal, Volkanojenetik masif sülfid, sediment içeren masif sülfid
Propilit (veya sossoritleşme)	Epidot (veya zeosit veya klinozesit) + klorit + albit ±karbonat ± serizit ±montmorillonit ±septaklorit ±apatit ±anhidrit ±ankerit ± hematit ± pirit ±kalkopirit	Porfiri Cu, Yüksek sülfidasyon epitermal, düşük sülfidasyon epitermal, jeotermal
Potasik	K-feldispat (ortoklaz) +biyotit +kuvars ±manyetit ±serizit (veya muskovit) ±albit ±klorit ±anhidrit ±apatit ±rutil ±epidot ±kalkopirit ±bornit ±pirit	Porfiri Cu

Gevrekseydi ve çevresindeki alterasyon zonları artan sıcaklık ile birlikte kil minerallerinin belirli bir şekilde bulunmaları ile karakterize edilmiştir. Alunit, kaolinit, jarosit, illit, kristobalit ve kuvars mineralleri düşük pH'nın olduğu asidik bir ortamı temsil etmektedir (White ve Hedenquist, 1995). Al₂O₃ orta derecedeki asitte düşük çözünürlüğünden dolayı hidrotermal alterasyonda hareketsiz olarak kabul edilir. Çözeltinin pH'ı yüksek sıcaklıkta 4'ten düşük olduğu durumlarda Al₂O₃ hareketli (mobil) hale gelir ve SiO₂ çözünmez hale gelir (Inoue, 1995). Çalışma sahasında yapılan gözlemlerde kaolenlerin içerisindeki fay zonlarının silisçe, demirce ve sülfatça zengin olduğu tespit edilmiştir. Silisçe zengin zonlar, kil yataklarının merkezinde artan jeotermal suların yükseldiği kısımda bulunmaktadır (Inoue, 1995). Gevrekseydi ve çevresindeki kil oluşum bölgelerinde silisçe zengin zonların kil yataklarının merkezinde jeotermal suların yükseldiği kısımda olduğu gözlenmiştir. Fay zonları ayrıca yüksek sülfür içeriğine sahiptir ancak kaolinizasyon, hidrojen iyonlarının silikatların hidroliz

reaksiyonları neticesinde tüketilmesi ile azalır (Ece vd., 2013). Artan hidrotermal sular, fay zonları ve riyolitik-dasitik kayalar boyunca yükseldikçe ve sıcaklık düştükçe, düşük pH değerinde (~2) K-feldispat altere olarak alunit oluşturur, reaksiyonun devam etmesiyle pH dereceli olarak yükselir (~4) ve K-feldispat altere olarak kaolinit mineralini oluşturur (Ece vd., 2013). Gevrekseydi ve çevresindeki simektit oluşumları hidrotermal suların pH değerinin arttığını ve sıcaklık derecelerinin düştüğünü göstermektedir.

Ece vd. (2013)'e göre adularya ($KAlSi_3O_8$) - serizit tip hidrotermal sistemlerinde gerçekleşen düşük sülfidasyon olayları esnasında Na, K, Ca ve az miktarda Si kaolenleşmenin olduğu bölgeden çözünerek uzaklaşır. Yüksek sülfidasyon olayları (alunit-kaolinit veya asid sülfat tip hidrotermal sistemler) esnasında yüksek sıcaklık ve basınçtaki jeotermal sular (SO_4)⁻² ve K⁺'ca çok doygun haldedir. Derinlerdeki yüksek sıcaklık asit çözeltilerinin farklı türdeki ana kayalarda kayaç oluşturan elementleri, yüzeydeki bir çözeltilen daha çok yıkayıp ortamdan uzaklaştırma kapasitesi vardır. Bu son derece agresif çözeltiler kaolen minerallerini ve silika minerallerini oluşturmaktadır. Silika çözünürlüğü ise pH'ın düşmesiyle azalır ve SO₂'nin çözünmesi, kaynayan suda H₂SO₄'ü oluşturur, bunun neticesinde yüzeye yakın koşullarda pH'ın 2-2,5 civarındaki değerinde alunit minerali oluşur (Browne ve Ellis, 1970; Simmons ve Browne, 2000) (Çizelge 7.2).

Çizelge 7.2. Düşük sülfidasyon ve yüksek sülfidasyon hidrotermal alterasyonlarda pH aralıklarındaki mineral birliktelikleri (White ve Hedenquist, 1995).

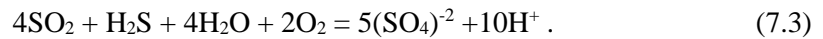
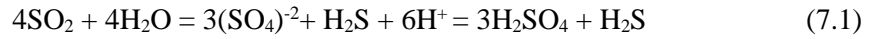
	Yüksek Sülfidasyon	Düşük Sülfidasyon
Akışkanın pH'ı	Asidik 1 < Ph < 3	Nötr pH
Mineral Birlikteliği	Alunit, Kaolinit, Profillit, Diyaspor, İllit'e doğru zonlanma	İllit (serizit) Tabakalı Killer

Gevrekseydi ve çevresindeki kil oluşum bölgelerinde yüksek sülfidasyon epitermal tip oluşum gerçekleşmiştir. Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerinde KD-GB doğrultusunda uzanan faylar boyunca hidrotermal çözeltiler silisçe zengin suları getirip sıcaklığın düşmesiyle fay zonları boyunca metrelerce kalınlıktaki silis şapka kütlelerinin oluşmasını sağlamıştır. Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerinde yüksek alunit mineralizasyonları (Çizelge 7.3) faylar boyunca yükselen jeotermal suların sülfat getirdiğini göstermektedir.

Çizelge 7.3. Yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon epitermal sistemlerde minerallerin bolluk oranları (White ve Hedenquist, 1995).

Mineral	Yüksek Sülfidasyon	Düşük Sülfidasyon	Çalışma alanındaki mineralizasyon
Alunit	Yaygın	Yok	Yaygın
Kaolinit	Yaygın	Nadir	Yaygın
Kuvars	Bol	Bol	Bol
Kalsedon	Az	Yaygın	Yok
Barit	Yaygın	Az	Az
Adularya	Yok	Yaygın	Yok
Kalsit	Yok	Yaygın	Yok
İllit	Az	Yaygın	Az

Yaklaşık 3 km. derinlikteki yüksek sülfidasyon koşullarında yoğun yıkama ve alterasyon neticesinde magmatik buhardan elde edilen magmatik kökenli asidik çözeltiler oluşur (Sillitoe ve Hedenquist, 2003; Chouinard vd., 2005; Wang, 2010). Asidik çözeltilerle zenginleşmiş yükselen jeotermal sular meteorik sular ile etkileştiğinde çözeltinin pH'ı aşağıdaki reaksiyonlar ile azalır (Ece vd., 2013);

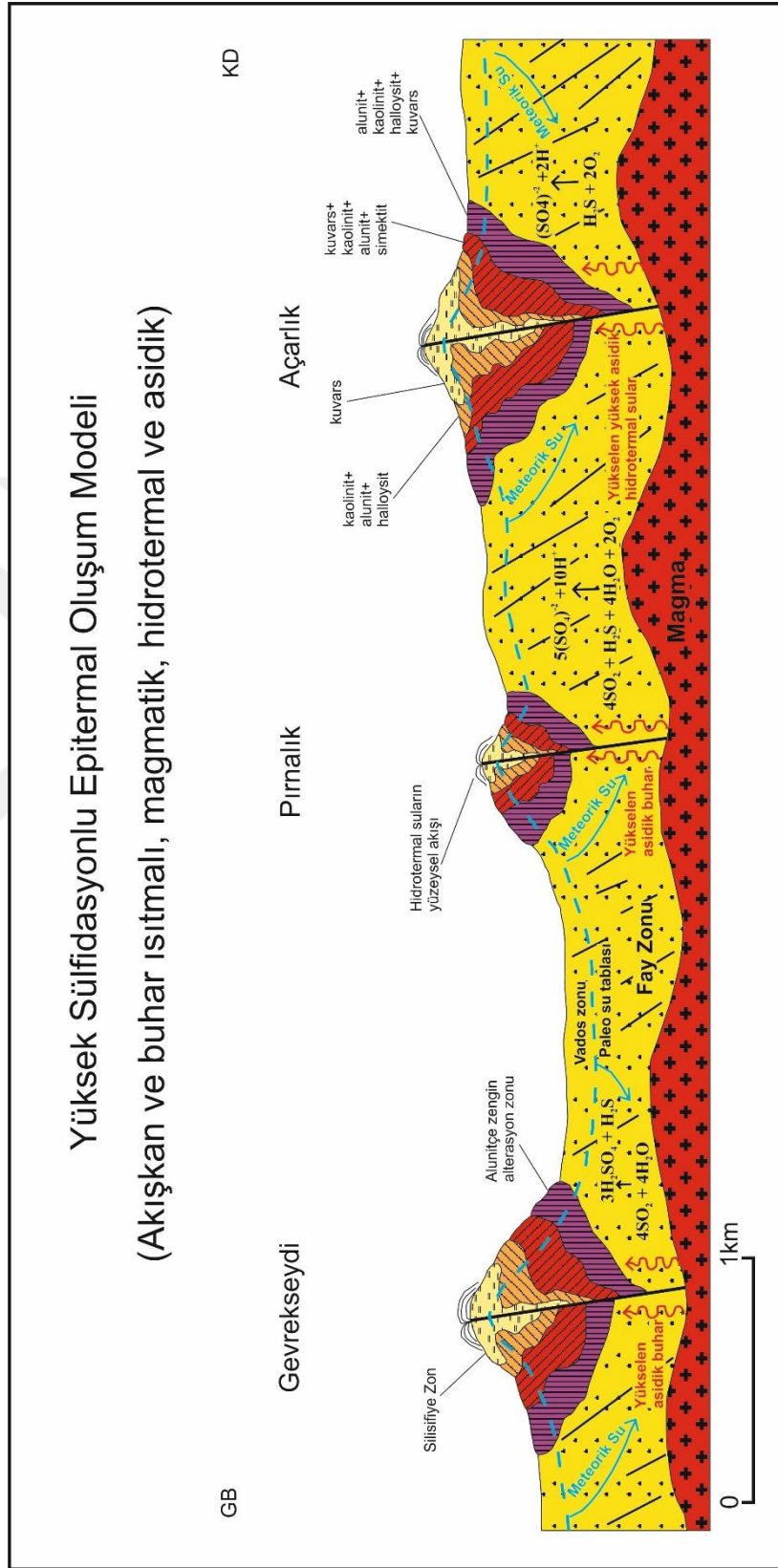


Sonuç olarak yükselen hidrotermal çözeltiler Gevrekseydi ve çevresinde yüzeye yakın kesimlerde asidik alterasyon gerçekleştirmiş ve alterasyon zonlarının oluşmasını sağlamıştır. Çalışma sahasında özellikle Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerindeki dikey zonlanma en üstte silis şapka, merkez kısımda kaolinit-alunit-kuvars birlikteliği ve alt kesimlerde altere tüfler ile karakterize olmaktadır. Bu tür bir zonlanma batı Sardinya, İtalya'daki kaolen mineralizasyonuna benzer şekilde başlıca akışkanların yapısal unsurlarla (faylarla) kontrolünü ve az oranda da litolojik kontrole işaret etmektedir (Simeone vd., 2005).

Tüfler, camsı bileşimleri, yüksek poroziteleri ve yüksek permeabilitelerine bağlı olarak güçlü bir şekilde hidrotermal olarak altere olmuşlardır. Hızlı çözümleri, iyon değişimine, camsı malzemenin basitçe altere olmasına ve mikronaltı partikül parçalarının çözülmesi ile ilişkilidir (Bloom ve Nater, 1991). Tüf'ün bileşimi Al'a kıyasla Si'un çözülme oranını etkilemektedir, tüf bileşimine bağlı olarak derinlerde jeotermal sular riyolit-dasitlerin ve tüflerin

içerisinden geçerken düşük pH değerlerinde Al'a oranla daha çok Si çözünür. Bu Si'ce zengin jeotermal sular yüzeye çıkarak büyük silis şapkaları oluşturmuştur (Ece vd., 2013).

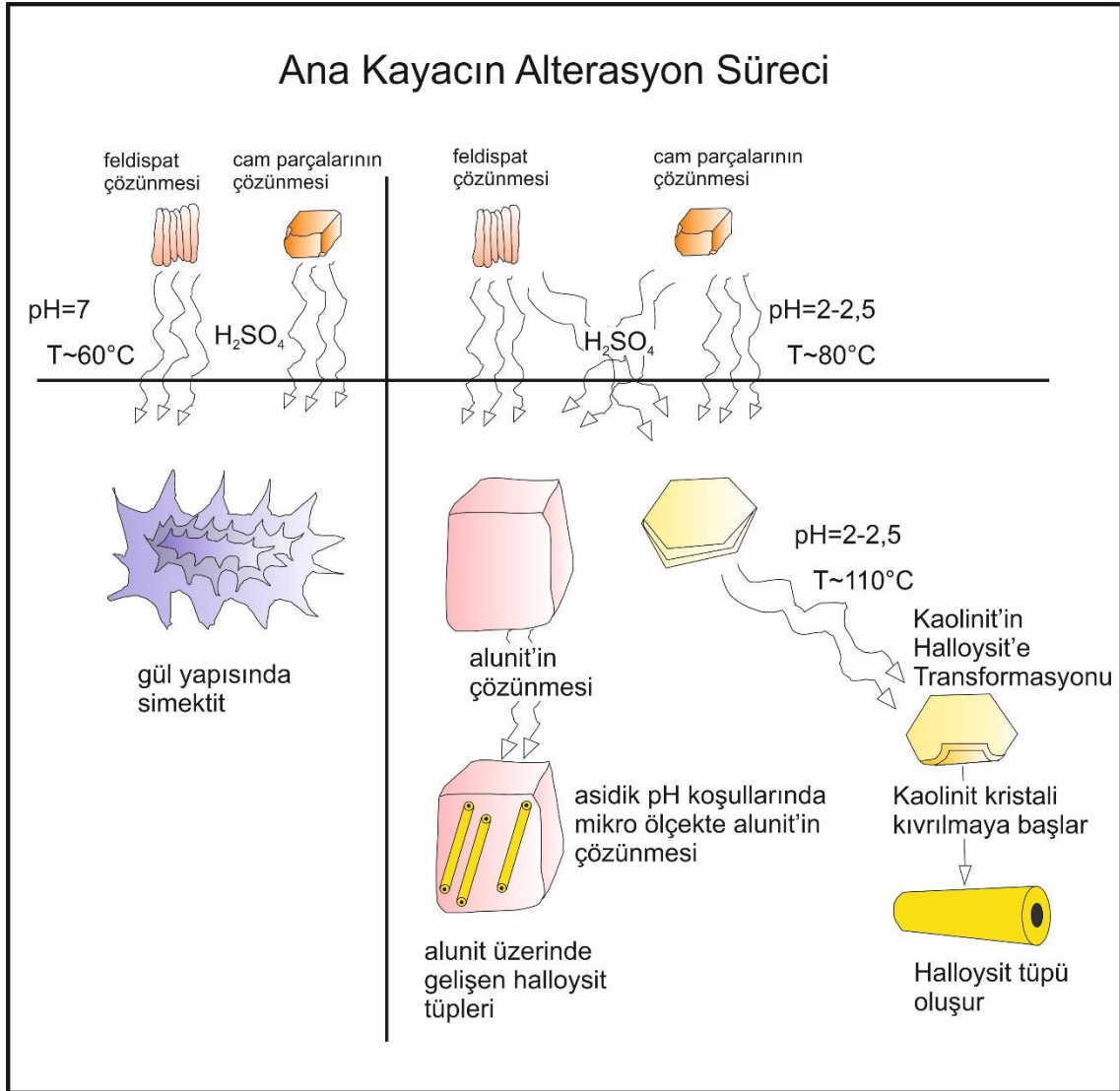
Ece vd. (2013)'e göre sıg epitermal sistemlerde paleo-su tablasının önemine ilk olarak Sillitoe (1993) dikkat çekmiştir. Sıg epitermal sistemlerde su tablasının pozisyonunu kontrol eden üç önemli faktör tanımlamıştır; yatay poroz bağlantıların olması ve sonrasında silisifikasyon; mineralizasyon esnasında düşen potansiyometrik bir yüzeyin olması, böylece değerli metal içeren damarların üzerinde asidik olarak yıkanan zonun üzerine baskı yapmak; potansiyometrik yüzeylerin topoğrafik çöküntülerde kesişimi, böylece sıcak suların yükselimi ve silika birikimini sağlamak. Bu duruma göre Gevrekseydi ve çevresinde kaolinizasyon paleo su tablasında veya paleo su tablasının üzerinde gerçekleşmiştir. Çatlak sistemlerinde yükselen kaynar su, serin ve okside yeraltısuyu ile etkileşir ve zonlarda asidik magmatik uçucuların ve H₂S içeren buharın yoğunlaşmasını sağlar; SO₂ ve H₂S'ün sülfat'a oksidasyonu paleo su tablasının üzerindeki vados zonda volkanik kayaları altere eden asidik çözeltileri oluşturur (Sillitoe, 1993). Gevrekseydi ve çevresinde silis şapkaların ve çatlak sistemleri boyunca birçok silisifiye kayacın varlığı paleo su tablasının kaolinizasyon esnasında yüzeye yakın olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak buhar ısıtmalı asidik akışkanlar ileri arjilik alterasyonun gerçekleşmesini sağlamıştır. Bu bulgulara göre Gevrekseydi ve çevresindeki kil oluşum bölgeleri için akışkan ve buhar ısıtmalı magmatik hidrotermal bir sistem neticesinde yüksek sülfidasyonlu epitermal bir oluşum modeli önerilmiştir (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Gevrekseydi ve çevresindeki bölgelerde gerçekleşen yüksek sülfidasyonlu epitermal oluşum modelinin gösterimi.

7.7. Killerin Oluşum Modelinin İrdelenmesi

Taramalı elektron mikroskop çalışmalarında kaolinit, halloysit ve simektit'in ana kayacın mineralleri (K-feldispat) ve cam parçaları üzerinde kristallenmeye başladığı görüntüleri elde edilmiştir. SEM görüntüleri baz alınarak kil minerallerinin hidrotermal alterasyon ve çözünme süreçleri neticesinde oluşumunu gösteren model hazırlanmıştır (Şekil 7.2). Ana kayacın feldispat minerallerinin ve cam parçalarının alterasyonunu hidrotermal suların pH değeri ve sıcaklığı kontrol etmektedir. Yüksek sülfidasyonlu hidrotermal ortamda ana kayacın içine nüfuz eden H_2SO_4 ana kayacın minerallerini çözmeye (dissolution) uğratmaktadır. Oksijen döteryum izotop analizleri neticesinde saptanan oluşum sıcaklığı değerleri dikkate alındığında, hidrotermal suların sıcaklığı yaklaşık $80^{\circ}C$ ve pH'ı 2-2,5 arasında olduğu durumda feldispat mineralleri ve cam parçaları çözünerek alunit ve kaolinit minerallerini oluşturmaktadır. SEM çalışmalarında ayrıca kaolinit kristallerinin halloysit tüplerine transformasyon ile dönüştüğü belirlenmiştir. Simektit ise oksijen döteryum izotop analizleri neticesinde saptanan oluşum sıcaklığı değerleri dikkate alındığında yaklaşık $60^{\circ}C$ 'de ve ~ 7 pH değerinde oluşmaktadır.



Şekil 7.2. Hidrotermal alterasyon ve çözünme süreçleri ile ana kayacın kaolinit, alunite, halloysit ve simenit'in oluşumunun SEM çalışmaları temelli oluşturulan modeli (Ece vd., 2013'ten değiştirilmiştir.).

7.8. Kaolinitin Halloysite Transformasyon Modelinin İrdelenmesi

Kaolinitin halloysite nasıl transformasyon ile dönüştüğünü ortaya koymak amacıyla pek çok çalışma yapılmıştır. (Bates vd., 1950; Costanzo and Giese, 1985; Bailey, 1990; Robertson ve Eggleton, 1991; Singh, 1996; Singh ve Mackinnon, 1996; Tari vd., 1999; Bobos vd., 2001). Bu çalışmalar deneysel veya teorik olarak yapılan çalışmalardır. Literatürde bu transformasyon mekanizması ile ilgili görüntü bazlı yapılan çalışma azdır. Bu çalışma bireysel kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine transformasyon ile nasıl dönüştüğünü taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmasıyla görüntü temelli olarak ortaya konulmuştur.

Bobos vd. (2001)'e göre literatürde kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine transformasyonu ile ilgili iki mekanizma öne sürülmüştür;

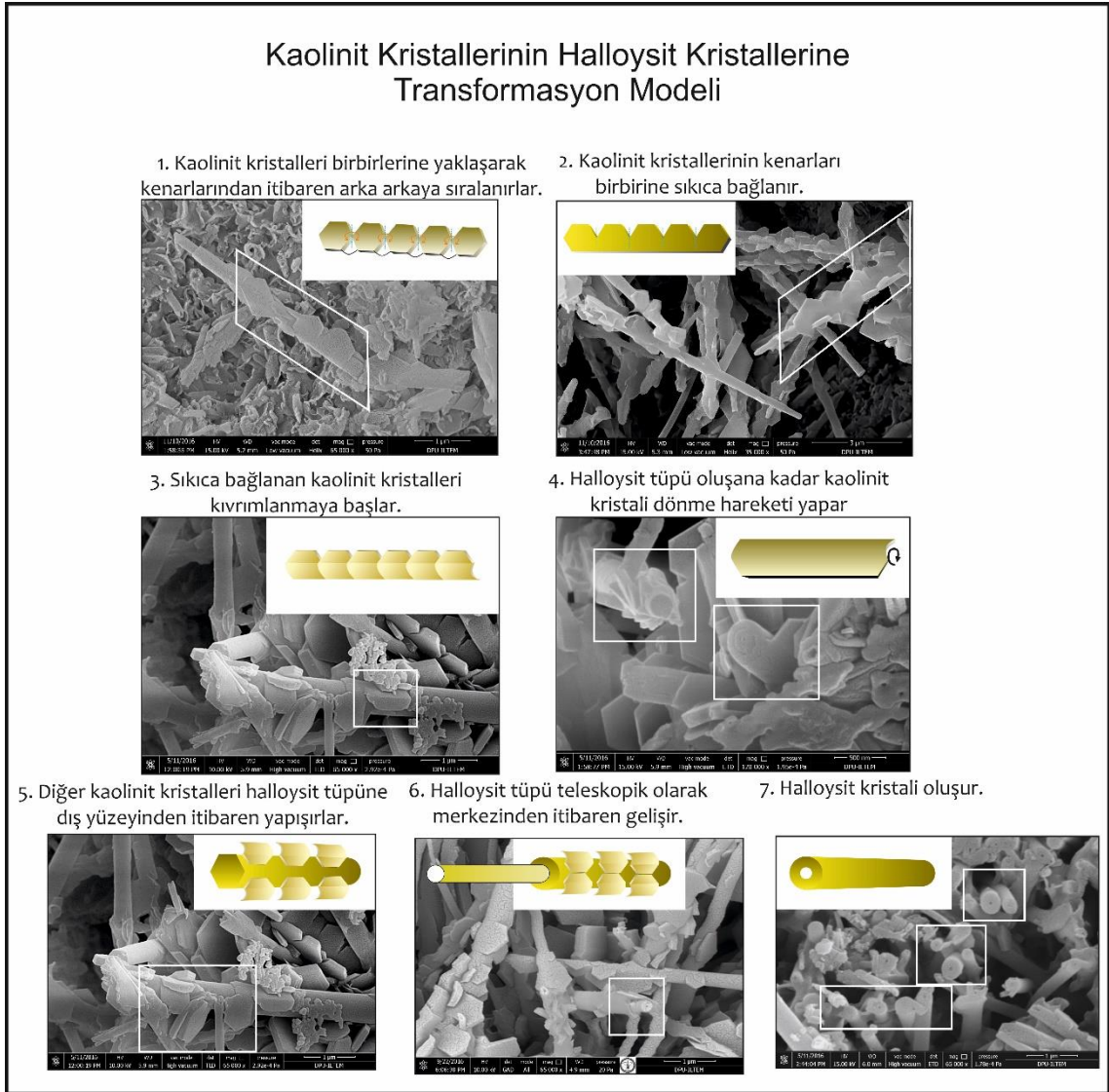
i) yanal yöndeki uyumsuzluğun düzeltilmesi için tetrahedral tabakadaki rotasyon (Bailey, 1990),

ii) yanal yöndeki uyumsuzluğun düzeltilmesi için Si-Si itme kuvvetine bağlı olarak tabakalar arasındaki kohezyonun azalması (Singh, 1996).

Bailey (1990), Bates vd. (1950)'nin modelini yeniden yorumlayarak kaolinit'in basal oksijenlerinde tetrahedral rotasyon olduğunu buna karşın halloysitte ise tetrahedral rotasyonun, oksijen tetrahedraların arasındaki deliklerin içerisinde absorbe olan tabakalar arası su tarafından bloke edildiğini öne sürmüştür. Tabakaların arasındaki suyun, tetrahedral rotasyonda ciddi bir etkisi olmayabilir, sadece tabakalar arası hidrojen bağlanmalarını engeller (Costanzo ve Giese, 1985).

Singh (1996) halloysit dönmesi (rolling), kıvrımlanması için hidrate 1:1 tabakalardaki tetrahedral rotasyondan ziyade tetrahedral tabakadaki uyumsuzluğun dönme, kıvrımlanma (rolling) ile düzeltildiği yeni bir model ortaya koymuştur. Singh (1996)'ya göre uyumsuzluk, tepe oksijen düzlemlerinin büzülüp daralmasının neticesinde, Si-O bağlarından Si düzlemlerine ve bazal oksijen düzlemlerine iletilir. Tepe oksijen düzlemleri ve iç kısımdaki OH⁻ düzlemleri arasındaki uyumsuzluğu düzeltmek için 1:1 tabakalar tetrahedral rotasyon veya dönme, kıvrımlanma hareketi yapmalıdır. Singh (1996) tarafından kaolinitin halloysite transformasyonu için gösterilen en uygun mekanizma Si ve tepe oksijen düzlemleri arasında minimum bir daralmaya sebep olan kıvrımlanma, dönme hareketidir.

Taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmalarında yapılan detaylı incelemeler neticesinde Gevrekseydi bölgesinde kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine Singh (1996)'nın ortaya koyduğu kıvrımlanma, dönme hareketi neticesinde transformasyon ile dönüştüğü tespit edilmiştir. Bu dönüşüm mekanizmasının aşamaları SEM çalışmalarıyla görüntülenerek kaolinitin halloysite transformasyon modeli oluşturulmuştur (Şekil 7.3).



Şekil 7.3. Kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine transformasyon modelinin gösterimi.

Bu modelde öncelikle bireysel kaolinit kristalleri birbirlerine yaklaşıp kenarlarından itibaren arka arkaya gelecek şekilde sıralanmaktadır. Arka arkaya sıralanan kaolinit kristalleri bir sonraki aşamada kenarlarından birbirlerine sıkıca bağlanmaktadır. Sıkıca bağlanan kaolinit kristalleri sonrasında kıvrılma hareketi yapmaktadır. İlerleyen aşamada kıvrılma hareketi devam eder ve kristal dönme hareketi yaparak halloysit tüpünü oluşturmaktadır. Oluşan halloysit kristaline dış yüzeyinden itibaren diğer kaolinit kristalleri yapışır ve önceki aşamalardaki kaolinit kristalinin kıvrılma ve dönme hareketini yapar. Bu süreçler devam ederken eşzamanlı olarak halloysit tüpü merkezinden itibaren teleskopik olarak uzayarak gelişimine devam eder. En son aşamada ise halloysit tüpü oluşarak transformasyon süreci tamamlanır.

Singh (1996)'nın çalışmasında bahsettiği transformasyon sürecini başlatan kaolinit kristalinin tetrahedral tabakasındaki uyumsuzluk, ortamın sıcaklığının artması neticesinde gerçekleşmiş olabilir. Singh (1996) çalışmasında tabakalar arasındaki kohezyonun azaldığı ve Si-Si itme kuvvetine bağlı olarak kaolinit kristalinin dönme, kıvrımlanma hareketi yaptığını ileri sürmüştür. Bu çalışmada oksijen döteryum izotop çalışmaları neticesinde transformasyonun gerçekleştiği A1-2 kodlu zondan alınan kaolinit numunesinin oluşum sıcaklığı 108°C olarak hesaplanmıştır. Diğer kaolinitik zonlarda oksijen döteryum izotop çalışmaları ile oluşum sıcaklığının 57°C-78°C arasında hesaplandığı dikkate alındığında 108°C'de kaolinit kristalinin tabakaları arasındaki kohezyonun azalması ve transformasyon sürecinin ortamdaki sıcaklığın artması ile başlaması muhtemeldir.



8. SONUÇLAR

1) Gevrekseydi ve yakın çevresinin jeolojisi alttan üste doğru sırasıyla Üst Kretase yaşlı Kınık ofiyoliti, Alt Miyosen yaşlı Beke Formasyonu, Alt-Orta Miyosen yaşlı Seyitömer Formasyonu, Orta-Üst Miyosen yaşlı Gevrekseydi volkanitleri, Alt Pliyosen yaşlı Çökköy Formasyonu, Pliyosen yaşlı Kocayataktepe Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyondan oluşmaktadır.

2) Gevrekseydi ve yakın çevresinde kil oluşumunun gerçekleştiği Gevrekseydi volkanik kayaları, petrografik incelemelere göre riyolit, riyodasit ve dasit bileşimli kayalardır. Gevrekseydi volkanik kayaları başlıca; sanidin, kuvars, hornblend, biyotit, plajiyoklaz ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır, hyalopilitik ve mikrotaneli porfirik dokuya sahip olup genel olarak ~45–55% arasında feldispat mineralleri ve ~40–45% arasında hamur malzeme içermektedir. Opak mineral olarak ise hematit ve manyetit minerallerini içermektedir.

3) Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarından alınan numunelerin XRD analizleri neticesinde içerdiği mineraller belirlenmiştir ve minerallerin yüzde oranları Rietveld metodu ile tespit edilmiştir. Gevrekseydi kil yatağında; kil mineralleri olarak kaolinit, halloysit, simektit ve vermikülit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise kuvars, alunit, biyotit, şabazit, sanidin, kristobalit, natroalunit, anataz, albit, manyetit, ferrihidrit, spinel ve götit tespit edilmiştir. Pırnalık tepe kil yatağında; kil mineralleri olarak kaolinit, halloysit, simektit, vermikülit ve illit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise kuvars, alunit, hematit, klino enstatit, muskovit, opal (kristobalit-tridimit), sanidin, florit, rutil, diyopsit, natroalunit ve minamit tespit edilmiştir. Açarlık tepe kil yatağında; kil mineralleri olarak kaolinit, halloysit ve simektit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise kuvars, alunit, hematit, kristobalit ve muskovit tespit edilmiştir. Türkmenlik tepe kil yatağında; kil mineralleri olarak simektit, vermikülit ve sepiyolit tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller olarak ise dolomit, manyezit, kristobalit, kuvars, sanidin, ferrisilit, kalsit, biyotit, diyopsit, zeolit ve ankerit tespit edilmiştir. Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının silis şapkalarından alınan örneklerde ise opal-CT, kuvars, moganit, hematit ve rutil tespit edilmiştir.

4) Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarından alınan numunelerin mikro yapı analizleri taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmalarında gerçekleştirilmiştir. SEM çalışmalarında kaolinit kristallerinin altıgen yapraksı morfoloji; halloysitlerin tüp şekilli (tubular shape), uzamış şekilli (elongate shape) ve kısa tüpler şekilli (stubby tubes) morfoloji; simektitlerin ise gül yapısında (rose-like) morfoloji gösterdikleri tespit edilmiştir. Yapılan EDX

analizlerine göre kaolinit ve halloysit kristallerinin kimyasal bileşimi Al, Si ve O'den oluşmaktadır ve simektitler demir içerikli Ca-simektit türündedir.

5) Taramalı elektron mikroskop çalışmaları neticesinde kaolinitlerin volkan camının alterasyonu, simektitlerin volkan camının alterasyonu ve halloysitlerin feldispatların alterasyonu, volkan camının alterasyonu ve kaolinit kristallerinin transformasyonu ile oluştuğu tespit edilmiştir.

6) SEM analizlerinde alunit grubu minerallerden; alunit, minamit ve jarosit mineralleri tespit edilmiştir. Alunit kristali üzerinde yapılan EDX analizlerinde kimyasal bileşiminde K, Al, S ve O elementlerini içerdiği tespit edilmiştir. SEM çalışmalarında alunit'in yanısıra özşekilli hegzagonal morfolojiye sahip kuvars kristalleri tespit edilmiştir. Opal numunelerinde yapılan SEM ve EDX çalışmalarında kuvars, rutil ve barit mineralleri tespit edilmiştir. Türkmenlik tepe numunelerinin SEM çalışmalarında ise dolomit mineralleri tespit edilmiştir. Dolomitin EDX analizlerinde kimyasal bileşiminde Ca, Mg, C ve O elementlerini içerdiği belirlenmiştir.

7) Gevrekseydi volkanik kayalarına ait katodoluminesans (CL) incelemelerinde; K-feldispat (sanidin), magmatik kuvars, hidrotermal opal ve demir elementi içeriği tespit edilmiştir.

8) Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının DT/TGA incelemelerinde yaklaşık 100 °C'ler arasında görülen endotermik reaksiyonlar kil minerallerinin, özellikle simektit ve halloysit'in dehidratasyonunu (nem kaybını), 530-590 °C arasındaki gelişen ana endotermik reaksiyon piki, kil minerallerinin atom şebekesinin parçalanması ve kristal suyunun ayrılmasını (dehidroksilasyon), 900-1000 °C'lerde görülen ekzotermik reaksiyonlara ait pik ise silikat minerallerinin oluşumunu belirtmektedir. Kloss (1974)'e göre DTA eğrilerindeki dehidroksilasyon sıcaklıklarına bağlı olarak kaolinitlerin kristal yapısının aşırı derecede düzensiz ve çok bozuk sınıflarında olduğu tespit edilmiştir.

9) FTIR analizi çalışmalarında 3690,52 cm^{-1} ve 3619,91 cm^{-1} (kaolinit ve halloysit) değerlerinde bantlar tespit edilmiştir. Bu değerlerde tespit edilen güçlü bağ, hidroksil'in (OH^-) bağlanmasını belirtmektedir. FTIR analizi çalışmalarında ayrıca Si-O germe titreşimlerini belirten ve kuvars mineralinin varlığını gösteren 796,08 cm^{-1} , 688,56 cm^{-1} , 529,32 cm^{-1} ve 460,54 cm^{-1} değerlerinde bantlar tespit edilmiştir. FTIR analizlerinde tespit edilen 3690,52 cm^{-1} , 3619,91 cm^{-1} , 1114,11 cm^{-1} , 910,91 cm^{-1} , 796,08 cm^{-1} , 688,56 cm^{-1} , 529,32 cm^{-1} ve 460,54 cm^{-1} değerleri kaolinit mineralinin varlığını, 910,91 cm^{-1} değerinde gözlemlenen titreşim ise hematit mineralinin varlığını göstermektedir.

10) Anaoksite, iz element ve nadir toprak element analizleri Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarında hidrotermal alterasyon sürecinde elementel hareketliliğin gerçekleştiğini göstermiştir. Gevrekseydi ve çevresindeki hidrotermal alterasyon asidik, düşük pH ve düşük sıcaklık koşulları altında gerçekleşmiştir.

11) Gevrekseydi kaolenlerinde birincil minerallerin alterasyonunu belirten çözülme - ayrışma ve yer değiştirme - kristalizasyon mekanizmasının varlığı, kaolinit kristallerinin tane boylarında önemli farklılıkların olmaması, kaolinit kristallerinde kırıkların bulunmaması hidrotermal alterasyon ile birlikte birincil kaolen oluşumunun gerçekleştiğini göstermiştir. Ayrıca Ba+Sr'a karşı Ce+Y+La diyagramı Gevrekseydi ve çevresindeki kaolinizasyonun hipojen kökenli olduğunu ortaya koymuştur. İzotop analizleri neticesinde oluşturulan $\delta^{18}\text{O}$ 'e karşı δD diyagramında da benzer şekilde Gevrekseydi ve çevresindeki killi seviyelerin hipojen kökenli olduğu belirlenmiştir.

12) Kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerleri Gevrekseydi bölgesi için 83,02, Pırnalık bölgesi için 82,76, Açarlık bölgesi için 83,12 ve Türkmenlik bölgesi için 69,19 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerinde ileri derece alterasyon, Türkmenlik bölgesinde ise orta derecede alterasyon gerçekleşmiştir.

13) Kaolinitik ve simektitik zonlar için oluşturulan kütle değişimlerini gösteren diyagramda SiO_2 ve Al_2O_3 kaolinitik ve simektitik zonda zenginleşmiştir. Özellikle simektitik zonlara kıyasla kaolinitik zonlarda taze/bozunmamış kayaca göre Fe_2O_3 , CaO ve Na_2O önemli ölçüde yıkanmaya uğramıştır. Kaolinitik zonda kayba uğrayan MgO ve K_2O simektitik zonda zenginleşmiştir.

14) İz elementlerden Ba^{+2} ve Sr^{+2} ana kayaca göre alunitik ve kaolinitik zonlarda önemli oranda zenginleşmiştir. Ba^{+2} elementi 1572 ile 372 ppm arasında Sr^{+2} elementi ise 1477 ile 81 ppm arasında tespit edilmiştir. Ana kayaca göre alunitik ve kaolinitik zonlarda Rb^+ iyonunda ise tüketilme gerçekleşmiştir. Rb elementi ise 138 ile 7 ppm arasında tespit edilmiştir.

15) Simektitik zonlarda geçiş metallerinden Ni, Co, Zn, Pb ve Cu'da kütleli anlamda ciddi bir artış gerçekleşmiştir. Ana kayaca göre simektitik zonda Ni 93 kat, Zn 51 kat, Co 19 kat, Pb 10 kat, Cu 6 kat artmıştır. Kaolinitik zonlarda ise geçiş metalleri bakımından Ni'nin 11 kat artışı dışında ciddi bir kazanç veya kayıp gerçekleşmemiştir. Ayrıca Gevrekseydi bölgesinde %45 oranında Fe_2O_3 içeren A2-3 kodlu alterasyon zonundaki yüksek Ni (2301 ppm ve 2268 ppm) ve yüksek Co miktarları (344 ppm ve 354 ppm) Gevrekseydi ve çevresinde ekonomik açıdan önem arz eden metalik zenginleşmelerinin olduğunu göstermiştir.

16) Nadir toprak elementlerinin (REE) Nakamura (1984) kondrit değerlerine göre normalize edilerek çizilen örümcek diyagramında ana kayaca göre kaolinitik ve simektitik zonlarda REE elementlerince tüketilme tespit edilmiştir. Özellikle simektitik zonda hafif nadir toprak elementlerindeki (LREE; La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) tüketilmenin ağır nadir toprak elementlerine göre (HREE; Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) daha fazla olduğu belirlenmiştir. Kaolinitik zonda ise simektitik zona kıyasla hem LREE elementlerinde hemde HREE elementlerinde daha fazla azalma gerçekleşmiştir. Bu durum alterasyon derecesi arttıkça REE elementlerindeki yıkanmanın daha fazla gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Negatif Eu anomalisi ise hem kaolinitik hemde simektitik zonlarda belirgindir.

17) İzotop analizleri neticesinde $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 4,24 ile 12,41 arasında değişim gösterirken δD değerleri -110,02 ile -74,24 arasında değişim göstermiştir. Kaolinitik zonlarda kaolinit'in oluşum sıcaklığı Sheppard ve Gilg (1996) tarafından geliştirilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve kaolinit ile su arasındaki izotopik ayrışma faktörü ($1000 \ln(\alpha) = 2.76 \cdot 10^6/T^2 - 6.75$) kullanılarak 57-108 °C aralığında hesaplanmıştır. Simektitik zonda simektit'in oluşum sıcaklığı ise Savin ve Lee (1988) tarafından geliştirilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve simektit ile su arasındaki izotopik ayrışma faktörü ($1000 \ln(\alpha) = 2.58 \cdot 10^6/T^2 - 4.19$) kullanılarak 50-97 °C aralığında hesaplanmıştır.

18) Gevrekseydi ve çevresindeki kil yatakları yüksek sülfidasyonlu epitermal bir sistemde ileri arjilik alterasyon neticesinde oluşmuştur. Bu sistemde bölgedeki başlıca mineralizasyon faylar tarafından kontrol edilen yüksek sülfidasyonlu hidrotermal akışkanlar ile sağlanmıştır. Gevrekseydi, Pırnalık ve Açarlık bölgelerindeki alterasyon zonlarının başlıca mineralizasyonu en üstten en alta doğru sırasıyla opal (opal-CT, kuvars) bileşimli silis şapka, kaolinit + alunit + halloysit mineralizasyonu, kuvars + kaolinit + alunit + simektit mineralizasyonu ve alunit + kaolinit + halloysit + kuvars mineralizasyonu şeklinde gerçekleşmiştir.

19) Ana kayacıkta başlıca feldispat minerallerinin ve cam parçalarının alterasyonunu H_2SO_4 içeren hidrotermal suların pH değeri ve sıcaklığı kontrol etmiştir. Hidrotermal suların sıcaklığı yaklaşık 80°C ve pH'ı 2-2,5 arasında olduğu durumda feldispat mineralleri ve cam parçaları çözünerek alunit ve kaolinit minerallerini; yaklaşık 60°C ve ~7 pH değerinde olduğu durumda ise simektit oluşmuştur.

20) Bu çalışma bireysel kaolinit kristallerinin halloysit kristallerine transformasyon ile nasıl dönüştüğünü taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmasıyla görüntü temelli olarak ortaya koymuştur. Bu transformasyon ile ilgili oluşturulan modelde öncelikle bireysel kaolinit

kristalleri arka arkaya sıralanırlar ve kenarlarından birbirlerine sıkıca bağlanırlar. Sonrasında kaolinit kristalleri kıvrılma hareketi yapar ve ilerleyen aşamada kaolinit kristali dönme hareketi yaparak halloysit tûpünü oluşturur. Halloysit tûpü merkezinden itibaren teleskopik olarak uzayarak gelişmektedir. En son aşamada ise halloysit tûpü gelişimini tamamlar ve transformasyon süreci tamamlanır.



9. ÖNERİLER

- 1) Gevrekseydi ve çevresindeki kil yataklarının rezerv tespit çalışmaları yapılabilir.
- 2) İnceleme alanındaki kil minerallerinin endüstride kullanım alanlarına yönelik çalışmalar yapılabilir.
- 3) Çalışma alanında belirli alterasyon zonlarında Çizelge 6.6.'da belirtilen ağır metal elementlerince zenginleşmelerin olduğu tespit edilmiştir. İnceleme alanında sondaj çalışmaları ile birlikte ağır metal zenginleşmelerine yönelik çalışmalar yapılabilir.
- 4) Çalışma alanında çok sayıda kaynak suyu bulunmaktadır. Bu kaynak suları bölge halkı tarafından kullanılmaktadır. Çalışma alanındaki ağır metal zenginleşmeleri göz önüne alınarak bu suların insan sağlığı bakımından kullanımının uygun olup olmadığına yönelik hidrojeolojik çalışmalar yapılabilir.
- 5) Çalışma alanında birçok tarımsal ürün yetiştirilmektedir. İnceleme alanındaki ağır metal zenginleşmeleri göz önüne alınarak elde edilen bu tarımsal ürünlerin insan sağlığı açısından jeobotanik incelemeleri yapılabilir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

Abdüsselamoğlu, S. (1977). Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği, Hacettepe Üniversitesi, *Yerbilimleri*, C. 1, s. 1-6.

Akay, E. (2009). Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and its comparison with the Oligo-Miocene granitoids in NW Anatolia: implications on Tertiary tectonic evolution of the region, *Int. J. Earth Sci.*, 98, 1655–1675.

Akbulut, A., Aygün, A. ve Dündar, A., (1984). Emet yöresi bor tuzu sahalarının jeolojisi ve çökel ortamları. *MTA Dergisi*, C. 101-102, s. 20-47.

Akdeniz, N., Konak, N. (1979), Simav-Emet- Dursunbey- Demirci Yörelerinin Jeolojisi, MTA Raporu No. 6547, S. 108, Ankara.

Akkiraz, M. S., Akgün, F., Utescher, T., Wilde, W., Bruch, A., Mosbrugger, A., (2012), Palaeoflora and climate of lignite-bearing lower–middle Miocene sediments in the Seyitömer and Tunçbilek Sub-basins, Kütahya Province, Northwest Turkey: *Turkish Journal of Earth Sciences*, C.21, s.213–235.

Akkuş, M., (1962). Kütahya-Gediz arasındaki bölgenin jeolojisi, *M.T.A. Dergisi*, C. 58, s.21-30.

Arribas, A. J., Cunningham, C. G., Rytuba, J., J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwisocki, M. H., McKee, E.H., Tosdal, R.M., (1995). Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, 90, 795–822.

Arslan, M., Kadir, S., Abdioğlu, E., Kolaylı, H. (2006). Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals*, 41, 597-617.

Ataman, G. (1977). Batı Anadolu zeolit oluşumları, *Yerbilimleri Dergisi*, 3-1. 85-94.

Ataman, G., Baysal, O. (1978). Clay Mineralogy of Turkish Borate Deposits. *Chemical Geology*. C. 22, s. 233-247.

Bailey, S., W. (1990). Halloysite-A critical assessment. *Sciences Geologiques*, C. 86, s. 89-98.

Barzegar, H., (2007). Geology, petrology and geochemical characteristics of alteration zones within the Seridune prospect, Kerman, Iran. Doktora Tezi, RWTH Aachen University, s.180.

Baş, H., (1983). Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi, *M.T.A. Raporu*, No: 7293.

Baş, H. (1986). Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, C. 27, s. 11-18.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Baş, H., (1987). Tavşanlı Domaniç (Kütahya) volkanitlerinin özellikleri ve Batı Anadolu Senozoyik volkanizmasındaki önemi [Characteristic features of the Tavşanlı Domaniç (Kütahya) volcanics and its importance in west Anatolian Cenozoic volcanism]: *Bulletin Geological Social Turkey*, C.30, s.67–80.
- Bates T., F., Hildebrand, F., A., Swineford, A. (1950). Morphology and structure of endellite and halloysite. *Amer. Mineral.*, C. 35, s. 463-484.
- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Yuste, A., Gonzalaez Lopez, J. M. (2008). Genesis of kaolinite from Albian sedimentary deposits of the Iberian Range (NE Spain): analysis by XRD, SEM and TEM. *Clay Minerals*, 43, 459-475.
- Beer, H. (1964). Şaphane (Kütahya) alunit yataklarının etüdü hakkında ön rapor, MTA Gen. Müd. Rapor No. KHM-61, Ankara (yayımlanmamış).
- Bingöl, E. (1977). Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bulteni*, 20, 13–66.
- Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., (1982). Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 2, 437-446.
- Bish, D., L. (1993). Rietveld refinement of the kaolinite structure at 1.5 K. *Clays and Clay Minerals*, C. 41, s.738-744.
- Bloom, P., R., Nater, E., A., (1991). Kinetics of dissolution of oxide and primary silicate minerals. In: Sparks, D. L., Suarez, D. L. (Eds.), Rates of Soil Chemical Processes: Soil Science Society of America Book Series (Madison), s.151–189.
- Bobos, I., Duplay, J., Rocha, J., Gomes, C. Kaolinite to halloysite-7Å transformation in the kaolin deposit of São Vicente de Pereira, Portugal. (2001). *Clays and Clay Minerals*, 49, 6, 596-607.
- Boggs, S., Kwon, Y., Goles, G., G., Rusk, B., G., Krinsley, D., Seyedolali, A. (2002). Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, C. 72, s. 408-415.
- Boulvais, P., Vallet, J. M., Esteoule-Choux, J., Fourcade, S., Martineau, F. (2000). Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168, 211-223.
- Bozkurt, E., (2001). Neotectonics of Turkey — a synthesis. *Geodinamica Acta*. 14, 3–30.
- Browne, P., R., L., Ellis, A., J. (1970). The Ohaaki–Broadlands–Ohaaki geothermal area, New Zealand: mineralogy and related geothermal. *American Journal of Science*. 269, 97–131.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Brunn, J. H., Dumont, J. F., Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., ve Poisson, A. (1971). Outline of the geology of the Western Taurides, Campbell, A. S. (eds), *Geology and History of Turkey, Petrol. Expl. Soc. Libya*, S. 225 – 255.

Calhoun, F., G., Carlisle, V., W., (1972). Infrared spectra of selected colombian Andosols. *Soil Crop Sci Soc Fla, Proc C. 31*, s. 157-161.

Candan, O., (1995). Menderes masifindeki kalıntı granülit fasiyesi metamorfizması, *Turkish Journal of Earth Science*, 4, 35-55.

Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhänsli, R., Rimmel, G. ve Akal, C. (2005). Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey, *Lithosphere*, 84, 102–124.

Candan, O., Dora, O.Ö., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Partzsch, J. H., Warkus, F.C. ve Dürr, S. (2001). Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey, *International Journal of Earth Science*, 89, 679-882.

Chouinard, A., Williams-Jones, A. E., Leonardson, R., W., Hodgson, C., J., Silva, P., Tellez, J., V., Rojas, F., (2005). Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua Au–Ag–Cu deposit, Chile and Argentina. *Economic Geology*. 100, 463–490.

Christidis, G., Markopoulos, T. (1995) Mechanisms of formation of kaolinite and halloysite in the bentonite deposits of Milos Island, Greece. *Chemie der Erde*, 55, 315-329.

Christidis, G., Scott, P. W., Marcopoulos, T. (1995) Origin of the bentonite deposits of Eastern Milos and Kimolos, Greece, geology, geological, mineralogical and geochemical evidence. *Clays and Clay Minerals*, 43, 63-77.

Christidis, G. E. (1998). Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece. *Clays and Clay Minerals*, 46, 379-399.

Corfu, F., Davis, D.W. (1991). Comment on “Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation” by J.C. Clague-Long, R.W. King and R. Kerrich. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 545-552.

Costanzo, P., M. ve Giese, R., F. (1985). Dehydration of synthetic hydrated kaolinite: a model for dehydration of halloysite (10Å). *Clays and Clay Minerals*, C. 33, s. 415-423.

Cox, K. G., Bell, J., D., Pankhurst, R. J., (1979). The interpretation of igneous rocks, *George Allen ve Unwin*.

Cravero, F., Dominquez, E., Murray, H. H. (1991). Valores $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD en caolinitas indicadores de un clima templadohúmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46, 20-25.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Çağlayan, A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H., ve Akat, U. (1980). Menderes Masifi Güneyine Ait Bulgular ve Yapısal Yorum. *Jeoloji Mühendisliği*, 10: 9-17.

Çelik, Y., Kerey, İ., E., (1999). Domaniç Neojen havzası kömür içerikli çökellerin litofasiyesleri ve depolanma ortamları, 52. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler kitabı*, T.M.M.O.B., Jeoloji Mühendisleri Odası, s. 318-325, Ankara.

Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R., Bousquet, R. (2008). Pressure–temperature evolution of lawsonite eclogite in Sivrihisar; Tavşanlı Zone–Turkey. *Lithos*

Çoban, H., Karacık, Z., Ece, Ö. I. (2012). The role of slab roll-back and extensional collapse on the generation of coexisting early to middle Miocene alkaline and calc-alkaline back-arc magmas in western Anatolia extensional province; a record from Simav (Uşak) region, Turkey. *Lithos*, 140–141, 119–141.

Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western And Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*. 42, 241-268.

Deyell, C., Rye, R., Landis, G., Bissig, T. (2005). Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high-sulfidation deposit, El Indio–Pascua belt, Chile. *Chemical Geol.*, 215, No 1-4, 185-218.

Dilek, Y., Altunkaynak, S., Öner, Z., (2009). Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. In: Ring, U., Wernicke, B. (Eds.), *Extending a Continent: Architecture, Rheology and Heat Budget*: Geological Society, London, Special Publications, 321, s.197–223.

Dill, H., G. (2010). The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium, *Earth-Science Reviews*, 1-420.

Dill, H. G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A., Ahrend, H. (1997). Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt in the Central Andes of NW Peru. *Mineralium Deposita*, 32, 149-163.

Dill, H. G., Kus, J., Dohrmann, R., Tsoy, Y. (2008). Supergene and hypogene alteration in the dual-use kaolinbearing coal deposit Angren, SE Uzbekistan. *International Journal of Coal Geology*, 75, 225-240.

Dominguez, E. (1990). $\delta^{18}\text{O}$ %, $\delta^{34}\text{S}$ %, δD % en piritita caolinita como indicadores de procesos hidrotérmicos magmáticos en Andacollo, Neuquén. (nota breve). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45, 403-406.

Dominguez, E., Iglesias, C., Dondi, M. (2008). The geology and mineralogy of a range of kaolins from the Santa Cruz and Chubut Provinces, Patagonia (Argentina). *Applied Clay Science*, 40, 124-142.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Dora, O. Ö., Candan, O., Dürr, S. ve Oberhänsli, R., (1995). New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. *International Earth Sciences Colloquium on the Egean Region, Izmir-Turkey, C.1*, 53-72.
- Dora, O. Ö., Savaşçın, Y., Kun, N. ve Candan, O. (1987). Post-metamorphic plutons in the Menderes Massif. *Hacettepe Üniv., Yerbilimleri*, 14, 79-89.
- Drits, V., A., Zviagina, B., B., Mccarty, D., K., Salyn, A. (2010). Factors responsible for crystal-chemical variations in the solid solutions from illite to aluminoceladonite and from glauconite to celadonite. *American Mineralogist*, C. 95, s. 348-361.
- Dutrizac, J. E., Jambor, J. L. (2000). Jarosites and their application in hydrometallurgy, in sulfate minerals, crystallography, geochemistry and environment. In: Alpers, C.N., Jambor, J. L., Nordstrom, D. K. (Eds.), *Review Mineralogy Geochemistry*, 40,405–443.
- Dürr, S. (1975). Über alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins, SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis. Thesis, University of Marburg.
- Dürr, S. H., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. ve Seidel, E. (1978). The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism, Closs, H., Roeder, D. R., Schmidt, K. (eds) *Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, Inter – Union Commision on Geodynamics, Central Aegean Region, Scientific Report 38*, 455-477.
- Ece, Ö., I., Ekinci, B., Schroeder, P., A., Crowe, D., Esenli, F. (2013). Origin of the Düvertepe kaolin–alunite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing and styles of hydrothermal mineralization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 57-78.
- Ekosse, G. (2000). The Makoro kaolin deposit, southeastern Botswana: its genesis and possible industrial applications. *Applied Clay Science*, 16, 301-320.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., ve Günay, E. (1978). Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bült.*, C. 21, S. 2, s. 97-106.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E. (1979). Uşak Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Ege Bölgesindeki Yeri. *TJK Bülteni*, 22, 185-198.
- Ercan, T., Günay, E., ve Savaşçın, Y., (1984). Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması: *MTA Dergisi*, 97/98, 86-101.
- Ersoy, E. Y., Çemen, İ., Helvacı, C., Billor, Z. (2014). Tectonostratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean Extended Region: *Tectonophysics*, C.635, s.33–58. doi:10.1016/j.tecto.2014.09.002
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. (2016). Geochemistry and Petrology of the Lower Miocene Bimodal Volcanic Units in the Tunçbilek-Domaniç Basin, Western Anatolia. *International Geology Review*, C. 58/10, s. 1234-1252.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Ersoy, E. Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: Implications for Late Cenozoic crustal extension in western Anatolia, Turkey: *Tectonophysics*, C.488, s.210–232. doi:10.1016/j.tecto.2010.01.007

Ersoy, E. Y., Helvacı, C., Palmer, M. R. (2012a). Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW-trending basins in western Anatolia, Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, C.163, s.379–401. doi:10.1007/s00410-011-0679-3

Ersoy, E. Y., Palmer, M. R. (2013). Eocene-quaternary magmatic activity in the Aegean: Implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny: *Lithos*, C. 180–181, s.5–24. doi:10.1016/j.lithos.2013.06.007

Fitting, H. J., Barfels, T., Trukhin, A. N. ve Schmidt, B. (2001). Cathodoluminescence of crystalline and amorphous SiO₂ and GeO₂. *Journal of Non-Crystalline Solids*, C.279, s.51–59.

Floyd, P. A., Winchester, J. A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291-306.

Francois, R. (1988). A study on the regulation of the concentrations of some trace metals (Rb, Sr, Zn, Pb, Cu, V, Cr, Ni, Mn and Mo) in Saanich Inlet Sediments. British Columbia, Canada, *Marine Geology*, C. 83, S. 1-4, s. 285-308.

Fulignati, P., Gioncada, A., Sbrana, A. (1999). Rare earth element (REE) behaviour in alteration facies of the active magmatic–hydrothermal system of Volcano (Aeolian Island, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 325–342.

Gadsden, J., A. (1975). *Infrared Spectra of Minerals and Related Inorganic Compounds*, Published by Butterworth.

Gawlik, I. (1956). Emet Neojen’indeki borat zuhurlarına ait rapor. *MTA Derleme Raporu*, 2479 (yayınlanmamış).

Genna, D., Gaboury, D., Roy, G. (2014). Evolution of a volcanogenic hydrothermal system recorded by the behavior of LREE and Eu: Case study of the Key Tuffite at Bracemac-McLeod deposits, Matagami, Canada. *Ore Geology Reviews*, 63, 160-177.

Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S. N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey: *Gondwana Research*, C. 24, s. 243–274. doi:10.1016/j.gr.2013.01.005

Gifkins, C., Herrmann, W., Large, R. (2005). *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Univ. Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, Hobart, 275.

Gilg, H. A., Hülmeyer, S., Miller, H., Sheppard, S. M. F. (1999). Supergene origin of the Lastarria kaolin deposit, South-Central Chile, and paleoclimatic implications. *Clays and Clay Minerals*, 47, 201-211.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Goetze J., Zimmerle W. (2000). Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. E Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, s.91 (Contrib Sediment Geol 21).

Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. ve Kozur, H. (1996 – 1997). Pre – Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey, *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 37, 139–161.

Göncüoğlu, M. C., Özcan, A., Turhan, N. ve Isik, A. (1992). Stratigraphy of the Kütahya region. *Field Guide Book for the Symposium on the Geology of the Black Sea Region*, s.3-11. Ankara.

Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakıncı, M. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia — implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine* 132, 637–650.

Götze, J., Plötze, M., Habermann, D. (2001). Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence of quartz—a review. *Mineralogy and Petrology*, C. 71, s.225–250.

Gözler, M., Z., Cevher, F., Ergül, E., Asutay, H., J., (1996). Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi. M.T.A. Rapor No: 9973, Ankara.

Grecco, L. E., Marfil, S. A., Maiza, P. J. (2012). Mineralogy and geochemistry of hydrothermal kaolins from the Adelita mine, Patagonia (Argentina); relation to other mineralization in the area. *Clay Minerals*, 47, 131-146.

Güleç, N. (1991). Crust-mantle interaction in western anatolia: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geol. Mag.* 128, 417-435.

Gün, H., Akdeniz, N. ve Günay, E. (1979). Gediz ve Emet Güneyi Neojen Havzalarının Jeolojisi ve Yaş Sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 8, 3-13, Ankara.

Harward, M., E., Carstea, D., D., Sayegh, A., H. (1969). Properties of vermiculite and smectites: Expansion and collapse. *Clays and Clay Minerals*, C. 16, s. 437-447.

Hasözbeğ, A., Satır, M., Erdoğan, B., Akay, E., Siebel, W. (2011), Early Miocene post-collisional magmatism in NW Turkey: Geochemical and geochronological constraints: *International Geology Review*, C.53/9, s.1098–1119. doi:10.1080/00206810903579302

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposit, Philippines. *Economic Geology*, 93, 373-404.

Helvacı, C. (1977). Emet Havzasındaki Borat yatakları ve ilişkili kayaçların Jeolojisi, Mineralojisi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, Nottingham Üniversitesi.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Billor, Z. (2016). Stratigraphy and Ar/Ar geochronology of the Miocene lignite-bearing Tunçbilek-Domaniç Basin, western Anatolia. *International Journal of Earth Sciences*.

Helvacı, C., Firman, R., F. (1977). Emet Borat Yataklarının Jeolojik Konumu ve Mineralojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, C. 2, s. 17-28, Ankara.

Hem S., R., Makovicky, E., Gervilla, F. (2001). Compositional trends in Fe, Co and Ni sulfarsenides and their crystal-chemical implications: results from the arroyo de la cueva deposits, ronda) peridotite, southern Spain, *The Canadian Mineralogist*, C. 39, S. 3, s.831.

Hemley, J. J., Jones, W., R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, 538-569.

Hikov, A., (2011). Rare earth element mobility during hydrothermal alteration in asarel porphyry copper deposit, central srednogorie. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des sciences*, 64, 8.

Inoue, A., (1995). Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In: Velde, B. (Ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag, Berlin, s. 333.

Jambor, J., L. (1999). Nomenclature of the alunite supergroup. *The Canadian Mineralogist*, 37, 1323-1341.

Jiang, N., Sun, S., Chu, X., Mizuta, T., Ishiyama, D. (2003). Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquanguo syenitic complex, Northern China. *Chemical Geology*, 200, 117-128.

Jiang, S. Y., Wang, R. C., Xu, X. S., Zhao, K. D. (2005). Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Phys. Chem. Earth*, 30, 1020-1029.

Kadir, S., Erman, H., Erkoyun, H. (2011). Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kütahya (western Anatolia), Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 59, 250-276.

Kalafatçioğlu, A., (1962). Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not: *MTA Dergisi*, C. 58, s. 38-46.

Kalafatçioğlu, A., (1964). Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi: *TJK Bülteni IX*, C. 1-2, s. 46-62.

Kalkan, M., Özpinar, Y. (2018). Civanadağ Bölgesi (Güğü-Balıkesir) Piroklastik Kayaçlarının Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, KB-Türkiye, *Aksaray University Journal of Science and Engineering*, C. 2, s. 95-115.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Kapan-Yeşilyurt, S., (2000). İzmir-Manisa-Kütahya yöresi Neojen stratigrafisi ve mollusk faunası, Doktora Tezi, *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Ankara, 187s.
- Karakaya, M., Karakaya, N., Küpeli, Ş., Yavuz, F. (2012). Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey. *Ore Geology Reviews*, 48, 197-224.
- Karakaya, M., Karakaya, N., Temel, A. (2001). Kaolin occurrences in Erenler Dağı volcanics, Southwest Konya Province, Turkey. *International Geology Review*, 43/8, 711-722.
- Karakaya, N. (2009). REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration*, 101, 185-208.
- Karakuş, H. (2014). Kütahya İl Sınırları İçindeki Jeotermal Rezervuarların Jeokimyasal ve İzotopik Yöntemler İle Araştırılması ve Isı Potansiyellerinin Değerlendirilmesi, Program Kodu: 1001, TÜBİTAK Proje No: 112Y140, Aralık.
- Karbuç, İ. (2015). Kütahya'nın İklimsel Özellikleri. *Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 17, 416-428. Ankara.
- Kaya, O., (1972). Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. 15, s. 26-108.
- Kaya, O. (1981). Batı Anadolu alta bindirmesi: ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin jeolojik konumu: *Doğa Bilimleri Dergisi*, Atatürk özel sayısı, 15-36.
- Kelepertsis, A. E., Esson, J. (1987). Major and trace element mobility in altered volcanic rocks near Stypsi, Lesbos, Greece and genesis of kaolin deposit. *Applied Clay Science*, 2, 11-28.
- Keller, W. D. (1977). Scanning electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin - IV. Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. *Clays and Clay Minerals*, 25, 311-345.
- Keller, W. D. (1989). Scanning electron micrographs of clay minerals formed by weathering and other genetic process. s.29-47 in: *Weathering, its Products and Deposits* (K. S. Balasubramaniam et al., editors). Theophrastus Publications, SA., Athens.
- Ketin, İ. (1960). 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Tektonik Haritası hakkında açıklama, *MTA Dergisi*, C. 54, s. 1-6, Ankara.
- Ketin, İ., (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Derg.*, 66, 20-34, Ankara.
- Koç, Ş. (2016). Börezli-Subeylidere (Burhaniye-Balıkesir) çevresindeki tersiyer volkanizmasıyla ilişkili kıymetli metal zenginleşmesi, Ankara Üniversitesi bilimsel araştırma projesi, Proje No. 13B4343012, Ankara.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Konak, N. (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metamorfik kayaçlarının evrimi: İstanbul Yerbilimleri, 3, 313-337.

Konak, N., Akdeniz, N. ve Öztürk, E. M., (1987). Geology of the south of Menderes Massif, I.G.C.P. project no:5, Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean mountain belt, field meeting, Mineral Research and Explanatory Institute Turkey, 42-53.

Koralay, O. E., Dora, O. Ö., Candan, O., Chen, F. ve Satır, M. (2003). Menderes masifindeki paragnayların ilksel çökme yaşına tek zirkon Pb/Pb evaporasyon jeokronolojisi yöntemi ile yaklaşım. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s.64-65.

Koralay, O. İ. E., Candan, O., Akal, C., Dora, O., Ö., Chen, F., Satır, M., Oberhänsli, R. (2011). Geology and geochronology of the Pan-African and Triassic metagranitoids in the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, C. 142, s. 69-121.

Landtwing, M., Pettke, T. (2005) Relationships between SEM-cathodoluminescence response and trace element composition of hydrothermal vein quartz. *American Mineralogist*, C. 90, s. 122-131.

Lyon R., J., P., Tuddenham, W., M. (1960). Infrared determination of the kaolin-group minerals. *Nature*, C. 185, s. 835-836.

MacLean, W.I., Kranidiotis, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 951-962.

Madejová, J., Kraus, I., Tunega, D., Samajova, E. (1997). Fourier transform infrared spectroscopic characterization of kaolin-group minerals from the main Slovak deposits. *Geol Carpathica-Clays*, C. 6, s. 3-10.

Marel H., M., V., Bentelbacher H. (1976). Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures, New York, *Elsevier science publisher*.

Marfil, S. A., Maiza, P. J., Cardellach, E., Corbella, M. (2005). Origin of kaolin deposits in the Rio Negro Province, Argentina. *Clay Minerals*, 40, 283-293.

Marfil, S. A., Maiza, P. J., Montecchiari, N. (2010). Alteration zonation in the Loma Blanca kaolin deposit, Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina. *Clay Minerals*, 45, 157-169.

Marshall, D. J. (1988). *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Unwin Hyman, Boston.

Marumo, K., Matsuhisa, Y., Nagasawa, K. (1982). Hydrogen and oxygen isotopic composition of kaolin minerals in Japan. s.315-320 in: Siliceous Deposits in the Pacific Region (A. Iijima, J. R. Hein and R. Siever, editors). *Developments in Sedimentology*, 35, Elsevier, Amsterdam.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- McDonough, W. F. ve Sun, S. S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Mehmel, M. (1935). Über die strüktür von halloysit und metahalloysit. *Zeitschrift für Kristallographie*, C.90, s. 35-43.
- Meunier, A. (2005). Isotopic composition of clay minerals. s.153-190 in: Clays (A. Meunier, editor). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Meyer, C., Hemley, J., J. (1967). Wall rock alteration. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposit, H. L. Barnes (ed.), 166-235, New York: Holt, Rinehalt ve Winston.
- Murray, H. H. ve Janssen, J. (1984). Oxygen isotopes - indicators of kaolin genesis. Proceedings of the 27th International Geological Congress, 15, 287-303.
- Mutlu, H., Sariiz, K. ve Kadir, S. (2005), Geochemistry and origin of the Saphane alunite deposit, Western Anatolia, Turkey, *Ore Geology Reviews*, 26, 39-50.
- Nebert, K., (1960). Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği [Comparative stratigraphy and tectonics of the lignite-bearing Neogene formations in the west and north of Tavşanlı]: Mineral Research Exploration Bulletin, Turkey, C.54, s.7-35.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey, In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen, (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- Okay, A., (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *Int J Earth Sci* 89:709-727.
- Okay, A., (2011). Tavşanlı zonu: Anadolıd-Torid bloku'nun dalma-batmaya uğramış kuzey ucu. *MTA Dergisi*, 142:195-226.
- Okay, A., I., (1981). The Geology And Blueschist Metamorphism Of The Ophiolites İn Northwest Turkey (Tavşanlı – Kütahya), Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 24, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü.
- Okay, A. I., (1984). Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J. E. Dixon and A. H. F. Robertson), *Geological Society Special Publication No. 17*, 455-466.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Okay, A. I., Siyako, M. (1993). The new position of the Izmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. In: Turgut, S. (Ed.), *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions, Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, s. 333-355. Ankara.
- Okay, A. I., Harris, N. B. W., Kelley, S. P. (1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey: Tectonophysics, C.285, s.275–299. doi:10.1016/S0040-1951(97)00275-8.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin and M. Harrison), *Cambridge Univ. Press*, 420-441.
- Okay, A. I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F. (2001). The tectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 90, 217-233.
- Okay, A. İ. (1986). High Pressure/Low Temperature Metamorphic Rocks Of Turkey, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164, 333 – 347.
- Özgenç, İ., İlbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Egrigöz Pluton in Western anatolia, Turkey: Implications for Magma genesis and Crustal Processes, *International Geology Review*, C. 50, s. 375-391.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turan, N., Uysal, S., Sentürk, K. ve Isık, A. (1988). Late Palaeozoic evolution of the Kütahya-Bolkatdağ belt. *METU J. Pure Appl. Sci.*, 21, 211 – 220.
- Özcan, N., (1986). Seyitömer (Kütahya) Linyitlerinin Palinolojik Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İzmir, 78s.
- Özyurt, N. N., Bayarı, C. S. (2005). Isotope applications in the Aladag karstic aquifer, Taurids, Turkey. Symposium of 2nd Isotope Techniques in National Hydrology, İzmir, Turkey.
- Özpeker, I. (1969). Batı Anadolu borat yataklarının mukayeseli jenetik etüdü. İstanbul Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi, 116 s., İstanbul.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Mackizadeh, M., A. (2009). The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 123–134.
- Patino, L. C., Velbel, M. A., Price, J. R., Wade, J. A. (2003). Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chem. Geol.* 202, 343–364.
- 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, 956-83.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., (2005). The South Aegean active volcanic arc: Relationships between magmatism and tectonics, in Fytikas, M., and Vougioukalakis, G. E., eds., The South Aegean active volcanic arc: Present knowledge and future perspectives: Developments in Volcanology: Elsevier C.7, s.113–133.
- Pevear, D. R., Williams, V. E., Mustoe, G. E. (1980). Kaolinite, smectite, and K-rectorite in bentonites: Relation to coal rank at Tulameen, British Columbia. *Clays and Clay Minerals*, 28, 241-254.
- Ring, U., Collins, A. S. (2005). U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: Timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of Western Turkey: *Journal of Geological Society of London*, C.162, s.289–298. doi:10.1144/0016-764904-016.
- Robertson, I. D. ve Eggleton, R. A. (1991). Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and plagioclase derived kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, C. 39, s. 113-126.
- Ross, C. S., Hendricks, S. B. (1945). Minerals of the montmorillonite group. U.S. Geological Survey Prof. Paper, 205, 23-79.
- Rusk, B. G., Lowers, H. A., Reed, M. H. (2008a). Trace elements in hydrothermal quartz: relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology C.* 36, s. 547.
- Rusk, Brian G., Reed, Mark H., Dilles, J.H. (2008b). Fluid inclusion evidence for magmatichydrothermal fluid evolution in the porphyry copper–molybdenum deposit at Butte, Montana. *Econ. Geol.* C. 103, s. 307–334.
- Rusk, B., G., Reed, M., H., (2002). Scanning electron microscope-cathodoluminescence of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, C. 30, s. 727–730.
- Saleemi, A. A., Ahmed, Z. (2000). Mineral and chemical composition of Karak mudstone, Kohat Plateau, Pakistan: implications for smectite-illitization and provenance. *Sedimentary Geology*, 130, 229-247.
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A., Eand Moine, B. (2000). Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Econ. Geol.* 95, 559–576.
- Salvi, S., Williams-Jones, A., E. (1996). The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1917–1932.
- Sarıyıldız, M. (1987). Seyitömer (Kütahya) KB’sindeki Kömürlü Neojen Kayaların Jeolojisi. Master Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi*, İzmir, Türkiye.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Sarıyıldız, M. (1992). Seyitömer (Kütahya) Kuzey Batı Kömür Yataklarının Jeolojisi ve Kömür Potansiyeli. Geology of Seyitömer Coal Deposits and Coal Potential. *Türkiye 8. Kömür Kongresi Bildiriler Kitabı*. Proceedings of The 8th Coal Congress of Turkey 1992, s. 391-406.

Savin, S. M., Epstein, S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 25-42.

Savin, S. M., Lee, S. (1988). Isotopic studies of phyllosilicates. s.189-223 in: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* (S. W. Bailey, editor). Reviews in Mineralogy, 19, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.

Sippel, R., F., 1968. Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *J. Sediment. Res. C*. 38, s. 530-554.

Schroeder, P. A., Shiflet, J. (2000). Ti-bearing phases in the Huber Formation, an east Georgia kaolin deposit. *Clays and Clay Minerals*, 48, 151-158.

Schwertmann, U., Fitzpatrick, R., W. (1992). Iron Minerals in Surface Environments, *Catena Supplement*, 21, 7-30, Cremlingen.

Scott, K., M., (1987). Solid solution and classification of Gossan – derived members of the alunite–jarosite family, north–west Queensland, Australia. *American Mineralogist*, 72, 178–187.

Semiz, B., Ersoy, E.Y., Özpınar, Y., Helvacı, C., Palmer, M. R., Billor, Z. (2015). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Simav Graben, western Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, C.170, s.24. doi:10.1007/s00410-015-1178-8.

Sengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: Aplate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, C.75, s.181 – 241.

Senkayi, A. L., Ming, D. W., Dixon, J. B., Hossner, L. R. (1987), Kaolinite, opal-CT, and clinoptilolite in altered tuffs interbedded with lignite in the Jackson Group, Texas. *Clays and Clay Minerals*, 35, 281-290.

Seyhan, İ. (1978). Türkiye kaolen yatakları ile hidrotermal cevherleşmeler arasında görülen ilişkiler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, C.4, s.27-31, Ankara, (in Turkish).

Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.

Seyitoğlu, G., Scott, B. C., (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (West Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129, 239–242.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B., C. (1997). The Evolution from Miocene Potassic to Quaternary Sodic Magmatism in Western Turkey: implications for Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, C. 76, s. 127-147.
- Sheppard, S. M. F., Gilg, H. A. (1996). Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S. M. F., Gustafson, L. B. (1976). Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 71, 1549-1559.
- Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., Taylor, H. P. (1969) Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Shmakin, B., M. (1979). Composition and structural state of K-feldspars from some U. S. pegmatites, *American Mineralogist*, C. 64, s. 49-56.
- Siddiqui, M. A., Ahmed, Z. (2008). Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan). *Chemie der Erde*, 68, 207-219.
- Sillitoe, R., H., Hedenquist, J., W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions and epithermal precious metal deposits. In: Simmons, S.F., Graham, I. (Eds.), *Volcanic, Geothermal and Ore-forming Fluids: Ruler and Witnesses of Processes Within the Earth: Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, s.315–343.
- Sillitoe, R. H., (1993). Epithermal models: genetic types, geothermal controls and shallow features. In: Kirkham, R., V., Sinclair, W., D., Thorpe, R., I., Duke, J., M. (Eds.), *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper*, 40, s.403–417.
- Simeone, R., Dilles, J., H., Padalino, G., Palomba, M. (2005). Mineralogical and stable isotope studies of kaolin deposits: shallow epithermal systems of western Sardinia, Italy. *Economic Geology*, 100, 115–130.
- Simmons, S., F., Browne, P., R., L., (2000). Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands–Ohaaki–Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*. 95, 971–999.
- Singh, B. (1996). Why does halloysite roll? –A new model. *Clays and Clay Minerals*, 44, 191-197.
- Smykatz-Kloss, W. (1974). *Differential Thermal Analysis: Application and Result in Mineralogy*. Springer Verlag Berlin Heidelberg, New York.
- Singh, B. ve Mackinnon, I. (1996). Experimental transformation of kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, 44, 825-834.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Sippel R., F., Spencer A., B. (1970). Luminescence petrography and properties of lunar crystalline rocks and breccias. *Proc Apollo 11. Lunar Sci Conf, C.3*, s.2413-2426.

Siyako, M., Bürkan, K. A., Okay, A. I. (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu Peninsulas. *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin* 1, 183–199.

Stevens Kalceff, M. A., Phillips, M., R. (1995). Cathodoluminescence microcharacterization of the defect structure of quartz. *Physical Review C.52*, s.3122.

Stevens Kalceff, M., A., Phillips, M., R., Moon A., R., Kalceff, W. (2000). Cathodoluminescence microcharacterisation of silicon dioxide polymorphs. In *Cathodoluminescence in Geosciences*, edited by Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. Berlin. Springer s. 193–224.

Stoffregen, R., Cygon, G. L., (1990). An experimental study of Na-K exchange between alunite and aqueous sulfate solutions. *American Mineralogist*, 75, 209–220.

Sun, S. S. ve McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. in: *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Special Publication, 42, S. 313-345, *Geological Society*, London.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Tür. Jeol. Kur. Konf. Ser.*, 2, 40.

Şengör, A. M. C. (1985). The Alpides and Kimmerides - The doubled history of problems and prospects. *Geologische Rundschau*. 74, 181–213.

Şengör, A. M. C., Satır, M. ve Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.

Tari, G., Bobos, I., Gomes, C. ve Ferreira, J. M. (1999). Modification of charge density during the kaolinite to halloysite-7 Å transformation. *Journal of Colloid Interface Surface*, 209, 360-366.

Taylor, B. E. (1992). Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. s.190-194 in: *Extended Abstracts, Japan-US Symposium on Magmatic Contributions to Hydrothermal Systems* (J.W. Hedenquist, editor). Geological Survey of Japan Reports, 279.

Terakado, Y., Fujitani, T., (1998). Behaviour of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks. southwestern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 1903–1917.

Tokay, M., Doyuran, V. (1979). Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 209 – 210, Ankara.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Uysal, İ., Dündar, Ş. A., Ersoy, E. Y., Saka, S., Karşlı, O., Zakkari, F., Dilek, Y. (2014). Geochemical make-up of oceanic peridotites from NW Turkey and the multi-stage melting history of the Tethyan upper mantle: *Mineralogy and Petrology*, C.108, s.19–69. doi:10.1007/s00710-013-0277-3

Walker, G., F. (1957). On the differentiation of vermiculite and smectites in clays. *Clay Minerals Bulletin*, C. 3, s. 154-163.

Walker, G., F. (1958). Reactions of expanding lattice clay minerals with glycerol and ethylene glycol. *Clay Minerals Bulletin*, C. 3, s. 302-313.

Van Hinsbergen, D. J., Dekkers, M. J., Bozkurt, E., Koopman, M. (2010). Exhumation with a twist: paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, 29, TC3009. <http://dx.doi.org/10.1029/TC002596>.

Wang, Y. (2010). Physical and chemical characteristics of the host rocks in controlling the mineralization of the Chinkuashih high-sulfidation gold–copper deposits northeastern Taiwan. *Journal of Geochemical Exploration*, 104, 61–68.

White, N., C., Hedenquist, J., W. (1995). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, No. 23, s.1, 9-13.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Wolff, (1963). Structural aspects of kaolinite using infrared absorption *Am. Mineral.*, C. 48, s. 390-399.

Yalçın, H., Gümüşer G. (2000). Mineralogical and geochemical characteristics of late Cretaceous bentonite deposits of the Kelkit Valley Region, northern Turkey. *Clay Minerals*, 35, 807-825.

Yanık, G., (1997). Seyitömer (Kütahya) kömür havzası killilerinin jeolojisi, minerolojisi ve seramik endüstrisindeki kullanım olanakları, Yüksek Lisans Tezi, *Dumlupınar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Kütahya, 47s.

Yanık, G. (2005). Turgutlu (Manisa) Neojen oluşuklarının tuğla kiremit hammaddesi yönünden mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Türkiye.

Yıldız, A., Başaran, C., (2015) Sediment-hosted kaolin deposit from çakmaktepe (Uşak, Turkey): Its mineralogy, geochemistry, and genesis, *Clays and Clay Minerals*, C. 63 (4), s. 235-261.

Yıldız, A., Dumlupınar, I. (2009). Mineralogy and geochemical affinities of bentonites from Kapıkaya (Eskişehir, W Turkey). *Clay Minerals*, 44, 341-360.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Yıldız, A., Kuşçu, M. (2004). Origin of the Basoren (Kutahya, W Turkey) bentonite deposits. *Clay Minerals*, 39, 219-231.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of western Anatolia active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara poly-project, *A Multidisciplinary Approach by Space, Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*, University Press Zurich, s. 31-53.

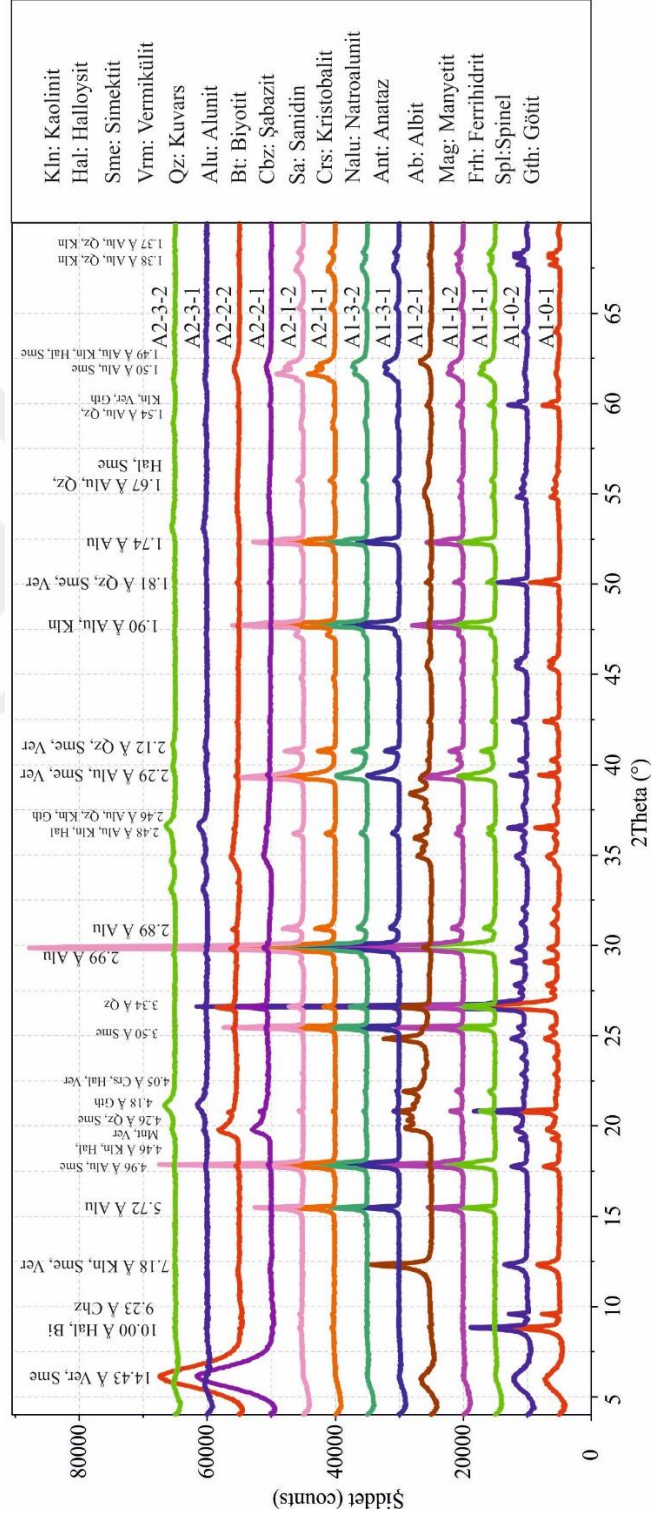
Yılmaz, Y., Genç, Ş., C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area: Geological Society of London Special Publication*, C.173, s.353-384.

Yılmaz, S., Pasvanoğlu, S., Vural, S. (2010). Geven (Kütahya) alanının jeolojisi ve jeotermal olanaklarının değerlendirilmesi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 23, 2, S. 73-85.

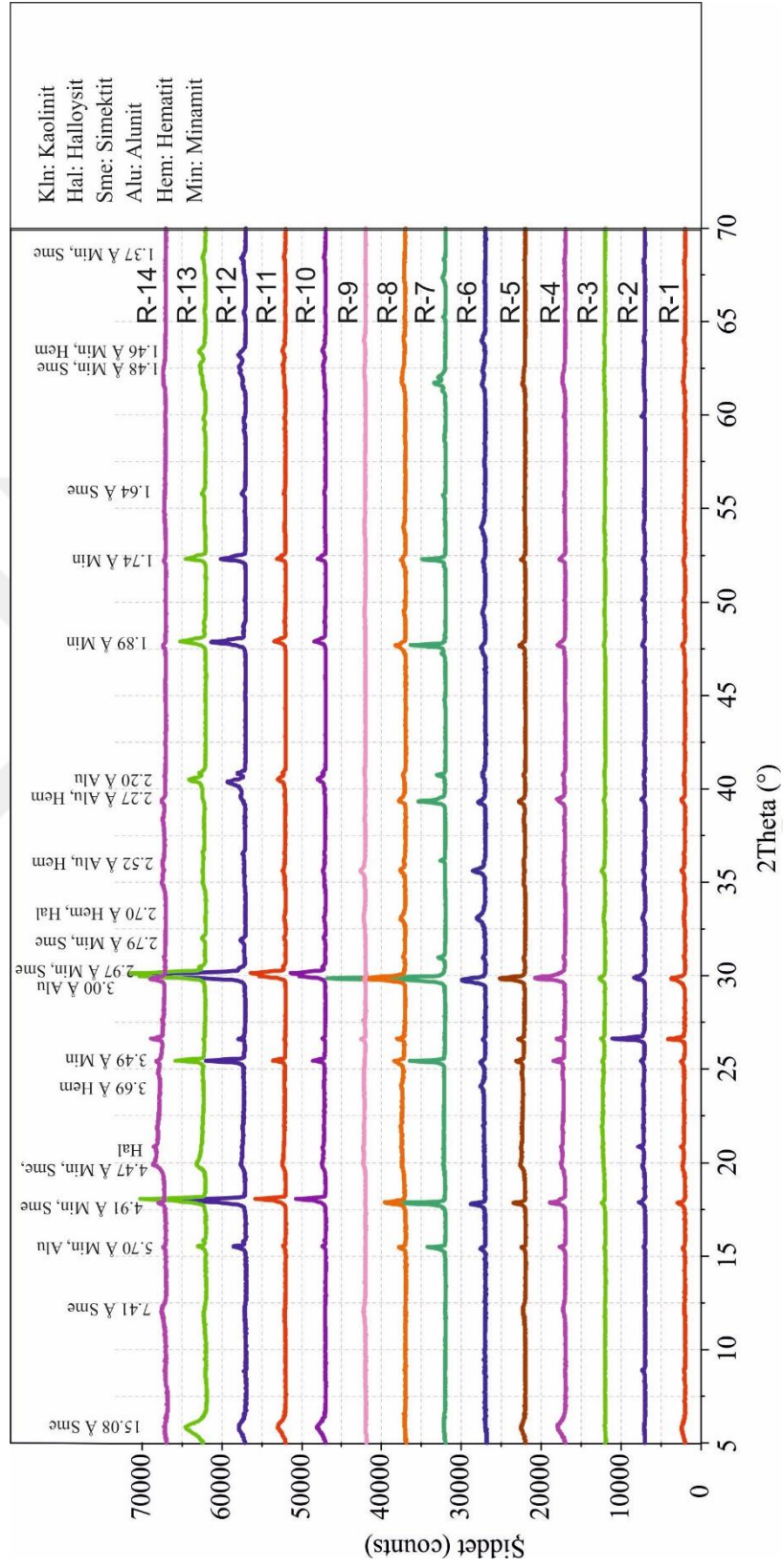
Zinkernagle, U., (1978). Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contrib. Sedimentol.* C.8, s.1-69.

EKLER

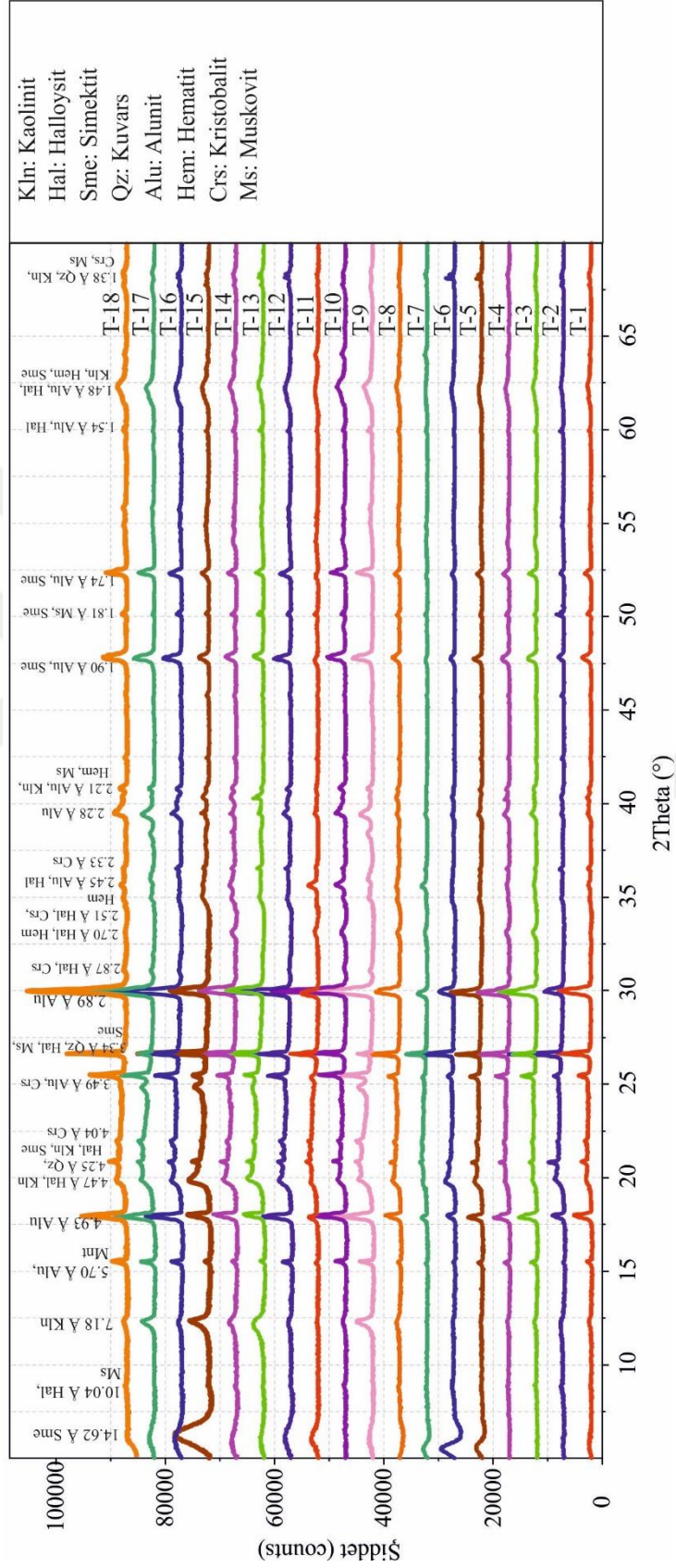
Ek 1. XRD Analiz Sonuçları



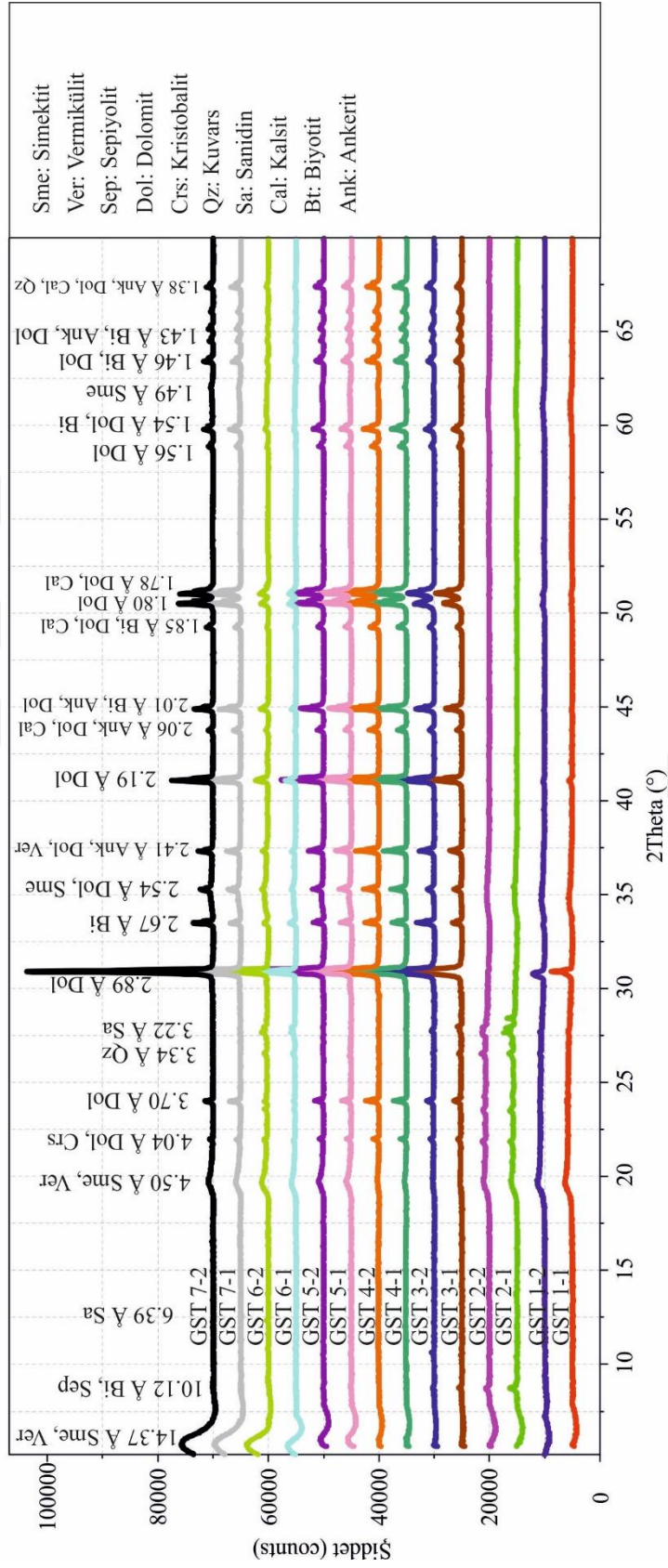
Ek 1 - Şekil 1. Gevrekseydi kil yatağı numunelerinin XRD difraktogramları.



Ek 1 - Şekil 2. Pırnalık tepe kil yatağı numunelerinin XRD difraktogramları.

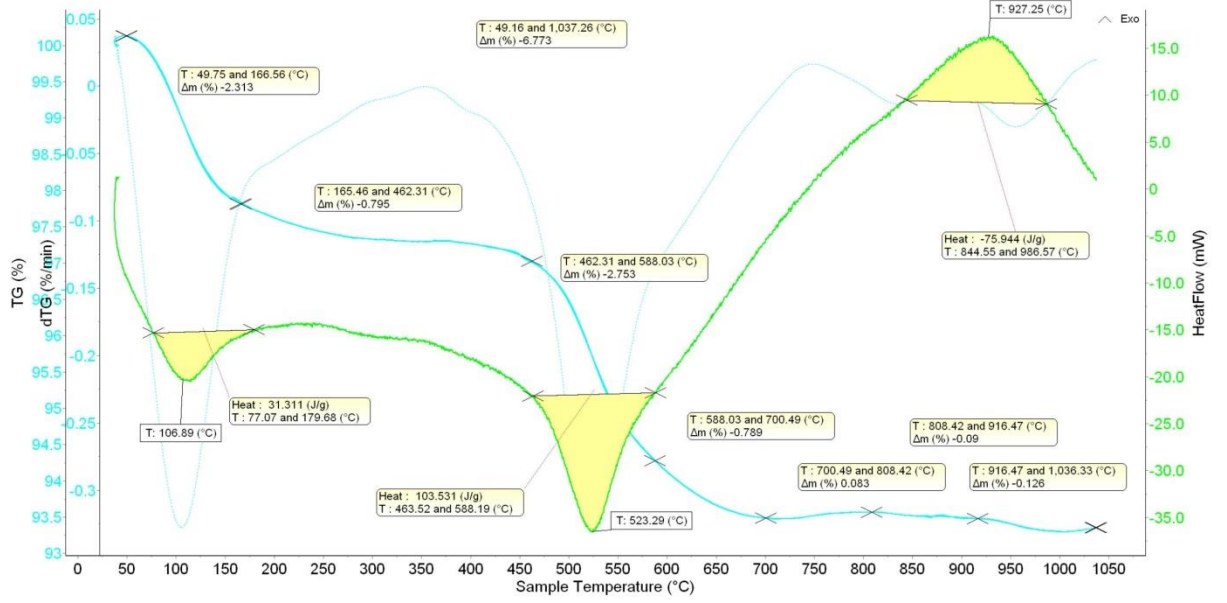


Ek 1 - Şekil 3. Açarlık tepe kil yatağı numunelerinin XRD difraktogramları.

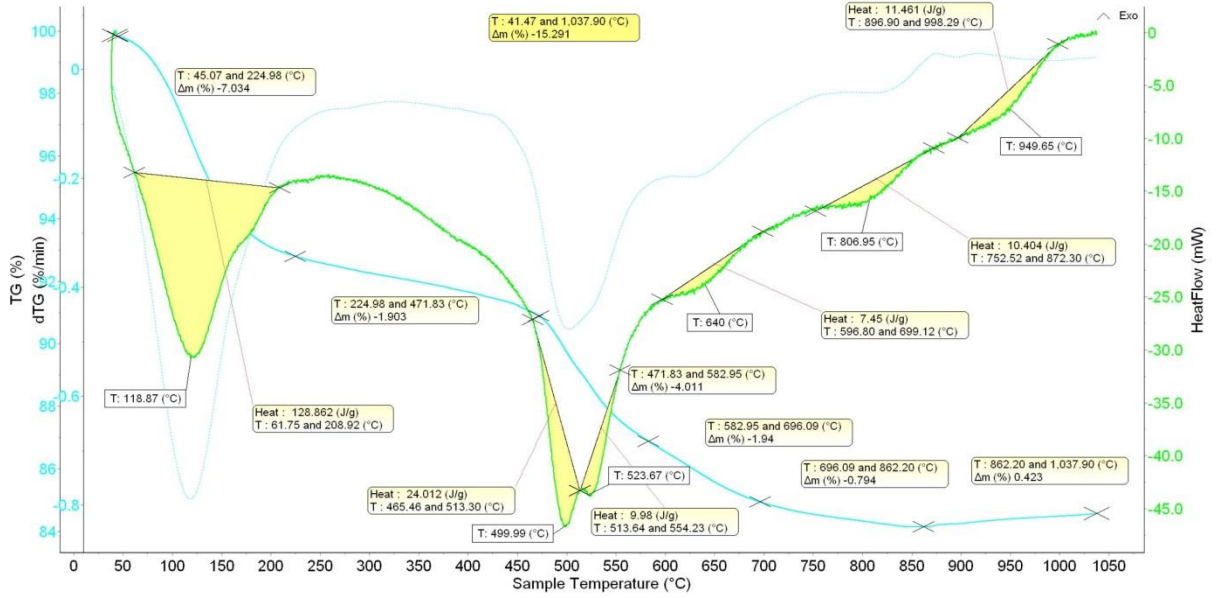


Ek 1 - Şekil 4. Türkmenlik tepe kil yatağı numunelerinin XRD difraktogramları.

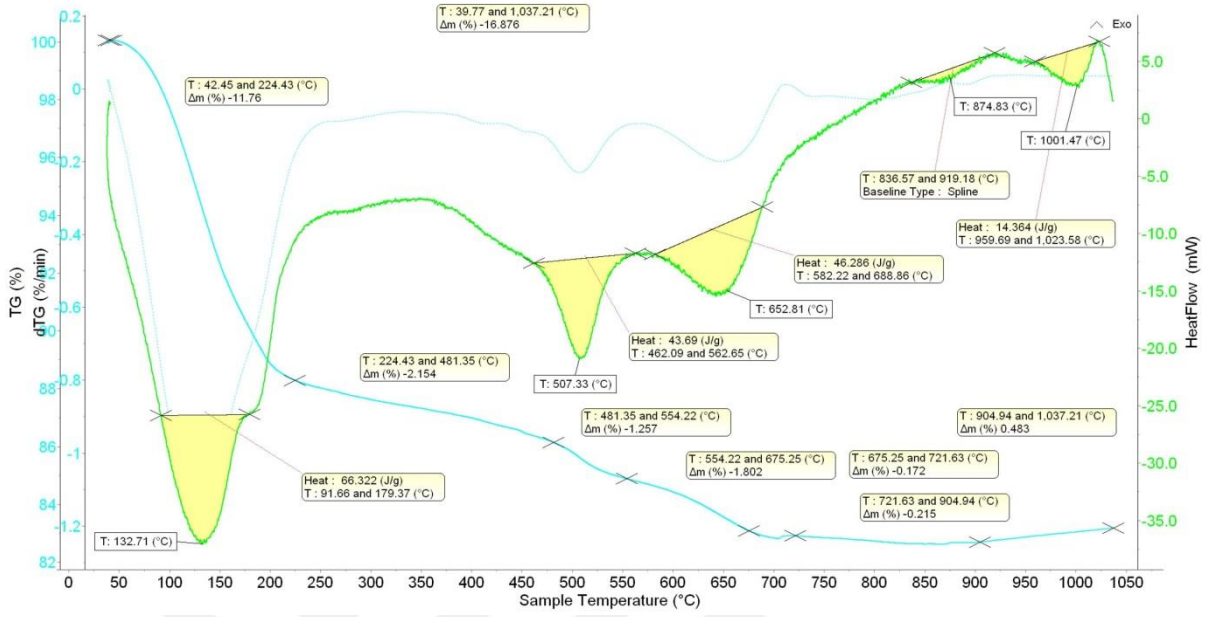
Ek 2. DT/TGA Analiz Sonuçları



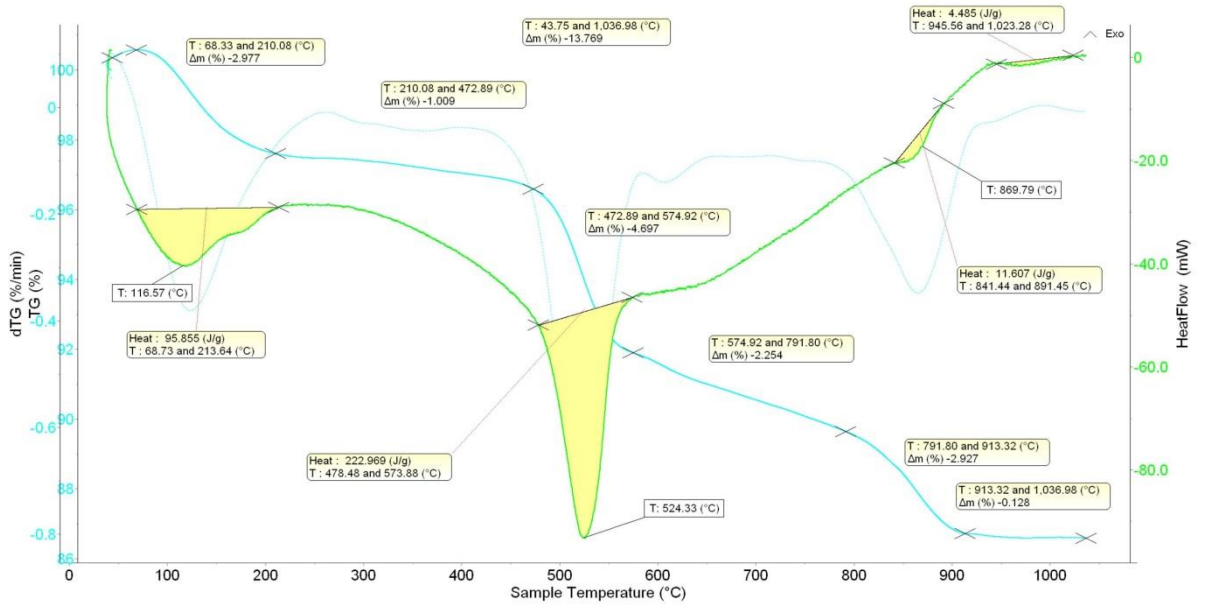
Ek 2 - Şekil 1. A1-0 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



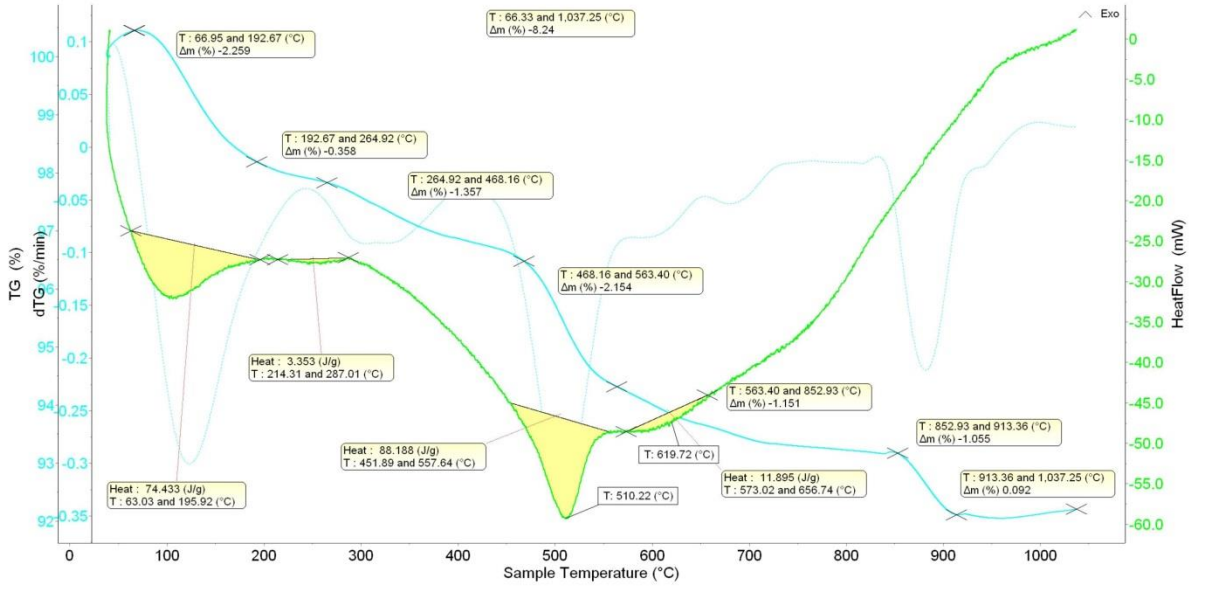
Ek 2 - Şekil 2. A2-2 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



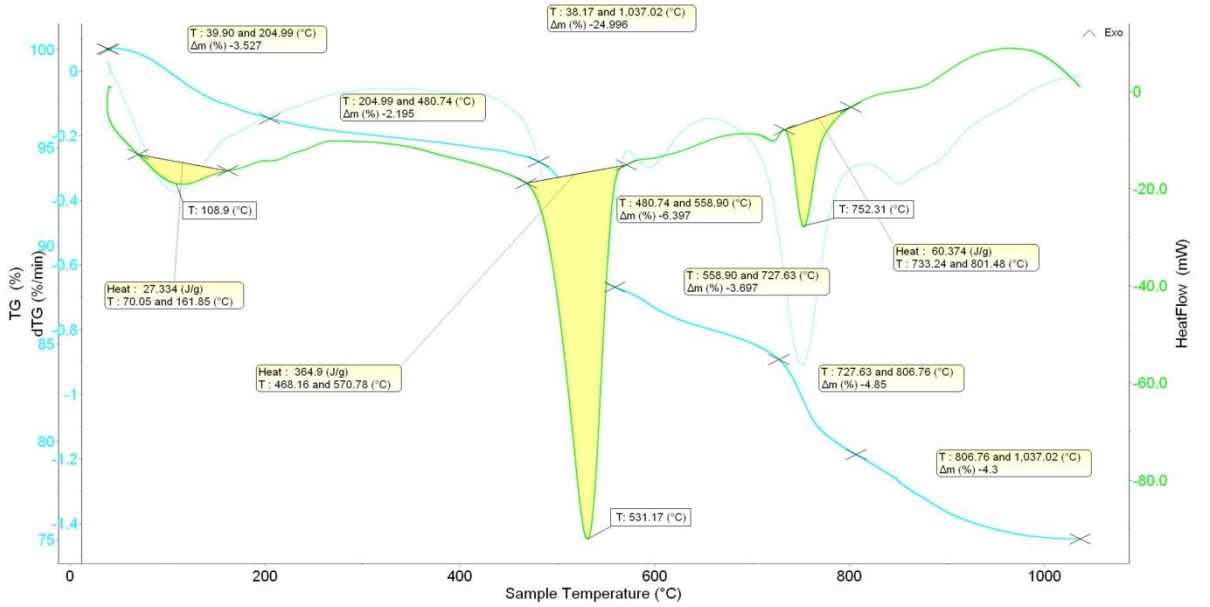
Ek 2 - Şekil 3. R-2 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



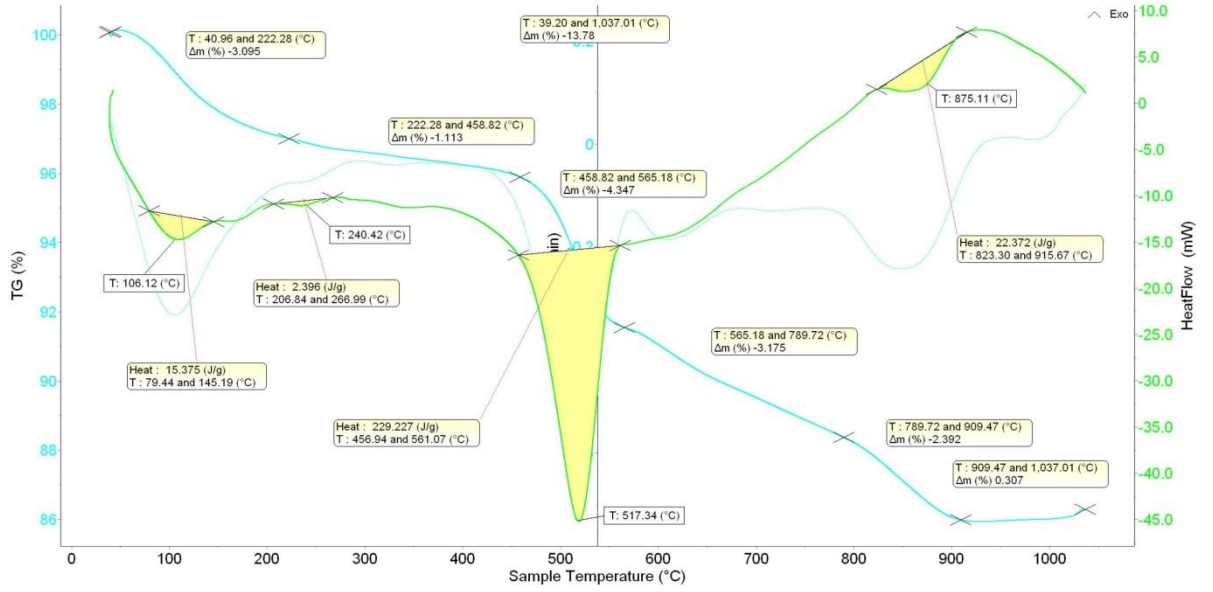
Ek 2 - Şekil 4. R-4 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



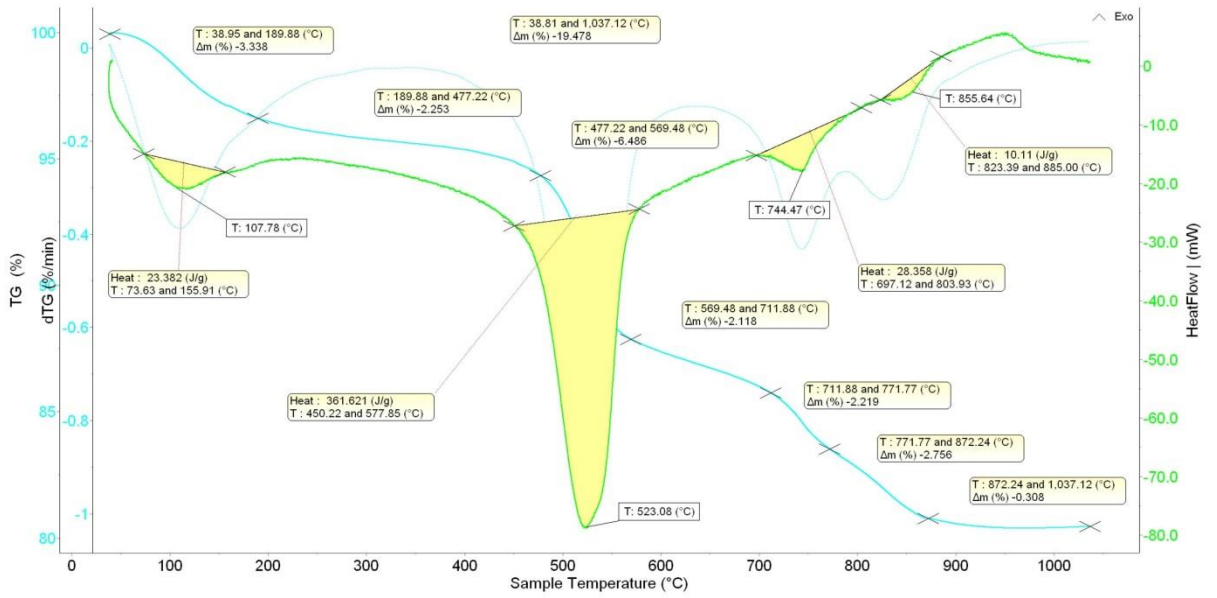
Ek 2 - Şekil 5. R-5 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



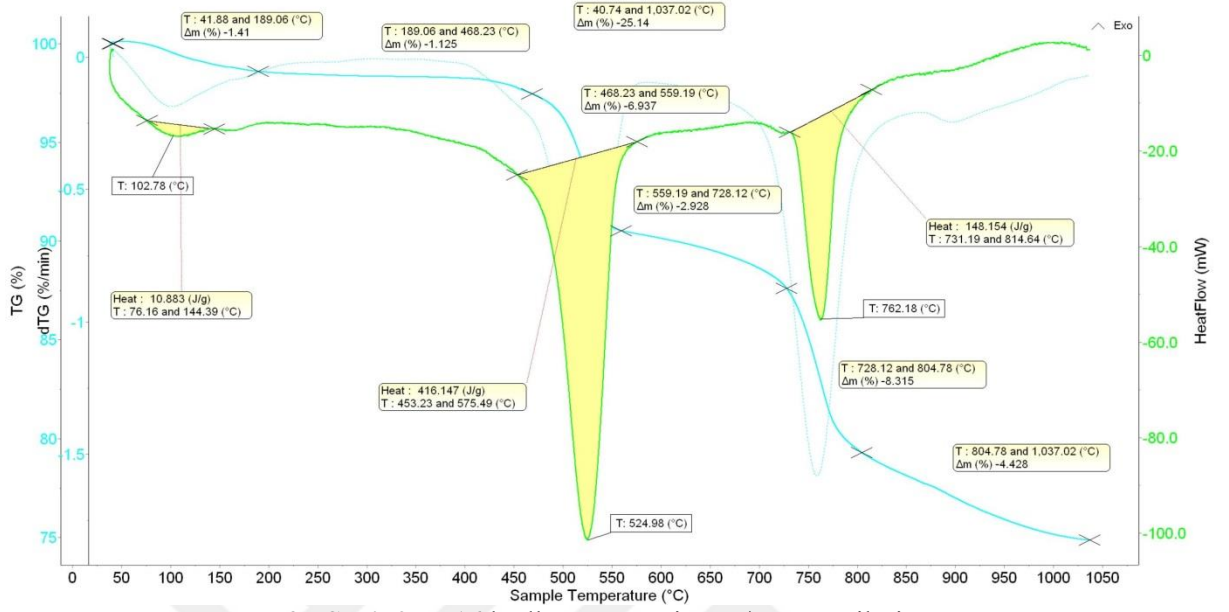
Ek 2 - Şekil 6. R-6 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



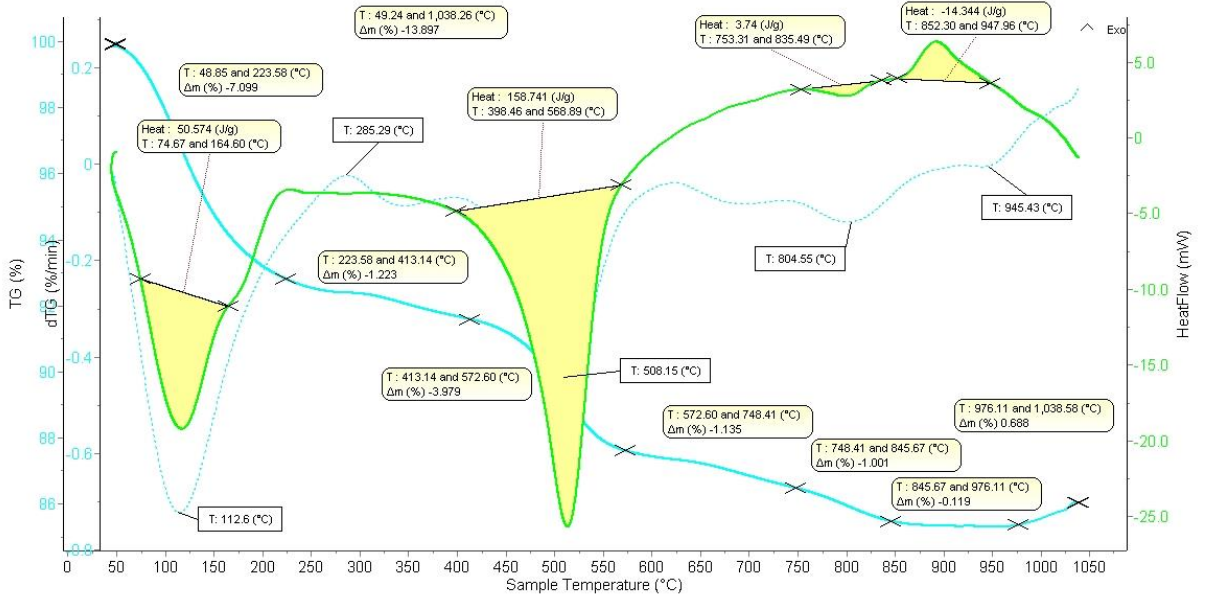
Ek 2 - Şekil 7. R-10 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



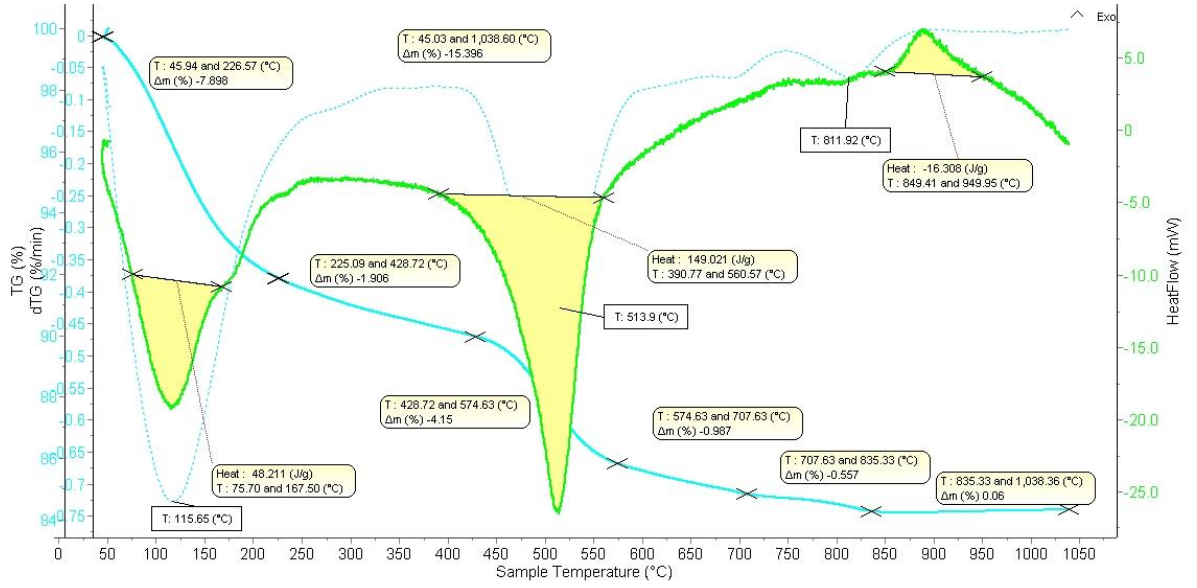
Ek 2 - Şekil 8. R-12 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



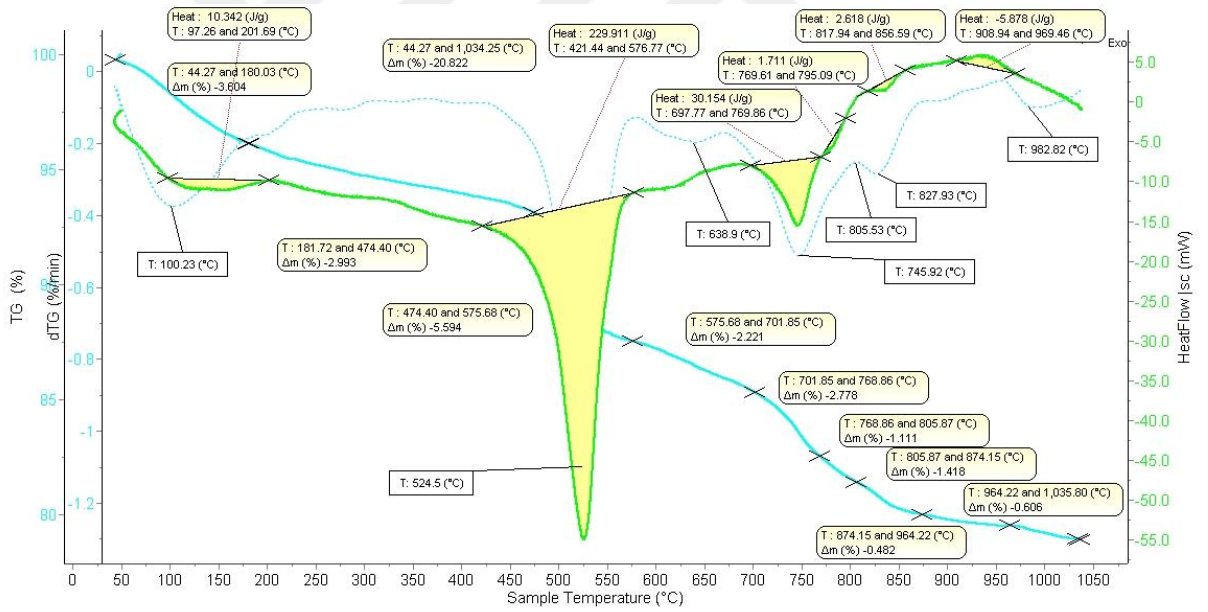
Ek 2 - Şekil 9. R-16 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



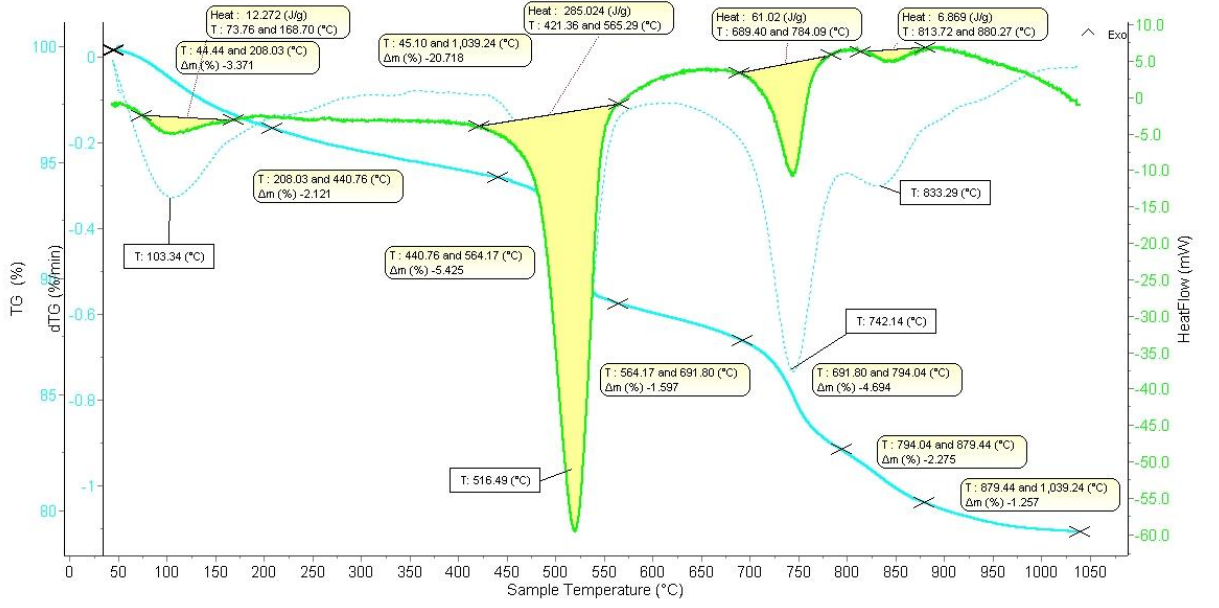
Ek 2 - Şekil 10. TAV-1 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



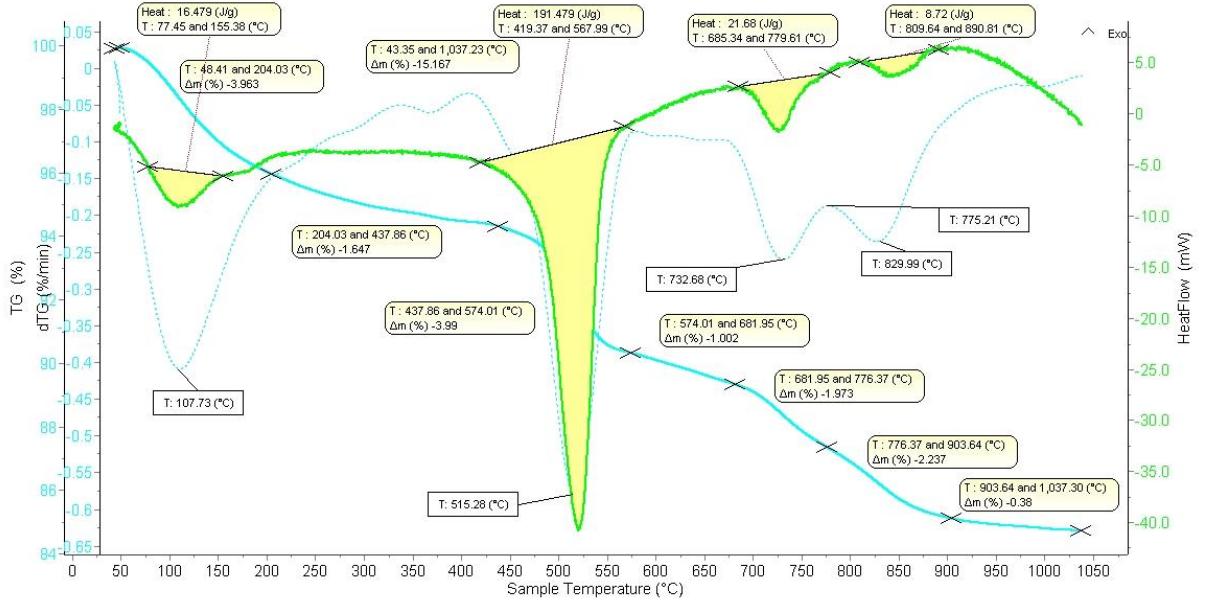
Ek 2 - Şekil 11. TAV-2 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



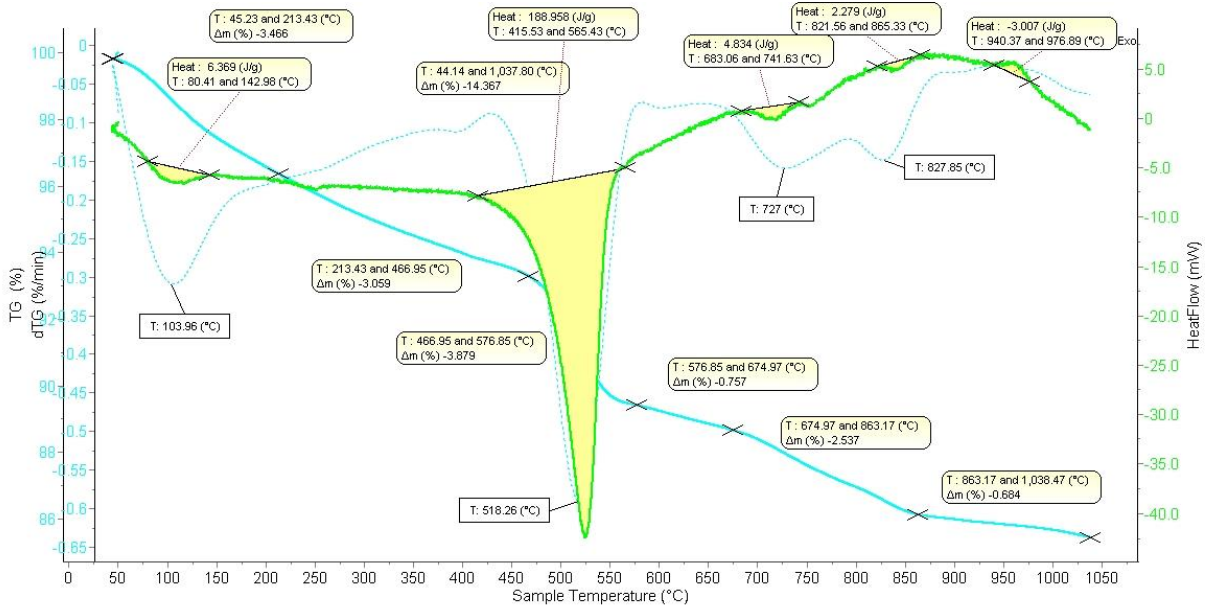
Ek 2 - Şekil 12. TAV-9 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



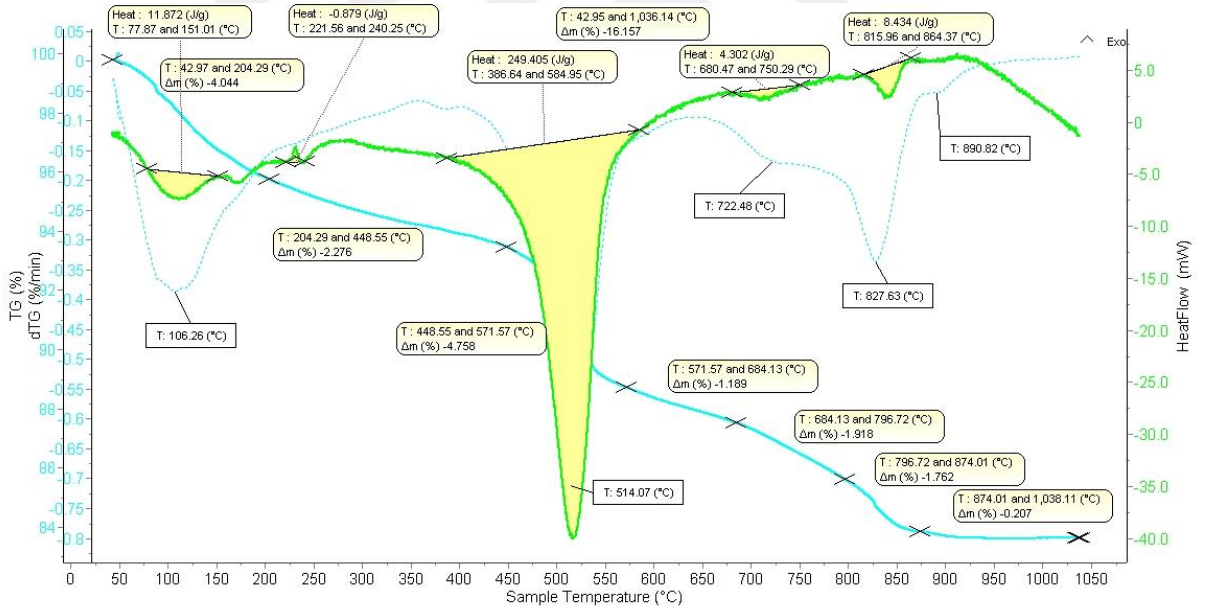
Ek 2 - Şekil 13. TAV-10 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



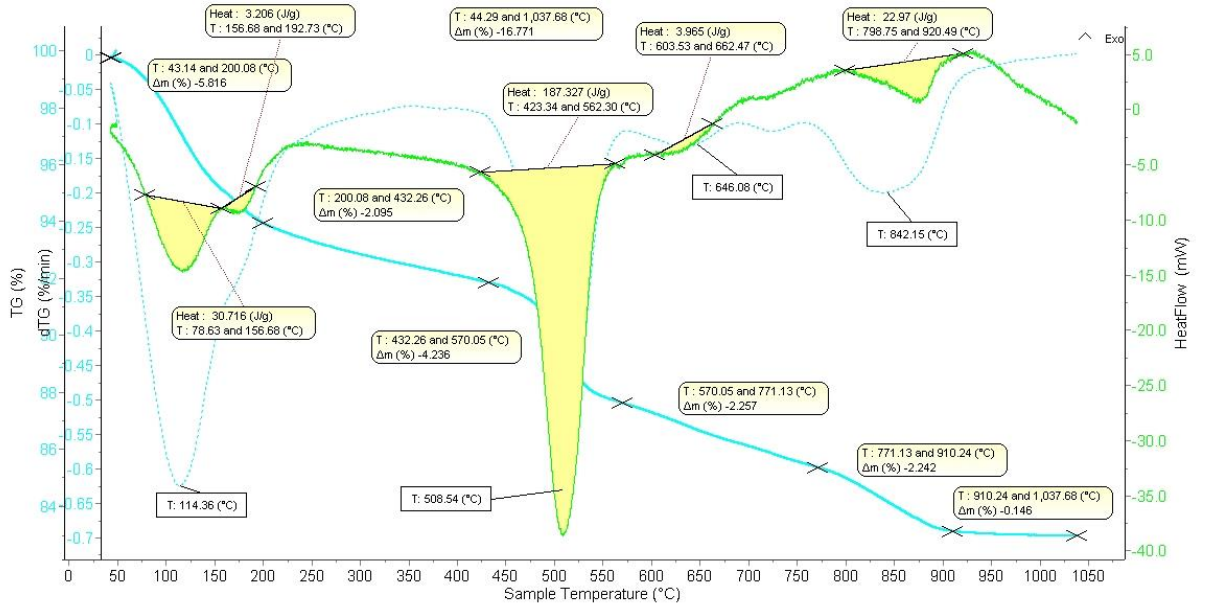
Ek 2 - Şekil 14. TAV-12 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



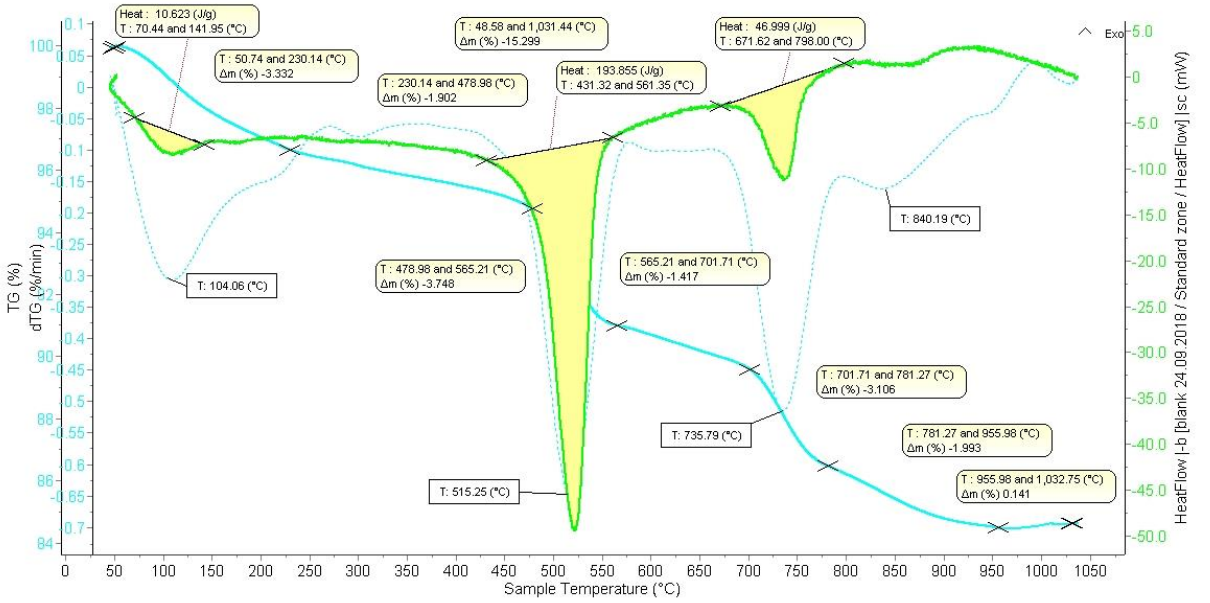
Ek 2 - Şekil 15. TAV-13 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



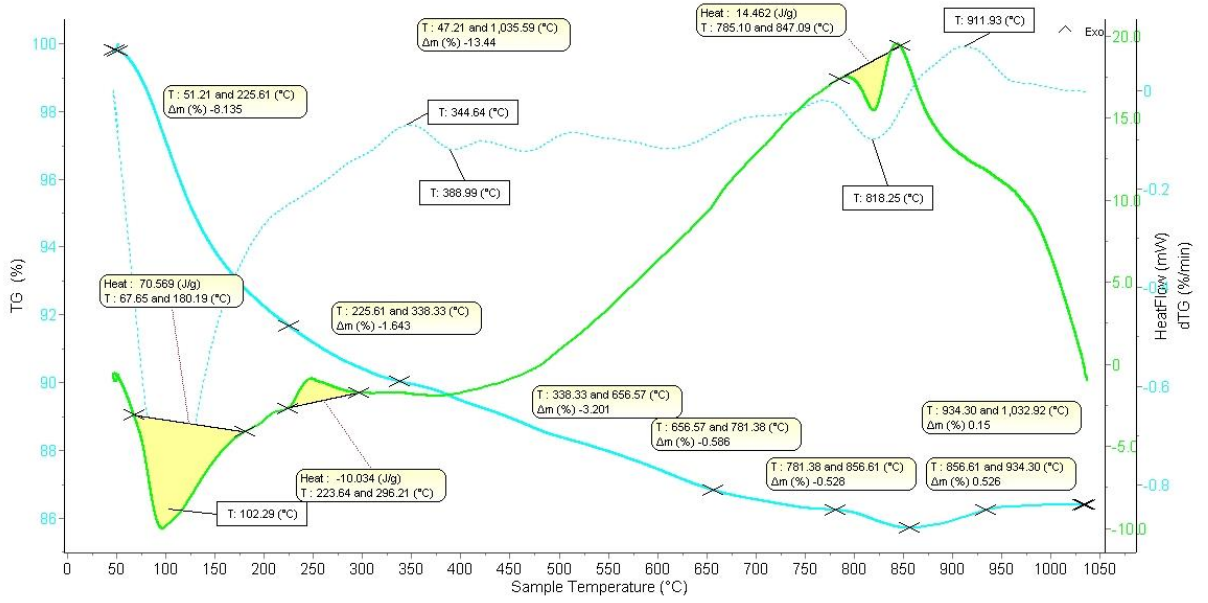
Ek 2 - Şekil 16. TAV-14 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



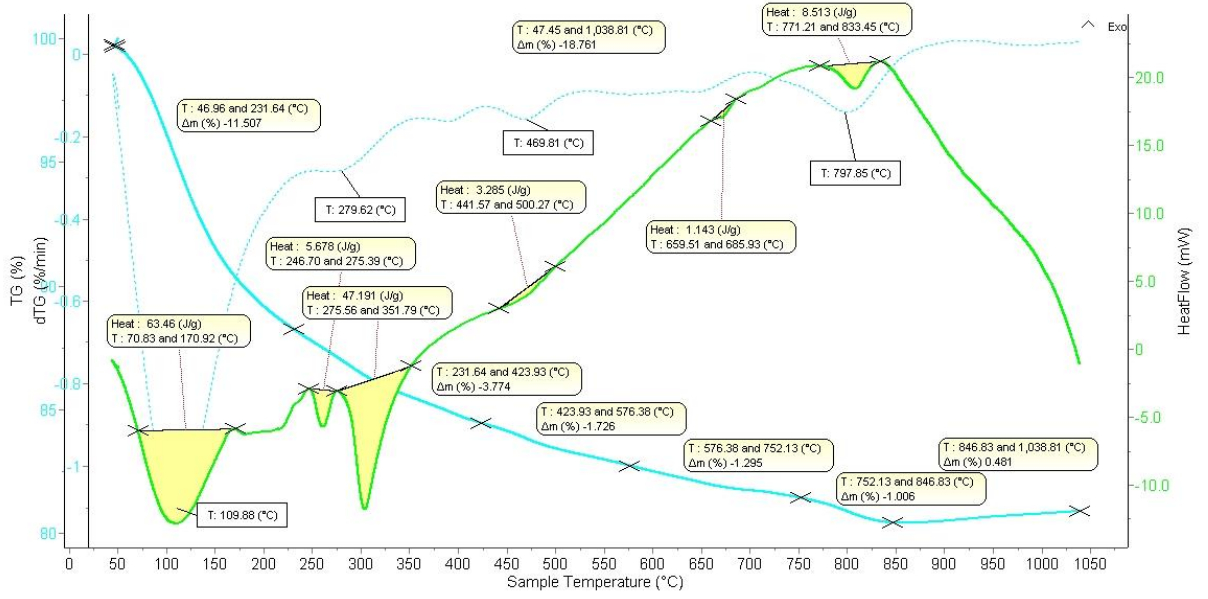
Ek 2 - Şekil 17. TAV-15 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.



Ek 2 - Şekil 18. TAV-16 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.

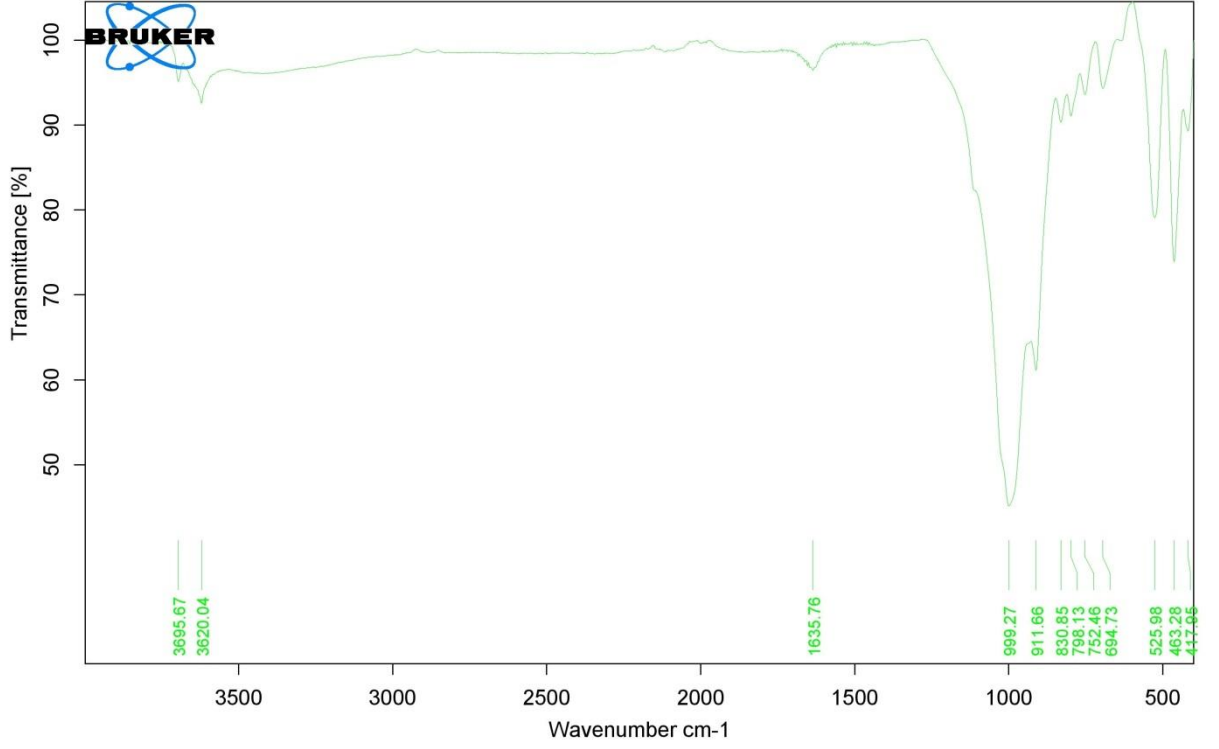


Ek 2 - Şekil 19. GST-1 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.

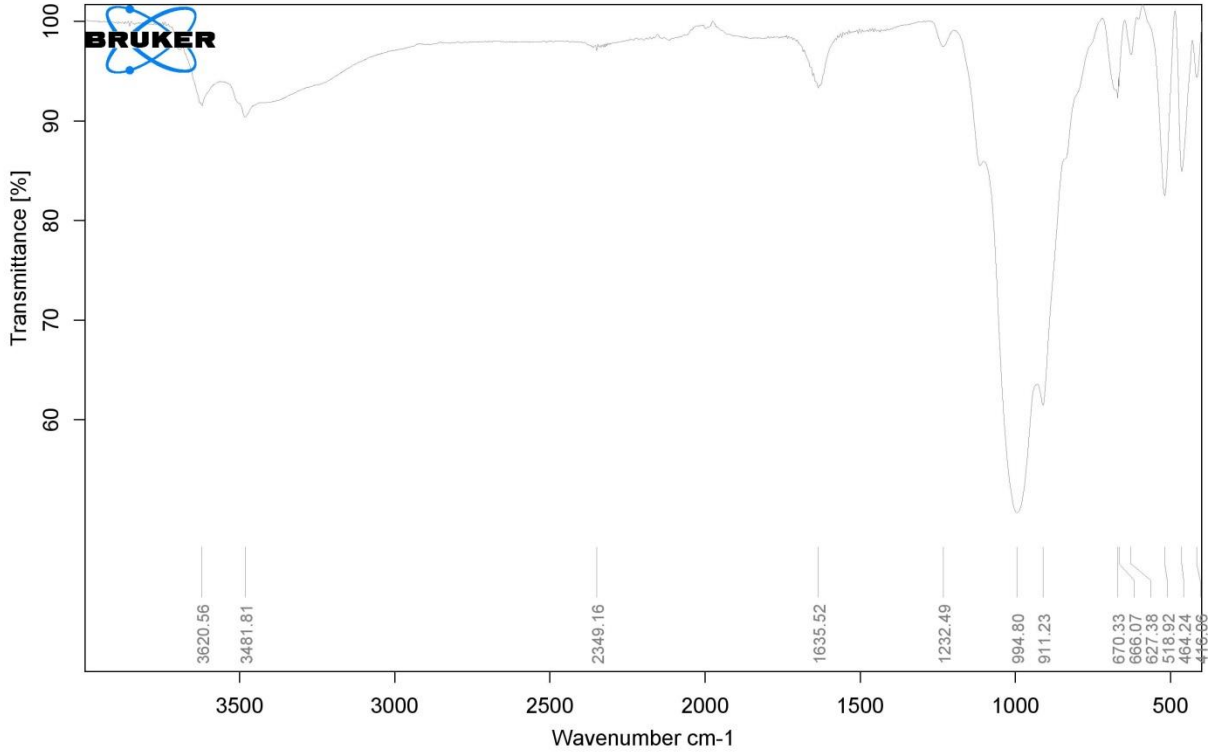


Ek 2 - Şekil 20. GST-2 kodlu numunenin DT/TGA eğrileri.

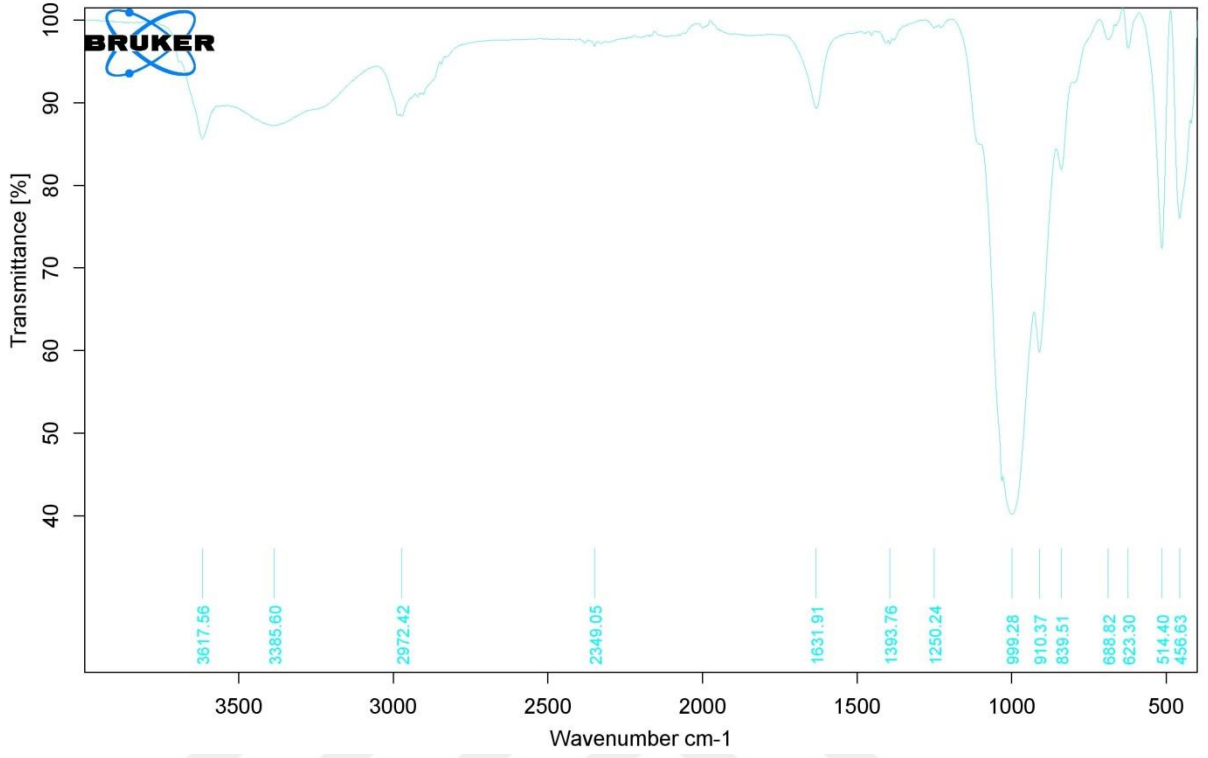
Ek 3. FTIR Analiz Sonuçları



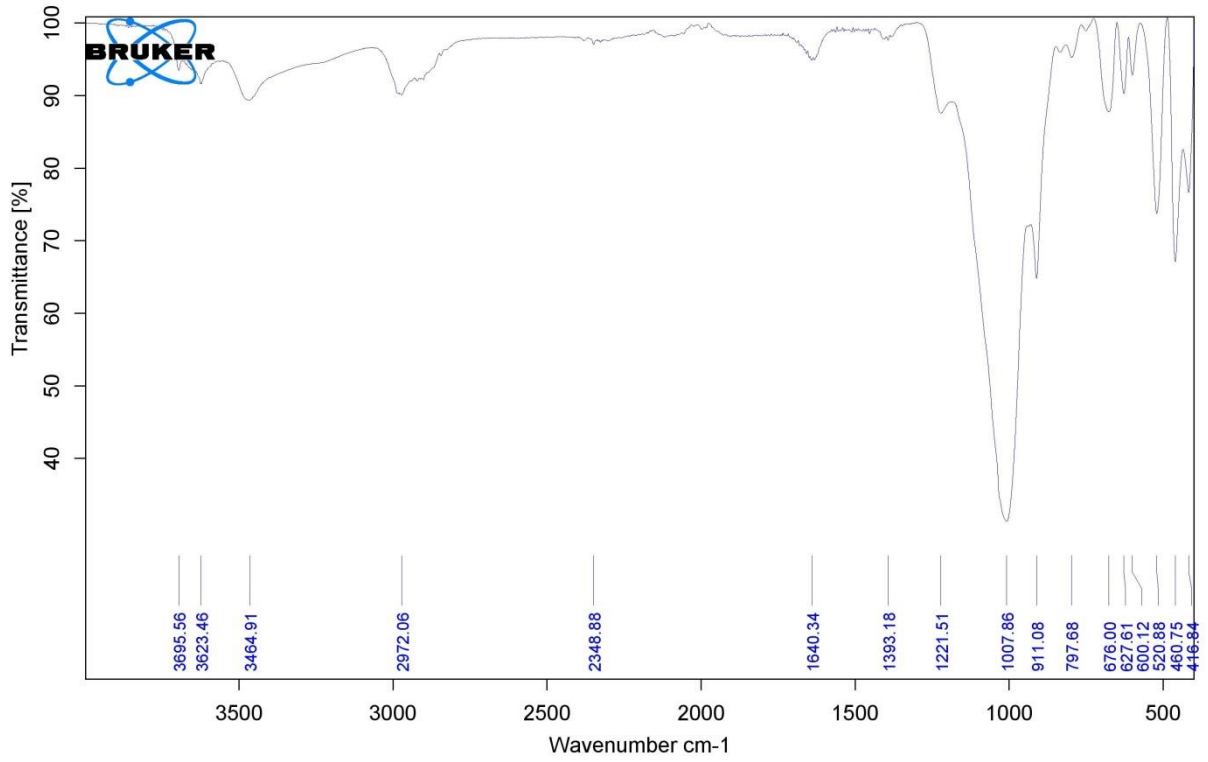
Ek 3 - Şekil 1. A1-0 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



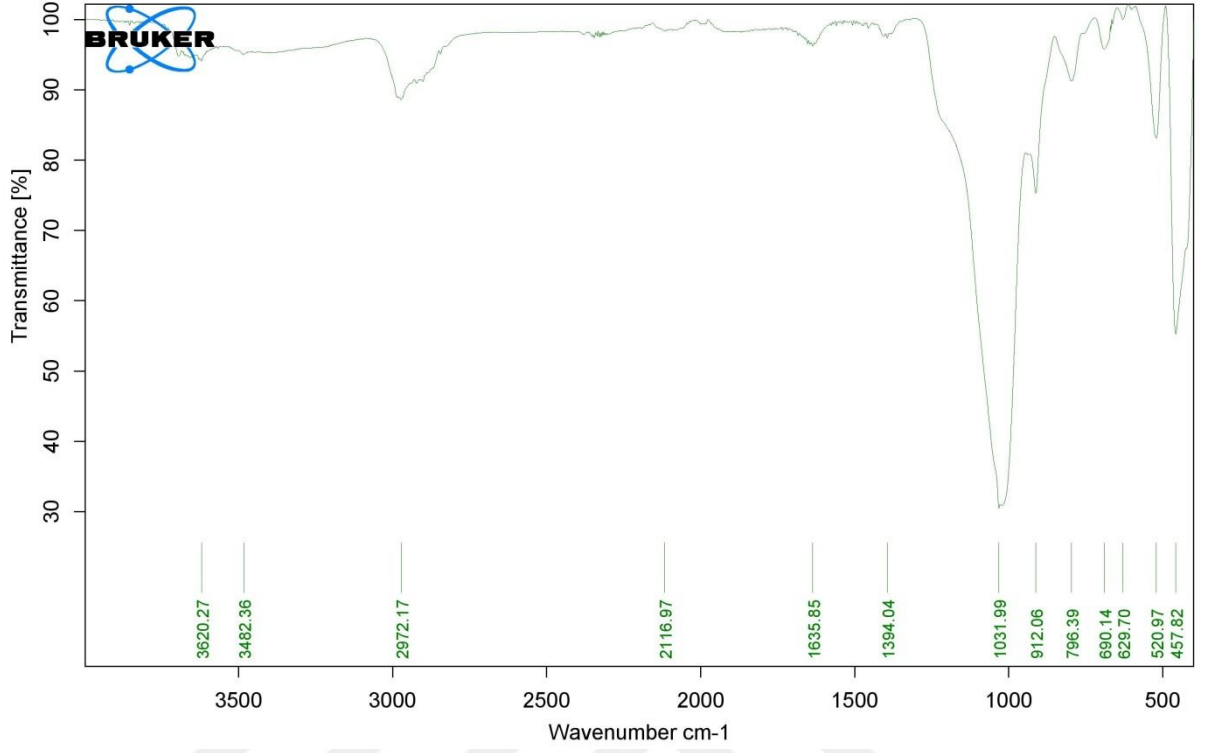
Ek 3 - Şekil 2. A2-2 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



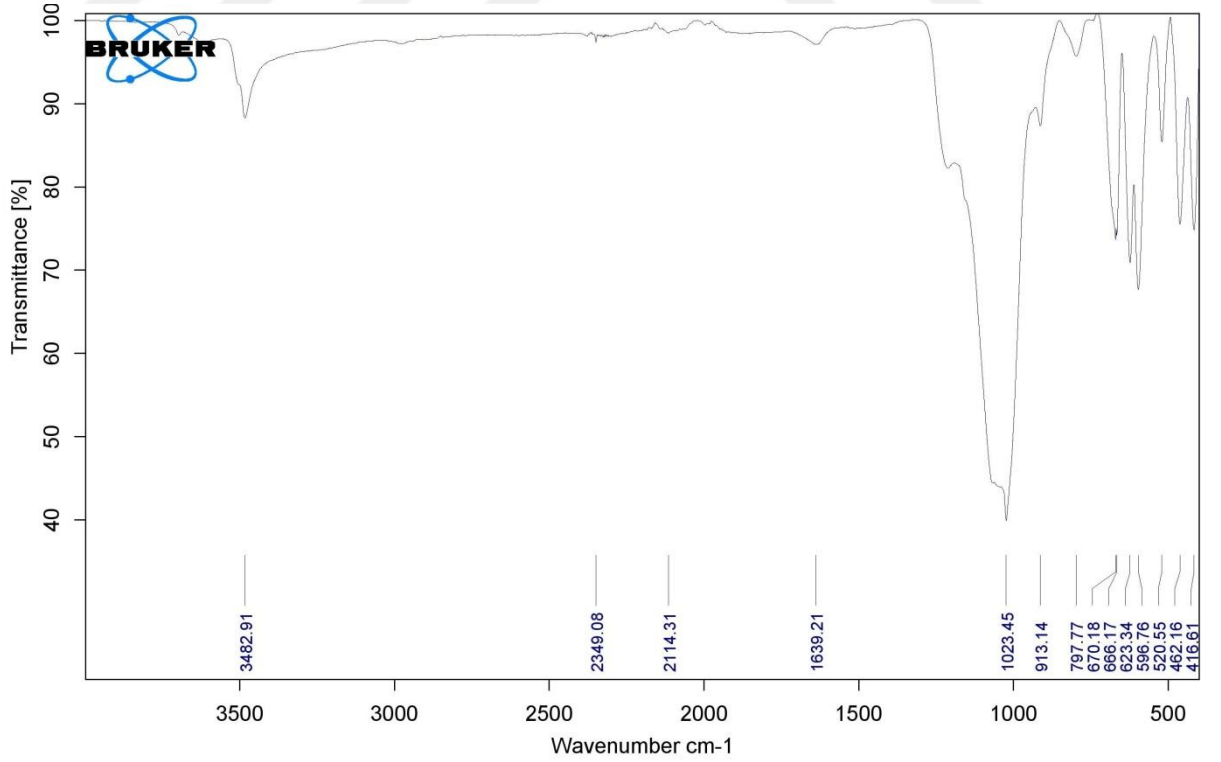
Ek 3 - Şekil 3. R-2 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



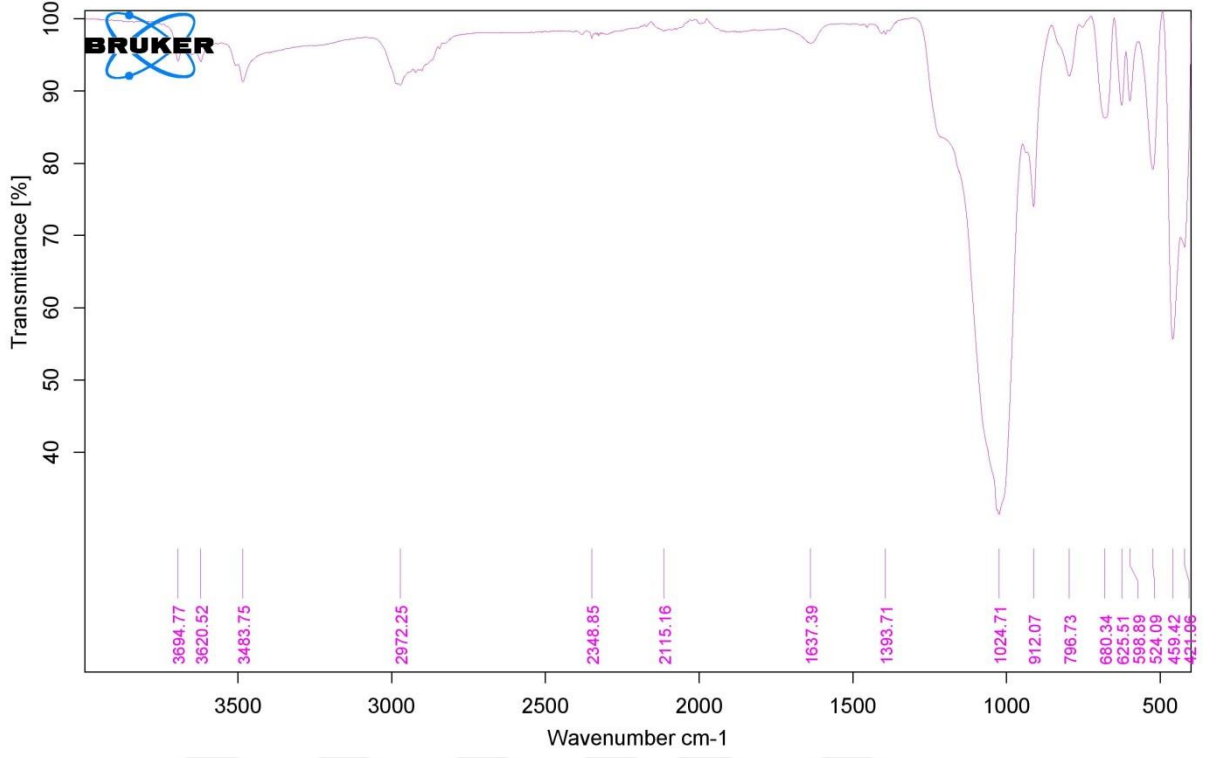
Ek 3 - Şekil 4. R-4 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



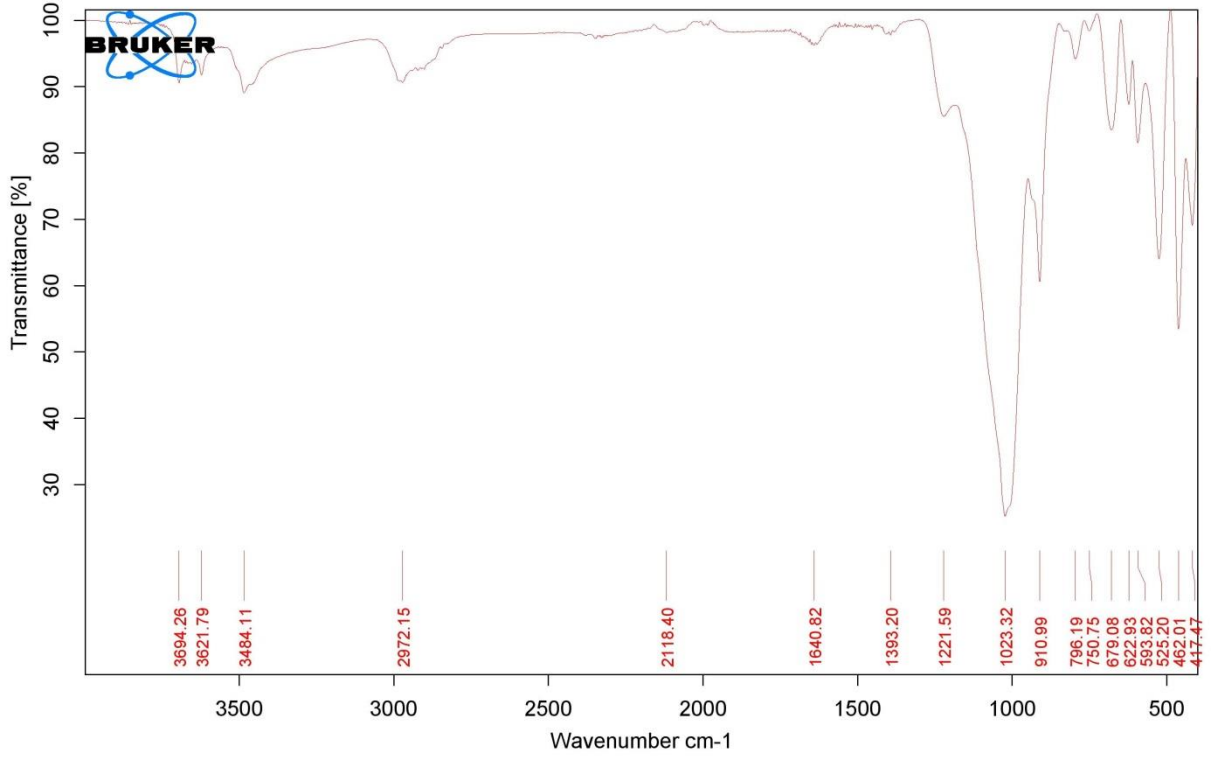
Ek 3 - Şekil 5. R-5 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



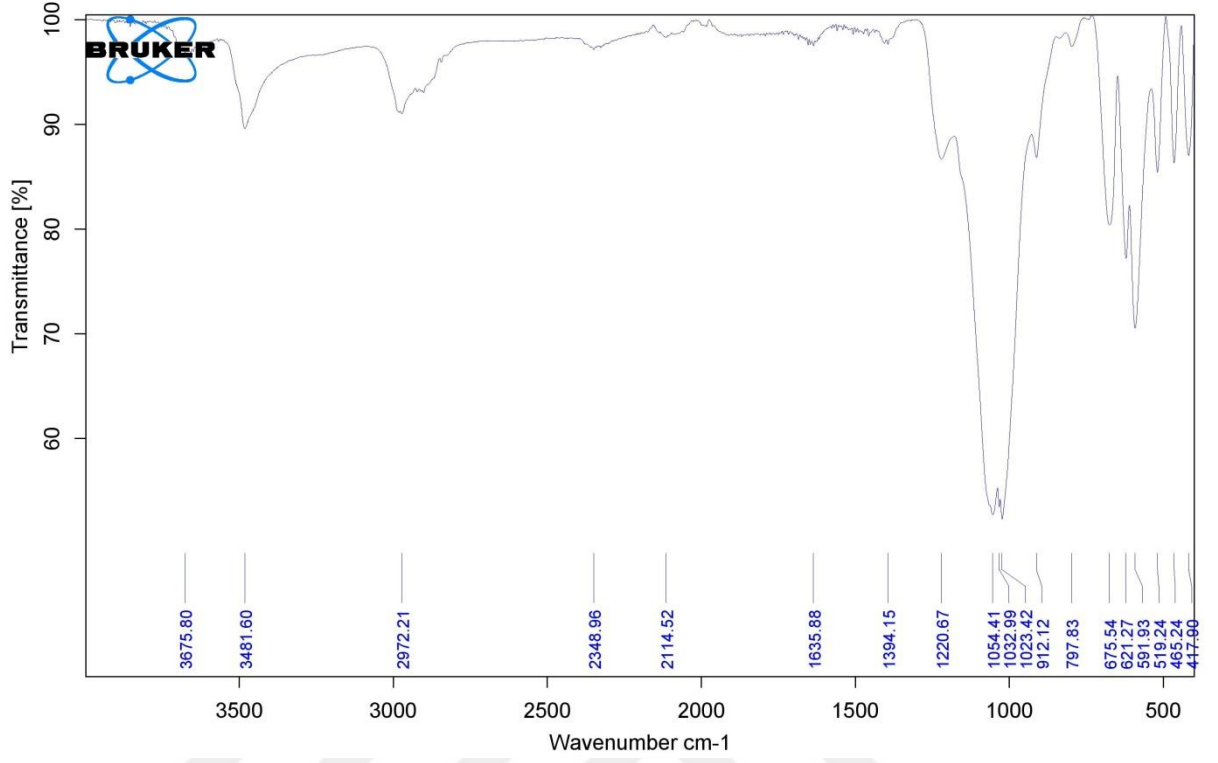
Ek 3 - Şekil 6. R-6 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



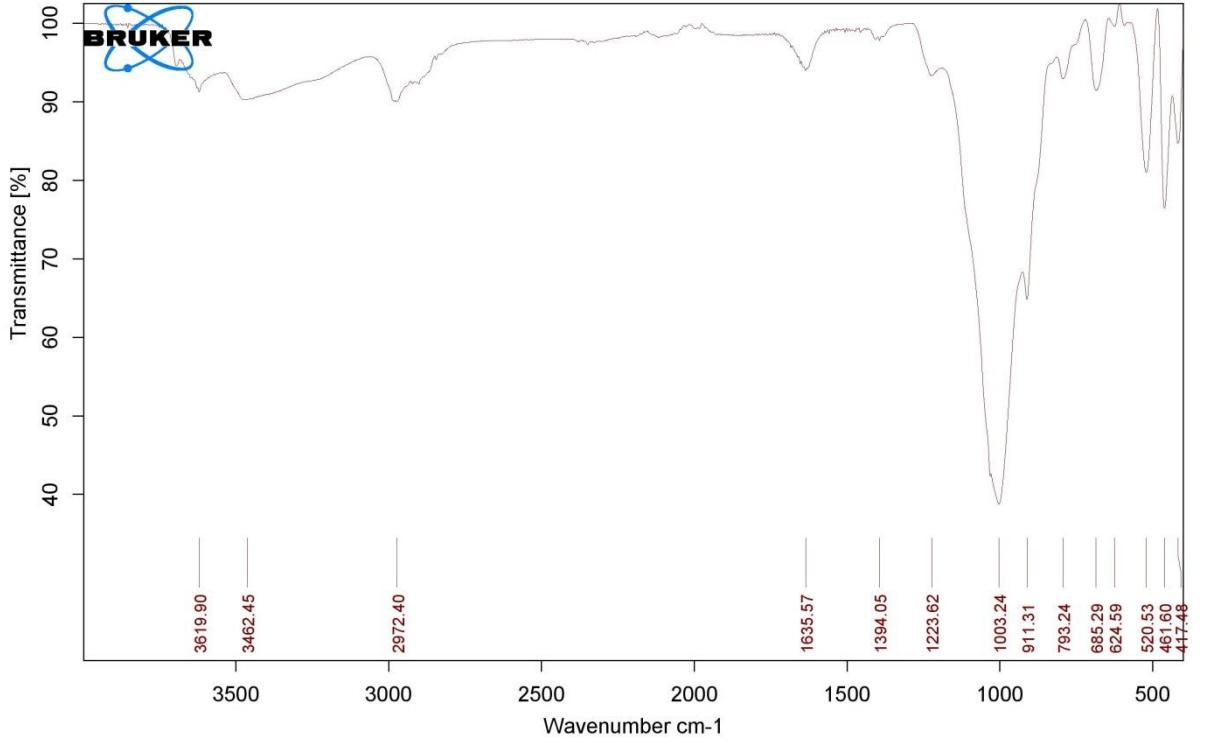
Ek 3 - Şekil 7. R-10 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



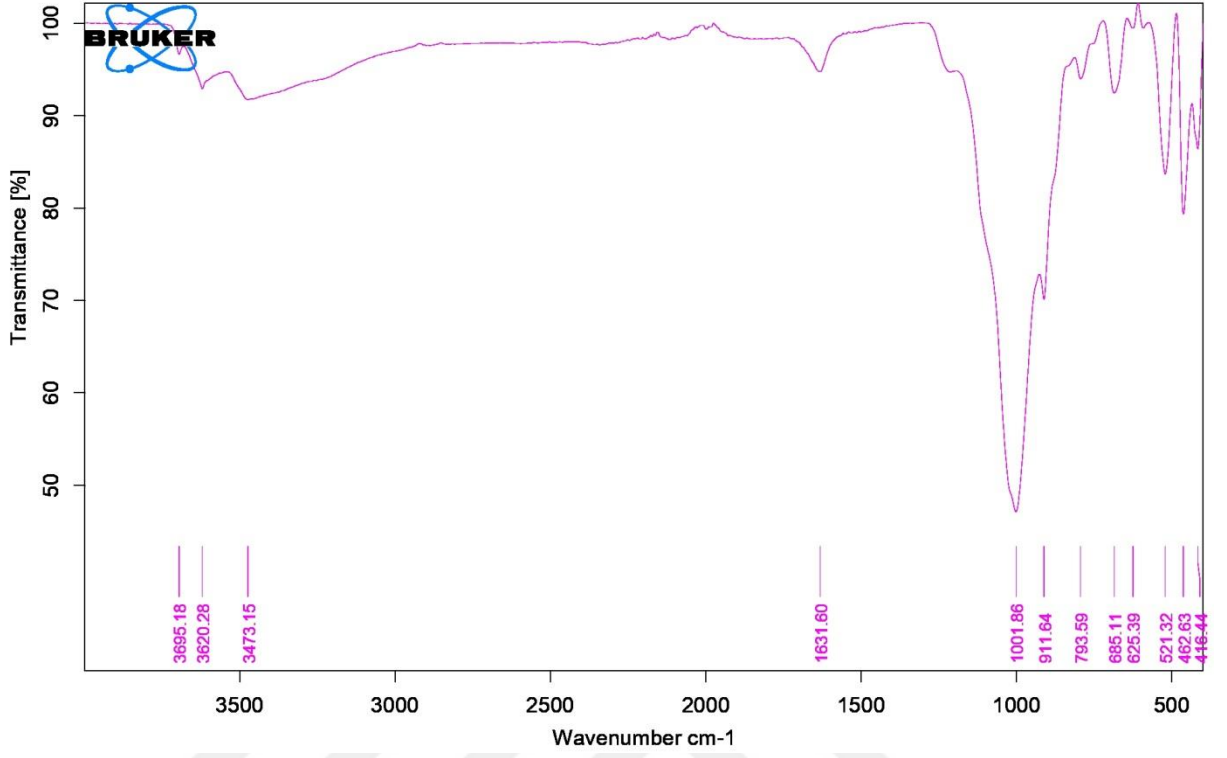
Ek 3 - Şekil 8. R-12 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



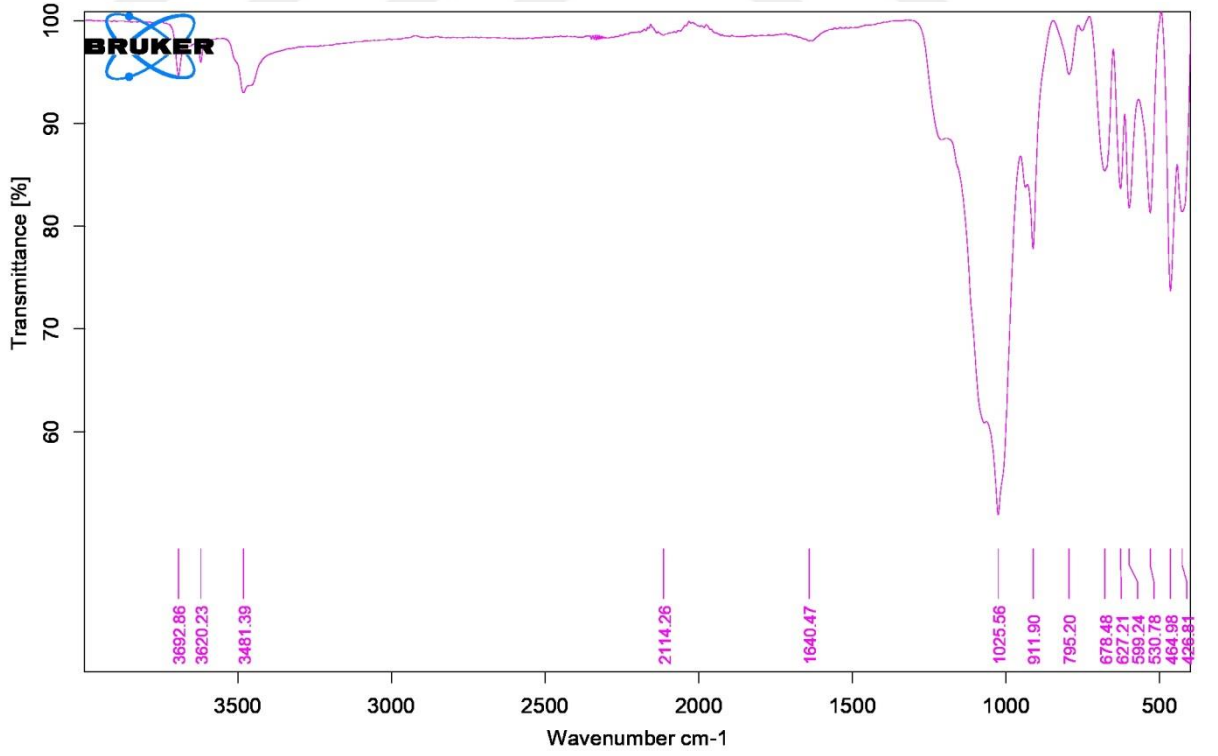
Ek 3 - Şekil 9. R-16 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



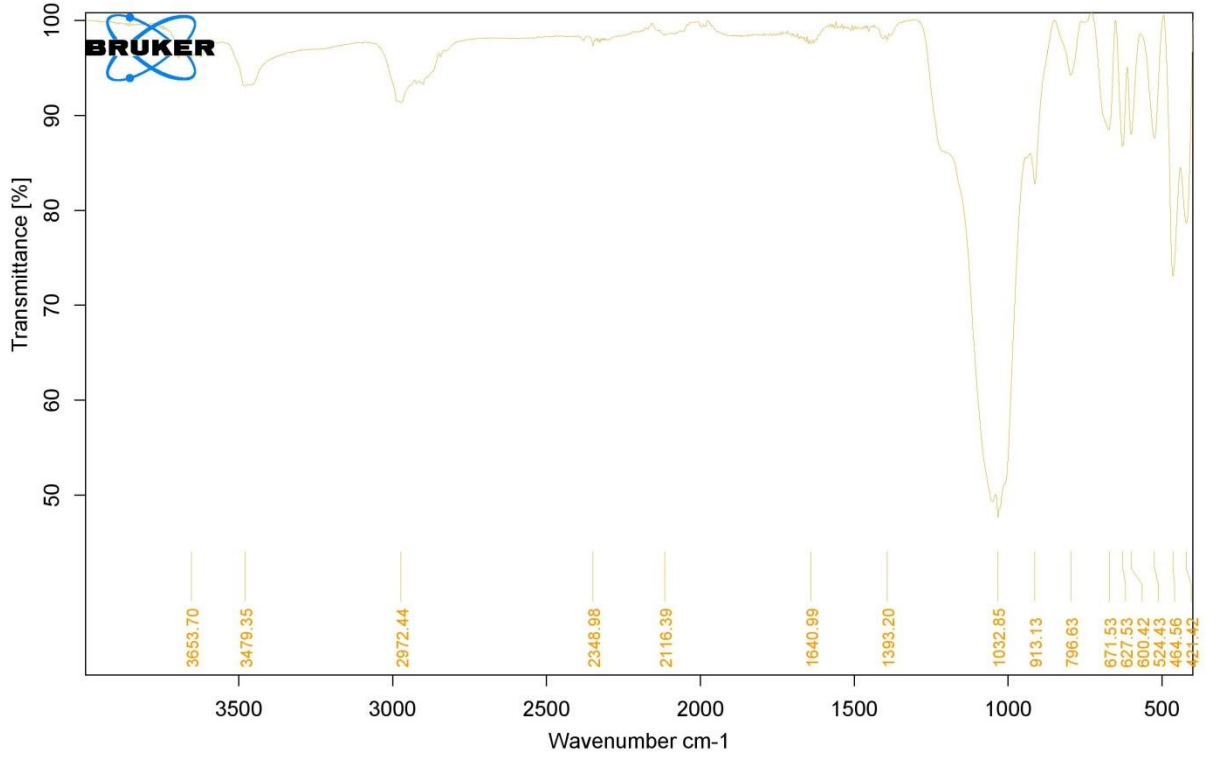
Ek 3 - Şekil 10. TAV-1 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



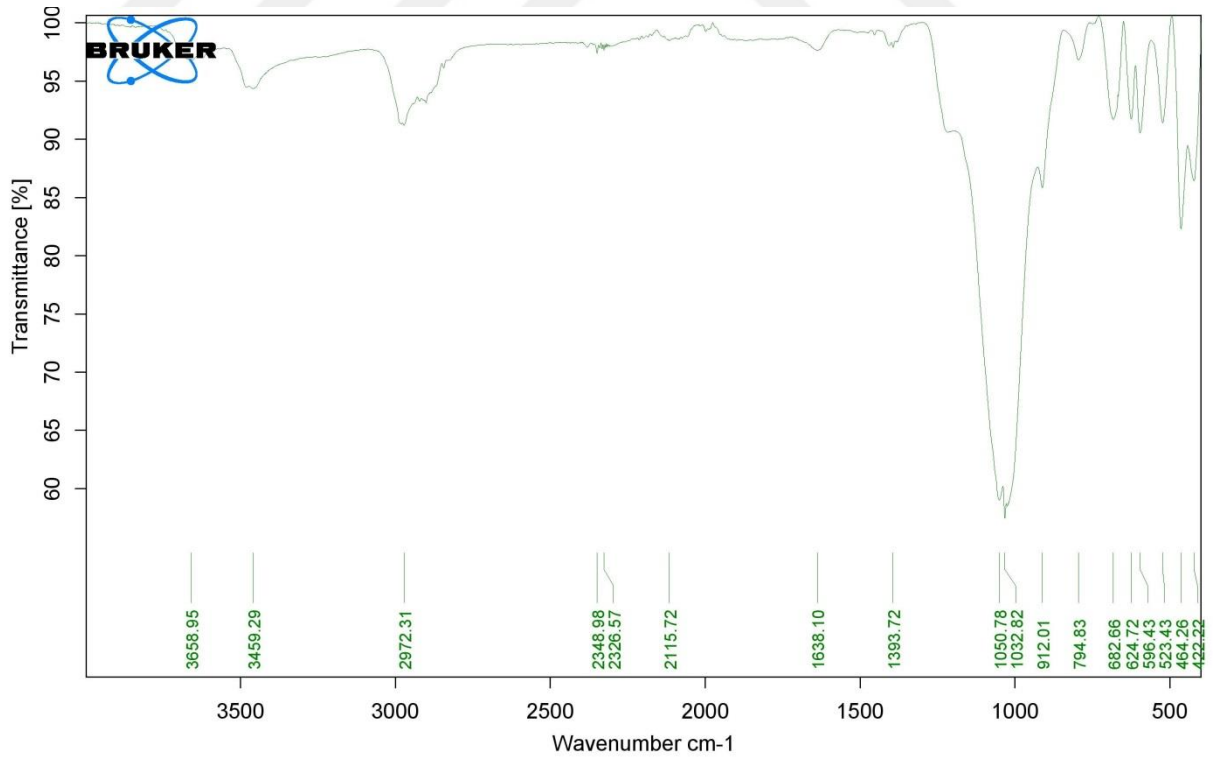
Ek 3 - Şekil 11. TAV-2 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



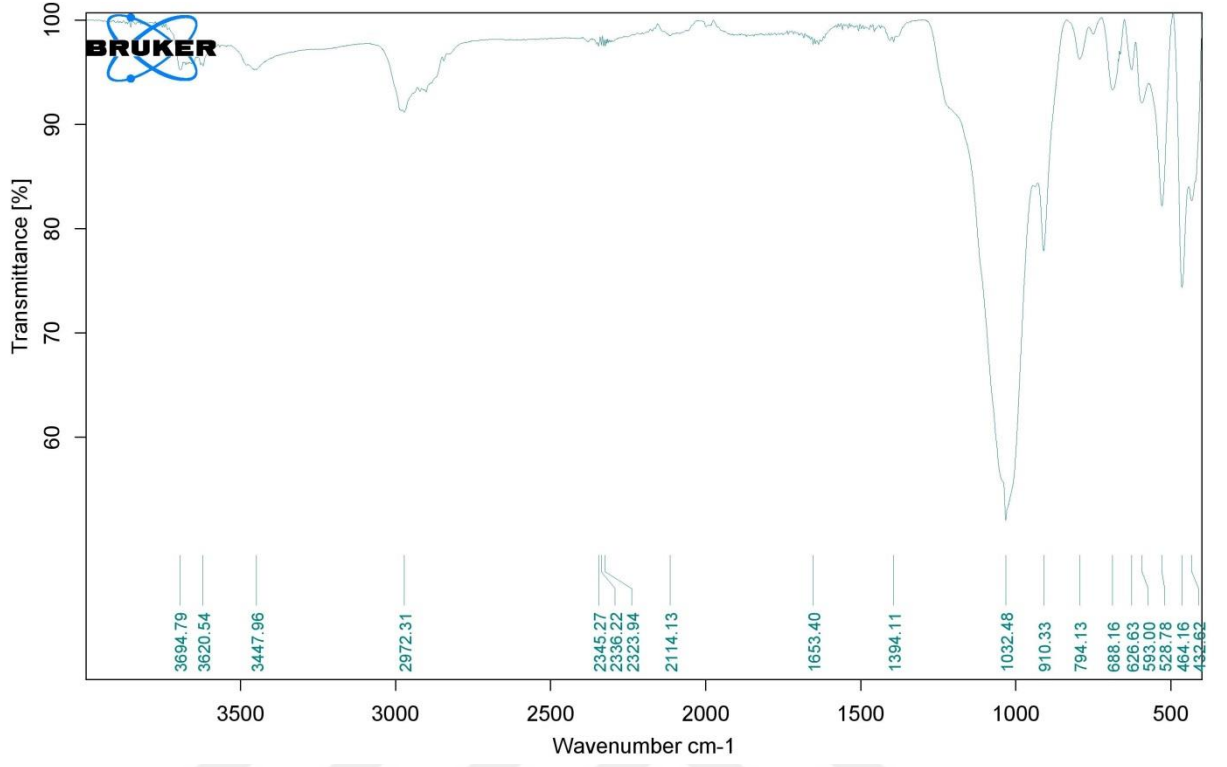
Ek 3 - Şekil 12. TAV-9 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



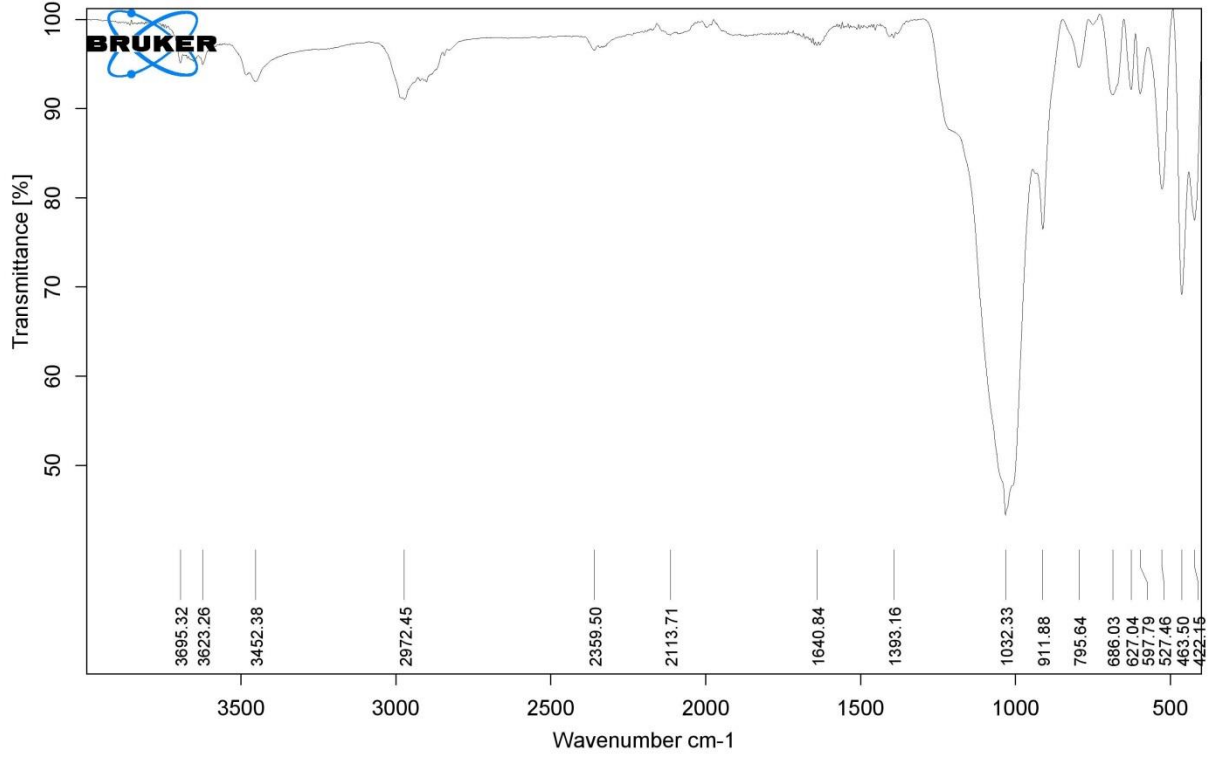
Ek 3 - Şekil 13. TAV-10 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



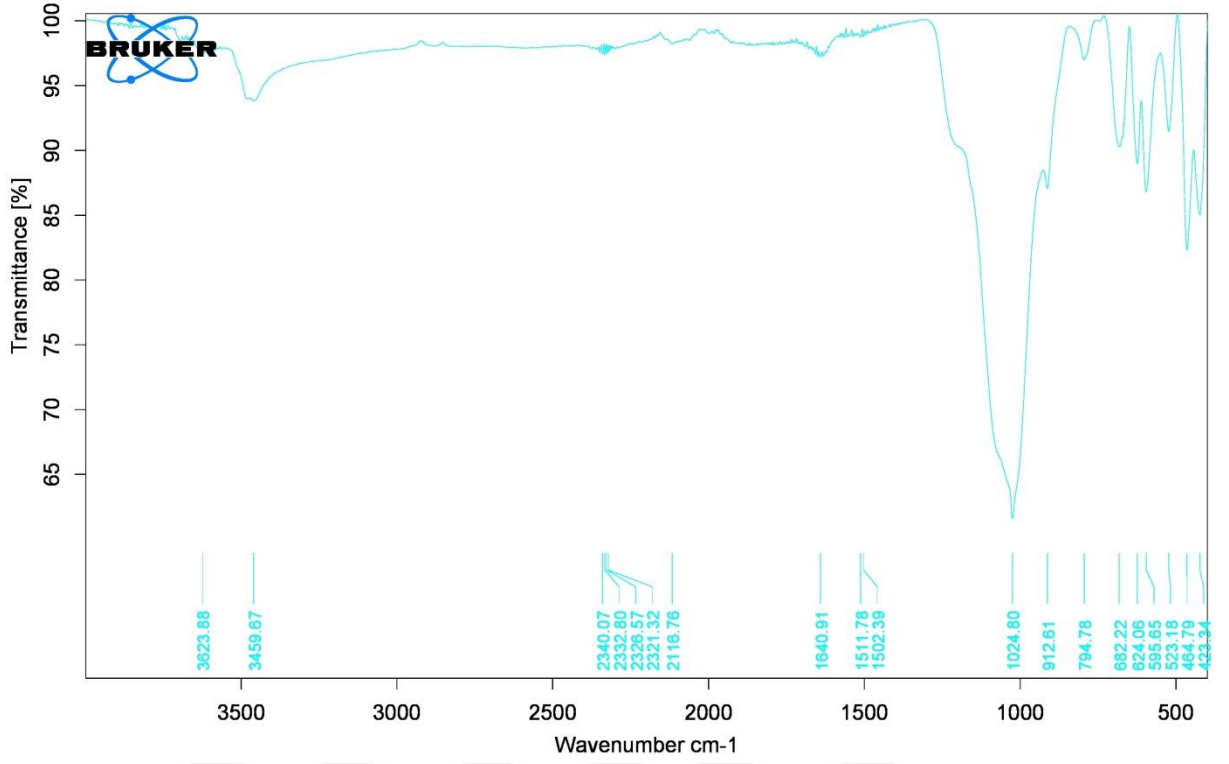
Ek 3 - Şekil 14. TAV-12 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



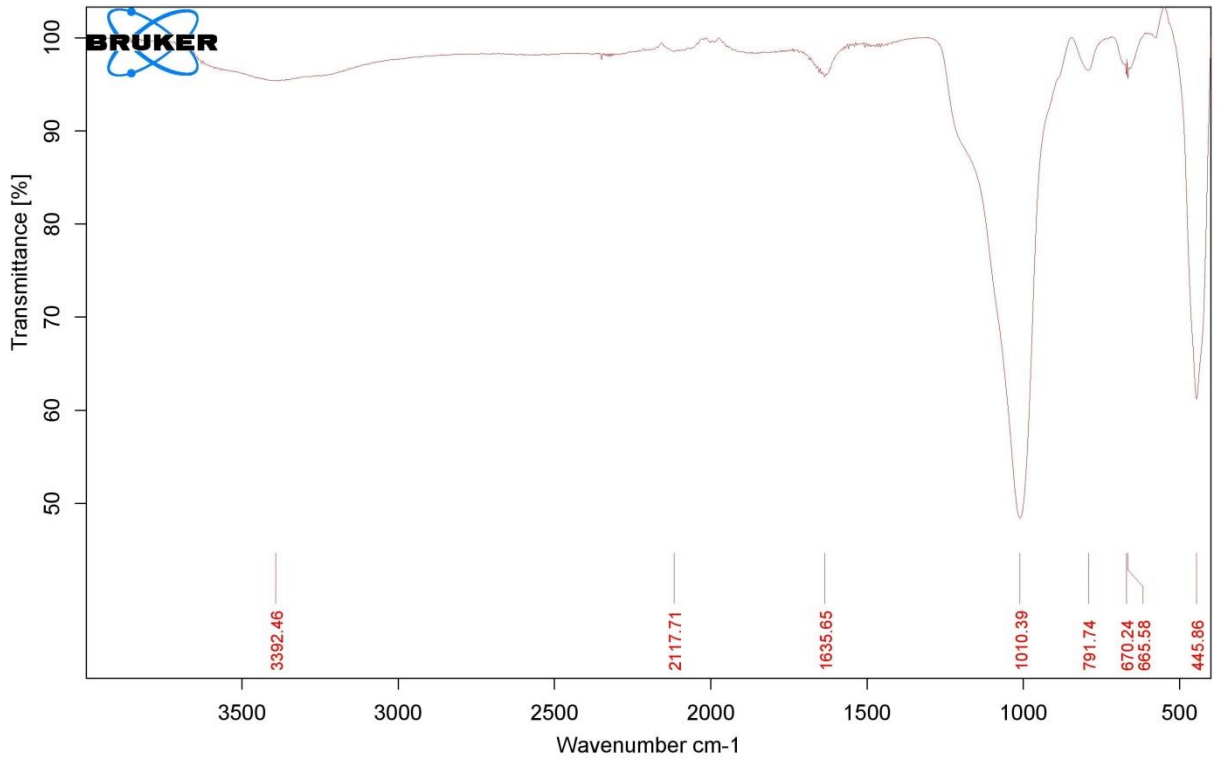
Ek 3 - Şekil 15. TAV-13 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



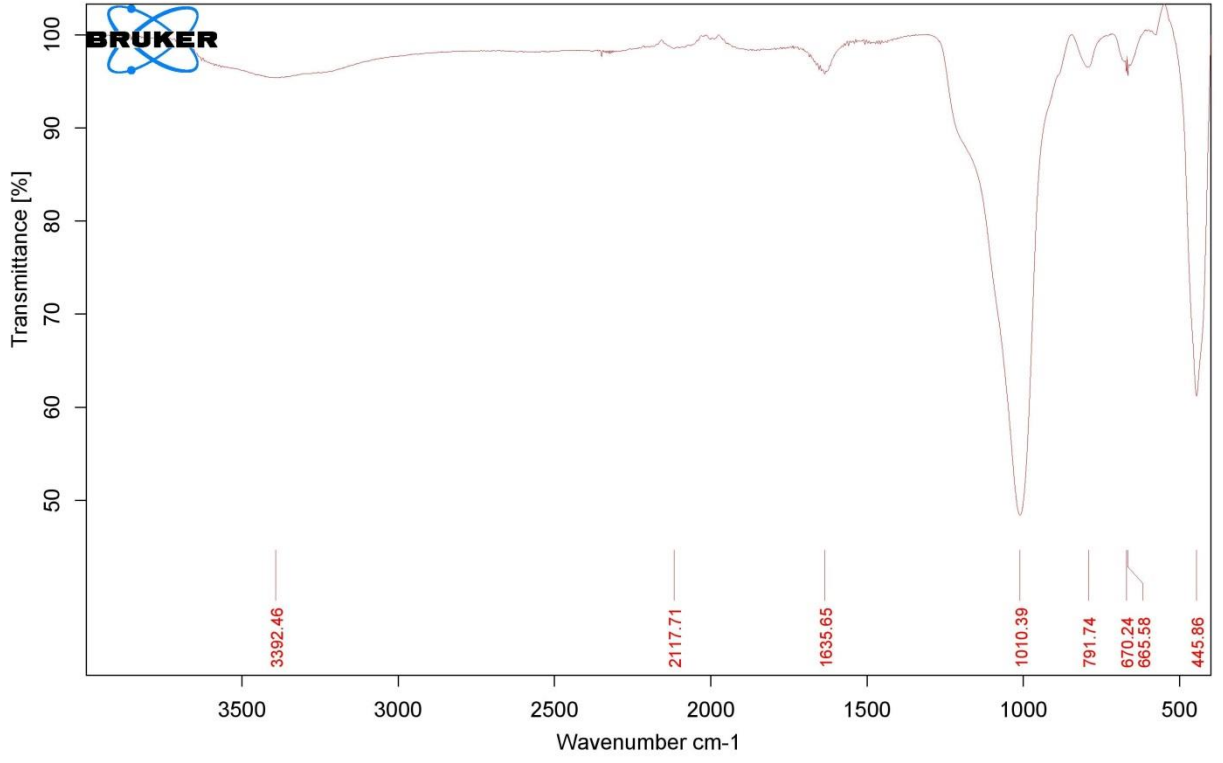
Ek 3 - Şekil 16. TAV-14 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



Ek 3 - Şekil 17. TAV-16 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



Ek 3 - Şekil 18. GST-1 kodlu numunenin FTIR diyagramı.



Ek 3 - Şekil 19. GST-2 kodlu numunenin FTIR diyagramı.

ÖZGEÇMİŞ



CUMHUR EREN IŞIK

EĞİTİM:

**Doktora, Dumlupınar Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği, Mineraloji-Petrografi A.B.D., 2019,
Doktora Tezi : Gevrekseydi (Kütahya) ve Yakın Çevresindeki Kil Yataklarının
Jeolojisi, Mineralojisi ve Karakterizasyonu**

**Yüksek Lisans, Fırat Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği, Mineraloji-Petrografi A.B.D., 2011,
Yüksek Lisans Tezi : Türkmentokat-Karatepe (Eskişehir) Bölgesi Yumrulu
Sepiyolitlerinin (Lületaş) Jeolojisi, Mineralojisi, Karakterizasyonu ve Kullanım
Alanları**

**Lisans, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği, 2008
GNO : 3.29/4.00
Lisans Tezi: Kınık (Pazaryeri/Bilecik) Yöresi Kil Yatağının Jeolojisi, Mineralojisi
ve Ekonomik Olarak Kullanımı**

İŞ TECRÜBESİ:

Kütahya Dumlupınar Üniversitesi
● Araştırma Görevlisi (2013 - Devam)

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
● Araştırma Görevlisi (2011 - 2012)

University of Cincinnati (A.B.D.)
● Araştırmacı (2011)

Fırat Üniversitesi
● Araştırma Görevlisi (2009 - 2011)