

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**





KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : / /

Tezin Savunma Tarihi : / /

Tez Danışmanı :

Trabzon

ÖNSÖZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmada Doğu Pontidler'de Gümüşhane yöresinde Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nda yer alan marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri ile oluşum ortamı ve kökeni aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Bu çalışmanın her şamasında bilgi, deneyim ve tecrübesi ile yol gösteren, desteğini esirgemeyen, öğrencisi olmaktan onur duyduğum saygıdeğer hocam Prof. Dr. Emel ABDİOĞLU YAZAR'a minnet ve şükranlarımı sunarım.

Bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından FBA-2020-8627 Proje Kodu ile "Gümüşhane Yöresi Erken-Orta Jura Çökellerinin Kil Mineralojisi ve Jeokimyası KD Türkiye" başlıklı proje kapsamında desteklenmiştir. Yüksek Lisans Tezi'nin hazırlanmasında bilgi, tecrübe, görüş ve önerilerinden yararlandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Mehmet ARSLAN'a ve Doç. Dr. İrfan TEMİZEL'e katkılarından dolayı teşekkür ederim.

İnceleme alanına ait örneklerin ince kesitinin yapımında emeği geçen Mak. Müh. Murat KAYIKÇI'ya (KTÜ Müh. Fak. Jeo. Müh. Böl.), XRD ve DTA-TG analizleri için Erciyes Üni. TAUM teknisyenlerine, kil fraksiyonu XRD analizleri için Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi Baş. (MTA) teknisyenlerine, SEM-EDX analizleri için Öğr. Gör. Ümit ÖZSANDIKÇIOĞLU'na (KTÜ-Merkezi Arş. Lab.), tüm-kayaç ana, iz ve nadir toprak elementleri analizi için ACME Analitik Lab. (Kanada) teknisyenlerine, duraylı izotop analizleri için Prof. Dr. Chris HARRİS'e (Cape Town Üni., Güney Afrika) ve K-Ar yaşlandırması için Arizona Üniversitesi (Tuscon, ABD) teknisyenlerine teşekkür ederim.

Yüksek lisans ve tez yazım sürecinde manevi destekleri için değerli arkadaşlarım Arş. Gör. Bahrican AR, Esin YALÇIN ve Fatma ARSLANTÜRK'e teşekkür ederim.

Hayatım boyunca her anımda yanımda olan, bana yol gösteren, maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen ve Yüksek Lisans çalışmamın tüm sürecinde her zaman varlıklarını hissettiğim annem, babam ve kardeşime şükranlarımı sunarım.

İrem BAŞ
Trabzon, 2022

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “*Gümüşhane Yöresi Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu’nda Gelişen K-bentonitlerin Mineralojisi, Jeokimyası ve Jenezi*” başlıklı bu çalışmayı baştan sonuna kadar danışmanım Prof. Dr. Emel ABDİOĞLU YAZAR’ın sorumluluğunda tamamladığımı, örnekleri kendim topladığımı, analizleri ilgili laboratuarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 18/01/2022

İrem BAŞ

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VIII
SUMMARY	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ	X
TABLolar DİZİNİ.....	XVI
SEMBOLLER DİZİNİ	XVII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	1
1.2. Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafik Özellikleri	2
1.3. Bölgesel Jeoloji.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar	8
1.4.1. Pontidlerde Jura Yaşlı Birimlerde Yapılmış Jeolojik Çalışmalar.....	8
1.4.2. Bentonit ve K-bentonit	21
1.4.2.1. Bentonit ve K-bentonitlerin Oluşum Süreçleri	23
1.4.2.1.1. Volkanik Camın Devitrifikasyonu.....	23
1.4.2.1.2. Volkanik Camın Alterasyonu	24
1.4.2.1.3. Hidratasyon ve İyon Değişimi	25
1.4.2.1.4. İleri Derecede Alterasyon	26
1.4.2.1.5. Gömülme ve Düşük Dereceli Metamorfizma.....	26
1.4.2.2. Dünya’da K-bentonitler ile İlgili Yapılan Çalışmalar	26
1.4.2.3. Türkiye’de K-bentonitler ile İlgili Yapılan Çalışmalar	30
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	33
2.1. Materyal ve Yöntemler	33
2.1.1. Arazi Çalışmaları	33
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları	34
2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması ve İncelenmesi	34

2.1.2.2.	X-Işınları Difraktometresi (XRD), Kil Fraksiyonu, Politip, Diferansiyel Termik Analiz (DTA), Termogravimetrik Analizleri (TG) İçin Örnek Hazırlanması	34
2.1.2.3.	Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) ve EDX Analizleri İçin Örnek Hazırlanması	35
2.1.2.4.	Tüm Kayaç Kimyasal, Duraylı İzotop ve K-Ar Analizleri İçin Örnek Hazırlanması	36
2.1.3.	Analitik Yöntemler	36
2.1.3.1.	X-Işınları Difraktometre (XRD) Analizleri	36
2.1.3.2.	Diferansiyel Termik Analiz (DTA) ve Termogravimetrik (TG) Analizleri	37
2.1.3.3.	Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM-EDX) Analizleri	37
2.1.3.4.	Tüm Kayaç İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) ve İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometre (ICP-MS) Analizleri	38
2.1.3.5.	Duraylı İzotop Analizleri	38
2.1.3.6.	K-Ar Yaşlandırma Analizleri	39
2.1.4.	Büro Çalışmaları	39
3.	BULGULAR	41
3.1.	İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi	41
3.1.1.	Pulur Metamorfitleri	44
3.1.2.	Gümüşhane Granitoyidi	44
3.1.3.	Şenköy Formasyonu	45
3.1.4.	Berdiga Formasyonu	53
3.1.5.	Kermutdere Formasyonu	54
3.1.6.	Alibaba Formasyonu	54
3.1.7.	Alüvyonlar	55
3.2.	Mineraloji ve Petrografi	55
3.2.1.	Giriş	55
3.2.2.	Polarizan Mikroskop İncelemeleri	55
3.2.2.1.	Andezit	55
3.2.2.2.	Kireçtaşı	56
3.2.3.	X-Işınları Difraktometre (XRD) Analizleri	58
3.2.3.1.	Marn/kiltaşı Örneklerinin XRD İncelemeleri	59
3.2.3.2.	K-bentonitlerin XRD İncelemeleri	66

3.2.4.	Diferansiyel Termal Analiz (DTA) ve Termogravimetrik Analiz (TG).....	76
3.2.5.	Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM-EDX) Analizleri	80
3.2.5.1.	Marn/kiltaşlarının SEM-EDX Analizleri.....	80
3.2.5.2.	K-bentonitlerin SEM-EDX Analizleri.....	83
3.3.	Jeokimya	88
3.3.1.	Kimyasal Sınıflandırma	88
3.3.2.	Ana, İz ve Nadir Toprak Element Değişimleri.....	90
3.3.3.	Alterasyon İndeksleri	97
3.3.3.1.	Serisitleşme İndeksi	97
3.3.3.2.	Ishikawa Alterasyon İndeksi.....	98
3.3.3.3.	Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi.....	100
3.3.3.4.	Kimyasal Alterasyon İndeksi ve Plajiyoklas Alterasyon İndeksi.....	101
3.3.3.5.	Kimyasal Ayrışma İndeksi ve İleri Arjilik Alterasyon İndeksi	103
3.3.4.	Duraylı İzotoplar.....	104
3.3.4.1.	O ve H İzotopları	104
3.4.	K-bentonitlerin K-Ar Yaşlandırmaları	105
4.	İRDELEME VE TARTIŞMA	107
4.1.	Giriş	107
4.2.	Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri	107
4.3.	Marn/kiltaşı ve K-bentonitlerin Diyajenez ve Metamorfizma Koşulları.....	114
4.4.	Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin Jeokimyasal Özellikleri	118
4.5.	Marn/kiltaşlarının ve K-bentonitlerin Tektonik Ortamı	126
4.6.	Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin Oluşum Sıcaklıkları.....	129
4.6.	Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerdeki Kil Minerallerinin Oluştığı Fizikokimyasal Şartlar	130
4.7.	Alterasyonun Yaşı	132
5.	SONUÇLAR.....	134
6.	KAYNAKLAR	138
7.	EKLER	159

ÖZGEÇMİŞ

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

GÜMÜŞHANE YÖRESİ ERKEN-ORTA JURA YAŞLI ŞENKÖY
FORMASYONU'NDA GELİŞEN K-BENTONİTLERİN MİNERALOGİSİ,
JEOKİMYASI VE JENEZİ

İrem BAŞ

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Emel ABDİOĞLU YAZAR
2022, 158 Sayfa, 14 Sayfa Ek

Bu çalışmada Gümüşhane yöresinde yüzeyleme veren Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nda yer alan kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında bulunan marn/kiltaşlarının ve K-bentonitlerin mineralojileri, jeokimyası ile oluşum ortamları ve koşulları; polarizan mikroskop, XRD, SEM-EDX, DTA-TG, tüm-kayaç jeokimyası ve duraylı izotop verileri ile irdelenmiştir. Marn/kiltaşlarındaki kil mineralleri; illit, klorit, illit/simektit, simektit ve klorit/simektittir. K-bentonitlerdeki kil mineralleri; illit/simektit, klorit/simektit ve kaolinit ve volkanik katkıyı işaret eden imogolittir. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerdeki kil dışı mineraller ise kuvars, kalsit, plajiyoklas ve az miktarda pirittir. Marn/kiltaşlarındaki illit ve I/S'ler yüksek diyajenetik koşulları (2M₁ politipi) ve K-bentonitlerdeki I/S'ler ise yüksek ve düşük diyajenetik koşulları (1M (tv) ve 2M₁ politipi) yansıtmaktadır. I/S'lerin oluşumunda etkin sıvıların sıcaklığı düşük dereceli metamorfizma koşulları ile benzerdir. Marn-kiltaşlarının andezit/bazaltik, andezit-bazalt ve K-bentonitlerin ise riyolit/dasit bileşiminde olduğu ve K-bentonitlerin ilksel kayacını oluşturan magmanın felsik bileşimli yitim ile ilişkili bir ortamdan kaynaklandığı söylenebilir. I/S'lerin K-Ar yaşlandırması 103-125 My'lık simektit transformasyon yaşını vermektedir.

Anahtar Kelimeler: K-bentonit, Kil mineralleri, İllit/simektit, Marn/kiltaşları, Jura

Master Thesis

SUMMARY

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF K-BENTONITES IN ŞENKÖY
FORMATION FROM THE GÜMÜŞHANE AREA

İrem BAŞ

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Science
Geological Engineering Graduate Program
Supervisor: Prof. Dr. Emel ABDİOĞLU YAZAR
2022, 158 Pages, 14 Pages, Appendix

In this study, mineralogies, geochemical characteristic, formation environments and conditions of marl/claystones and K-bentonites found in the limestone-claystone-sandstone alternation within the Early-Middle Jurassic aged Şenköy Formation outcropping in Gümüşhane area; were investigated by means of optical microscopy, XRD, DTA-TG, SEM-EDX, whole-rock and stable isotope geochemistry. Clay minerals in marl/claystones are illite, chlorite, illite/smectite, smectite and chlorite/smectite. K-bentonite consist of clay minerals illite/smectite, chlorite/smectite and kaolinite and imogolite indicating volcanic contribution. Non-clay minerals were detemined quartz, calcite, plagioclase and a small amount of pyrite. Illite and I/S in marl/claystones are under high diagenetic conditions (polytype 2M₁) and I/S in K-bentonites reflect high and low diagenetic conditions (1M (*tv*) ve 2M₁ polytype). The temperature of the fluids effective in the formation of I/S is similar to the low-grade metamorphism conditions. Marl-claystones are in andesite/basaltic andesite, basalt composition and K-bentonites are in rhyolite/dacite composition. It is suggested that the magma forms the primary rock of K-bentonites has a felsic composition and originates from a subduction-related environment. K-Ar dating of I/S gave smectite transformation age as 103-125 Ma.

Key Words: K-bentonite, Clay minerals, Illite/Smectite, Marl/claystone, Jurassic

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası 3
- Şekil 1.2. Türkiye ve yakın çevresinin ana suture zonları ve kıtasal bloklarını gösteren tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır) 4
- Şekil 1.3. Orta ve Doğu Pontid'lerde yer alan Jura havzaları. a) Pontidler'de yer alan Jura havzaları (Akdoğan vd., 2018'den alınmıştır (*, 155.9±1.8 My)) (İzotopik yaş verileri; (I) Dokuz vd., 2010; (II) Topuz vd., 2013, (III) Çelik vd., 2011; (IV) Okay vd., 2013, 2014, 2015'ten alınmıştır), b) Doğu Pontidler'deki Alt-Orta Jura yaşlı sedimanter kayalara ait yüzeylemeler (Güven, 1993 ve Kandemir, 2004'ten alınmıştır)..... 9
- Şekil 1.4. Kapalı bir sistemde volkanik külün silis, zeolit ve simektite dönüşümü ile açık bir sistemde volkanik külün simektit, I/S'e dönüşümünün gerçekleşmesi, Velde, (1992)'den alınmıştır 22
- Şekil 3.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Kandemir, 2004'ten değiştirilerek alınmıştır) 42
- Şekil 3.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Kandemir, 2004'ten alınmıştır)..... 43
- Şekil 3.3. Şenköy Formasyonu'na ait genel görünüm. a) Kazantaş mevki civarında yüzeyleme veren ve çalışma alanının genelini oluşturan Şenköy Formasyonu'nun görünümü, b) birimde yer alan kırmızı renkli CAR fasiyesi ve bu birimin altında kireçtaşı-kiltaş-kumtaşı-marn aralanması 46
- Şekil 3.4. Şenköy Formasyonu'nun ait Kazantaş mevkinden alınan ölçülü stratigrafik kesit (Kesit I, bakınız Şekil 3.2) ve kesit üzerinde örnek alım noktaları (Ölçülü stratigrafik kesit, Kandemir, 2004'ten alınmıştır). 47
- Şekil 3.5. Şenköy Formasyonu'nda Kazantaş mevkinde yer alan birimler (Kesit I), a) marn ara seviyesi içeren kiltaş-kireçtaşı-kumtaşı aralanması, b) marn ara seviyesi, c) bol kırıklı marn, d) ince laminalar halinde yer alan ve demir boyamaları içeren kiltaş-silttaş-marn aralanması 48
- Şekil 3.6. Şenköy Formasyonu'nun ait Kazantaş mevkinden (bkz., Şekil 3.2, kesit II) alınan kesit ve kesit üzerinde örnek alım noktaları, litolojilerin dağılımı 50
- Şekil 3.7. Şenköy Formasyonuna ait Kazantaş mevkinde gözlemlenen birimler. a,b) kireçtaşı-marn-kumtaşı aralanmasından oluşan istifin genel görünümü, c,d) istifte bulunan K-bentonit ara seviyelerinin farklı renklerde (yeşil-sarı) görünümü 51

- Şekil 3.8. Şenköy Formasyonuna ait Kazantaş civarı, Köse yol hattı üzerinden (bkz, Şekil 3.2. Kesit III) alınan K-bentonitlere ait kesit ve kesit üzerinde örnek alım noktaları 52
- Şekil 3.9. Şenköy Formasyonu'nda Kazantaş civarı, Köse yol hattı üzerinden kireçtaşı-kumtaşı-marn ardalanması ve farklı kalınlıklardaki K-bentonit seviyelerinin görünümü, örnek alım noktaları. a) Kireçtaşı-kumtaşı-marn ardalanmasından oluşan istifin görünümü, b) ve c) istifte sarı-kahve renkli görülen K-bentonit ara seviyeleri 53
- Şekil 3.10. Şenköy Formasyonu'nda yer alan ve Kazantaş civarında yüzeyleme veren andezitik daykın mikrofotografı. a-d) Mikrolitik porfirik doku içerisinde gözlenen plajiyoklas fenokristalleri, ferromagnezyen minerallerden itibaren gelişmiş klorit ve opak mineral fenokristal ve mikrotaneleri. a-c, tek nikol (TN) ve b-d, çapraz nikol (ÇN) Örnek No: KZ-10. Kl, kloritleşme; O, opak mineral; Pl, plajiyoklas 56
- Şekil 3.11. Şenköy Formasyonu'nda yer alan kireçtaşlarının (TN) polarizan mikroskop görümleri. Örnekler; KZ-21 (a), KZ-2 (b), KZ-30 (c), KZ-24 (d-e-f). E, ekinit plakası; Ku, Kuvars; Mk, mollusk kavkı parçası; m, mikrit; O, opak mineral; Pl, plajiyoklas; S, sünger spikülü; TN, tek nikol 58
- Şekil 3.12. Şenköy Formasyonu içerisinde ve Kazantaş civarında yer alan marn/kiltaşı örneklerine ait tüm-kayaç X-ışını difraktogramları (I, illit; Kal, kalsit; Kao, kaolen; Kl, klorit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit) 60
- Şekil 3.13. Şenköy Formasyonu'nda marn/kiltaşında bulunan klorit, illit ve illit/simektitin varlığını gösteren temsili kil fraksiyonu yönlü XRD desenleri. N, normal; EG, etilen glikolle doyurulmuş; F-350 ve F550 ise 350°C ve 550 °C'de fırınlanmış. I, illit; I/S, illit/simektit; Kl, klorit; Ku, kuvars 61
- Şekil 3.14. Kazantaş civarında bulunan marn/kiltaşlarının kil fraksiyonlarına (yönsüz, toz) ait X-ışını difraktogramları. a) Klorit ve illit, b) illitin 16-36° 2θ arasındaki difraktogramları (I, illit; Kl, klorit; Ku, kuvars; Pl, plajiyoklas) 62
- Şekil 3.15. Kazantaş civarında marn/kiltaşlarındaki a) K/S'ce ve b) simektit ve I/S'ce zengin örneklerin yönlü X-ışınları difraktogramları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; Kl, klorit; K/S, klorit/simektit; Sme, simektit) 64
- Şekil 3.16. Şenköy Formasyonu içerisinde ve Kazantaş civarında yer alan K-bentonitlere ait tüm-kayaç X-ışını difraktogramları (I/S, illit/simektit; Kal, kalsit; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas) 67
- Şekil 3.17. Şenköy Formasyonu'na ait K-bentonit seviyelerinden alınan K/S ve I/S içeren temsili örneklerin yönlü X-ışını difraktogramı desenleri (I, illit; I/S, illit/simektit; Ku, kuvars; K/S, klorit/simektit) 69
- Şekil 3.18. Şenköy Formasyonu'nda Kazantaş civarında yer alan K-bentonit kil fraksiyonunun yönlü X-ışını difraktogramları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; Ku, kuvars) 70
- Şekil 3.19. Kazantaş civarında gözlemlenen K-bentonitlere ait örneğin yönsüz X-ışını difraktogramı (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; Pl, plajiyoklas) 71

- Şekil 3.20. Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında yer alan marn/kiltaşlarından (bkz., Kesit I, Şekil 3.4) elde edilen kil fraksiyonunun ($\leq 2\mu\text{m}$) temsili DTA-TG ve DTG diyagramı (Örnek No, KZ-9)..... 77
- Şekil 3.21. Kazantaş civarında bulunan K-bentonit örneğinden (bkz., Kesit III, Şekil 3.8) elde edilen kil fraksiyonunun ($\leq 2\mu\text{m}$) temsili DTA-TG ve DTG diyagramı (Örnek No, KZ-38) 80
- Şekil 3.22. Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerindeki (Kesit I) kil mineralleri ile pirojenik bileşenler ve bunların alterasyonu. a) Dalgalı morfolojiye sahip illitler (Örnek no, KZ-1), b) simektit ile birlikte küremsi şekilde fosil yapıları, c) yapraksı morfolojiye sahip simektit (KZ-16), d) simektitin edx analizi (Örnek no, KZ-16), e) yapraksı morfoloji gösteren simektitler (Örnek no, KZ-16), f) cam parçası üzerinde gelişen simektitler (Örnek no, KZ-16), g) özşekilli ojit (Örnek no, KZ-16), h) ojite ait edx analizi (F, fosil yapısı; I, illit; Oj, ojit; Sme, simektit; Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 3.4) 82
- Şekil 3.23. K-bentonitler içerisinde yer alan pirojenik bileşenler ve bunların alterasyonu. a) Özşekilli biyotit (Örnek no, KZ-38) ve b) edx analizi. c) biyotit kristali ve bundan itibaren gelişen allofen/imogolit jel filmi ve d) biyotitin edx analizi (Örnek No, KZ-34), e) karbonatlaşmış özşekilli muhtemel plajiyoklas ve f) edx analizi (Örnek no, KZ-38; Bio, biyotit; Imo, imogolit; Pl, plajiyoklas; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8)..... 84
- Şekil 3.24. K-bentonitler içerisinde yer alan a) plajiyoklastan itibaren gelişen ve bal peteği gösteren gösteren simektit (saponit?), b) plajiyoklasın edx analizi, c) simektitin yakın görünümü ve d) edx analizi e) Muhtemel volkanik cam parçasından itibaren I/S gelişimi ve f) I/S'nin edx analizi, g) Muhtemel pomza parçasından itibaren gelişen I/S, yönlü doku ve h) I/S'nin edx analizi. (Örnek no: KZ-34). (I/S, illit/simektit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8)..... 85
- Şekil 3.25. K-bentonitler içerisinde yer alan a) K/S ve plajiyoklas birlikteliği ve b) plajiyoklasın edx analizi. c) Dalgalı morfoloji gösteren K/S ve bunların aralarına yerleşmiş I/S birlikteliği, d) I/S'nin edx analizi (Örnek no, KZ-29; I/S, illit/simektit; K/S, klorit/simektit; Pl, plajiyoklas; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8) 86
- Şekil 3.26. K-bentonitlerde imogolitlerin Sem görüntüleri ve EDX analizleri. a) I/S'ler arasında rastgele dağılan imogolit fiberleri ve b) EDX analizi (Örnek no, KZ-38), c) tüp şekilli imogolit kristalleri ve d) bunlara ait alan EDX analizi, kare analiz yapılan alanı işaret etmektedir (Örnek no, KZ-28; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 3.8) 87
- Şekil 3.27. K-bentonitler içerisinde yer alan kalsitler. a) otojenik kalsit kristalleri ve b) EDX analizi (Örnek no, KZ-23; Kal, kalsit; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.6)..... 88
- Şekil 3.28. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Nb/Y'a karşı Zr/TiO₂*0.0001 adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd (1977)'den değiştirilerek Pearce (1996))..... 89

- Şekil 3.29. Şenköy Formasyonu'ndaki K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin jeokimyasal eğilimleri. a) Yb'a karşı La, b) Y'a karşı Zr diyagramı. Kalk-alkali, geçişli ve toleyitik ayırım çizgileri Barret ve MacLean (1994,1999)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır 90
- Şekil 3.30. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin T-OOSB'ye normalize edilmiş uyumsuz element değişim diyagramları. Normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır..... 95
- Şekil 3.31. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır .. 97
- Şekil 3.32. K-bentonit ve marn-kiltaşı birimlerinin serisitleşme indeksine karşı (a) K_2O+Na_2O (%), (b) CaO (%) değişim diyagramları (MacLean ve Hoy, 1991)..... 98
- Şekil 3.33. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine karşı K_2O ve Na_2O (%) diyagramları. a) Al 'ya karşı K_2O (%) diyagramı, b) Al 'ya karşı Na_2O (%) diyagramı (Mineral yönsemeleri Large vd. (2001) ile aynıdır)..... 100
- Şekil 3.34. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI) değerleri. Diyagram üzerindeki ana hidrotermal ve diyajenetik alterasyon yönsemeleri ile en az altere kutusu Large vd. (2001)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.33 ile aynıdır..... 101
- Şekil 3.35. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin AK (ateşte kayıp) değerlerine karşı PIA değerleri diyagramı. (Fedo vd. 1995)..... 102
- Şekil 3.36. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine karşı (AI) karşı ileri arjilik alterasyon indeksi (AAAI) diyagramı. Mineral yönsemeleri Williams ve Davidson (2004) ve simgeler Şekil 3.35 ile aynıdır..... 103
- Şekil 3.37. K-bentonit ve marn-kiltaşı birimlerinde içerilen kil minerallerinin $\delta^{18}O$ ' a karşı δD diyagramı. Meteorik su çizgisi (Craig, 1961), kaolinit için süperjen-hipojen çizgisi (Sheppard vd., 1969), Montmorillonit çizgisi (Savin ve Epstein, 1970), deniz suyu ve meteorik suyun izotopik bileşimi (Gat vd., 1996), Karadeniz bileşimi (Balderer, 1999), magmatik ve metamorfik su alanları (Sheppard, 1986)..... 105
- Şekil 4.1. Kesit-I'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.4) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve SiO_2/Al_2O_3 , CaO/Al_2O_3 , K_2O/Al_2O_3 Na_2O/Al_2O_3 ve MgO/Al_2O_3 oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.4'ten alınmıştır) 110
- Şekil 4.2. K-bentonit seviyeleri içeren Kesit-II'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.6) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve SiO_2/Al_2O_3 , CaO/Al_2O_3 , K_2O/Al_2O_3 Na_2O/Al_2O_3

- ve MgO/Al_2O_3 oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.4 ve 3.5'ten alınmıştır)..... 111
- Şekil 4.3. Kesit-III'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.8) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve SiO_2/Al_2O_3 , CaO/Al_2O_3 , K_2O/Al_2O_3 , Na_2O/Al_2O_3 ve MgO/Al_2O_3 oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.5'ten alınmıştır) 112
- Şekil 4.4. Şenköy Formasyonu'na ait illit ve I/S'lerin Kübler indeksi ve şiddet oranı ($I_r = (I_{003}/I_{001})_N / (I_{003}/I_{001})_{EG}$) (Srodon, 1984) dağılımı (% 2-4-6-8 şişen tabaka değerleri, N değerleri ise difraktometredeki saçınım alanı boyutu (Eberl ve Velde, 1989) 116
- Şekil 4.5. Şenköy Formasyonu'nda yer alan illit ve I/S'nin Kübler indeksine karşı d_{060} yansıması ve I_{002}/I_{001} değerlerinin diyagramları (Esquevin, 1969) (Simgeler Şekil 4.4 ile aynıdır) 117
- Şekil 4.6. Şenköy Formasyonu'nda yer alan örneklerde bulunan klorit ve K/S'nin Kübler indeksine karşı Årkaı indeksi (002) diyagramı (Epizon, ankizon ve diyajenetik zon sınırlarının değerleri Warr ve Cox 2016'dan alınmıştır) (Simgeler Şekil 4.4 ile aynıdır)..... 118
- Şekil 4.7. Şenköy Formasyonu'nda bulunan K-bentonitler, marn/kiltaşları örneklerinin ve Jura yaşlı Subalpin havzası bentonitlerinin (Pellenard vd., 2003) TiO_2/Al_2O_3 'e karşı SiO_2/Al_2O_3 diyagramı..... 120
- Şekil 4.8. Şenköy Formasyonu'na ait K-bentonitler ve Jura yaşlı Paris havzası bentonitlerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramı. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den, Paris havzası bentonitlerinin NTE değerleri Pellenard vd. (2003)'den alınmıştır..... 122
- Şekil 4.9. Şenköy Formasyonu'nda yer alan marn-kiltaşı, kumtaşı, şeyl örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den, şeyl, kumtaşlarının NTE değerleri Akdoğan (2011)'den alınmıştır..... 123
- Şekil 4.10. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonitler ile Dutlupınar (granodiyorit, tonalit), Keçikaya (granodiyorit, monzogranit ve kuvars monzodiyorit) ve Sumbated (kuvars monzodiyorit, granodiyorit ve kuvars diyorit) örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den ve Dutlupınar, Keçikaya plütönu ve Sumbated örneklerinin NTE değerleri ise Dokuz vd. (2010)'den alınmıştır.. 124
- Şekil 4.11. Marn-kiltaşı örneklerinin tektonik ayırtman diyagramı (Pearce, 1982) (OOSB, okyanus ortası sırtı bazaltı)..... 127
- Şekil 4.12. K-bentonitlerin tektonik ayırtman diyagramları. a) Rb'a karşı Y+Nb ayırtman diyagramı, b) Rb'a karşı Yb+Ta ayırtman diyagramı (Pearce vd., 1984)..... 128
- Şekil 4.13. K-bentonitler, Subalpin havzası ve Paris havzası bentonitlerinin Zr'a karşı TiO_2 tektonik ayırtman diyagramı (Leat vd., 1986) (A-B çizgisi bazalt ve asit/ortaç olan volkanikleri ayırmak içindir)..... 128

- Ek Şekil 1. Kesit I'de yer alan kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında bulunan marn/kiltaşlarının sırasıyla tüm kayaç, yönlü kil fraksiyonları ve yönsüz kil fraksiyonları..... 159
- Ek Şekil 2. Kesit II'de yer alan kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında bulunan marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin sırasıyla tüm-kayaç, yönlü kil fraksiyonu ve yönsüz kil farkasiyonları..... 163
- Ek Şekil 3. Kesit III'de yer alan K-bentonitlerin sırasıyla tüm kayaç, yönlü kil fraksiyonu ve yönsüz kil fraksiyonları..... 165
- Ek Şekil 4. Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşlarının ve K-bentonitlerin DTA-TG ve DTG diyagramları..... 170



TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 3.1. Şenköy Formasyonu'ndaki marn/kiltaşı ve K-bentonit seviyelerindeki illit, I/S ve kloritlerin indeks, pik şiddeti değerleri	73
Tablo 3.2. İncelenen örneklerin tüm kayaç X-ışını difraktogramlarından (Ek Şekil 1-3) elde edilen mineralbollukları (%). I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; K/S, klorit/simektit; Plj, plajiyoklas; Sme, simektit	75
Tablo 3.3. İncelenen örneklerin kil fraksiyonlarından itibaren X-ışını difraktogramlarından (Ek Şekil 1,2,3) elde edilen mineralojik bileşimleri (%). I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen;.K/S, klorit/simektit; Plj, plajiyoklas; Sme, simektit.....	76
Tablo 3.4. Şenköy Formasyonu kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) bileşimleri	91
Tablo 3.5. Şenköy Formasyonu K-bentonit örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) bileşimleri	92
Tablo 3.6. Şenköy Formasyonu kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerinin nadir toprak element (ppm) bileşimleri.....	93
Tablo 3.7. Şenköy Formasyonu K-bentonit örneklerinin nadir toprak element (ppm) bileşimleri.	94
Tablo 3.8. Çalışma alanında yer alan örneklere ait alterasyon indeksleri. AI, Ishikawa alterasyon indeksi; AAI, ileri arjilik alterasyon indeksi; CIA, kimyasal alterasyon indeksi; CIW, kimyasal ayrışma indeksi; KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; PIA, plajiyoklas alterasyon indeksi; SI, serisitleşme indeksi.....	99
Tablo 3.9. K-bentonit ve marn-kiltaşı birimlerince içerilen kil minerallerinin duraylı izotop bileşimleri (K/S; klorit/simektit, I/S; illit/simektit).	104
Tablo 3.10. K-bentonitlerden elde edilen I/S'lerden ($\leq 2\mu\text{m}$) itibaren yapılan K-Ar yaşlandırmaları.	106
Tablo 4.1. K-bentonitlerdeki I/S'ten itibaren hesaplanan sıvıların T ($^{\circ}\text{C}$) değerleri.....	130

SEMBOLLER DİZİNİ

AAAI	: İleri Arjilik Alterasyon İndeksi
AI	: Árkai indeksi
BİLE	: Büyük İyon Yarıçaplı Element
Bio	: Biyotit
CAR	: Cacari Ammonitico Rosso
Ce_N/Ce^*	: Ce Anomalisi, $Ce_N/Ce^* = Ce_N / [(La_N + Pr_N) / 2]$
CIA	: Kimyasal Alterasyon İndeksi
CIW	: Kimyasal Ayrışma İndeksi
ÇN	: Çapraz Nikol
Dla	: Saptama Limiti Altı
DTA	: Diferansiyel Termik Analiz
E	: Ekinit Plakası
EDX	: Enerji Saçınımlı X-ışını Spektrometresi
EG	: Etilen Glikolle Doyurulmuş
Eu_N/Eu^*	: Eu Anomalisi, $Eu_N/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$
F	: Fırınlanmış
I	: İllit
I/S	: İllit/simektit
ICP-AES	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Atomik Emisyon Spektrometri
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometri
Imo	: İmogolit
Ir	: Şiddet Oranı, $Ir = (I_{003}/I_{001})_N / (I_{003}/I_{001})_{EG}$
K/S	: Klorit/simektit
Kal	: Kalsit
Kao	: Kaolen
KI	: Kübler İndeksi
KKPI	: Klorit-karbonat-pirit İndeksi
Kl	: Klorit
Ku	: Kuvars

m	: mikrit
Mk	: Mollusk Kavkı Parçası
My	: Milyon yıl
N	: Normal çekim
NTE	: Nadir Toprak Elementler
O	: Opak Mineral
O-D	: Oksijen-Döteryum
Oj	: Ojit
P	: Pirit
PIA	: Plajiyoklas Alterasyon İndeksi
Pl	: Plajiyoklas
ppm	: Milyonda bir
R	: Reichweite
S	: Sünger Spikülü
SEM	: Taramalı Elektron Mikroskopisi
Sme	: Simektit
TG	: Termogravimetrik Analiz
TN	: Tek Nikol
T-OOSB	: Tüketilmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
V-SMOW	: Viyana Ortalama Okyanus Suyu Standartı
X	: Mineralin Difraktogramdaki Yansımasının cm Cinsinden Yüksekliği
XRD	: X-ışını Difraksiyon
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
% a	: Kayaçtaki a Mineralinin Yüzdesi
1M	: Bir Tabakalı Monoklinik Düzensiz Politip
2M ₁	: İki Tabakalı Monoklinik Politip
δ	: Delta
μ	: Mineralin Adsorbsiyon Katsayısı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışmada Doğu Pontidler'de Gümüşhane yöresinde Şenköy Formasyonu içerisinde yer alan volkanik küllerin (tefra) alterasyonu ile gelişen K-bentonitler ve eşlik eden kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ar dalanmasında bulunan marn/kiltaşı birimlerinin mineralojisi, jeokimyası ve izotopik özellikleri belirlenerek, bu birimlerin oluşum ortamları ve diyajenez/metamorfizma koşullarının karşılaştırmalı olarak saptanması hedeflenmiştir.

Çalışma kapsamında daha önce yörede yapılmış olan 1/25000 ölçekli Trabzon H43-a4 paftasında yer alan jeoloji haritasından yararlanılmıştır (Kandemir, 2004). Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı- kiltaşı- kumtaşı ar dalanmasında yer alan marn-kiltaşı birimleri ve K-bentonitlere ait düşey yönde 3 adet ölçülü kesit alınmıştır. Arazi çalışmaları ile elde edilen örneklerin ince kesitleri ile kayaçların mineralojik-petrografik ve alterasyon özellikleri belirlenmiştir. X-ışınları difraktometre (XRD) analizleri (tüm kayaç ve kil fraksiyonu) ile K-bentonitler ve marn/kiltaşlarının kil ve kil dışı mineralleri tespit edilmiştir. Taramalı elektron mikroskopisi (SEM) ve Enerji Saçınımlı X-ışını Spektrometresi (EDS) analizleri ile minerallerinin kristal boyutları, morfolojileri, diğer mineraller ile olan ilişkileri ve kimyaları belirlenmiştir. Diferansiyel termik analiz- termogravimetrik analiz (DTA-TG) ise kil minerallerinin ısısal davranışlarını saptamak için kullanılmıştır. Tüm-kayaç, ana, iz ve nadir toprak element analizleri ile kayaçların kimyasal adlandırmaları ve jeokimyasal karakteristikleri belirlenmiştir. Duraylı izotop analizi (O-D) ile kil minerallerinin oluşum ortamları saptanmıştır.

Elde edilen tüm veriler sonucunda, K-bentonitler ve eşlik eden marn/kiltaşlarının oluşum ortamları ve diyajenez/metamorfizma koşulları ortaya konulmaya çalışılmıştır. İllit/simektitlerin K-Ar yaşlandırması yapılmıştır.

1.2. Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafik Özellikleri

Doğu Karadeniz Bölgesi'nin güney kesiminde yer alan çalışma alanı Gümüşhane il sınırları içerisinde, Köse ilçesi civarında ve 1/25000 ölçekli Trabzon H43-a4 paftasında yer almaktadır (Şekil 1.1). Çalışma sahası ve yakın çevresindeki en önemli yerleşim yerleri, Gümüşhane il merkezi ve Gümüşhane'ye bağlı Köse ve Kelkit ilçeleri ve bunlara bağlı Kırıklı, Çayırardı, Kazantaş, Gökçekilise, Yukarıalıçtı, Aşağıalıçtı köyleri ile Bayburt il merkezidir.

Çalışma alanı topoğrafik olarak engebeli bir yapıya sahiptir. Kilisederebaşı Tepe (1875 m), Çağrağın Tepe (1721 m), Günevi Tepe (1955 m), Kırandüzü Tepe (2070 m), Dağüstü Tepe (1960 m), Karasuyun Tepe (1958 m), Kaleciktaş Tepe (2019 m), Kocamantaş Tepe (2160 m), Çorakbaşı Tepe (2127 m), İsmailçayır Tepe (2123 m), Kurtelikleri Tepe (1931 m) inceleme alanı ve çevresinde yer alan en önemli yükseltilerdir. Topoğrafyayı kontrol eden en önemli su kaynakları Gümüşhane şehir merkezinden de geçerek kuzeybatıya doğru akan Harşit Çayı ve Gümüşhane'nin güneyinde Kelkit ve Şiran ilçelerinden geçerek batıya doğru akan Kelkit çayıdır. Ayrıca, Bayburt şehir merkezinden geçen Çoruh Nehri de yöredeki önemli su kaynakları arasındadır. Morfolojiye bağlı olarak da gelişen birçok dere bulunmaktadır.

İnceleme sahası, Karadeniz ve Doğu Anadolu iklimlerinin özelliklerini taşıyan geçiş iklimindedir. Yazları kurak ve sıcak, kışları ise soğuk ve kar yağışlıdır. İlçe merkezleri ve yakın civarlarının sıcaklıkları kışın 1°C'nin altındadır. Nisan ayından itibaren sıcaklıklarda artış olup Ağustos ayında azami yüksekliğe ulaşır. Ölçülen ortalama en yüksek sıcaklık 28.8°C (Ağustos ayı) ve ortalama en düşük sıcaklık -5.6°C'dir. En fazla yağış ilkbahar mevsiminde görülür. Ölçülen aylık toplam yağış miktarı ortalama en yüksek 69.3 mm olarak Mayıs ayında belirlenmiştir. En az yağış ise yaz mevsiminde görülmektedir. Ölçülen aylık toplam yağış miktarı ortalama en düşük 12.2 mm olarak Temmuz ayında belirlenmiştir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

Çalışılan sahada iklime bağlı olarak bitki örtüsü gelişmiştir. Yöre bitki örtüsü açısından çeşitlilik göstermesine rağmen zengin değildir. Gümüşhane yöresinde yersel olarak çam, kavak ve meşe ağaçlarından oluşan ormanlık alanlar yer almaktadır. Vadiler boyunca kavak ve söğüt ağaçlarından ve son yıllarda şehrin ekonomisine katkı sağlayan kuşburnu ve çeşitli meyve ağaçlarından oluşan bitki örtüsü gözlenmektedir.

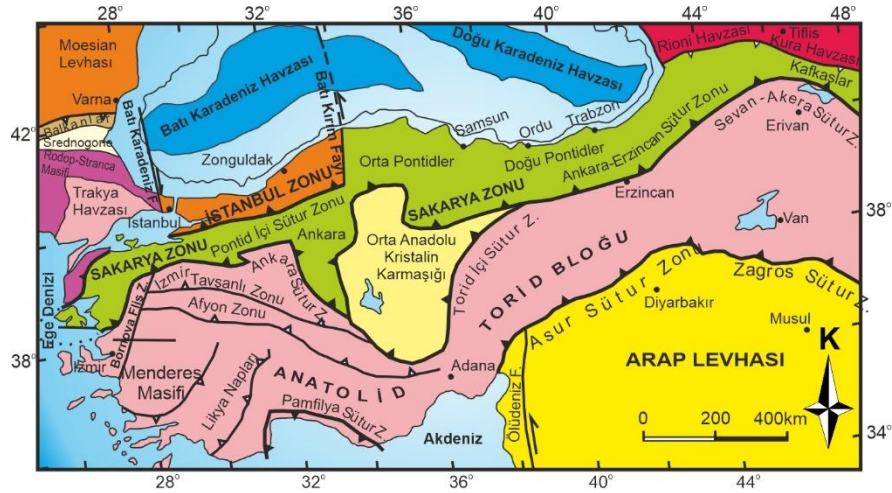
Yöre halkının en önemli geçim kaynağı tarım ve hayvancılıktır. Tarımla uğraşan aileler genelde arpa, buğday ve meyve yetiştiriciliğiyle uğraşmaktadır. Ancak arazinin sarp

olması ulaşım gücüne sebep olmakta ve yöre kalkınmasını olumsuz etkilemektedir. Ekonomik koşulların zorluğu, yöre genelinde yaygın göç olgusuyla sonuçlanmıştır. Bununla birlikte mevsimlere göre de mevcut nüfus değişmektedir. Özellikle kış mevsimlerinde köyden şehre göçün arttığı görülmektedir.

1.3. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı, Alpin-Himalaya orojenik kuşağında bulunan Pontidler'in Doğu Pontidler bölümündedir. Karadeniz kıyısına paralel ve doğu-batı doğrultusunda uzanan Doğu Pontidler Okay ve Tüysüz (1999) tarafından belirlenmiş olan Sakarya Zonu içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.2). Birçok araştırmacı tarafından çalışılmış ve eski bir ada yayı olan Doğu Pontidler, tektonik, magmatik ve sedimentolojik özelliklerine göre farklı zonlara ayrılmıştır (Bektaş vd., 1995 ve 1999; Arslan vd., 1997; Eyüboğlu vd., 2006).

Ketin (1966) tarafından Türkiye'nin orojenik evrimi dikkate alınarak dört ana tektonik birlik tanımlanmıştır. Bunlar; Pontidler, Anatolidler, Toridler, Kenar Kıvrımları'dır. Pontidler, Şengör ve Yılmaz (1983) tarafından "Rodop Pontid Fragmanı" olarak isimlendirilmiştir. Ketin (1966) çalışmasında Pontidler'i bir bütün olarak incelemiştir. Ketin ve Canitez (1972) ise Pontidler'i Doğu ve Batı Pontidler olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Ayrıca, Bektaş vd. (1995) ve Eyüboğlu vd. (2006, 2007) ise Doğu Pontidler'i Kuzey, Güney ve Eksen Zonu olmak üzere üç bölüme ayırmışlardır.



Şekil 1.2. Türkiye ve yakın çevresinin ana suture zonları ve kıtasal bloklarını gösteren tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır).

Farklı araştırmacılar tarafından Doğu Pontidler'in temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar incelenmiştir. Mikaşist, kloritşist, mermerler, metagabrolar ve metabazaltlardan meydana gelen birim Pulur Masifi olarak isimlendirilmiştir (Korkmaz ve Baki, 1984; Akdeniz, 1988; Tanyolu, 1988; Habiboğlu, 1989; Okay vd., 1997; Topuz vd., 2004a, b). Bu metamorfik kayaçlar, Pulur Metamorfitleri (Ketin,1951), Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleri (Özer, 1984), Kotana Metamorfitleri (Boynukalın, 1990) olarak farklı isimlerle anılmıştır. Doğu Pontid Güney Zonu'nda yaygın olarak yüzeyleme veren bu temel kayaçlar (Ağar, 1977; Gedikoğlu, 1978), Kuzey Zon'da seyrek olarak gözlenirler (Türk-Japon ekibi, 1985; Boynukalın, 1990). Topuz (2000) yaptığı çalışmada U/Pb, Ar/Ar ve Rb/Sr yöntemlerini kullanmış ve bu metamorfitlerin yaşlarını 260 ve 330 milyon yıl olarak belirlemiştir. Ayrıca, bu metamorfitlerin Pulur Masifi'nde iki farklı tektono-magmatik birimden meydana geldiğini ifade etmiştir. Bu birim Geç Karbonifer yaşlı Gümüşhane (330-324 My; Topuz vd., 2010), Köse (Gümüşhane; 322-306 My; Dokuz, 2011) ve Derinoba-Kayadibi (Tonya-Trabzon; 317-303 My; Kaygusuz vd., 2012) plütonları tarafından kesilmektedir.

Doğu Pontidler'in temelini oluşturan kayaçlar bir süre sonra yükselerek aşınmaya başlamıştır. Aşınma döneminin sona ermesinden itibaren Liyas ile başlayan bir riftleşmeyle (Bektaş vd., 1995; Yılmaz, 2002) temel kayaçlar ana karadan ayrılmış ve tekrar sular altında kalarak sedimantasyon dönemi başlamıştır. Gümüşhane bölgesinde Paleozoyik yaşlı birimler üzerine aşınma uyumsuzluğu ile Liyas yaşlı birimler gelir. Liyas yaşlı volkanik (Arslan vd., 1997; şen, 2007) ve tortul kayaçların ardalanmasıyla bir istif meydana gelmiştir. Bu Liyas yaşlı birimler güney zonda farklı araştırmacılar tarafından çalışılmış ve farklı isimlerle adlandırılmışlardır (Karatepe Formasyonu, Seymen, 1975; Telmeyaylası Formasyonu, Yüksel, 1976; Hacıören Formasyonu, Pelin, 1977; Hamurkesen Formasyonu, Ağar, 1977; Balkaynak Formasyonu, Kesgin, 1983; Zimonköy Formasyonu, Eren, 1983; şenköy Formasyonu, Kandemir, 2004). Erken-Orta Jura yaşlı kayaçlar, birbiriyle yanall geçiş gösteren ve kısa mesafede kalınlıklarda farklılıklar görülen andezit, diyabaz, bazalt, aglomera, tuf ve tüfitlerden oluşan volkanik ara seviyeler ile yersel çakıltaşı, dereceli kumtaşı, marn, kiltarı, kumlu kireçtaşı ile *Carcari Ammonitico Rosso* (CAR) fasiyesinde gelişmiş bol ammonit, belemnit, bivalv, sünger, crinoid, gastropodlardan oluşan kırmızı renkli kireçtaşlarından meydana gelmişlerdir (Yılmaz, 2002). Ayrıca, birim bu kaya türlerine ilave olarak taban ve tavana yakın olan kesimlerde kömürlü oluşuklar da bulundurmaktadır. Bu çökeller, Erken Liyas döneminde etkili olan genişlemeli tektonik rejimin Hersiniyen

temeli parçalaması ile Birinci Riftleşme Fazı olarak bilinen olaylar sonucunda meydana gelmiştir (Bektaş vd., 1995; Yılmaz, 2002). Çalışma alanını oluşturan ve çok geniş alanlarda yüzeyleme veren ve kısa mesafelerde kalınlık ve ani fasiyes değişimleri gösteren birimin tipik bir rift ortamı olduğu görüşü hakimdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1983; Bektaş, 1986; Yılmaz, 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz, 2002; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Şen, 2007). Riftleşmenin olduğu bölgelerde yüksek kısımlar horst olup aşınma ortamlarını, alçak kısımlar ise graben olup çökelme ortamlarını temsil etmektedir. Grabenlerde toplanan ve horstlardan kopan parçalar riftleşme ile beraber kırık hatlar boyunca ortama gelen magmatizma ürünleri ile Liyas yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçların ardalanması ile istif meydana gelmiştir. Gedik vd. (1996) rift havzalarını “çek-ayır havzalar” olarak ifade etmiştir. Ammonitico-rosso fasiyesi olarak bilinen kırmızı renkli kireçtaşı ve marnlar birimin en üst kesimini oluşturur ve horstların olduğu kısmı temsil eder (Özer, 1984; Kırmacı, 1998)

Aktif tektonik hareketler ile gelişen Erken-Orta Jura çökellerinin birikiminin ardından Malm'dan itibaren, Alt Kretase sonuna kadar olan dönemde, sakin tektonik koşullar ile karbonat platformu oluşmuştur (Yılmaz, 2002). Doğu Pontidler'in tamamında geniş alanda yüzeyleme veren bol fosilli, sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve dolomitik kireçtaşları tipik bir karbonat platformu ürünü olarak yer alırlar (Taslı, 1990; Yılmaz, 1997 ve 2002). İlk kez Pelin (1977) tarafından tanımlanan Doger-Malm-Alt Kretase yaşlı olan Berdiga Formasyonu, uyumlu olarak Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun üzerinde yer almaktadır. Doğu Pontidler'in kuzeyinde Berdiga Formasyonu genel olarak gri-bej renge sahip masif tabakalanmalı kireçtaşlarından oluşurken, Doğu Pontidler'in güneyinde bu birim orta tabakalanmalı masif kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kuzey Zon'da Berdiga Formasyonu'nda mercerler ve olistrostromlar yer almaktadır. Bu durumun Üst Kretase döneminde yoğun olan volkanik faaliyetlerden kaynaklandığı ifade edilmektedir (Eyüboğlu, 2010).

Doğu Pontidler'de Kuzey ve Güney Zonu'nda yer alan istifler Üst Kretase'den itibaren farklı özellikler göstermeye başlar. Kuzey Zon yoğun bir şekilde magmatik aktiviteden etkilenmiştir. Güney Zon ise türbiditik karakterli ve magmatik aktivitenin olmadığı bir havza özelliğindedir. Gümüşhane yöresinde bulunan Üst Kretase istifinin tabanında, ince-orta tabakalanmalı, sarı renkli kumlu kireçtaşları ve yer yer konglomeralar bulunmaktadır. Bunların üzerinde ince tabakalanmalı kırmızı-mor renkli mikritik kireçtaşları yer almaktadır. En üst bölümde ise gri-yeşil renkli tuf ara seviyelerini kapsayan ince-orta tabakalanmalı

kumtaşı, kilitaşı ve marn ardalanması ile birim son bulmaktadır. Tokel (1972) tarafından bu birim Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Üst Kretase yaşlı bu birim Berdiga Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak gelen kumlu kireçtaşları ile başlamakta ve Eosen yaşlı volkanotortul seri içeren Alibaba Formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Tokel, 1972; Eren, 1983; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001).

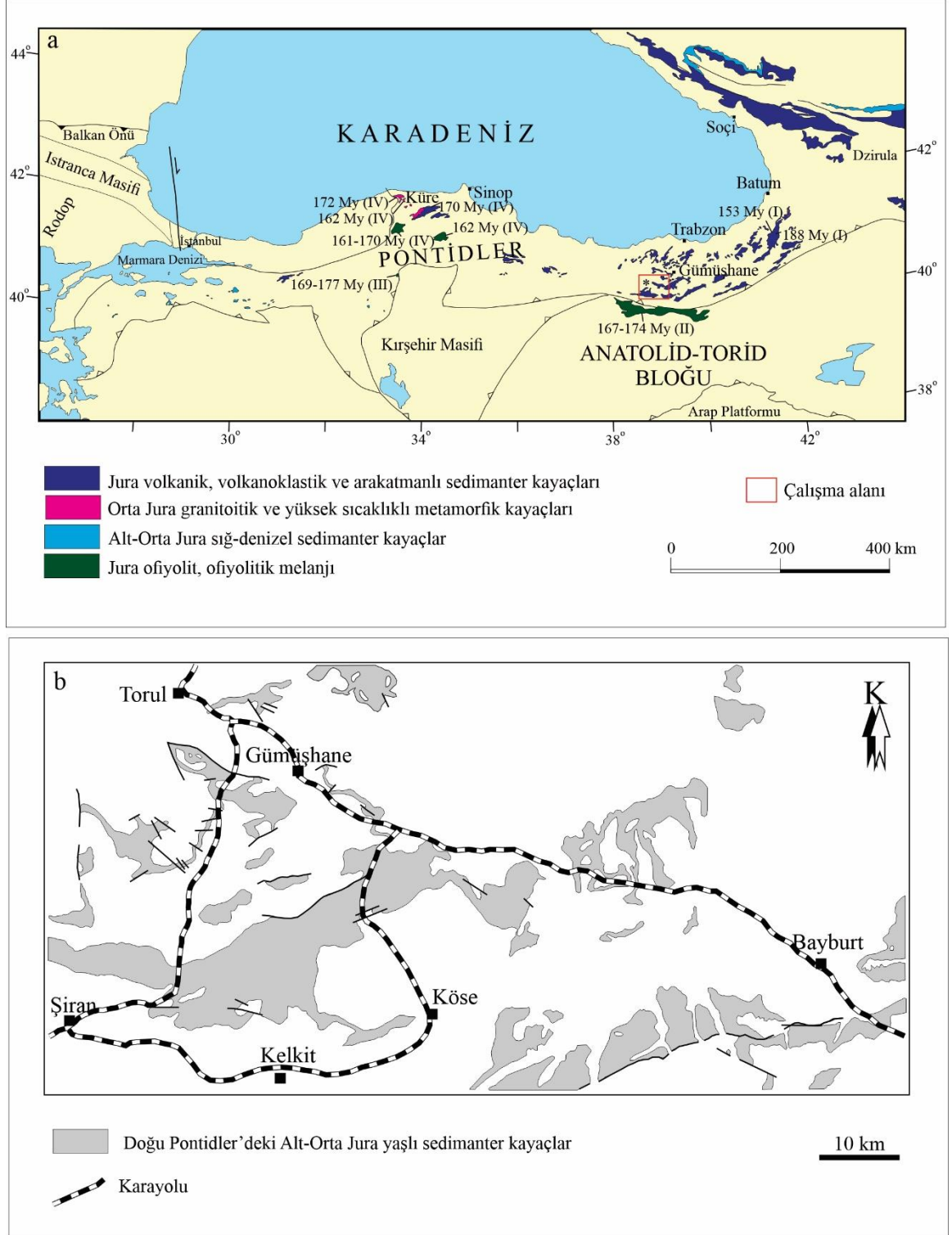
Doğu Pontidler'de yer alan Tersiyer yaşlı volkanik birimler Kuzey ve Güney Zon'da farklı litolojilere sahiptir (Güven, 1993; Arslan vd., 2000). Kuzey Zon'da yer alan ve Güven (1993) tarafından tanımlanmış olan Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu, yaygın olarak kalkalkali özellikli bazalt, bazaltik andezit, trakit ve piroklastitlerden oluşur (44-45 My; Yücel, 2013; Yücel vd., 2014). Güney Zon'da ise Gümüşhane çevresinde Tokel (1972) tarafından tanımlanmış olan Alibaba Formasyonu, tortullar ve kalkalkali özellikli bazaltik-andezitik volkanitlerden (30-50 My; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Kaygusuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2013; Arslan vd., 2013; Arslan vd., 2014) oluşmaktadır.

Kuvaterner yaşlı travertenler ve alüvyonlar Doğu Pontidler'de yer alan en genç birimlerdir. Geniş bir alanı kaplayan travertenler kalın oluşumlar şeklindedir (Arslan vd., 2005).

1.4. Önceki Çalışmalar

1.4.1. Pontidlerde Jura Yaşlı Birimlerde Yapılmış Jeolojik Çalışmalar

Çalışma sahasını kapsayan bölgede birçok araştırmacı tarafından genel jeoloji, tektonik, sedimantoloji, paleontoloji, petrografik ve petrolojik amaçlı konularda pek çok çalışma yapılmıştır. Doğu Pontidler’de Jura yaşlı birimler geniş olarak, özellikle Pontidler’in güney zonunda yüzeyleme vermektedir (Şekil 1.3a). Yay magmatizması aktivitesi esnasında Ammonitiko-Rosso karbonat seviyeleri ve kömür zonları içeren, ağırlıklı olarak volkanoklastikler ve volkanik kayaçlardan oluşan Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu gelişmiştir (Robinson vd., 1995; Kandemir, 2004; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009; Akdoğan, 2011; Akdoğan vd., 2018). Şenköy Formasyonu’nun yaşı fosil içeriğine bağlı olarak Sinemuriyen’den Bathoniyen’e kadar olan aralıkta tanımlanmıştır (Wedding, 1963; Alkaya ve Meister, 1995; Robinson vd., 1995; Kandemir ve Yılmaz, 2009; Vörös ve Kandemir, 2011). İstifin üst seviyeleri genellikle volkanik-volkanoklastik kayaçlardan oluştuğu için ayrıntılı tanımlanmamıştır. Formasyona ait radyometrik yaş verileri genellikle Jura yaşlı volkanik ve plütonik kayaçlardan elde edilmiş olup, bu yaş aralıkları Pliyensbahiye’den Batoniyen’e kadar değişmektedir (Şekil 1.3a; Nzegge, 2008; Dokuz vd., 2010; Meijers vd., 2010; Çelik vd., 2011; Topuz vd., 2013; Okay vd., 2013, 2014, 2015). Akdoğan vd. (2018) Şenköy Formasyonu’nun üst seviyelerindeki kumtaşlarından elde edilen detritik zirkon tanelerinden 155.9 ± 1.8 My U-Pb yaşı elde ederek, Jura volkanoklastik istifinin depolanma yaşının fosil bulguları ve bol U-Pb detritik zirkon yaşlarına göre Erken Jura’dan (Sinemuriyen) Geç Jura’ya kadar uzandığına işaret etmektedir (Şekil 1.3a).



Şekil 1.3. Orta ve Doğu Pontid’lerde yer alan Jura havzaları. a) Pontidler’de yer alan Jura havzaları (Akdoğan vd., 2018’den alınmıştır (* 155.9±1.8 My)) (Radyometrik yaş verileri; (I) Dokuz vd., 2010; (II) Topuz vd., 2013, (III) Çelik vd., 2011; (IV) Okay vd., 2013, 2014, 2015’ten alınmıştır), b) Doğu Pontidler’deki Alt-Orta Jura yaşlı sedimanter kayalara ait yüzeylemeler (Güven, 1993 ve Kandemir, 2004’ten alınmıştır).

Bu çalışmada Gümüşhane ili civarında yüzeyleme veren Erken-Orta yaşlı Şenköy Formasyonu'nu (Şekil 1.3b) içerisinde yer alan K-bentonitler ve eşlik eden marn/kiltaşları irdelendiğinden özellikle Jura yaşlı birimleri inceleyen jeolojik çalışmalar kronolojik olarak aşağıda verilmiştir:

Ketin (1951), "Bayburt Yöresinin Jeolojisi" adlı çalışmasında, 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlamış ve metamorfik serilerin bölgenin temel kayacı olduğunu, bu birimlerin üzerine Liyas yaşlı çökellerin transgresif olarak geldiğini ve bu seviyenin Malm yaşlı çökeller ile örtüldüğünü belirtmiştir. Ayrıca, Erken Kretase yaşlı birimlerin Berriasiyen-Albiyen yaşlı olduğunu kaydetmiştir. Çalışmasında bütün bu birimlerin geçirmiş olduğu tektonik fazları belirlemiştir.

Baykal (1952), Bayburt batısında yer alan (Akşar) granitler ve metamorfik seri ile Jura, Erken Kretase, Geç Kretase, Eosen ve Neojen yaşlı tortul birimlerini ayırtlamıştır. Kelkit Vadisi'nde yer alan Liyas yaşlı çökellerin metamorfik seri olan temel kayalar üzerine transgresif olarak geldiğini belirtmiştir. Konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşının yer aldığını ve volkano-tortul serinin spilitik lav ve tuf ara katkısı içerdiğini belirtmiştir. Ayrıca, bu Liyas yaşlı volkano-tortul serinin kömür içerdiğini ve bazı yerlerde kalınlığının yaklaşık olarak 1000 metreye ulaştığını işaret ederek bölgenin tipik bir sübsidans havzası olduğu araştırmacı tarafından ifade edilmiştir.

Wedding (1963), Kelkit-Bayburt yörelerinin tektoniği ile ilgili olan çalışmasında, Liyas ve Malm arasında uyumsuzluk bulunmadığından ve inceleme alanında Dogger'in varlığından bahsetmiştir. Jura yaşlı çökel kayalar ve kömürlere vurgu yapan araştırmacı, Liyas yaşlı çökellerin kalınlığının 1500 metre olduğunu ve bu çökellerin beş seviye halinde bulunduğunu belirtmiştir. Bu birimlerin granit üzerinde transgresif olarak yer aldığını ve üst 150 metrelik seviyenin kömürlü olduğunu belirtmiştir. Liyas-Dogger sınırının bu üstteki kömürlü seviyeye karşılık geldiğini ifade etmiştir.

Yılmaz (1972), Gümüşhane graniti ve çevresindeki kayaların petrolojisi ve yapısal özelliklerini inceleyen çalışmasında, bölgedeki Liyas yaşlı çökelleri alttan üste doğru Reksene-Venk, Şehittepe ve Gökçepinar olmak üzere üç formasyon altında tanımlamıştır. Reksene-Venk Formasyonu'nun genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ve çakıltaşlarından meydana geldiğini ve formasyon içinde üste doğru tane boyunun incelendiğini belirtmiştir. Araştırmacı bu formasyonun Sinemuriyen'den daha yaşlı ve akarsu ya da plaj çökeli olabileceğini ifade etmiştir. Şehittepe Formasyonu'nun altta siltaşı-subgrovak ardışımından, üstte ise kırmızı kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Şehittepe

Formasyonu'nun üst kesimlerinde bulunan bol ammonit, foraminifer, bryozoa, belemnit ve krinoid fosillerini kapsayan kırmızı kireçtaşlarının sığ-denizel ortamda geliştiğini ve yaşının Sinemuriyen-Toarsiyen olduğunu ifade etmiştir. Gökçepınar Formasyonu'nun ise kalın çakıltaşı ve aglomerallardan oluştuğunu, Geç Liyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Bu üç formasyonun sınırlarının birbirleriyle uyumlu olduğunu ifade etmiştir.

Burşuk (1975), "Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi" adlı doktora çalışmasında, yöredeki Mesozoyik yaşlı birimleri Liyas, Dogger, Malm, Erken ve Geç Kretase, Senozoyik yaşlı birimleri ise Eosen ile ifade etmiştir. Çalışma sahasında Jura yaşlı çökeller içinde 2 yeni Ammonit türü tanımlamıştır. Liyas- Malm'da bulunan biyozonlar Ammonoidea ile ayırtlanmış ve diğer ülkeler ile korele edilmiştir. Pelmikrit ve biyomikritler ile tanımlanan Eosen'in transgresif olduğunu belirtmiştir.

Ağar (1977), "Demirözü (Bayburt) ve Köse (Gümüşhane) Bölgesinin Jeolojisi" adlı doktora çalışmasında, bölgenin ayrıntılı jeolojik haritasını yapmıştır. Birimleri formasyon ve üye olarak incelemiş ve ilk defa Triyas yaşlı birimlerin varlığından bahsetmiştir. Bu Triyas yaşlı birimin arkozik özellikteki konglomera ve kumtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Bu birimi Karakaya Formasyonu olarak adlandırmıştır. Araştırmacı, Erken Jura yaşlı birimleri ikiye ayırarak Çaltepe Kireçtaşı (Alt Sinemuriyen) ve Hamurkesen Formasyonu (Üst Sinemuriyen) olarak tanımlamıştır. Liyas yaşlı çökellerin Triyas yaşlı çökeller üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve Üst Jura- Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Kireçtaşı tarafından uyumsuzlukla üzerlendiğini ifade etmiştir.

Sengör ve Yılmaz (1981), çalışmalarında Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun riftleşme sahasına karşılık geldiğini Erken Jura yaşlı havzalar ve çökel içerikleri ile belirlemişlerdir. Erken Jura yaşlı çökellerin güneyden gelen Sinemuriyen yaşlı transgresyonla Paleo-Tetis yayı üzerinde gelişmeye başladığını ifade etmişlerdir. Transgresyonla başlayan Erken Jura yaşlı çökelleri bölgedeki güneye bakan Atlantik Tip (Pasif) bir kıta kenarının gelişmeye başladığının kanıtı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Görür vd. (1983), Erken Jura yaşlı çökellerin Pontid kuşağında hızlı değişiklikler gösteren fasiyeslerde çökeldiklerini belirtmişlerdir. Pontid kuşağına ait olan farklı bölgelerdeki Liyas çökellerinden iki ana fasiyes grubunu ayırt etmişlerdir. Birinci ana fasiyesin genellikle ince merceksi geometriye sahip, bol fosilli, sığ, denizel ve bazı yerlerde kondanse kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmişlerdir. İkinci fasiyesin ise kalın terrijen malzemeli sık sık volkanik arakatlı ve yer yer kalsitürbiditler olarak birinci fasiyesin içeriğini barındırdığını ve türbiditlerden meydana geldiğini ifade etmişlerdir. İki fasiyesin

özelliğinin de, düzensiz bir topoğrafyanın üzerinde çökerek kömürlü, sığ, denizel ve/veya karasal Liyas yaşlı kırıntıların üzerinde gelişmesi olduğunu ileri sürmüşlerdir. Çalışmalarında Pontidler'deki Liyas yaşlı çökellerde yer alan iki fasiyes türünü Akdeniz Alplerindeki benzer yaş ve konumdaki fasiyesler ile deneştirmişlerdir. Araştırmacılar Neo-Tetis'in Kuzey Kolu'nun Liyas devrinde açılmaya başladığını ve bunun sebebinin normal faylanma rejiminin Hettangiyen'de başlamış olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Kesgin (1983), "Akşar Köyü (Bayburt) ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi" adlı yüksek lisans çalışmasında, Gümüşhane Graniti üzerine Liyas yaşlı çökellerin uyumsuz olarak geldiğini belirtmiştir. Bu çökelleri Balkaynak Formasyonu olarak adlandırmıştır. Araştırmacı, birbiriyle yanal geçişli olduğunu belirterek Daşkabanboğazı tortul volkanik üyesi ve Akşar volkanik üyesi olmak üzere iki farklı üyede incelemeler yapmıştır. Bölgede Liyas'da yerleşen denizin kimi zaman karayla bağlantılı olduğunu, ancak Dogger'de bölgeye ilk kez kalıcı bir denizin yerleştiğini ileri sürmüştür.

Özdoğan (1983), "Kale Bucağı (Gümüşhane) Çevresinin Jeolojisi ve Tektoniği" adlı yüksek lisans tezinde, yöredeki Liyas yaşlı çökellerin uyumsuz olarak Permien öncesi yaşlı Aşağı Mahalle Metamorfitleti'nin ve Permien yaşlı Gümüşhane Granitleri'nin üzerine geldiğini belirtmiştir. Araştırmacı Liyas yaşlı çökelleri Eskibağlar Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Bu formasyonu iki üyeye ayırmıştır. Birinci üye, tabanda yumrulu, bol ammonitli kireçtaşı üyesi ve ikinci üye ise üst kısımda piroklastik tortuların çok fazla olduğu kumtaşı-marn-kiltaşı ara katkılı volkano-tortul seriden oluşmaktadır. Araştırmacı Eskibağlar Formasyonu'nun sübsidan karakterli bir havzada çoğu zaman karasal (bataklık, kıyı ovası) ve bazen de sığ deniz ortamında oluştuğunu belirtmiştir.

Eren (1983), Kale (Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada, Liyas yaşlı çökellerin aşınma uyumsuzluğu ile Gümüşhane Graniti üzerine geldiğini ifade etmiştir. Liyas yaşlı çökelleri Zimonköy Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Zimonköy Formasyonu'nun birbiri ile yanal geçişli olan, Ammonitli Kırmızı Kireçtaşı üyesi, Volkano-tortul üye, Bağlarbaşı üyesi, Çörtlü Kireçtaşı üyesi ve Diyabaz üyelerinden oluştuğunu belirtmiştir. Çalışmasında Zimonköy Formasyonu'nun kısa mesafelerde kalınlığının değişmesinin riftleşmeden kaynaklandığını ileri sürmüştür.

Hacılioğlu (1983), Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada, Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu'nun Gümüşhane Granitleri'ni aşınma uyumsuzluğu ile üstlediğini belirtmiştir. Zimonköy Formasyonu'nu üç üyeye ayırmıştır. Bunlar, kırmızı renkli yumrulu kireçtaşı üyesi, volkano-tortul üye ve bu iki üyeyi keserek gelişen Diyabaz

üyesidir. Araştırmacı, Zimonköy Formasyonu'nun çoğunlukla sığ deniz bazen de karasal (bataklık) ortamda sübsidans özellikli havzada oluştuğunu ifade etmiştir. Liyas yaşlı oluşukların farklı kalınlıklar göstermesinin sebebinin ise yörede blok faylanmalar ile gelişen horst ve graben röliyefinden olduğunu belirtmiştir.

Bektaş vd. (1984), Paleotetis okyanusunun kapanması sonucunda oluşan Pontid yayının güneyinde yer alan yay-ardı havzaların Erken Jura yaşlı havzalar olduğunu ileri sürmüşlerdir. Tüm Doğu Pontid Güney Zonu'nda doğu-batı yönünde birbirine paralel rift havzaları olarak bu Erken Jura yaşlı havzaların çekme gerilmesi altında oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, bu rift havzalarını (graben) birbirinden eski temele ait olan yükselteler yardımıyla (horst) ayırt etmişlerdir.

Korkmaz ve Baki (1984), "Demirözü (Bayburt) Yöresinin Stratigrafisi" adlı çalışmalarında, yörede bulunan metamorfite "Pulur Masifi" olarak adlandırmışlardır. Bu metamorfiteğin güneyde kalınlığı 130 metreyi bulan kömür mercekleri içeren taban konglomerası ile örtülü olduğunu belirtmişlerdir. Taban konglomerasının içinde yer alan kömürler yardımıyla palinolojik incelemeler yapmışlar ve yaşının Dogger olduğu saptayarak "Ağgi Formasyonu" olarak adlandırmışlardır. Ağar (1977)'in Triyas yaşındaki Karakaya Formasyonu olarak isimlendirdiği formasyonun Triyas yaşında olamayacağını ve Permo-karbonifer yaşlı çökeller ile yanal geçişli olup Permo-karboniferde bulunması gerektiği araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür.

Yılmaz (1985), Kelkit yöresinin yakın çevresinde yüzlek veren Erken Jura çökellerinin aşınma uyumsuzluğu ile Gümüşhane Graniti'nin üstünde olduğunu belirtmiştir. Erken Jura çökellerinin tortul-volkanik karakterli olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca, bu birimin karasal, bataklık, sığ denizel ortamında oluştuğundan bahsetmiştir.

Bektaş vd. (1987), Doğu Pontidler'deki Jura volkanizmasını ve tektoniğini ortaya koymaya çalışmışlardır. Liyas'ın çekme gerilmesi tektonik rejimi ve bununla beraber bimodal (bazaltik-dasitik) volkanizma ile temsil edildiğini belirtmişlerdir. Petrokimyasal veriler yardımıyla Liyas magmatik yayını meydana getiren yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Bergougnan (1987), Doğu Pontidler'in güneyinde Gümüşhane, Bayburt, Erzincan ve Munzur Dağları bölgelerinde yaptığı doktora çalışmasında, bölgenin paleocoğrafik konumunu, fosil topluluğunu ve jeodinamik geçmişine bağlı olarak bir araştırma yapmıştır. Araştırmanın sonunda Karadeniz kıyısındaki Kretase volkanitlerini, güneyde yer alan metamorfite ve magmatik kayalar, Liyas ve Malm-Erken Kretase yaşlı çökel kayalar ve

Geç Kretase yaşlı filiş fasiyeslerini otokton birimler olarak adlandırmıştır. Ancak volkanoradyolaritik kayaçlardan meydana gelen Karayaprak Napı ve başlıca karbonatlardan oluşan İskilor naplarını ise allokton birimler olarak irdelemiştir. Araştırmacı, Pontid ve Munzur'dan elde ettiği fosilleri deneştirmiştir. Bunun sonucunda Munzur'un güney kökenli olduğunu ve Pontidler'den ayrı bir alan olduğunu ifade etmiştir. Dogger-Alt Kretase sürecinde Gümüşhane yöresinde sığ deniz, Bayburt yöresinde ise derin deniz koşullarının olduğunu monojenik fleksür modeli ile açıklamaya çalışmıştır.

Gürsoy (1989), Kelkit (Gümüşhane) ve yakın çevresinin stratigrafik ve tektonik özelliklerini araştırmıştır. Çalışmasında, yüzeyleyen birimleri jeolojik konumlarına göre allokton ve otokton olarak ikiye ayırmıştır. Araştırmacı, otokton birimlerin tabanının metamorfik temele yerleşen Gümüşhane Granitoyidi ile oluştuğunu ve volkanotortul istiften meydana gelen Liyas-Dogger yaşlı Kelkit Formasyonu ile transgresif olarak örtüldüğünü ifade etmiştir. Liyas-Dogger yaşlı bu istifin yer yer kömür mercekleri, çökeltme ile yaşıt büyüme fayları ve Pliyensbahiye ve Toarsiyen yaşlı iki Ammonit'li düzeyi kapsadığını belirtmiştir. Ayrıca çalışma alanında yer alan çapraz katmanlı ve oolitik kumlu kireçtaşıyla başlayan Berdiga Formasyonu'nun, Kelkit Formasyonu ile uyumlu olarak Dogger-Valanjiniyen karbonatları tarafından üzerlendiğini ifade etmiştir.

Keskin vd. (1990), Bayburt ve çevresinin jeolojisini çalışmışlardır. Araştırmacılar, Liyas başına kadar yörede bir aşınma evresinin bulunduğunu belirtmişlerdir. Bu evrenin de Triyas'da karasal sürece karşılık olabileceğini ifade etmişlerdir. Liyas başlangıcında güneyden gelen yeni transgresyon ile Hamurkesen Formasyonu çökelmiş ve başlangıçta sığ denizin hakimiyetinde olduğundan bahsetmişlerdir. Liyas başlangıcında kuzeyde sığ denizin geliştiğini ve güneyde ise bu sığ denizin derinleştiğini belirtmişlerdir. Çalışma alanında bulunan kırmızı renkli bol ammonit ve krinoidli, lamelli fosilli ve yumrulu kireçtaşlarının rifleşme ile bağlantılı olarak denizin sığ bölümlerinde geliştiğini ifade etmişlerdir. Ayrıca denizin derin kesimlerinde oluşan çökellerin volkano-tortul karakterli kayaçlar ile aralanmalı türbiditik özellik gösterdiğini belirtmişlerdir. Ortamın Liyas sonlarında sığ denizden lagüner ortama döndüğünü ve kumtaşı (yer yer kömür ara seviyeli) ile kireçtaşlarının çökeldiğini belirtmişlerdir. Çalışma alanında yer alan Liyas ve Malm yaşlı birimlerin sınırları boyunca diskordansın saptanabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Taşlı (1990), "Gümüşhane ve Bayburt Yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase Karbonat İstiflerinin Stratigrafik, Paleocoğrafik ve Mikropaleontolojik İncelenmesi" adlı doktora çalışmasında, dokuz litofasiyesin bulunduğunu, litostratigrafik, ortak mikrofasiyes ve

litolojik özellikler yardımıyla belirlemiştir. Çalışma alanında yer alan karbonat platformunun evriminin başlangıçta Kalloviyen ? (Üst Dogger) transgresyonu ile olduğunu, Alt Kretase sonunda ise süreksizlikler ve uyumsuzluklar içeren gelişimin aşınma ile bittiğini belirtmiştir.

Özdoğan (1992), Karadağ (Torul-Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada, Gümüşhane Granitoidi üzerinde uyumsuzluk ile bulunan çökellerin Liyas yaşlı olduğunu belirtmiş ve Gülaçar Formasyonu olarak adlandırmıştır. Araştırmacı Gülaçar Formasyonu'nu üç farklı üyeye ayırmıştır. Bunlar, Cilaztepe Konglomera Üyesi, Dörenedere Kireçtaşı Üyesi ve Bülbüloğlu Tortul-Volkanik Üyesi olup birbiriyle yanal geçişlidir. İsimlendirmiş olduğu bu formasyonun andezit-bazalt bileşiminde olan volkanik kayalardan oluştuğunu ve alkalin-kalkalkalen özellik taşıyarak ada yayı volkanitlerinin ürünü olduğunu belirtmiştir.

Kırmacı (1992), doktora çalışmasında Doğu Pontid güney zonda yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı dizisinde; Suiçti (Alucra-Giresun), Gelinpertek (Köse), Keçi Deresi (Gümüşhane), Danzot (Bayburt) ve Karacık Tepe (Bayburt) yörelerindeki yüzeylemelerden alınan stratigrafik kesitler yardımı ile sedimantolojik incelemeler yapmıştır. Yapılan litofasiyes çalışmaları sayesinde Berdiga Kireçtaşı Dizisinin farklı fasiyeslerde geliştiğini ortaya koymuştur. Araştırmacı, incelemiş olduğu kesitlerde farklı zaman ve ortamlarda çökelen, farklı dokusal ve kısmen de farklı litolojik özellikler gösteren litofasiyesleri stratigrafik konumlarına göre tanımlamıştır. Litofasiyeslerin büyük bir kısmının yersel olarak geliştiğini, çok az bir kısmının ise bölgesel olarak geliştiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1993), Liyas yaşlı birimlerdeki çökeltme oranlarını çalışmıştır. Araştırmacı, Liyas içerisinde yer alan çok farklı sedimantasyon oranlarının bu sürede gerçekleşen tektonik sübsidanstan olabileceğini belirtmiştir. Ayrıca Liyas zaman aralığının bir riftleşme periyodu olduğunu ve bu süreçteki çökel kalınlığı ile sediman birikim oranlarının temel olarak blok faylanma ile kontrol edilebileceğini ifade etmiştir.

Tüysüz (1993), Orta Pontidler'deki Liyas döneminin Paleo-Tetis'in kapanma dönemine karşılık geldiğini ileri sürmüştür. Çalışmasında, Liyas döneminde Sakarya Kıtası'nda bir riftleşme süreci olduğunu ifade etmiştir. Bu riftleşme ile tüm kıtada bir horst-graben topoğrafyasının etkin olduğunu ve Sakarya Kıtası'ndaki iki (kuzey, güney) okyanus kolunun açılmasına sebep olduğunu belirtmiştir. Orta Pontidler'deki Paleo-Tetis artıklarının

Liyas yaşına kadar çıkmasını, bunların üstünde yer alan transgresif istifin geliştiğini ve taban yaşının Malm olduğunu, rifleşmenin ise geç başladığını ifade etmiştir.

Gedik vd. (1996), Doğu Pontidler'i Erken Jura'da Avrasya'dan bir mikro plakacık olarak koptuğunu düşünmüşlerdir. Çalışmalarında bu kopan mikroplakacığın kopma hareketini; tektonik, stratigrafik ve sedimantolojik veriler yardımıyla incelemişlerdir. Ortogonal bir rifleşmenin olmadığını, transtensiyonel bir açılmanın olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar, elde ettikleri veriler yardımıyla Doğu Pontidler'de yer alan Erken Jura havzalarının uzaklaşan (divergent) bir transform fay sisteminin sonucunda oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Yılmaz vd. (1996), çalışmalarında Gümüşhane yöresinde bulunan Erken Jura çökellerinin volkanik katkılı kırıntılı bir fasiyes olduğunu belirtmişlerdir. Liyas yaşlı çökellerde, farklı alt fasiyeslerdeki çökellerin yanal ilişkilerini, çok kısa mesafelerde değişen kalınlıklar ile kondanse-pelajik çökellerin bulunmasını ve istif genelinde bulunan tane boyu ve tabaka kalınlığının üste doğru incelendiğini gözlemlemişlerdir. Sonuçta bu gözlenen özellikler yardımı ile çökellerin riftleşmeye bağlı genişlemeli tektonik rejimde yer aldığını ve gravite fayları ile denetlenen havzalarda biriktiğini belirtmişlerdir.

Okay ve Şahintürk (1997), Bergougnan (1987) tarafından Kelkit Formasyonu olarak adlandırılmış olan Jura yaşlı, Kelkit ve Demirözü (Köse) civarında yüzeyleme veren volkaniklastitler üzerinde çalışma yapmışlardır. Yapılan çalışmada, Kelkit Formasyonu'nun 1500-2000 metre kalınlıkta olduğunu ve düşey ile yanal fasiyes değişimlerinin gözlendiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bu birimde üç ana fasiyes tanımlamışlardır; (1) dereceli tabakalanma, akma ve slump yapıları gösteren türbiditik bir volkanoklastik kumtaşı-şeyl birimi, (2) paralık bir ortam gösteren ve birkaç kömür seviyesi içeren geniş yayımlı bir litik tuf-volkaniklastik kumtaşı-konglomera birimi, (3) denizaltı tepelerinin üzerinde çökelmiş kondanse karakterli Ammonitico rosso fasiyesi. Araştırmacılar Kelkit Formasyonu'nun yaşını Ammonit fosillerine dayanarak Erken Pliensbakiyen-Toarsiyen olarak vermişlerdir. Ayrıca, Ağralı vd. (1966)'nin Kelkit ve Bayburt yörelerindeki Jura yaşlı çökellerde yer alan kömürlerden yapmış oldukları palinolojik çalışmalar ile Jura yaşlı Kelkit Formasyonu'nun içerisinde bulunan kömür horizonlarının Liyas-Dogger yaşlı olduğunu belirlemişlerdir. Robinson vd. (1995), bu yöredeki Dogger varlığını dinoflagellatlar üzerinde yoğunlaşan palinolojik çalışmalar ile desteklemişlerdir. Tüm bu sonuçlardan yola çıkarak araştırmacılar, Kelkit Formasyonu'nun Erken Pleinsbakiyen' den en az Bathoniyen sonuna kadar olan yaş aralığında olduğunu belirtmişlerdir.

Hoş Çebi (1998), “Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin İnorganik Jeokimyası” adlı Yüksek Lisans çalışmasında, Gümüşhane-Artvin yörelerinde farklı lokasyonlarda bulunan Jura yaşlı kömürlerin iz element dağılımlarını, ilişkilerini ve oluşum ortamlarını yorumlamıştır. Araştırmacı kömürlerde B (bor) element konsantrasyon değerlerine göre Gödül (Kelkit), Norşun (Şiran) ve Kömürlü (Yusufeli) bölgelerinde yer alan kömürlerin bazen denizle bağlantılı olan kıyı fasiyeslerinde ve Alansa (Kelkit) bölgesindeki kömürlerin ise tuzlu su ortamında çökeldiği sonucuna varmıştır.

Yılmaz (2002), Gümüşhane-Bayburt yöresini kapsayan çalışmasında, Doğu Pontidler’de Mesozoyik sürecindeki ilk denizel çökellerin Erken Jura’da paleotopoğrafya kontrolünde graben ve horst olarak şekillendiğini ifade etmiştir. Araştırmacı, bu horstlar üzerinde karaya yakın kesimlerde tabanda kırıntılı seviye içeren Ammonitico Rosso fasiyesinde oluşan kırmızı yumrulu kireçtaşlarının, karadan uzak kesimlerde bulunan denizaltı yüksekliklerinde ise taban kayasının üzerine direkt kondanse kireçtaşlarının çökeldiğini belirtmiştir. Graben alanlarında ise rift omuzlarından aşınan kayaç parçalarının bulanık akıntılar olarak taşınıp çökeldiğinden bahsetmiştir. Bölgede geniş bir yayılıma sahip olan Alibaba Formasyonu’nun Kermutdere Formasyonu’nun üzerinde uyumsuz olarak bulunduğunu ve derin erozyona uğrayan alanlarda ise aşınma uyumsuzluğu ile Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Araştırmacı, Alibaba Formasyonu’nun tabanında kumlu nummulitli kireçtaşlarının yer aldığını ve kalın bir volkano tortul yapı olduğunu ifade etmiştir. Tabanda yer alan konglomera seviyesinin büyük olasılıkla Berdiga Formasyonu’ndan türemiş olabileceğini ileri sürmüştür. Alibaba Formasyonu’nun yaşını *Nummulit*’ler yardımıyla Eosen olarak saptamıştır. Birimin küçük çökelleme ortamlarında, yoğun volkanik faaliyet eşliğinde sığ denizel ve karasal ortamlarda birikmiş olabileceğini ifade etmiştir.

Kandemir (2004), “Gümüşhane ve Yakın Yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu’nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları” adlı doktora çalışmasında Gümüşhane ve çevresinde bulunan çökellerin birikim sürecini Hettagiyen (?) - Bathoniyen olarak sınırlamış ve birimi Şenköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Formasyonun 2-2243 metre arasında değişen kalınlıklar sunduğunu ve yanal yönde ani, hızlı fasiyes değişimlerinin bulunduğunu belirtmiştir. Elde ettiği veriler yardımı ile Şenköy Formasyonu’nun karasal-bataklık, sığ deniz kıyısı, açık deniz ortamlarında çökeldiğini ifade etmiştir. Ayrıca, istifin genellikle taban seviyelerinde bulunan kırıntılı çökellerin magmatik yaydan ve kıtasal blok kökenli kaynak alandan türediğini ve “Calcare Ammonitico Rosso” fasiyesinde biriken bol

fosilli, karbonatlı ve kırmızı renkli çökellerin açık deniz ortamında, istiflerde en kalın gövdeyi oluşturan volkanoklastiklerin türbiditik süreçler kontrolünde çökeldiklerini belirtmiştir. Çalışmada, Şenköy Formasyonu'nun kaya türü, çökel özellikleri, dağılım, yayılım, kalınlık ve fasiyes değişimleri, palinolojik ve paleontolojik özellikleri ile formasyonun Erken-Orta Jura zaman aralığında gerilmelere (transtansiyon) bağlı olarak oluşan bir rift havzasında çökeldiği gösterilmiştir. Şenköy Formasyonu'nda yer alan çökellerin yaş, kalınlık ve fasiyes özellikleri ile kuzey bölgesinin (Baltakayası, İnönü, Eskibağlar) Bathoniyen sürecinde karasal-geçiş ortamlarında birikerek kalınlıklarının güneye oranla daha az olduklarını belirtmiştir. Şenköy Formasyonu'nun güney bölgelerde çökelmeye başladığını belirterek kuzey-güney yönünde, zaman ve mekandaki havza asimetrisinin sebebini açıklamıştır.

Dokuz ve Tanyolu (2006), "Doğu Pontidler'deki Erken Jura ve Geç Kretase Yaşlı Kırımlı Kayaçların Kaynak Alanı, Mineral Boylanması ve Yüzeysel Ayrışması Üzerine Jeokimyasal Sınırlamalar, Yusufeli (Artvin)" isimli çalışmalarında kumtaşı ve şeylleri petrografik ve jeokimyasal olarak araştırmışlardır. Hamur (matriks) içeriklerine göre Erken Jura kumtaşlarını arkozik arenit ve vake, Geç Kretase kumtaşlarını ise litik arenit ve vake olarak belirlemişlerdir. Araştırmacılar, La/Sc, Cr/Ni, Co/Th, Th/Sc ve Cr/Th gibi elementler oranları yardımı ile her iki istifin mafik bir kaynak alanı işaret ettiğini vurgulamışlardır. Birçok örnekteki yüksek Th/Sc ve düşük Cr/Th oranlarını felsik bir kaynağın katkısı olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Alt Jura ve Üst Kretase tortularında gözlemledikleri kimyasal ayrışma indeksi (CIA sırasıyla ortalama 53 ve 46) kaynak alanlarının orta derecede kimyasal ayrışmaya uğradığını belirtmektedir. CIA indeksi Alt Jura istiflerinde yukarıya doğru artmış ve kaynak alanın muhtemelen iklim ve tektonik değişimler sebebiyle gittikçe daha fazla kimyasal ayrışmaya uğrayabileceğini göstermektedir. Araştırmacılar analiz ettikleri kumtaşlarının bilimsel olarak olgunlaşmamış olmasının yitim ile ilişkili ortamların özelliğinde olduğunu belirtmişlerdir. SiO_2/Al_2O_3 ve K_2O/Na_2O oranlarının ve Co, Sc, Zr, Th içeriklerinin okyanusal ada yayı ve kıtasal yay ortamlarını işaret ettiğini vurgulamışlardır.

Kandemir ve Yılmaz (2009), Gümüşhane yöresi Erken Jura yaşlı Ammonitiko Rosso sedimanter kayaçlarda yapmış oldukları çalışmada bu fasiyesin Şenköy Formasyonu'nun en alt seviyesini oluşturduğunu ifade etmişlerdir. Şenköy Formasyonu'nun ekstansiyonel rejim altında rift ile ilişkili olan havzalarda çökeldiğini öne sürmüşlerdir. Çalışma alanında yapmış oldukları ölçülü stratigrafik kesitleri temel alarak sedimanları, nodüler kalkerli Ammonitiko

Rosso tip sediman ve marnlı Ammonitico Rosso tip sediman olarak iki ayrı bölümde incelemişler ve yedi farklı fasiyese ayırmışlardır.

Akdoğan (2011), “Erken-Orta Jura Yaşlı Kumtaşı ve Şeyllerin (Gümüşhane, Bayburt) Jeokimyasal Özellikleri” adlı yüksek lisans tezinde, kumtaşlarının genelde orta derecede ayırmış olduğunu (CIA=60-70) ve böylece bölgenin dinamik yönden çok sakin olmadığını ileri sürmüştür. Th ve U gibi iz elementler ile kırıntılı kayaçlarda felsik bileşenlerin oranlarının ve Sc ile Cr gibi iz elementler yardımıyla mafik bileşenlerin oranlarının geniş aralıklarda olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı bu durumu kayaçların kaynak alanlarında felsik kayaçların yanı sıra önemli oranda mafik kayaçların yer alması şeklinde ifade etmektedir. Ancak Paleozoyik temelinde mafik kayaçların yaygın olarak yer almaması araştırmacının görüşünü desteklememektedir. Mafik katkının önemli bir miktarının eş zamanlı olarak (Erken Jura) bazik volkanizmadan kaynaklandığını saptamıştır. Tüm kayaç jeokimyası ile ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kenar gibi birden çok tektonik ortamı tanımlamıştır. Araştırmacı çalışma alanının Erken-Orta Jura süresince hem aktif volkanik yaydan hem de kıtadan malzeme alabilecek olan yay gerisi havza konumunda olduğunu belirtmiştir.

Duygu (2011), “Eski Gümüşhane Yöresinin Jeolojisi ve Şenköy Formasyonu (Erken-Orta Jura) İçerisindeki Kumtaşlarının Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi” adlı yüksek lisans tezinde, kumtaşlarında yer alan kayaç parçalarını bazik ve asidik kökenli olarak iki grupta toplamıştır. Kayaç parçalarının hem temelde bulunması gereken Jura öncesi volkanik kayaç hem de bölgede Erken Jura’da etkin olan bazik yay volkanizmasının ürünleri olabileceğini belirtmiştir. Çalışma alanında Şenköy Formasyonu içerisinde yer alan çökellerde herhangi bir denizel fosile rastlamayan araştırmacı, kömür ve bitki kırıntıları içeren seviyelerin ve silisleşmiş ağaçların varlığını, yersel ve yanal devamlılığı bulunmayan konglomera ve kumtaşlarının olmasını, çökellerdeki ani fasiyes değişimlerine bağlamış ve incelenen kumtaşı bileşenlerinin çoğunlukla köşeli olmasını çok uzun mesafelere taşınmadığını ve kumtaşlarındaki silis çimentonun çökellerin karasal ortamda çökeldiğini işaret etmiştir.

Eroğlu (2013) çalışmasında, Orta Pontidler’de yer alan Geç Jura Erken Kretase yaşlı İnaltı Formasyonu’nun mikrofasiyes özelliklerini incelemiştir. Farklı litofasiyes özelliklerine sahip ve platform karbonatlarından oluşan İnaltı Formasyonu’nun gel-git arası ve resif önüne kadar değişen farklı ortamlarda çökeldiğini belirtmiştir. Araştırmacı Boyabat (Sinop) yöresinde çalışmış olduğu bu formasyonda genel fauna topluluğunun, bentik

foraminiferler, algler, mercanlar, brakhiapoda, gastropoda, ekinit plakası ve dikenlerden oluştuğunu saptamıştır. Karbonat bileşenleri ve dokusal özelliklerine göre bu platform karbonatlarını dört fasiyese ayırmıştır.

Kaya (2014) yüksek lisans tezinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı İnaltı Formasyonu'nun detaylı incelemesini yapmıştır. Araştırmacı ayrıntılı olarak yaptığı mikrofasiyes analizleri ile çalışma alanının çökelim tarihçesini ve karbonat platform evrimini ortaya koymuştur. Beriaziiyen içerisinde, platform kenarı (resif, resif önü)- yamaç fasiyeslerinden platform içi (resif arkası-lagün) fasiyeslerine geçen dikey bir fasiyes değişimi gözlemlemiştir. Araştırmacı inceleme alanının oluşumunda lokal tektonizmanın etkili olduğunu ve bunun da sığlaşmaya etki etmediğini ileri sürmüştür.

Çimen vd. (2016) Orta Pontidler'de incelemiş oldukları granitoyitlerin Permo Karbonifer ve Orta Jura yaşlı magmatizmanın ürünü olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, bölgedeki en büyük magmatik kütlelerden biri olan Çangaldağ Plütunu'nun genellikle metamorfik olamayan diyorit, dasit porfiri ve az oranda granitik kayaçlardan oluştuğunu ve Çangaldağ Volkanik Kompleksi içerisine sokulum yaptığını ifade etmişlerdir. Dasit porfiri ve granitte yer alan zirkonlar ile in-situ U/Pb yaşlandırma metodunu kullanmışlar ve 161.4 ± 5.3 My ile 168.3 ± 2.1 My yaşlarını bulmuşlardır. Araştırmacılar jeokimyasal, Hf izotopu ve jeokronolojik veriler ile Orta Jura döneminde Orta Pontidler'de bir yay isteminin olduğunu kanıtlamışlardır. Çangaldağ Plütunu'nun kuzeye dalan Intra-Pontit okyanusunun içinde yer alan bir ada yayı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Soycan (2017) yapmış olduğu yüksek lisans çalışmasında, Trabzon, Artvin, Bayburt ve Erzurum civarında Orta Jura-Geç Kretase dönemlerinde oluşan volkano-tortul birimlerde yer alan radyolary faunalarının biyostratigrafisini araştırmıştır. Çalışmasında paleontolojik ve petrografik veriler yardımıyla Doğu Pontidler'in kuzeydoğusunda yer alan volkano-tortul birimlerin Geç Bajosiyen ve Orta Batoniyen zamanında volkanizmanın etkin olduğu denizel bir ortamda çökeldiğini belirtmiştir. Orta Jura yaşlı volkano-tortul birimlerin, Doğu ve Orta Pontidler ile Batı Sakarya Zonu'nda yer alan birimler ile stratigrafik ve litolojik olarak farklılıklar görülmesine rağmen volkanizmanın niteliği ve oluşum mekanizmasının benzerlikler taşıdığını ifade etmiştir.

Akdoğan vd. (2018), çalışmalarında Pontidler'deki Jura yaşlı volkanoklastik ve volkanik kayaçların kuzey dalımlı yitim zonunun üstünde yer alan yay magmatizmasının ürünleri olduğunu belirtmişlerdir. Doğu Pontidler'de yer alan Şenköy Formasyonu'nda detritik zirkon U/Pb yaşlandırmaları ile 203.4 ± 0.4 My ve 155.9 ± 1.8 My yaşları elde

etmişlerdir. Kumtaşlarının çökelme yaşını Ammonitico Rosso yardımıyla Geç Sinemuriyen-Pliyensbahiye olduğunu belirtmişlerdir. Jura volkaniklastiklerinin çökelme yaşının Erken Jura (Sinemuriyen) ve Geç Jura (Oksfordiyen-Kimmerisiyen) olduğuna işaret etmişlerdir. Araştırmacılar elde ettikleri detritik zirkon yaşlandırması ile çalışma alanının Triyas ve Geç Jura süresince Lavrasya'nın güney kenarında bir yay magmatizması altında oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Arı (2018), "Gümüşhane Yöresi Erken-Orta Jura Yaşlı Kırıntılı Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerine Bağlı Provenans Analizi" adlı yüksek lisans tezinde, kırıntılı kayaçlardan örnekler almış ve litolojik, petrografik, jeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Bu kırıntılı kayaçların litolojik özelliklerinin benzer olduğunu ve kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı ile çört aralanmasından oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı, incelemiş olduğu kırıntılı kayaçların ana, iz ve nadir toprak element jeokimyasaları yardımıyla bunların bazik/felsik ve ortaç/felsik kaynaklardan beslendiğini ifade etmiştir. Örneklerin büyük çoğunluğunun "Pasif kenar" ve "Yay" bölgesinde yer aldığını ve kırıntılı kayaçların yay gerisi rift havzalarında çökeldiğini ileri sürmektedir.

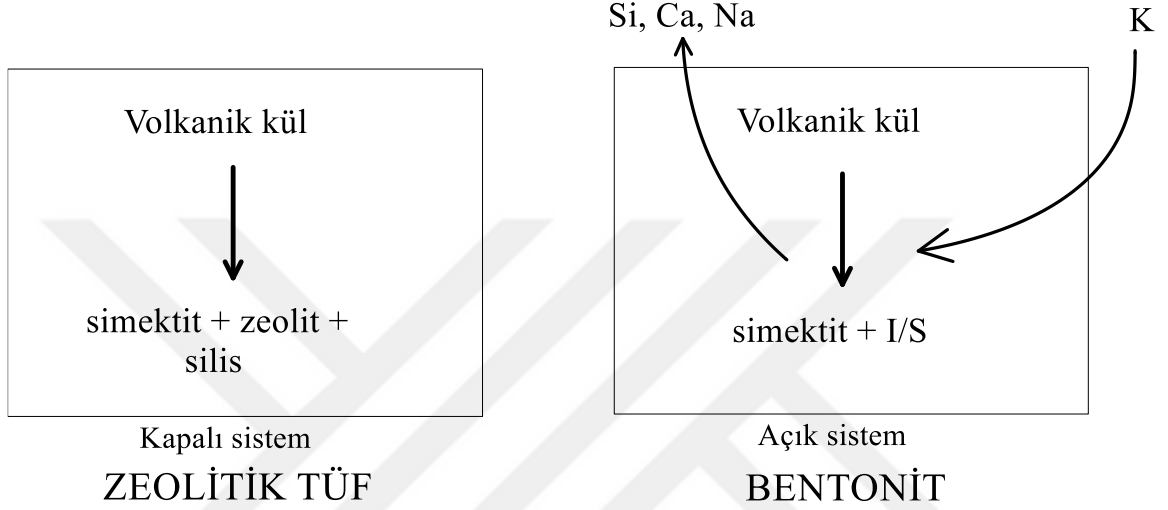
Özyurt (2019), "Gümüşhane (KD Türkiye) Yöresinde Yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase Platform Karbonatlarındaki (Berdiga Formasyonu) Dolomitleşmenin Kökeni" adlı doktora çalışmasında, petrografik ve jeokimyasal veriler ile dolomitlerin kimyasal sıkışma öncesi, sığ-orta gömülme derinliklerinde, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı deniz suyundan ve/veya kayaç su etkileşimi sonucunda kısmen modifiye olmuş deniz suyundan oluştuklarını belirtmiştir. Artan sıcaklıklarda ve devam eden gömülme sırasında ise rekrystalize olduklarını ifade etmiştir.

1.4.2. Bentonit ve K-bentonit

Patlamalı püskürme ürünü olan volkanik küller (tefra) uzun mesafeler boyunca taşınır ve erken diyajenez süreçlerinde altere olarak bentonit adı verilen simektitçe zengin kayaçları oluşturur. Geç diyajenezde ise bentonitler, illitleşmenin artışı ve kimyanın değişmesi ile K-bentonitlere dönüşür (Huff ve Türkmenoğlu, 1981; Fortey vd., 1996).

Volkanik küllerin devitrifikasyonu ile iki tip ürün oluşur. İlki farklı oranda kil mineralleri ile yüksek miktarda zeolit içeren zeolitik tüflerdir. Diğeri ise özellikle dioktahedral simektit bakımından baskın olan bentonit olarak tanımlanan kayaçlardır.

Neredeyse daima monomineralik olan bentonitlerin mineralojik birliktelikleri, yavaş bir gömülme hızı ve yavaş sıkışma hızı vasıtasıyla düşük difüzyon oranlarının olduğu ve kimyasal bileşenler için açık bir sistemin varlığını işaret eder (Velde, 1992). Zeolitçe baskın fasiyesler daha kapalı bir sistem olarak benimsenmiş olup, difüzyon değişimi olmadan volkanik camın rekristalizasyonu ile gerçekleşir (Şekil 1.4).



Şekil 1.4. Kapalı bir sistemde volkanik külün silis, zeolit ve simektite dönüşümü ile açık bir sistemde volkanik külün simektit, I/S'e dönüşümünün gerçekleşmesi, Velde, (1992)'den alınmıştır.

Bentonit fasiyeslerinin dikkat çekici özelliklerinden biri kil minerali olarak alüminyumlu simektit bulundurmalarıdır. Ancak nadiren tek başına saf simektit içerirler. Daha çok %70-90 simektit içeren karışık tabakalı I/S bulundururlar. Bu killer yaygın olarak şişme özelliği ve jel yapıcı özelliklerinden dolayı endüstriyel olarak kullanılmaktadır.

Bentonit yataklarının çoğunda potasyum içeriğinin bulunması ile I/S mineralinin illit içeriğinde değişimler vardır. En potasik (illitçe zengin) kısım sedimanter kayalık seviyesini içeren bölümde bulunur. Difüzyon süreçleri ile simektitin içindeki I/S fazının uzun bir sürede kademeli olarak değişimi gerçekleşir.

K-bentonitlerde diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma süresince potasyum artışı sebebiyle simektitin karışık tabakalı illit-simektite dönüşümü meydana gelir ve illit minerali yer alır (Merriman ve Roberts, 1990). K-bentonitlerden düşük dereceli metamorfizma ile K-metabentonitler oluşur (Fortey vd. 1996).

1.4.2.1. Bentonit ve K-bentonitlerin Oluşum Süreçleri

Bentonit ve K-bentonitlerin oluşabilmesi için sıcaklık, basınç, ortamın pH'ı ve gömülme derecesi ile ana kayacın bileşimi gibi parametreler etkilidir. Bu parametreler aşağıda kısaca irdelenmiştir.

1.4.2.1.1. Volkanik Camın Devitrifikasyonu

Piroklastik oluşukluklar ve piroklastik kayalar kolayca bozunabilmektedir. Yarı duraylı olan volkanik cam çoğunlukla devitrifikasyona uğrar. Volkanik camlar zaman içinde dokusal ve bileşimsel değişiklikler gösterebilmektedir. Volkanik camların zaman içerisinde katılaşma (solidus) altı sıcaklıklarda kristallenmesi genel olarak devitrifikasyon olarak tanımlanmaktadır (Fisher ve Schmincke, 1984).

Camsı volkanik ve volkanoklastik kayalar üzerinde yapılan alterasyon çalışmaları (ayırışma, diyajenez, hidrotermal) pek çok volkanik kayada yapılan çalışmalardan daha iyi bilgiler verir. Çünkü volkanik camlar termodinamik olarak duraysız olup neredeyse tüm mineral fazlarında daha kolay bir şekilde ayrışır. Volkanik cam, silikat ergiyiğinin aniden soğuması ile oluşmuş, önemli miktarda moleküller arası boşluklar içeren ve gevşekçe bağlanan SiO_4 tetrahedronlarının kötü düzenlenmesi ile gelişen iç yapıdan meydana gelir. Camın hidratasyonu ve bozunması sonucu bazı elementler yıkanır (uzaklaşır) ve boşluklardaki sıvı faza geçer. Alterasyon süresince cam parçacıklarının çözünmesi ile oluşan boşlukların doldurulması ve yeni minerallerin cam kıymıklarının yerini almasıyla bahsi geçen sıvılardan ikincil (otojenik) minerallerin kristallenmesi çok hızlı bir şekilde ve düşük sıcaklıklarda gerçekleşir. Ayrıca, hidratasyon ve gömülme esnasında sıcaklıktaki yükselmeler ve boşluk çözeltilisindeki bileşimsel değişimler bazı alterasyon ürünlerinin kısıtlı P/T şartlarında kristallenmelerinden ötürü mineral kimyalarındaki farklılaşmalara ve mineral birlikteliklerindeki hızlı değişimlere neden olur (Fisher ve Schmincke, 1984).

Ayrışma (karasal ya da denizaltı) ve metamorfik değişimlerin bir bölümü olan diyajenetik süreçler yüzeyin altındaki basınç ve sıcaklığın yükselmesi ile oluşur. Diyajenetik değişimler fiziksel ve kimyasal olup; (1) gözeneklerde sıkışma ve azalma, (2) bileşenlerin çözünmesi, (3) yeni minerallerin çökmesiyle çimentolanma ve (4) P/T değişimlerinin etkisi ile yeniden kristallenmeyi kapsar. Diyajenez kayada mineralojik ve yapısal

değişimlere neden olur. Ancak diyajenez ve metamorfizma arasındaki sınır keskin değildir (Örn., Pettijohn vd., 1972; Blatt vd., 1972; Winkler, 1979).

Volkanoklastik kayalarda diyajenez ve metamorfizma arasındaki sınırın keskin olmamasının iki nedeni; (1) en yaygın bileşenlerin duraysızlığı – volkan camı ve (2) en yaygın oluşan simektit, zeolit ve silisin polimorfları gibi diyajenetik ürünlerin oluşum koşullarının geniş yelpazeye sahip olmasıdır.

Camsı kayaların alterasyonları üç bileşen içeren dinamik bir sistem içerisinde ele alınabilir:

a) Başlangıç camsı malzemenin geliştiği magma bazalttan-riyolite kadar değişen bileşimlerde olabilir. Çoğu camsı kayacın tüm kayacın bileşimi göreceli olarak homojendir. Fenokristaller ise geniş bir bileşim ve duraylılık alanına sahiptir.

b) Sıcaklık, tane boyu, gözeneklilik ve permeabilite gibi fiziksel durumlar; başlangıçta oldukça değişkendir ancak zamanla tekdüze hale gelir.

c) Çözeltideki gözenekler başlangıçta meteorik su ve denizel su bileşimindedir, ancak alterasyon süresince bileşimleri değişirler.

1.4.2.1.2. Volkanik Camın Alterasyonu

Bazik volkanitlerin nispeten düşük sıcaklıklar altında alterasyonu sonucu palagonit oluşur. Özellikle denizaltı volkanizması ile oluşmuş yastık lavlarında veya diğer piroklastitlerde bulunan bazik bileşimdeki volkan camının su etkisi altında bozunması sonucu palagonit gelişir. Bazaltik cam ve silisik ($\text{SiO}_2 > \%65$) camın alterasyonu birçok yönden birbirinden farklıdır. Kısaca katı fazda görülen sideromelanın bozunması ilerler ve bu ortaç bileşim gerektirir ancak, palagonit kimyasal olarak farklı olup başlıca simektit, termodinamik olarak duraylı kristal fazında değişir (Fisher ve Schmincke, 1984).

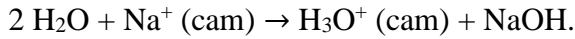
Silisik camın bozunması difüzyon kontrollü hidrasyon ve alkali iyon değişimini gerektirir. Bu durumda tümüyle kimyasal değişim az miktardadır. Bu yaygın olarak camın yıkılması ve volkan camının çözünmesi ile gelişen boşluklarda ikincil mineral fazlarının çökmesi/kristalenmesi ile takip edilir. Cam yapısındaki farklılıklar muhtemelen önemlidir. Zira, alterasyonun ilk safhalarındaki silisik camın güçlü duraylılığı Si ve Al gibi silikat ağ yapıcı elementlerin daha yüksek miktardaki konsantrasyonlarından kaynaklanabilir. Silisik camın başlangıçtaki yüksek alkali içeriği ve bunların erkenden boşluklardaki sıvıya geçmesi

kısmen kapalı sistem koşullarında yüksek pH'a neden olur. Eğer $pH > 9$ ise SiO_2 'nin çözünmesi hızlı olur. Yüksek sıcaklık koşulları altında yapılan deneysel alterasyon çalışmaları ile silisik bileşenlerin bazaltik bileşenler ile karşılaştırıldığında bazaltik bileşimlerin reaktif ve daha fazla çözüldüğü belirlenmiştir (Hawkins ve Rustum, 1963; Khitarov vd., 1970).

1.4.2.1.3. Hidratasyon ve İyon Değişimi

Perlit hidratlaşmış obsidyendir. Obsidyen %3'e kadar H_2O içerir. Bu su camda, iyon değişimleri sınırlı olduğundan H^+ ve/veya OH^- iyonlarından çok H_2O - molekülleri olarak bulunur. Yeraltı suyu ile iyon değişiminde en önemli kimyasal farklılık Na miktarında azalma ve K miktarında artma olup alterasyonun daha fazla ilerlemesi ile potasyum tükenir. Konsantrasyonu çok fazla değişmeyen Fe hidratasyon süresince güçlü bir şekilde oksitlenir. Si benzer şekilde az oranda kaybedilir. Camın hidratasyonu esnasında Cl_2 ve F_2 gibi uçucu bileşenler kaybedilirken, U ve Th nispeten hareketsizdir. İyon değişimi özellikle perlitin ince çatlakları boyunca daha yoğundur (Jezek ve Noble, 1978).

Camın yüzeyinde hidronyum (H_3O) iyonlarının oluşumunu takiben camsı fazdaki mobil alkali iyonları ile hidronyum iyonlarının interdifüzyonu hidratasyon esnasında gerçekleşir (Doremus, 1975). Bu iyonik karışım modeli obsidiyende bulunan tek değerlikli alkali iyonlar olan Na^+ ve K^+ 'un doğal cam içerisindeki ani değişimlerini açıklamaktadır. Bu alkali iyonlar ile potasyum hidronyum iyonlarının değişimi aşağıdaki eşitliğe göre:



Alkali iyonların sadece bir kısmı bu reaksiyonlarda yer almaktadır. Optik metotlar ile başlangıç aşamasında olan bir kristalizasyon ya da devitrifikasyon saptanamaz. Hidratasyon iki aşamalı olarak düşünülür. İlki suyun hızlı adsorpsiyonu ile obsidiyene suyun yavaş difüzyonudur. Hidratasyon hem zaman ve sıcaklık hemde kimyasal bileşime bağlıdır. Hidratasyon hızı sıcaklık ile artarken silisik camların ($>72\% SiO_2$) azalan Si içeriği ve artan CaO ve MgO içeriği ile azalır (Friedman ve Long, 1976). Hidratasyonun başlaması için tek tabaka H_2O yeterlidir. Suyun yokluğunda camın yıkılması oldukça yavaşken, sıcak akışkanlarla camın teması, hidratasyon ve çözünme hızlarını artırır. Düşük sıcaklıklarda cam yıkımının önemli faktörleri; akışkan pH'ı (yüksek asidik veya alkalin), katı yüzey alanı ve bileşimi, solüsyon Eh'ı, tuzluluk ve kompleks bileşenlerin varlığıdır.

1.4.2.1.4. İleri Derecede Alterasyon

Esas olarak “taze” (hidrate) cam içeren volkanoklastik kayalar ile zeolit ve/veya montmorillonit ile baskın olan sınırlar bazen keskin olup geçiş zonu birkaç cm ve dm arasındadır. Hay (1963) üç geçiş zonunda birbirini üzerleyen üç durum açıklamıştır: (a) kil oluşumu (genellikle montmorillonit), (b) kısmen ya da tamamen cam kıymıklarının çözünmesi ve (c) orijinal boşlukların yanı sıra yeni boşluklarda özellikle zeolit gibi otojenik minerallerin çökmesidir.

1.4.2.1.5. Gömülme ve Düşük Dereceli Metamorfizma

Volkanik külün düşük dereceli diyajenezi ile bentonitler oluşurlar ve yüksek dereceli diyajenezlerde ($>100^{\circ}\text{C}$) bu bentonitler K-bentonite dönüşürler (Huff ve Türkmenoğlu, 1981). Bentonitlerin $40-100^{\circ}\text{C}$ arasında değişen düşük dereceli metamorfizması esnasında da illitleşme süreçleri gerçekleşir ve meta-bentonitler oluşur (Fortey vd., 1996). K-bentonitlerde diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma ile simektitten itibaren sırasıyla I/S ve illit dönüşümleri gerçekleşir (Weaver, 1953; Merriman ve Roberts, 1990). Yaşlı bentonit yatakları genellikle illitce zengin I/S içerirken, çok yaşlı olanlar neredeyse saf illit içerirler.

1.4.2.2. Dünya’da K-bentonitler ile İlgili Yapılan Çalışmalar

K-bentonitler ile ilişkili ilk tanımlamalar 20. yy başlarında başlamış olup, Paleozoyik’ten Kretase’ye kadar değişen yaş aralığındaki K-bentonitler üzerinde çalışmalar devam etmektedir. K-bentonitler üzerinde Dünya ölçeğinde yapılmış olan jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar aşağıda verilmiştir.

Weaver (1953), bentonitteki yüksek potasyum içeriğini diğer bentonitlerden ayırt etmek için potasyum-bentonit (K-bentonit) terimini kullanmıştır. Buna göre, kısmen ya da tamamen devitrifikasyona uğrayan volkanik kül düşme yatakları gömülme diyajenezi esnasında simektitin tabaka arasına potasyumun girmesi ve illit/simektite (I/S) dönüşmesi ile K-bentonitleri oluşturur.

Huff ve Türkmenoğlu (1981), Cinnati yayı boyunca olan Ordovisiyen K-bentonitlerinin kökenini ve içerdikleri karışık tabakalı illit/simektitin oluşumunu araştırmışlardır. İllit/simektitlerin şişme miktarını yaklaşık olarak %20 olarak belirtmişlerdir. K-bentonitlerin tüm kayaç örnekleri ~%8 K₂O ve ~%4 MgO ve <0.1 µm boyutundaki fraksiyonlar %6-7 K₂O ve %5 MgO içermektedir. Tüm kayaç kimyasal analizleri sonucunda çökme sonrası alterasyon sürecinde Si, Fe, Ca ve Na'da net kayıp ve K ile Mg'da ise net artış olduğunu belirlemişlerdir. Oluşum zamanındaki ana malzeme bileşeninden ve deniz suyundan gelen K ile Mg miktarının yüksek olduğunu ortaya koymuşlardır. K miktarındaki artışın montmorillonitin tabaka arasına K'un girmesi ile ilişkili olabileceğine işaret etmişlerdir.

Elliot ve Aronson (1987) Güney Appalachian havzasındaki K-bentonit illitleşmesinin Alleghaniyen bölümünü incelemişlerdir. Orta Ordovisiyen K-bentonitlerinde karışık tabakalı illit/simektit ve illit miktarının %65-90 arasında değiştiğini belirtmişlerdir. İllitleşme için K/Ar yöntemi ile 272-303 My arası yaşlar (Geç Pensilvaniyen'den Erken Permian'a kadar) elde edilmiştir. Ayrıca, orojenik hareketler esnasında ön basende daha derine gömülmüş olan kısımdan, basenin kenarına doğru sıcak tuzlu akışkanların yıkaması ile illitleşmenin oluştuğu sonucuna ulaşmışlardır.

Merriman ve Roberts (1990) İskoçya'nın yüksek güney bölümlerinden Moffat Şeyl Grubu'nu tektonik özelliklerini ve bu şeyllerde yaygın olarak oluşan metabentonitlerin jeokimyasını araştırmışlardır. Metabentonitlerin volkanik kökenli olduğunu Ba, Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, U, Y, Zr ve NTE içeriklerinin yüksek konsantrasyona sahip olması ile ilişkilendirmişlerdir. K-bentonitlerin hareketsiz iz element içeriklerini kullanarak, ilksel külün peralkalinden subalkaliye kadar değişen silisik bileşimli bir malzeme olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, ilksel küllerin tektonomagmatik ayrımına giderek, ana magmalarının yay arkası ve yay geçiş ortamında geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Huff vd. (1991), İskoçya ve İrlanda'daki K-bentonitlerin kil mineralojisi, jeokimyası ve izotop jeokimyasını çalışmışlardır. K-bentonitlerin %90-95 illit içeren karışık tabakalı illit/simektitten oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, illitleşmenin düşük dereceli metamorfizma süresince gerçekleştiğini de ifade etmişlerdir. K-Ar yaşlandırma yöntemi ile bentonitler için 379±10 My ve 406±10 My arasında değişen yaşlar saptanmıştır. K-bentonit yataklarındaki Rb ve diğer iz elementlerdeki farklılıkların ilksel kül bileşimindeki farklılıklar sonucu oluştuğunu ve bu farklar ile yatakların birbirinden ayırt edilebildiğini ve

ayrıca biyostratigrafik tanımlamalarda yararlı olan bu farklılıkların kullanılabilceğini de belirtmişlerdir.

Huff vd. (1996) Welsh Borderlands'in Ludlov ve Landoveri katlarında 100'den fazla K-bentonit yataklarının oluştuğunu belirtmişlerdir. Her bir K-bentonit yatağının kalınlığının 2 cm'den 1 m'ye kadar değiştiğini ve beyaz, yeşilimsi-gri plastik kil ile az miktarda kil olmayan volkanojenik içerikten oluştuğunu saptamışlardır. K-bentonitlerin $<2 \mu\text{m}$ fraksiyonu karışık ve düzenli aratabakalı (R0 dan R3 e) I/S ve az miktarda illit, klorit ve kaolinitten oluşmaktadır. Kil dışı mineraller kuvars, biyotit, apatit, zirkon, sanidin ve albit-oligoklastır. I/S'den itibaren K-Ar yaşlandırması yapmışlar ve illit yüzdesi ile ilişkili olarak Paleozoyik'in bitişinden Silüriyen'e kadar illitleşme sürecinin devam edip, bu sürecin yavaş bir şekilde gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Ukrayna, Padoliya Geç Vanlok ve Piridoli dönemindeki K-bentonit yataklarının patlamalı volkanizmanın bir bölümü ve aktif yitim ile ilişkili olduğunu ifade etmektedirler. Yirmi dört K-bentonit yatağından on altı örnek Huff vd (2000) tarafından çalışılmıştır. Biyotit, kuvars ve sanidinin volkanojenik birliği iri fraksiyonlarda gözlemlemişler ve kil dışı mineraller olarak baskın olduklarını ve daha az miktarda apatit ve zirkon içerdiklerini belirtmişlerdir. Tüm örnekler düzenli karışık tabakalı R0'dan R3'e düzenli I/S içermekte olup illit miktarı %18-95 arasında değişmektedir.

Zhang vd. (1997) doğu Yunnan bölgesi Alt Kambriyen K-bentonitlerin kil fraksiyonunun ($<2 \mu\text{m}$) mineralojik bileşiminin illit, I/S ve kaolinitten oluştuğunu belirtmişlerdir. Kil dışı minerallerin ise sanidin, pirit, glokonit, kolofanit ve β kuvars olduğunu saptamışlardır. Birincil pirojenik kristaller olarak özşekilli kuvars, özşekilli-yarıözşekilli prizmatik zirkon ve özşekilli sanidin çalışma alanının çeşitli bölgelerindeki K-bentonitlerin kaba tane boyutlarında saptanmıştır.

Bergström vd. (1998) doğu Amerika'nın güney Appalachian kuşağında, Georgia, Tennessee ve Virginia'da beş lokasyonda (Orta Landoveri yaşlı) yeni K-bentonit yatakları keşfetmişlerdir. K-bentonitlerdeki kil mineral içeriklerini; karışık tabakalı illit/simektit, klorit/simektit ve kaolinit, ayrıca kil dışı mineralleri ise kuvars, biyotit, zirkon ve apatit olarak belirlemişlerdir. K-bentonitlerin bileşiminin dasitik olan subalkali silisik magmadan kaynaklanmakta olduğunu ifade etmişlerdir.

Huff vd. (1998) Alt Silüriyen Osmundsberg K-bentonitleri'nin mineralojik ve kimyasal özelliklerini İsveç, Norveç, Estonya, Danimarka ve Büyük Britanya'da bulunan K-bentonit yatakları ile denestirmişlerdir. Mineralojik analizlerle K-bentonitlerin kil fraksiyonunun I/S ve kaolinit içerdiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar kaolinit ve yüksek

miktarda simektit içeriğinin minimum gömülme sıcaklığı ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Biyostratigrafik, litostratigrafik ve jeokimyasal verilere dayanarak Osmundsberg K-bentonitlerinin erken Phanerozoik'teki en büyük kül düşme yatağından biri olan Baltica'nın batısından kaynaklanmış olabileceğini önermişlerdir.

Huff vd. (2000) Ukrayna, Podolia'nın Dnestr Havzası'nın Silüriyen yaşlı K-bentonitlerinin volkanik kökenini araştırmışlardır. Hareketsiz iz element ve nadir toprak element bazlı ayırım diyagramları kullanarak K-bentonitlerin ilksel kayacının yitimle ilişkili çarpışma kenarında gelişmiş bir volkanik kökene sahip olduğunu belirtmişlerdir.

Berkley ve Baird (2002) New York Bölgesi Utica Şeyl ve Trenton Grubu'ndaki altere kül yataklarının jeokimyasal ve petrografik özelliklerini çalışmışlardır. Yataklardaki iyi gelişmiş cam kırığı dokusuna dayanarak, camın kil minerallerine dönüşmeden önce kayaç oluşumunun gerçekleştiğini ifade etmişlerdir. Ayrıca, kalkerli kül yataklarının felsik-ortaç bileşimli olduğunu ve hafif NTE de zenginleşme ve farklı Eu anomalisi ile karakterize edildiklerini belirlemişlerdir.

Pellenard vd. (2003) Herbides Havzası'nda yer alan dokuz adet ince bentonitleri tanımlamışlardır. En eski horizonu *Athleta* biyozonunda (Kalloviyen, Dunans Kil Formasyonu), en genç ise *densiplicatum* biyozonunda (Oksfordiyen, Glashvin Silt Formasyonu) belirlenmişlerdir. Subalpin Havzası'nda *cordatum* ve *plicatilis* biyozonlarından Terre Noires Formasyonu'nda (Oksfordiyen) beş bentonit tanımlamışlardır. 10-15 cm kalınlıktaki (*vertebrale* subzonu) bentonitlerden biri 400 km kuzeydeki Paris Havzası bentonit ile bağdaştırmışlardır. Herbides Havzası'ndaki kalın horizon ve tüm bentonitler kimyasal özellikleri bakımından tek bir magmatik kaynaktan oluştuğu düşünülmektedirler. Zuidwal plaka içi alkali volkanik merkezin (Hollanda) en gerçeğe yakın kaynağı oluşturduğunu düşünmektedirler.

Ver Straeten (2004) denizel ortamlarda volkanik küllerin korunma potansiyellerinin bazı önemli durumlar ile kontrol edildiğini belirtmiştir. Apalachian ön havzasında Alt ve Orta Devoniyen denizel tabakalarında volkanik küllerin korunma potansiyellerinin derecesini değerlendirmiş, ayrıca K-bentonitlerin yayılımlarını, çok katmanlı yataklarını, otojenik minerallerini ve paleontolojik bulgularını dikkate almıştır. Kül yataklarının korunma potansiyellerinde çökelme sonrası sedimantolojik olayların etkin olduğunu belirtmiştir. Bu bentonitlerin oluşumları ile ilişkili bir model tanımlanmış ve bu modele dayanarak Alt- Orta Devoniyen eski volkanik küllerini oluşturan volkanizmanın Acadian orojenezi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür.

Benedict ve Ver Straeten (2005) Apalachian ön havzasındaki Devoniyen K-bentonitlerini çalışmışlar ve Ver Straeten'nin (2004) ile benzer sonuçlar elde etmişlerdir. Çalışma sahasındaki K-bentonitlerin jeokimyasal ve fiziksel özelliklerini inceleyerek, bu bentonitlerin birden fazla kaynak püskürmeden oluştuğunu ifade etmişler, bu fikirlerini çalışma sahasındaki bireysel ve çoklu K-bentonit yataklarından alınan apatit fenokristallerinin mineral kimyasındaki uyumsuzluklarla desteklemişlerdir. Ayrıca, yeniden depolanma gibi çökelme sonrası olaylarını deniz tabanındaki türbülans değişimi (biyolojik aktivite) ile açıklamışlardır.

Histon vd. (2007) Carnic Alpleri, Avusturya'da Üst Ordovisiyen (Aşgiliyen)- Alt Devoniyen (Lohkoviyen) bölümlerine ait toplam 97 K-bentonit seviyesinin jeokimyasal özelliklerini ve volkanik küllerini tanımlamayı ve bölgesel korelasyon için stratigrafik potansiyellerini bulmayı amaçlamışlardır. Bu K-bentonitlerin volkanik kökenli olduklarını biyotit, apatit ve zirkon kristalinin varlığı ile ortaya koymuşlardır. K-bentonitte bulunan simektitin diyajenez ve K artışı ile karışık tabakalı illit/simektite dönüştüğünü ifade etmişlerdir.

Sell ve Samson (2011) tefranın apatit iz element kimyasını kullanarak jeokimyasal korelasyon çalışmaları yapmışlardır. Camın yoğun olarak altere olmasından dolayı bu çalışmada tefrada belirteç mineral olan apatiti seçmişlerdir. Altere olmamış Kuvaterner ve Paleojen kayaçlarından elektron mikroprob ile apatit kimyasını saptamışlardır. Apatit kristallerinin iz element bileşimlerindeki farklılıklara rağmen bu verilerin tek bir yatağın belirteci olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca, bu metodun tek bir püskürmeye ait parmak izi olarak kullanılabileceğini ve kaynak magma hakkında bilgi ile elde edilebileceğini belirtmişlerdir.

1.4.2.3. Türkiye'de K-bentonitler ile İlgili Yapılan Çalışmalar

K-bentonitler ile ilgili Türkiye'de yapılan çalışmalar oldukça sınırlıdır. Batı Karadeniz ve Toroslar'da Devoniyen-Karbonifer yaşlı bentonitler üzerinde sınırlı sayıda çalışma bulunmaktadır ancak, Doğu Pontidler'de K-bentonitler'in varlığı ile ilişkili bir çalışma yoktur.

Ünlüce (2013), Batı Anadolu'da (Bartın-Zonguldak çevresi) Devoniyen yaşlı Yılanlı formasyonunda oluşan K-bentonitlerin kil mineralojisi ve evrimini araştırmıştır. K-bentonit

seviyelerinden alınan örneklerde başlıca kil minerali olarak illit, bazı örneklerde ise kaolinit ve illit/smektit belirlemiştir. Kil dışı mineraller olarak başlıca kalsit, dolomit, kuvars, daha az miktarda jips, feldispat, götit, pirit ve zirkon minerallerini saptamıştır. İllitlerin kristal-kimyasal karakteristiklerini (Kubler indeksi-KI, politipi, d_{060}) araştırmış ve farklı lokasyonları dengelemiştir. İllitlerin KI verilerine ek olarak, genişleyebilen tabaka (% smektit) içerikleri (en çok %5) ve kristal kalınlıklarına ($N:10-20$ nm) göre bentonitlerin yüksek dereceli diyajenez koşullarına uğradığını ifade etmiştir. Taramalı elektron mikroskobu incelemeleri ile illitlerin levhamsı-yapraksı morfolojiye sahip olduklarını ve otojenik olarak geliştiklerini göstermiştir. K-bentonitlerin, kaynağı ve uzaklığı henüz bilinmeyen, Orta-Geç Devoniyen yaşlı, volkanik aktiviteden türediğini ve yüksek diyajenetik koşullar altında (yaklaşık $100-150^{\circ}\text{C}$) evrimleştiklerini ileri sürmüştür.

Günel-Türkmenoğlu vd. (2015), KB Türkiye’de yer alan Geç Devoniyen yaşlı K-bentonitlerin kil mineralojisi, kimyası ve diyajenezini incelemiştir. Araştırmacılar Yılanlı Formasyonu’nda kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı istiflerinde ince K-bentonit seviyelerinin varlığını belirlemiştir. K-bentonitlerin ana kil mineralinin illit olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca, bazı K-bentonit örneklerinde ise kaolinit ve karışık tabakalı illit-simektit minerali tespit etmişlerdir. Kil dışı minerallerin ise kalsit, kuvars, jips, feldispat, pirit ve zirkon olduğunu saptamışlardır. Araştırmacılar elde ettikleri Kübler indeks verileri (ortalama $0.71 \Delta^{\circ}2\theta$) ile illitlerin yüksek dereceli diyajenetik koşullardan etkilendiğini ileri sürmüşlerdir. K-bentonitlerin iz ve nadir toprak element verilerine göre volkanik külün bileşiminin bazaltik olduğunu ifade etmişlerdir.

Bozkaya vd. (2016), Batı Pontidler’de yer alan Geç Devoniyen-Erken Karbonifer K-bentonitlerindeki illitleşmenin kökenini ve yaşını araştırmışlardır. Türkiye’nin kuzeybatısında dört farklı lokasyonda gözlenen ve Yılanlı Formasyonu’nda yer alan Geç Devoniyen- Erken Karbonifer yaşlı karbonat kayalar içerisinde ince seviyeler olarak K-bentonitler belirlemiştir. Kil mineralojileri illit ve karışık tabakalı illit/simektit (I/S) ile baskın olup kaolinit, dolomit, kalsit, kuvars, feldispat ve jips mineralleri de saptanmıştır. Illitin Kübler indeksi (KI, $\Delta^{\circ}2\theta$) ve politip verileri ile yüksek derecede diyajenez koşulları ve illit-simektitlerin düşük derecede diyajenezde oluştuklarını belirlemiştir. Gavurpınarı yöresi için elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ tüketilmiş değerlerinin yüksek sıcaklık koşulları altında ani kristalizasyonu işaret ettiğini vurgulamışlardır. Bartın yöresinde yer alan K-bentonitlerin illitleşme yaşı K-Ar radyojenik yaşlandırma metodu ile Erken Permiyen olarak saptanmış ve Variskan orojenezine karşılık gelmekte olduğunu belirtmişlerdir. Zonguldak yöresindeki K-

bentonitlerin illitleşme yaşının ise Erken Jura ve Cimmeriyen deformasyonu ile ilişkili olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Bozkaya vd. (2017), Türkiye'nin güneyinde yer alan Aladağ Birliği'ndeki (Torit Kuşağı'nın kuzeyindeki alokton birliği) Geç Devoniyen- Erken Karbonifer kırmızı dolomit-dolomitik kireçtaşıdaki beş ince (5-15 cm) sarımsı yeşil tefra (K-bentonit) seviyelerini incelemiştir. Akşehir'in (Konya) 10 km güneydoğusunda yer alan Engilli ve Harlak yöresinde K-bentonit seviyeleri bulmuşlardır. Tüm K-bentonit örneklerinde kil minerali olarak illit ve kil dışı mineraller; dolomit, kalsit, kuvars, pirit, zirkon saptamışlardır. İllitin Kübler indeksi değerleri (KI, $\Delta^2\theta$) Engilli yöresi için yüksek derecede diyajenezi, Harlak yöresi için ise ankizon koşullarını (200° C) işaret etmektedir. Her iki yöredeki K-bentonitlerde şişme (ya da simektit) içeriği (<3%) ve illitlerin kristal boyutu değerleri (N= 10-90 nm) KI verilerinin birbiriyle uyumlu olduğunu ifade etmektedirler.

2.YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

Gümüşhane ili ve çevresinde yüzeyleme veren Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nda bulunan K-bentonitlerin ve eşlik eden marn/kiltaşlarının saha, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri arazi ve laboratuvar çalışmaları ile belirlenmiştir.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, 2019 yılı Kasım ayı içerisinde gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında Kandemir (2004) tarafından hazırlanan jeolojik harita ve ölçülü stratigrafik kesitler kullanılmıştır. Sahada Şenköy Formasyonu içerisindeki K-bentonit seviyeleri ve kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ara seviyelerinde bulunan marn/kiltaşı seviyeleri örneklenmiştir. Örneklerin konumları ise taşınabilir el GPS'i (Global Positioning System-Küresel Konumlama Sistemi) yardımıyla belirlenmiş, kesitler ve fotoğraflar üzerinde konumları işaretlenmiştir.

Arazide toplam 39 adet örnek, petrografik incelemeler, mineralojik analizler (XRD, DTA-TG, SEM-EDX), tüm-kayaç analizleri (ana, iz ve nadir toprak elementleri) ve duraylı izotop (O-D) analizleri için alınmıştır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması ve İncelenmesi

Arazide toplanan örneklerden mineralojik ve petrografik incelemelerde kullanılmak üzere 8 adet ince kesit hazırlanmıştır. Kayaç örnekleri Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarı'nda kayaç kesme makinesinde yaklaşık olarak 0.5x2x3.5 cm boyutunda plakalar şeklinde kesilmiştir. Bu plakalar 0.3x4.6x4.8 cm boyutunda ince kesit camlarının üzerine Kanada balzamu ile yapıştırılmış ve ardından ince kesitler 0.035 mm kalınlığa kadar aşındırılmışlardır. Hazırlanmış olan ince kesitlerin mineralojik, petrografik ve alterasyon mineralojisi için olan özellikleri, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Petrografik Araştırma Laboratuvarı'ndaki Olympus ve Nikon marka polarizan mikroskoplar ile ayrıntılı olarak incelenmiş ve önemli görülen dokusal-mineralojik özellikler mikro fotoğraflar ile belgelenmiştir.

2.1.2.2. X-Işınları Difraktometresi (XRD), Kil Fraksiyonu, Politip, Diferansiyel Termik Analiz (DTA), Termogravimetrik Analizleri (TGA) İçin Örnek Hazırlanması

K-bentonitler ve eşlik eden marn/kiltaşlarında yer alan kil ve kil dışı minerallerin ayrıntılı olarak belirlenebilmesi için araziden derlenen örnekler Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Örnek Hazırlama/Öğütme Laboratuvarı'nda analize hazırlanmıştır. Yaklaşık olarak 50 gr örnek fırında oda sıcaklığında 24-36 saat kurutulmuştur. Ardından kurutulan örnekler agat havanda taneler serbestleşene kadar öğütülmüştür. Tüm kayaç X-ışınları difraktometresi (XRD) analizi için kullanılacak örneklerde öğütme ve tane boyu inceltme süresi daha fazla tutularak örneğin yaklaşık 2 µm tane boyutuna kadar inceltmesi hedeflenmiştir.

Kil fraksiyonunun tüm kayaçta yer alan diğer minerallerden ayrılabilmesi amacıyla Stokes yasasına bağlı kalınarak santrifüjleme işlemi deiyonize su kullanılarak yapılmıştır. Bu uygulama yapılmadan önce numunelerde kırma-öğütme işlemleri uygulanmıştır. Öğütme işlemi yapılırken tane boyutunun 5-10 µm'nin altına düşmemesine dikkat edilmiştir. Öğütme işleminin ardından yaklaşık 10-15 gr örnek %5 HCl ile muamele edilmiş ve bu aşamada

örnekte yer alan karbonat minerallerin uzaklaştırılması sağlanmıştır. Karbonat minerallerinin ayrılmasının ardından koyu renk gözlenen örneklere organik maddenin uzaklaştırılması için 5 ml H₂O₂ eklenmiş ve organik maddelerin atılması gerçekleştirilmiştir. Asitleme ve organik madde atılımının ardından örneklere saf su ilave edilmiş, karıştırılmış ve dinlenmeye bırakılarak dekantasyon işlemi uygulanmıştır. Dekantasyon ile kil ve kil dışı malzeme dibe çöker ve üst kısımda farklı anyon ve katyonları içeren (Ca, Mg, Cl gibi) berrak su atılır. Bu süreç santrifüjleme olmadan hızlı bir şekilde uygulanmış ve örnekte yer alan asit ve organik madde atıkları uzaklaştırılmıştır. Bu aşamaların ardından örneklere 2 dakika süre ile 2000 rpm'de santrifüjleme işlemi uygulanmış ve 2 µm'den büyük tane boyutundaki malzemelerin çökmesi sağlanmıştır. Bu işlem askıda malzeme kalmayınca kadar devam etmiştir. Elde edilen süspansiyon 3200 rpm'de örneklere göre değişen dakikalar aralığında yaklaşık 5-10 dk boyunca santrifüjlenmiştir. Kil boyutundaki tüm malzemenin çökmesi bu aşamada gerçekleştirilmiş ve kilce zengin olduğu düşünülen malzeme elde edilmiştir. Elde edilen <2 µm fraksiyonundan cama damlatma yolu ile yönlü örnekler hazırlanmıştır. X-ışınları difraktometre çalışmaları, toz örneklerden itibaren tüm-kayaç ve yönlü cam slaytlar kullanılarak normal (N), etilen glikol ile doyurulmuş (EG) ve fırınlanmış (350-550°C) olmak üzere gerçekleştirilmiştir. Kil minerallerinin politiplerinin belirlenebilmesi için kil fraksiyonu (<2 µm) toz örnekleri kullanılmıştır.

Kil minerallerinin ısı kararlılıklarını (endotermik ve ekzotermik reaksiyonlar) diferansiyel termik analiz ve kütle kayıplarını ise termogravimetrik analizler ile belirleyebilmek için kil fraksiyonu (<2 µm) toz örnekleri kullanılmıştır.

2.1.2.3. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) ve EDX Analizleri İçin Örnek Hazırlanması

XRD analiz sonuçları ile belirlenen 8 adet örneğin SEM incelemeleri için Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama/Öğütme Laboratuvarında, yükseklikleri 40 mm'yi geçmeyecek parçalar şeklinde kırılarak engebeli yüzeyler elde edilmiştir. Örneklerin alt taban olarak belirlenen yüzeyleri aşındırılmış ve fırında 3 (üç) gün süre ile oda sıcaklığında 25°C'de bekletilmiş ve örneklerin tamamen kuru olmasına dikkat edilmiştir. Kurutulan örnekler prepatlara yapıştırılarak Au ile kaplanmıştır

2.1.2.4. Tüm Kayaç Kimyasal, O-H İzotop ve K-Ar Analizleri İçin Örnek Hazırlanması

Arazi çalışmaları ile elde edilen ve XRD analizleri ile yardımıyla tüm-kayaç kimyasal analizi (ana, iz, nadir toprak elementleri) için seçilen 20 adet örnek, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda halkalı öğütücüde 200 mesh tene boyutuna kadar öğütülmüş ve 11.9-12.2 gr arasında değişen toz örnekler kimyasal analiz için ayrılmıştır.

Mineralojik analizler ile kil fraksiyonundan ($\leq 2\mu\text{m}$) saf illit/simektit olduğu XRD çalışmaları ile kontrol edilen 6 adet örnek O-H izotop ve 3 adet örnek K-Ar yaşlandırma analizleri için agat havanda toz haline getirilerek analiz için hazırlanmıştır.

2.1.3. Analitik Yöntemler

2.1.3.1. X-Işınları Difraktometre (XRD) Analizleri

Kil ve kil dışı minerallerin ayrıntılı olarak belirlenebilmesi için 34 adet örnekte tüm-kayaç XRD analizi yapılmıştır. XRD analizleri Erciyes Üniversitesi, Teknoloji Araştırma ve Uygulama Merkezi'nde (TAUM) Bruker AXS D8 Advance model cihazda, Anot: Cu (Cu- K_{α} : 1,541871 Å), Ni filtre, gerilim 40 kV, akım 40 mA, ganyometre hızı $2^{\circ}/\text{dk}$, $2\theta = 2-70^{\circ}$ aralığında, zaman sabiti 1 sn ve 25°C sıcaklıktaki aletsel koşullar altında gerçekleştirilmiştir. Bu çekimlerden elde edilen grafikler X PowderX ve Match! 3 uygulamaları ile değerlendirilerek piklerin d değerleri belirlenmiştir.

Kil fraksiyonu XRD analizi 20 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Yönlü X-ışınları incelemesi Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Başkanlığı'nda (Ankara) gerçekleştirilmiştir. Kil fraksiyonu (KF) çözümlenmeleri için 4 adet cam lam üzerine sıvama ile yönlendirilmiş örnekler hazırlanmıştır. Örneklerin normal (N), etilen glikollü (EG), 350°C ve 550°C fırınlanmış (F-350, F-550) olarak $2^{\circ}-30^{\circ}$ arasında çekimleri yapılmıştır. Normal çekimler cam lam üzerindeki örneğin çekimidir. EG çekiminde kil minerallerinin şişmesi amacıyla cam lam üzerine sıvanmış yönlü örnekler 60°C etilen glikolde 2 saat boyunca bekletilmiş ve XRD çekimi yapılmıştır.

Fırınlanmış çekimde ise yönlendirilmiş örnekler 350°C ve 550°C’de fırında 1 saat bırakılmış ve ardından XRD çekimleri yapılmıştır.

Kil fraksiyonundan itibaren yönsüz XRD çekimleri 16 örnek üzerinde yapılmıştır. Kil fraksiyonu (toz) örneklerinin XRD analizi Erciyes Üniversitesi, Teknoloji Araştırma ve Uygulama Merkezi’nde (TAUM) Bruker AXS D8 Advance model cihazda, Anot: Cu (Cu-K_α: 1,541871 Å), Ni filtre, gerilim 40 kV, akım 40 mA, ganyometre hızı 2⁰/dk, 2θ= 2-70⁰ aralığında, zaman sabiti 1 sn ve 25°C sıcaklıktaki aletsel koşullar altında gerçekleştirilmiştir.

2.1.3.2. Diferansiyel Termik Analiz (DTA) ve Termogravimetrik (TG) Analizleri

Kil minerallerinin ısısal kararlılıkları (endotermik veya ekzotermik reaksiyonlar) diferansiyel termik analiz (DTA), kütle kayıpları (su kaybı, organik madde uzaklaşması) ise termogravimetri analizi (TG) ile belirlenmiştir. XRD analiz sonuçlarına bağlı olarak seçilen 10 adet kil fraksiyonu örneğinin (<2 μm) DTA-TG analizleri Erciyes Üniversitesi, Teknoloji Araştırma ve Uygulama Merkezi’nde (TAUM) gerçekleştirilmiştir. Analizler Perkin Elmer Diamond model cihazda platin hücre içerisindeki toz örnek 10°C/dk ısıtma hızı ile 1100°C sıcaklığa kadar ısıtılmıştır.

2.1.3.3. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM-EDX) Analizleri

Kil minerallerinin belirlenmesi ve diğer mineraller ile olan yapısal ve dokusal ilişkiler ile morfolojik özelliklerini belirlemek ve oluşum şartları hakkında bilgi sahibi olabilmek için SEM-EDX analizleri yapılmıştır. 12 adet örnek Karadeniz Teknik Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvarı, Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) Laboratuvarı’nda (Trabzon) ZEISS EVO LS10 model cihaz kullanılarak gerçekleştirilmiştir. SEM analizleri Au kaplanmış örneklerde yapılmıştır. Analiz sırasında gerekli görülen noktalardan mikrofotograf çekimleri yapılmış ve EDX analizleri de gerçekleştirilmiştir.

2.1.3.4. Tüm Kayaç İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) ve İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometre (ICP-MS) Analizleri

Arazi, mineralojik ve petrografik çalışmalar sonucunda seçilen 20 adet örnek üzerinde tüm kayaç analizleri (ana, iz ve nadir toprak elementler) yaptırılmıştır. Toz örneklerin analizleri ACME Analitik Laboratuvarı'nda (Kanada) yaptırılmıştır. Ana elementler, İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Spektrometre (ICP-AES), iz ve nadir toprak elementler ise İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemi ile analiz edilmişlerdir. Ana oksitler için hazırlanan toz örneklerden 0.2 gr alınarak 1.5 gr LiBO₂ çözeltisi ile karıştırılmış ardından içerisinde %5 HNO₃ bulunduran sıvıda çözündürülmüştür. Ana oksitler % ağırlık olarak ölçülmüştür. İz ve nadir toprak element analizleri için toz örneklerden 0.25 gr alınmış ve dört farklı asitin içinde çözündürülmüştür. İz ve nadir toprak elementleri ppm olarak ölçülmüştür. Ana oksit saptama limitleri; SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, MgO, K₂O, TiO₂, P₂O₅ ve MnO için %0.01; Fe₂O₃ için %0.04; Cr₂O₃ için %0.002 ve ateşte kayıp için %-5.1'dir. İz ve nadir toprak elementlerde ise saptama limitleri; Ba, Sc, Be, Sn için 1 ppm; Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, U, Zr, Y, La, Ce için 0.1 ppm; Co, Th için 0.2 ppm; Nd için 0.3 ppm; Ga, Sr, W için 0.5 ppm; Tb, Tm, Lu için 0.01 ppm; Pr, Eu, Ho için 0.02 ppm; Er için 0.03 ppm; Sm, Gd, Dy, Yb için 0.05 ppm; V için 8 ppm ve Ni için 20 ppm'dir.

2.1.3.5. Duraylı İzotop Analizleri

O- ve D- duraylı izotop analizleri kilce zengin 6 adet örnek üzerinde Cape Town Üniversitesi'nde (G. Afrika) yaptırılmıştır. O ve D analizleri için örnekler 110°C'de bir gece boyunca kurutulmuştur. Kurutulan örnekler 200°C'de vakumlanarak gazlarından arındırılmıştır. Vennemann ve O'Neil (1993) yöntemi ile kapalı tüplerde çinko kullanılarak elde edilen suyun indirgenmesi ile hidrojen ayrımı yapılmıştır. Her bir örnek kaolinit standartına (Serina Kao, $\delta D = \text{‰} -57$, Harris vd., 1999) göre çalışılmıştır. Ayrıca, elde edilen ilk veriler Viyana ortalama okyanus suyu standartına (V-SMOW) göre düzeltilmiş ve sıkıştırılma ile su standartlarından CTMP ($\text{‰} -7.4$) ve RMW ($\text{‰} -131.4$) kullanılarak analiz edilmiştir. Örneklerin Kao $\delta D = \text{‰} -57$ 'ye göre normalize edilmiş verileri belirlenmiştir. Numunelerin su içeriği spektrometrenin kütle toplayıcısında mg başına voltaj kullanılarak saptanmıştır. Kaolinitin ortalama su içeriği çalışma süresince $\text{‰} 11.9 \pm 0.3$ (n=3)'tür. İzotop

oranları Arkeoloji Bölümü'nde (Cape Town Üniversitesi) yer alan gaz kaynağı modundaki Thermo Delta XP kütle spektrometresi ile gerçekleştirilmiştir. Veriler δ şeklinde ($\delta = 1000$) (Rörnek/Rstandart)-1)) (R, D/H'i belirtmekte) Viyana ortalama okyanus suyu standartına (V-SMOW) uygun olarak verilmiştir.

2.1.3.6. K-Ar Yaşlandırma Analizleri

K-Ar yaşlandırmaları 3 adet illit/simektit örneği üzerinde Arizona Üniversitesi (Tuscon, ABD), Yer Bilimleri Bölümü, Arizona Soygaz Laboratuvarı'nda (ANGL) gerçekleştirilmiştir.

Ar konsantrasyonlarının ve izotopik bileşimlerinin ölçümü için Argus VI yüksek hassasiyetli soy gaz kütle spektrometresi kullanılmıştır. Atmosferik Ar düzeltmeleri Lee vd. (2006)'ya göre yapılmıştır.

Ölçümlerden elde edilen değerler kullanılarak yaş 2.1 numaralı eşitlikle hesaplanmıştır.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) + 1 \right] \quad (2.1)$$

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

2.1.4. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler, büro çalışmaları ile değerlendirilmiştir. Büro çalışmalarının ilk bölümünde inceleme alanında daha önce yapılmış olan çalışmalar derlenmiş ve incelenmiştir. Jeolojik harita ve ölçülü kesitler çizim programları yardımıyla büro çalışmalarında yeniden hazırlanmıştır. Petrografik ve tüm-kayaç kimyası analiz sonuçlarında elde edilen veriler çeşitli paket programları yardımıyla yorumlanmış, grafik, diyagram ve tablolar halinde hazırlanmıştır.

Elde edilen tüm veriler ve büro çalışmaları sonucunda, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Tez Yazım Klavuzu'na uygun olarak “Yüksek Lisans Tezi” hazırlanmıştır.



3. BULGULAR

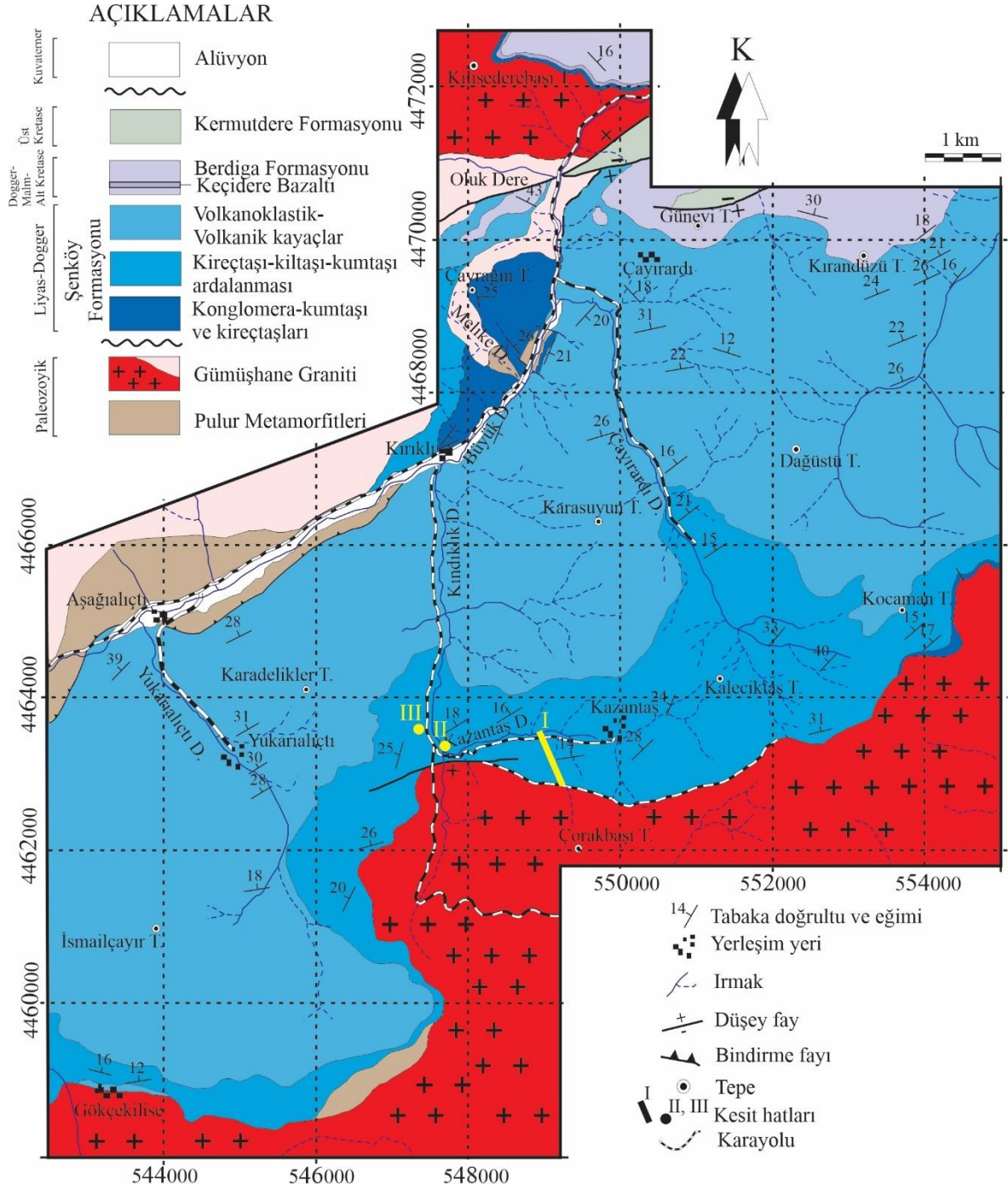
3.1. İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi

Doğu Pontidler tektonik kuşağının Güney Zon'unda bulunan çalışma alanı Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar değişen yaş aralığında farklı litolojideki birimleri kapsamaktadır. Çalışma alanı ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil 3.1'de ve jeoloji haritası Şekil 3.2'de verilmiştir. Çalışma sahası ve yakın çevresinde gözlenen diğer formasyonların litolojik özellikleri, yayılımları, dokanak ilişkileri ve yaşları literatüre bağlı kalınarak verilmiştir.

Çalışma alanındaki birimler, litostratigrafi esasları göz önünde bulundurularak yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekilde ayırtlanmıştır:

- Pulur Metamorfikleri (Paleozoyik)
- Gümüşhane Granitoidi (Paleozoyik)
- Şenköy Formasyonu (Alt-Orta Jura)
- Berdiga Formasyonu (Üst Jura-Alt Kretase)
- Keremdere Formasyonu (Üst Kretase)
- Alibaba Formasyonu (Eosen)
- Alüvyonlar (Kuvaterner)

Çalışmanın konusunu oluşturan Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu içerisindeki K-bentonitler, marn/kiltaşları ve eşlik eden diğer birimler saha gözlemlerine dayanılarak daha ayrıntılı ele alınmıştır.



Şekil 3.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Kandemir, 2004'ten alınmıştır)

3.1.1. Pulur Metamorfitleri

Pulur Metamorfitleri, Ketin (1951) tarafından adlandırılmış olup tipik olarak Pulur yöresinde (Bayburt) yüzeylenme vermektedir. Pulur Metamorfitleri farklı araştırmacılar tarafından farklı isimler ile araştırılmıştır. Birimi Nebert (1961) Ağnavis Masifi, Korkmaz ve Baki (1984) Pulur Masifi, Tanyolu (1988) Pulur Matamorfik Kompleksi, Boynukalın (1990) Kotana Matamorfitleri, Özer ve Fenerci (1993) Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleri ve Topuz vd. (2007) Kurtoğlu Metamorfitleri adı altında incelemişlerdir.

Pulur Metamorfitleri genellikle doğu-batı yönünde bir uzanıma sahiptir. Metamorfik kayalardan oluşan bu birim, orta-iyi derecede foliasyon göstererek arazide kolaylıkla ayırt edilebilir. Birimin alt sınırı görünmediğinden kalınlığı bilinmemektedir. Doğu Pontidler'in en yaşlı birimi olup Gümüşhane Granitoyidi ile intrüzif dokanak oluşturmaktadır. Birim Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Çalışma alanında Pulur Metamorfitleri Büyük dere boyunca bazı bölümlerde ve çoğunlukla Aşağıalçtı mevkinde yüzeylenme vermektedir (Kandemir, 2004).

Pulur Metamorfitleri litolojik olarak, mikaşist, kloritşist, gnays, mermer ve kuvarsit gibi farklı metamorfik kayalardan oluşmaktadır (Topuz vd., 2007). Metamorfitlerin yaşı Ar-Ar yaşlandırmasına göre, Topuz vd. (2007) tarafından 260-330 My olarak belirlenmiştir.

3.1.2. Gümüşhane Granitoyidi

Yılmaz (1972) tarafından Gümüşhane Graniti olarak adlandırılmış olan birim, tipik olarak Gümüşhane yöresinde yer almaktadır. Farklı sahalardaki yüzeylemeleri için, Çoğulu (1975) Gümüşhane Plütönu, Topuz vd. (2010) Gümüşhane Batoliti, Dokuz (2011) Köse Kompozit Plütönu isimlendirmesini kullanmıştır.

Çalışma alanında Pulur Metamorfitleri ile beraber temeli oluşturan Gümüşhane Granitoidi, Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Gümüşhane Granitoidi genellikle pembemsi, kiremit kırmızı renkte olup bol kırıklı ve çatlaklı yapıya sahiptir. Alterasyonun etkili olduğu alanlarda ise arenalaşmıştır.

Eren (1983) tarafından birimin genel olarak granit, granodiyorit, siyenogranit, mikrogranit, dasit ve riyolitten oluştuğu belirtilmiştir. Granit ve granodiyoritler grimsi renge, siyenogranitler ise diğer granitik kayalara göre daha fazla K-feldispat miktarına sahip olması sebebiyle pembemsi renge sahiptirler. Granodiyorit ve tonalitik magmanın sığ

derinliklere ve/veya yüzeye çıkması sonucu dasitler oluşmuştur. Diğer granitik kayalar ile dereceli geçişli olup ayırt edilmeleri zordur.

Gümüşhane Granitoidi, Pulur Metamorfitlerini kesmekte ve Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu tarafından uyumsuzluk ile üzerlenmekte olup bu birim Pulur Metamorfitlerinden daha genç ve Alt Jura'dan daha yaşlıdır. Yılmaz (1972) ve Tokel (1972) tarafından birimin Permiyen yaşlı olduğunu ve Hersiniyen orojenezine bağlı olarak ortama yerleştiğini belirlemişlerdir. Granitoid için jeokronolojik tayinlere göre 107-360 My arasında değişen yaş aralıkları saptanmıştır (Çoğulu, 1975; Moore vd., 1980; Bergougnan, 1987; Topuz vd., 2010). Topuz vd. (2010) tarafından yapılan çalışmada ise Gümüşhane Granitoidinin yaşı Ar-Ar metoduna göre (324-330 My) Geç Karbonifer olarak saptanmıştır.

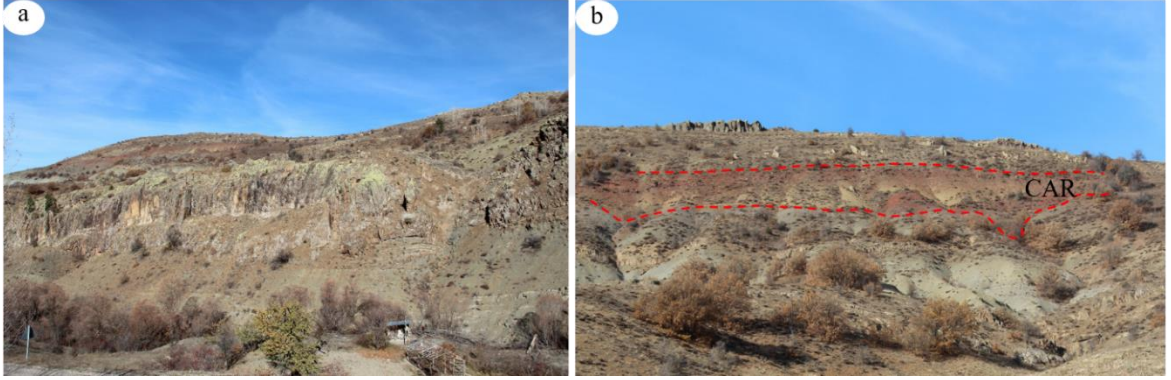
3.1.3. Şenköy Formasyonu

Doğu Pontidler'de Erken-Orta Jura yaşlı birimler farklı araştırmacılar tarafından farklı isimler ile incelenmiştir. Açar (1977) tarafından Köse-Demirözü yöresinde yer alan Erken Jura yaşlı kayalar Hamurkesen Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Araştırmacı bu birimin üst kısmının bazı alanlarının belli formasyonlar tarafından (Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Hozbirikyayla Kireçtaşları, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Sırataşlar, Kızılyar Formasyonu ve Pliyosen yaşlı Karaçayır Formasyonu) açısız uyumsuzluk ile örtüldüğünü ifade etmiştir. Eren (1983) ise Gümüşhane ve yakın çevresinde yaptığı çalışmada Erken-Orta Jura yaşlı kayaları Zimonköy Formasyonu olarak tanımlamıştır. Araştırmacı birim için tip kesit vermemiş ve birimin yüzeyleme verdiği farklı alanlardaki farklı seviyeleri üye olarak belirleyerek kesit sunmuştur. Bu sebeple Zimonköy Formasyonunda bazı problemler olduğu ifade edilmiştir (Yılmaz ve Kandemir, 2003).

Yılmaz ve Kandemir (2003) tarafından yapılan çalışmada Doğu Pontidler'in güneyinde yüzeyleme veren Alt-Orta Jura çökelleri tabandan tavana kadar izleyerek tüm fasiyeslerin yer aldığı Şenköy yöresini (Kelkit-Gümüşhane) tip alan olarak belirlemişlerdir. Araştırmacılar bu birimi Şenköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Formasyon, rift havza ortamlarında çökelmiş olan kayalardan oluşması sebebiyle (Gedik vd., 1996; Yılmaz ve Kandemir, 2003; Kandemir, 2004) kısa mesafelerde değişen farklı kalınlıklara (2-2243 m arasında değişen) sahiptir (Kandemir, 2004).

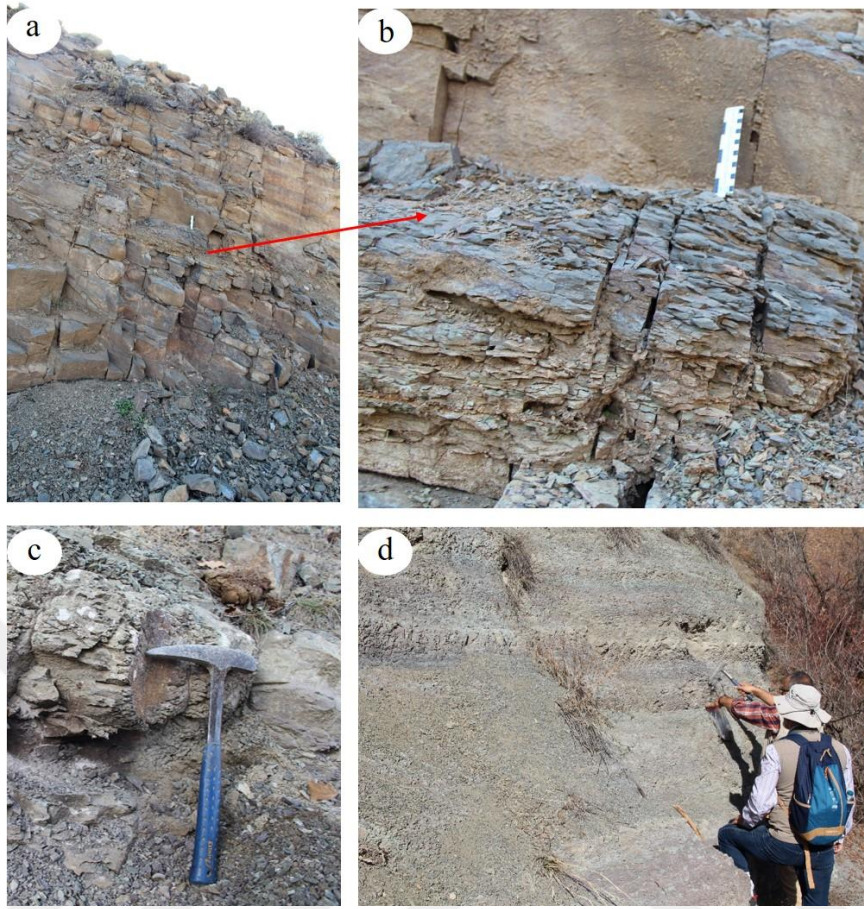
Çalışma alanında Şenköy Formasyonu, Pulur Metamorfikleri ile beraber temeli oluşturan Gümüşhane Granitoidi'nin üzerinde uyumsuz olarak yer almakta ve Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir.

Çalışma alanında yer alan Şenköy Formasyonu geniş yüzeyleme alanına sahiptir (Şekil 3.2 ve 3.3a). Şenköy Formasyonu litolojik olarak volkanoklastik-volkanik kayalardan oluşmakta ve *Calcareo Ammonitico Rosso* fasiyesi (CAR) içermektedir (Şekil 3.3b). *Calcareo Ammonitico Rosso* fasiyesinde yer alan karbonatlı kayalar kırmızı-vişne çürüğü renkleriyle tanımlanmaktadır. Formasyonun genelini oluşturan volkanoklastik kayalar ise genellikle yeşil ve gri renkli olarak gözlemlenmiştir. Bazı çalışmalarda formasyonun bazı bölümlerinde yanal devamlılığı olmayan ince kömür damarları ve *Ammonitico Rosso* fasiyesinde yer alan kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşlarının varlığı da belirtilmektedir (Eren, 1983; Kandemir, 2004; Kandemir ve Yılmaz, 2009).



Şekil 3.3. Şenköy Formasyonu'na ait genel görünüm. a) Kazantaş mevki civarında yüzeyleme veren ve çalışma alanının genelini oluşturan Şenköy Formasyonu'nun görünümü, b) birimde yer alan kırmızı renkli CAR fasiyesi ve bu birimin altında kireçtaşı-kiltaşı-marn ardalanması

Çalışma alanında Kandemir (2004)'in ölçülü stratigrafik kesiti (Şekil 3.2- Kesit I) kullanılarak, aynı profil boyunca örnekleme yapılmış, kesit üzerinde özellikle killi birimlerin (marn, kiltası) saha özellikleri saptanmaya çalışılmıştır (Şekil 3.4 ve 3.5). Kandemir (2004) tarafından Kazantaş kesiti olarak adlandırılan ve toplamda Şenköy Formasyonu'nun 2243 m olarak ölçüldüğü bu kesitin 510 m'lik kısmı örneklenmiş ve kılavuz seviye olarak Ammonitico Rosso (CAR) fasiyesi bitiş seviyesi olarak kabul edilmiştir.



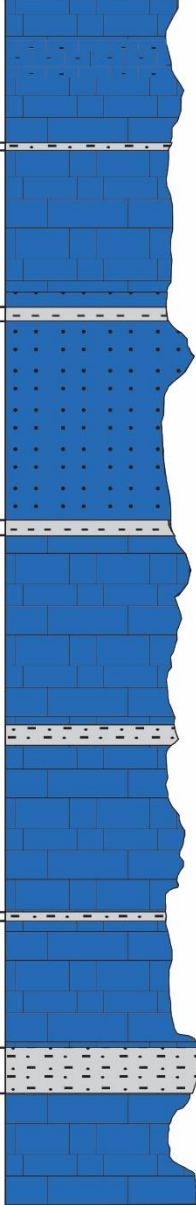
Şekil 3.5. Şenköy Formasyonu'nda Kazantaş mevkinde yer alan birimler (Kesit I), a) marn ara seviyesi içeren kiltaş-kireçtaş-kumtaş ardalanması, b) marn ara seviyesi, c) bol kırıklı marn, d) ince laminalar halinde yer alan ve demir boyamaları içeren kiltaş-silttaş-marn ardalanması

Kesit I'in tabanını Gümüşhane Graniti oluşturmaktadır. Şenköy Formasyonu uyumsuz olarak Gümüşhane Graniti üzerine gelmektedir. Kesit genellikle kiltaş-marn-kireçtaş ve silttaşlarının ardalanması oluşmakta olup taban seviyeleri gri renkli kumtaş ara seviyeleri içermektedir (Şekil 3.4-3.5). İnce-orta katmanlanmalı ve oldukça kırılmalı kayaçların üst kesimlerinde yeşilimsi seviyelerin mollusk kavrıkları içerdiği Kandemir (2004) tarafından ifade edilmiştir. Tabanda kiltaş-marn-kireçtaş ve kumtaş ardalanması olarak bulunan istif volkanik kayaçlar ile devam etmektedir. Kesit içerisinde yer yer kolon yapı gösteren volkanik kayaçlar tespit edilmiş olup, grimsi-kahverengi olan bu kayaçlar andezitik bileşimlidir. Volkanik kayaçların ardından gri ve açık renkli ince katmanlı laminalar halde yer alan demir boyamaları içeren kiltaş-silttaş-marn ardalanması bulunmaktadır (Şekil 3.5d). İstif volkanoklastik olarak devam ederek yanal yönde devamlılığı bulunmayan ve ayrılmış volkanik kayaçlar içermektedir. Üst seviyelere doğru gidildiğinde açık ve kırmızı

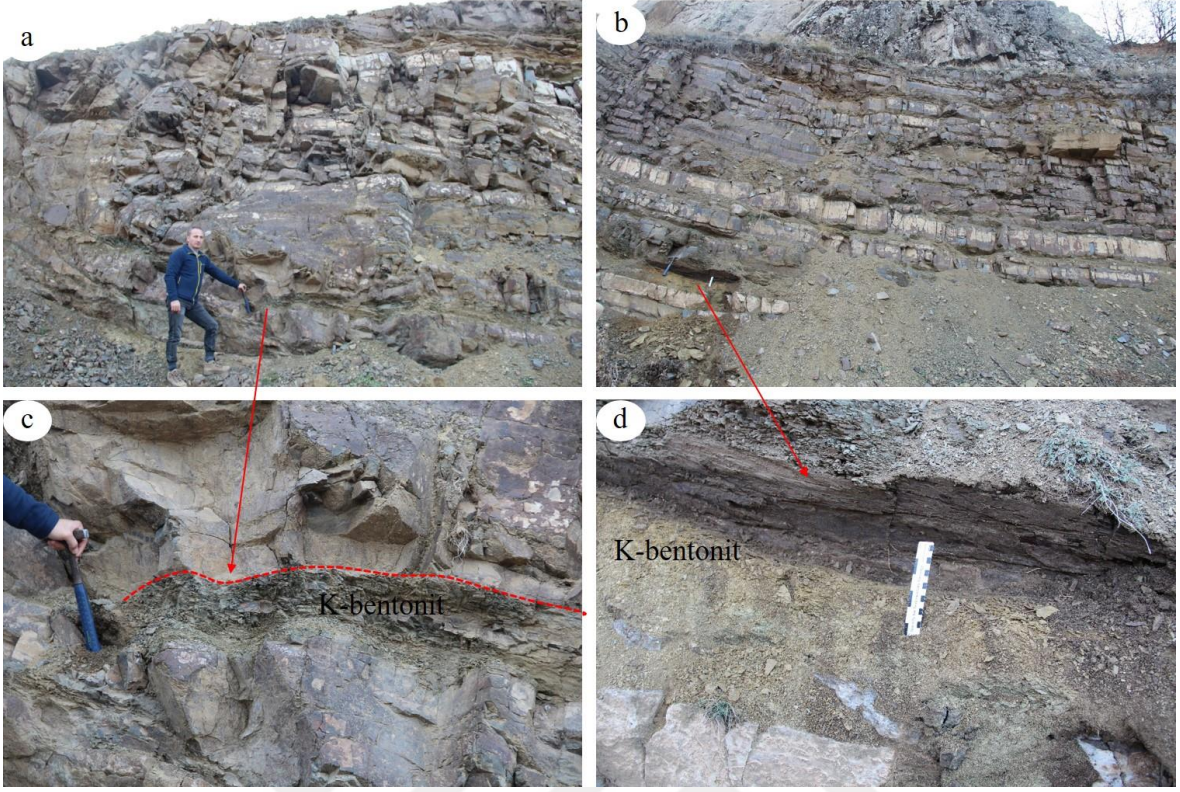
renkli olarak gözlenen ince tabakalı kireçtaşları yer almaktadır. İstif farklı boyutlardaki volkanik malzemeden oluşan volkanoklastik kayalar ile devam etmektedir. Kesitte 352. metreden sonra yaklaşık 10 metre kalınlığında CAR fasiyesinde çökelmiş kireçtaşı ve marnlar bulunmakta olup bu seviye örnekleme için kılavuz seviye kabul edilmiştir. Kesit içerisinde bulunan volkanik kayalar, marn/kiltaşı ve kireçtaşlarından örnekleme yapılmıştır. Kesit-I K-bentonit seviyeleri içermemekte olup marn/kiltaşları makroskopik olarak K-bentonit seviyeleri ile benzerlik gösterir.

Sahada K-bentonitlerin ince seviyeler halinde gözlemlendiği 2 adet lokasyon seçilmiş (Şekil 3.2- Kesit II ve III) ve bu lokasyonlarda örnekleme ve saha gözlemleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.6-9). İnce-orta katmanlı kireçtaşı kumtaşı kiltası/marn ardalanmasından oluşan kesitte iki seviye halinde yaklaşık 15 cm kalınlığında K-bentonit seviyeleri tespit edilmiştir. K-bentonit seviyeleri laminalanmalı olup, sarı, yeşil, gri renklerde dirler. Oldukça kırılğan ve dağılğan bir yapı sunarlar. Bazı kısımlarda kamalanmalar gösterirler ve yanal devamlılıkları sınırlıdır (Şekil 3.7).

Bol kırıklı ince-orta katmanlı kireçtaşı kiltası marn ardalanmasından oluşan kesit III'de K-bentonit ara seviyeleri tespit edilmiştir. Arazide K-bentonit seviyeleri açık renkleri, su emme kapasitelerinden dolayı çevreleyen marn/kiltaşlarına kıyasla daha plastik bir yapı göstermeleri ile tanımlanırlar. Yüzeysel alterasyondan etkilenmemişlerdir. Kalınlıkları 4-50 cm aralığında değişiklik göstermekte olup yanal yönde devamlılık sunarlar. Organik malzeme içermedikleri/çok az içerdikleri için renkleri açık renklidir ve yeşil, sarı, kahverengi olup yer yer laminalanma sunarlar (Şekil 3.9). Arazideki konumları göz önüne alındığında CAR fasiyesinin üzerine karşılık geldikleri ifade edilebilir. Dolayısıyla Ammonitico Rosso fasiyesi kılavuz olarak alınıp sahadaki devamlılıkları kontrol edilebilir.

YAŞ FORMASYON	METRE	ÖRNEK KALINLIĞI	LİTOLOJİ	ÖRNEK NO	AÇIKLAMALAR	
JURA ŞENKÖY	7-				Bol kırıklı, katmanlı kırmızı renkli kireçtaşları ve marın ardalanması	
		5 cm		• KZ-27	Sarı renkli kıltaşı	
	6-					
		15 cm		• KZ-25	Sarı renkli K-bentonit	
	5-					
		15 cm		• KZ-24		
	4-					
		15 cm		• KZ-23	Yeşil- gri renkli K-bentonit	
	3-					
				• KZ-22		
		• KZ-21	Kırıklı kırmızı-gri kireçtaşı			
	2-					
	4 cm	• KZ-20	Yeşil renkli kıltaşı			
		• KZ-19	Kırmızı- gri renkli kireçtaşı			
	1-					
	40 cm	• KZ-18	Mor ve gri renkli kıltaşı			

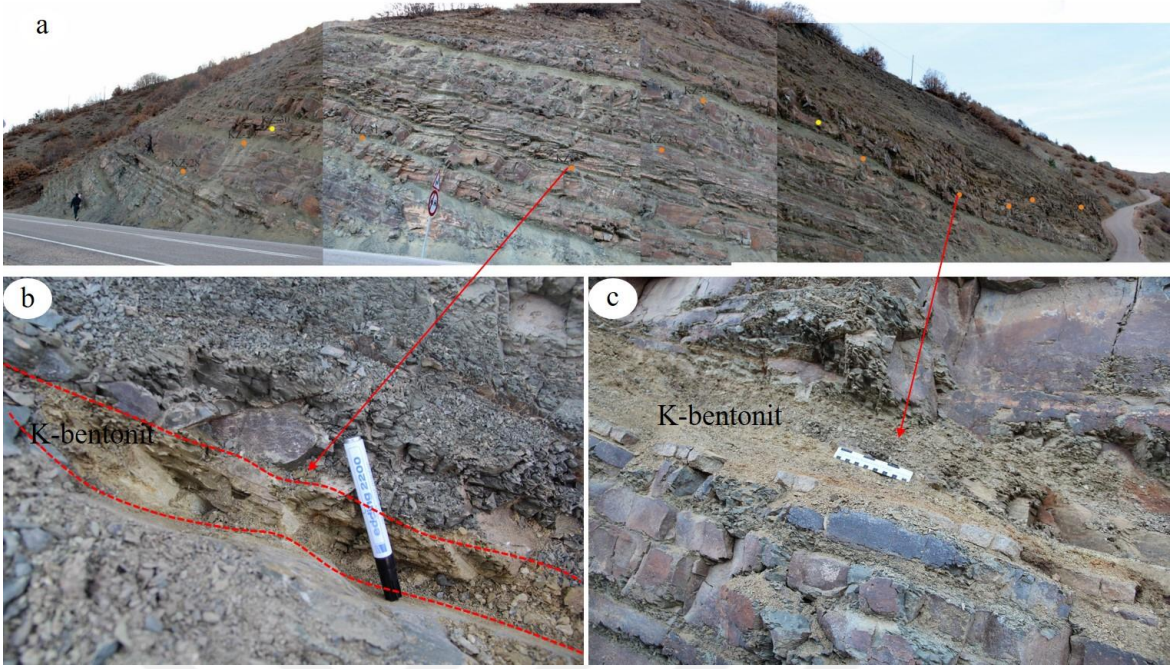
Şekil 3.6. Şenköy Formasyonu'nun ait Kazantaş mevkinden (bkz., Şekil 3.2, kesit II) alınan kesit ve kesit üzerinde örnek alım noktaları



Şekil 3.7. Şenköy Formasyonuna ait Kazantaş mevkinde gözlemlenen birimler. a,b) kireçtaşı-marn-kumtaşı ardalanmasından oluşan istifin genel görünümü, c,d) istifte bulunan K-bentonit ara seviyelerinin farklı renklerde (yeşil-sarı) görünümü

YAŞ	FORMASYON	METRE	ÖRNEK KALINLIĞI	LİTOLOJİ	ÖRNEK NO	AÇIKLAMALAR
JURA	ŞENKÖY					
		14	50 cm		•KZ-40	Bol kırıklıklı, katmanlı, kırmızı renkli kireçtaşları Kahverenkli K-bentonit seviyesi
		12	40 cm		•KZ-39	Yeşilimsi renkte K-bentonit seviyesi
		10	10-15 cm		•KZ-38	Sarı renkli K-bentonit seviyesi
		8	10-15 cm		•KZ-37 •KZ-36	Yeşil-sarı renkli K-bentonit seviyesi Kırmızı-gri renkli kireçtaşı
		6	1 m		•KZ-35 •KZ-34	Kırmızı-gri renkli kireçtaşlarının arasında yer alan K-bentonit seviyesi ve arasındaki marnlı seviye
		4	15 cm		•KZ-33	Yeşil-gri renkli K-bentonit seviyesi
		2	10 cm		•KZ-32	Yeşilimsi kahverenkli K-bentonit seviyesi
			50 cm		•KZ-31 •KZ-30	Yeşil renkli K-bentonit seviyesi Gri-bordo renki kireçtaşı
			40 cm		•KZ-29	Yeşilimsi sarı renkli, karbonat miktarı yüksek K-bentonit seviyesi
			4-5 cm		•KZ-28	Yeşilimsi sarı renkli, yer yer mangan boyamaları içeren K-bentonit seviyesi

Şekil 3.8. Şenköy Formasyonu'nun ait Kazantaş civarı, Köse yol hattı üzerinden (bkz., Şekil 3.2, Kesit III) alınan K-bentonitlere ait kesit ve kesit üzerinde örnek alım noktaları



Şekil 3.9. Şenköy Formasyonu'nda Kazantaş civarı, Köse yol hattı üzerinden kireçtaşı-kumtaşı-marn ardalanması ve farklı kalınlıklardaki K-bentonit seviyelerinin görünümü, örnek alım noktaları. a) Kireçtaşı-kumtaşı-marn ardalanmasından oluşan istifin görünümü, b) ve c) istifte sarı-kahve renkli görülen K-bentonit ara seviyeleri

3.1.4. Berdiga Formasyonu

Pelin (1977) yapmış olduğu çalışmada Alucra yöresinde (Giresun) en iyi yüzeyleme veren birimi Berdiga Dağları'na dayanarak Berdiga Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Bu birim farklı araştırmacılar tarafından farklı bölgelerde yapılan çalışmalara bağlı olarak Hozbirikyayla Kireçtaşı (Ağar, 1977; Uğuz vd., 2011), Çalıntaştepe Formasyonu (Turan, 1978), Zinav Kireçtaşı (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Danzot Formasyonu (Kesgin, 1983), Ardıçlıgüney Formasyonu (Özer, 1983), Çaltaş Formasyonu (Bergougnan, 1987), Çaltepe Kireçtaşı (Akdeniz, 1988), Süllü Formasyonu (Boynukalın, 1990) ve Şahinkaya Formasyonu (Kurt vd., 2006) gibi isimler ile adlandırılmıştır.

Doğu Pontidler'in Güney Zon'unda Berdiga Formasyonu geniş bir yüzeyleme alanına sahiptir. Formasyon Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerinde uyumlu olarak gelmektedir ve Geç Kretase yaşlı Keremutdere Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir.

Formasyon geniş bir yayılım alanı ve 900 m'ye kadar varan kalınlığa sahiptir (Özyurt, 2019) ve platform karbonatlarından meydana gelmektedir (Kırmacı, 1992). Formasyon

yanal ve düşey yönde farklı litofasiyes özelliklerine sahip olmakla beraber alt seviyeler genellikle dolomitleşmiştir. Dolomitler üst seviyelere doğru dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarına yerini bırakabilir (Özyurt, 2019).

3.1.5. Kermutdere Formasyonu

Birim ilk kez Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Farklı araştırmacılar birimi Kındıraklı Dere Formasyonu (Pelin, 1977) ve Mescitli Formasyonu (Kurt vd., 2006; Uğuz vd., 2011) olarak incelemişlerdir.

Kermutdere Formasyonu tabanda yanal devamlılığı bulunmayan masif katmalı ve bazı bölümlerde ince silttaşı, ara seviyelerde marn içeren sarı renkli kumlu kireçtaşları ile başlayarak kırmızı renkli ince-orta tabakalı kireçtaşı ve bol pelajik foraminifer ile radyolarya ile devam etmektedir (Duygu, 2011). Üst seviyelerde ise gri-yeşil renkli ve ince-orta tabakalı, pelajik fosilli kumtaşı-kiltaşı-marn ardışıklı çökeller yer almaktadır.

Kermutdere Formasyonu Geç Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almakta ve Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Gümüşhane ve çevresinde yer alan birim Üst Kretase'de tektonik rejimdeki değişiklik ile beraber platformun normal faylarla parçalanması sonucunda derinleşen bir ortamda çökelmiştir (Duygu, 2011).

3.1.6. Alibaba Formasyonu

Tokel (1972) tarafından Gümüşhane ve yakın çevresinde tanımlanmıştır. Duygu (2011) birimin tabanında nummulitli ve kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve marn bulundurduğunu ve üste doğru andezit-bazalt ve piroklastik kayaçların yer aldığını belirtmiştir.

Alibaba Formasyonu Geç Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerlemektedir. Duygu (2011) formasyonun küçük çökeltme ortamlarında ve yoğun şekilde gerçekleşen volkanik etkinlik sonucu sığ deniz ve karasal ortamda oluştuğunu ifade etmektedir.

3.1.7. Alüvyonlar

Gümüşhane ve çevresinde dereler boyunca gözlemlenen alüvyonlar Kuvaterner yaşlıdır.

3.2. Mineraloji ve Petrografi

3.2.1. Giriş

Gümüşhane ve çevresinde yüzeyleme veren ve Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu içerisinde bulunan volkanik kayalardan ve kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında bulunan kireçtaşlarından (bkz. Şekil 3.4, 3.6, 3.8) örnek alınmıştır. Alınan örneklerden hazırlanan ince kesitler polarizan mikroskopta detaylı olarak incelenmiş ve kayaların dokusal ve mineralojik özellikleri belirlenmiştir.

3.2.2. Polarizan Mikroskop İncelemeleri

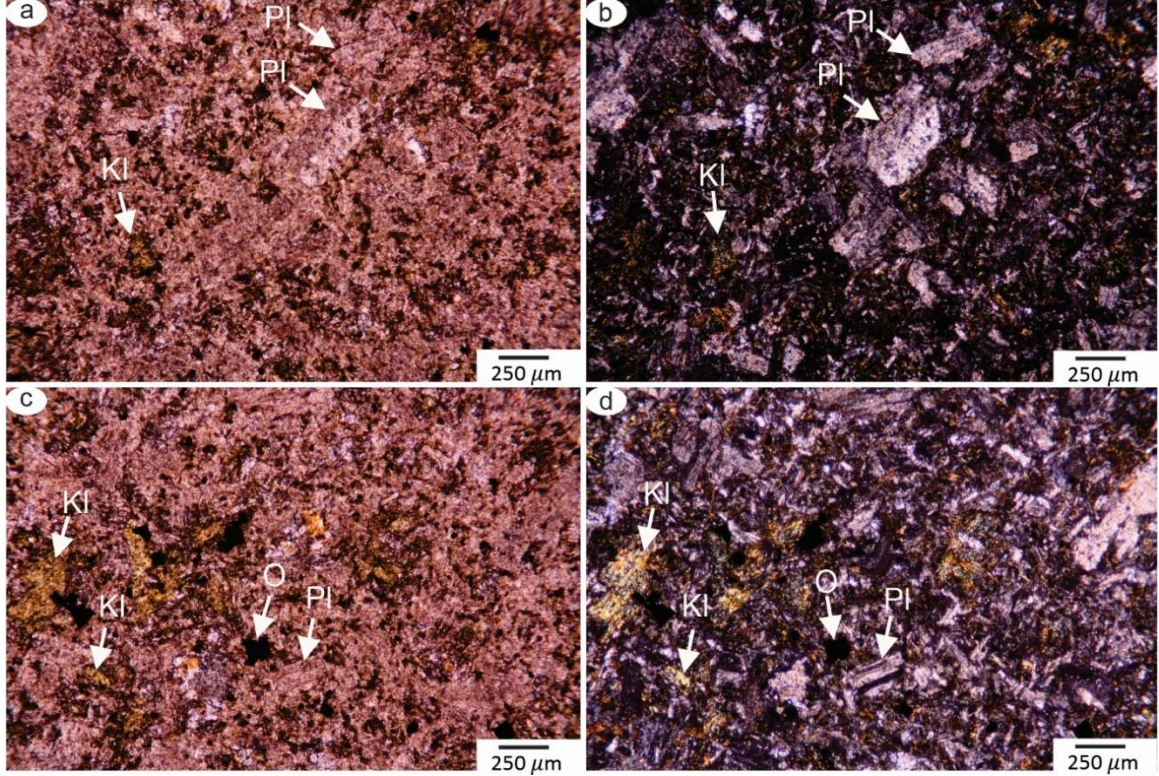
3.2.2.1. Andezit

Çalışma sahasında bulunan Ammonitico Rosso fasiyesiyesinin alt kısmında, kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasını kesen dayktan örnek alınmış (Örnek no:KZ-10) ve ayrıntılı incelemesi gerçekleştirilmiştir.

Andezit, mikrolitik porfirik ve glomeroporfirik doku gösterir. Plajiyoklas açık renkli minerallerin tamamını oluşturur (Şekil 3.10). Hem fenokristal hem de hamurda mikrolitler halinde bulunur. Bol kırıklı ve çatlaklı olan plajiyoklas irili-ufaklı kristaller halinde hamur içinde kümeler şeklinde toplanarak glomeroporfiritik doku oluşturmuşlardır. Yaygın olarak serisitleşme ve karbonatlaşma gösterirler. Bu nedenle cins tayini yapmak mümkün olamamıştır. Dokusal özellikler andezit olduğuna işaret etmektedir.

Ferromagnezyen mineraller fenokristal fazında temsil edilmekte olup, tamamen kloritleşmiştir (Şekil 3.10). Şekil ve morfolojileri ilksel olarak piroksen olabileceklerini göstermektedir.

Opak mineraller ise az miktarda, özşekilsiz fenokristaller ve hamurda oldukça küçük mikrotaneler halinde gözlenmektedir.



Şekil 3.10. Şenköy Formasyonu'nda yer alan ve Kazantaş civarında yüzeyleme veren andezit daykının mikrofotoğrafları. a-d) Mikrolitik porfirik doku içerisinde gözlenen plajiyoklas fenokristalleri, ferromagnezyen minerallerden itibaren gelişmiş klorit ve opak mineral fenokristal ve mikrotaneleri. a-c, tek nikol (TN) ve b-d, çapraz nikol (ÇN) Örnek No: KZ-10. Kl, kloritleşme; O, opak mineral; Pl, plajiyoklas

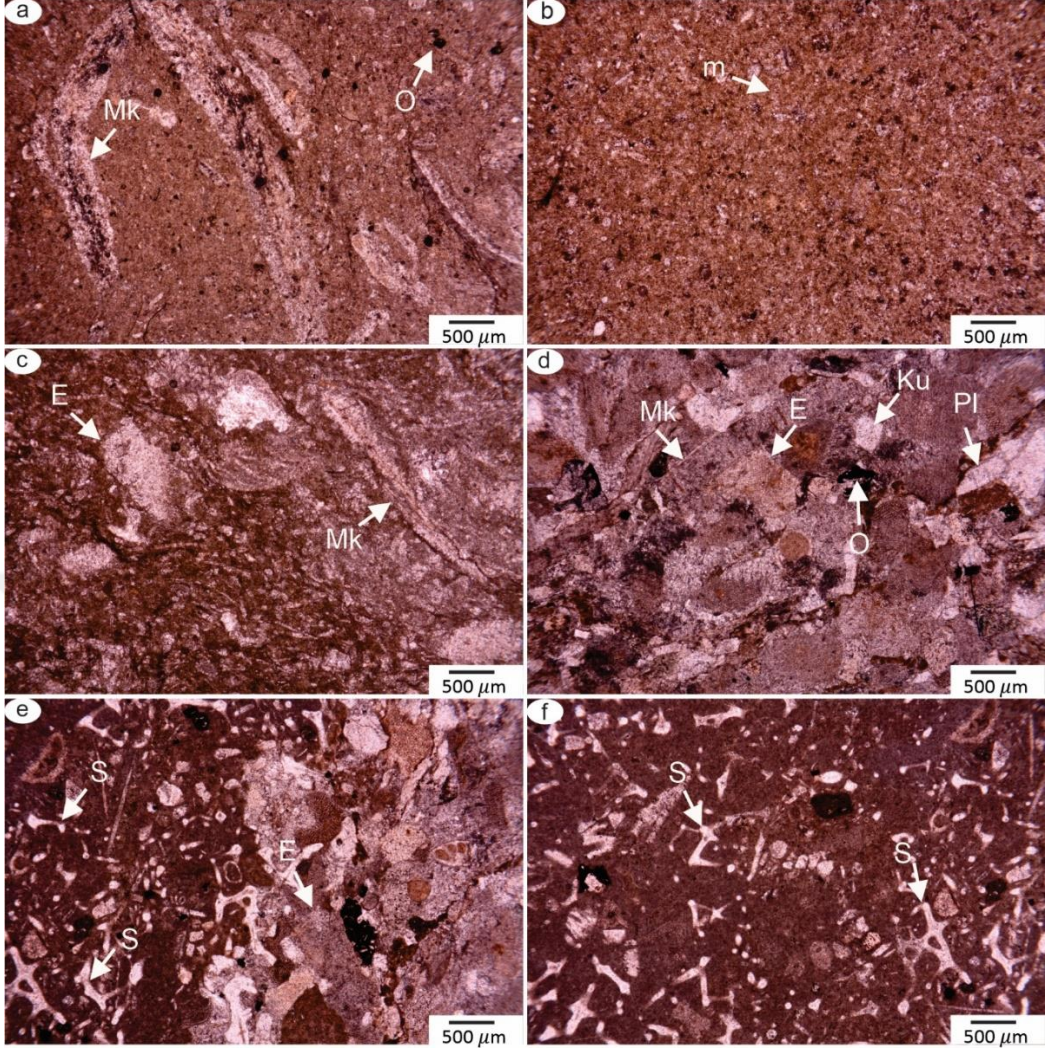
3.2.2.2. Kireçtaşı

İnceleme alanında Şenköy Formasyonu içerisinde bulunan ve Kazantaş civarında yüzeyleme veren kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasından kireçtaşı örnekleri alınmış, Folk (1962) ve Dunham (1962)'ye göre sınıflandırmaları yapılmıştır. Folk (1962) sınıflandırması kireçtaşını oluşturan bileşenlerin bileşimine dayanmaktadır. Bu bileşenler 3 grupta toplanır;

(1) allokemler, (2) matriks, (3) çimentodur. Dunham (1962) sınıflaması ise dokulara dayanmakta ve sadece çökme dokusuna göre oluşturulmuştur.

İncelenen örnekler allokem olarak biyoklastlardan oluşmaktadır. Allokemler ekinit plakaları, mollusk kavkı parçaları, pelajik foraminiferler, sünger spiküllerinden oluşmaktadır (Şekil 3.11). Bağlayıcı (matriks) olarak ise mikrosparit ve mikrit görülmüştür (Şekil 3.11b). Örneklerde yer yer plajiyoklas ve kuvarsa rastlanılmış ve ayrıca volkanik kökenli kayaç parçaları tespit edilmiştir. (Şekil 3.11d). Örnekler birbirleri ile dokusal özelliklerine göre kıyaslandığında bazı örneklerin (KZ-21) diğerlerinden daha sığ derinlikte oluştuğu sonucuna varılmıştır.

Örnekler sınıflandırıldığında; Folk (1962)'a göre biyomikrit, biyosparit ve biyomikrosparit, Dunham (1962)'a göre ise vaketaşıdır. KZ-24 numaralı örneğin bir bölümünde ekinit plakaları ve mineraller yer almakta, diğer bölümünde ise yoğun sünger spikülü içeren biyomikrit bulunmaktadır (Şekil 3.11e). Bu örnek kumlu kireçtaşı olup fasiyes geçişinde olduğu ifade edilebilir.



Şekil 3.11. Şenköy Formasyonu'nda yer alan kireçtaşlarının (TN) polarizan mikroskop görüntüleri. Örnekler; KZ-21 (a), KZ-2 (b), KZ-30 (c), KZ-24 (d-e-f). E, ekinit plakası; Ku, Kuvars; Mk, mollusk kavkı parçası; m, mikrit; O, opak mineral; Pl, plajiyoklas; S, sünger spikülü; TN, tek nikel.

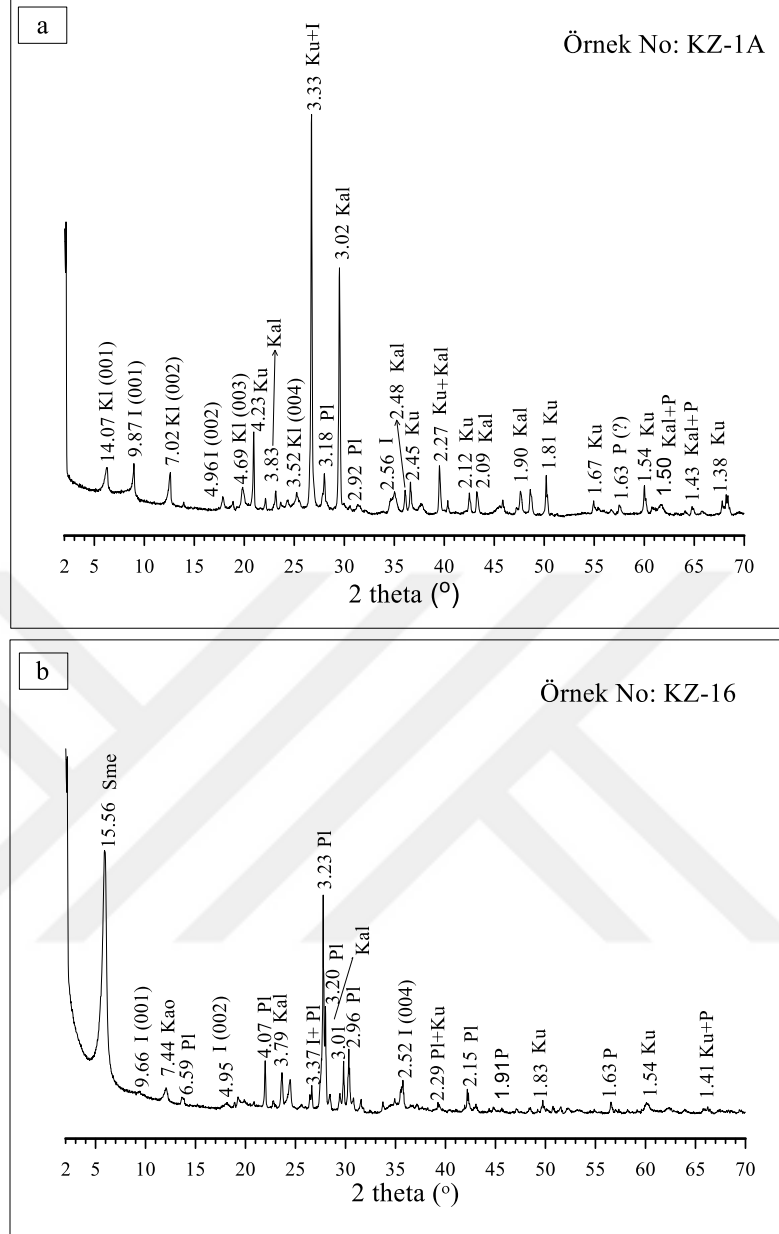
3.2.3. X-Işınları Difraktometre (XRD) Analizleri

Şenköy Formasyonu içerisinde bulunan K-bentonit ve kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmalarının mineralojik içerikleri X-ışınları difraktometresi (XRD) analizleri yardımıyla tüm kayaç ve kil fraksiyonu ($<2 \mu\text{m}$) üzerinde belirlenmiş ve her iki birim arasında özellikle kil mineralojisi açısından farklılıklar ortaya konulmaya çalışılmıştır.

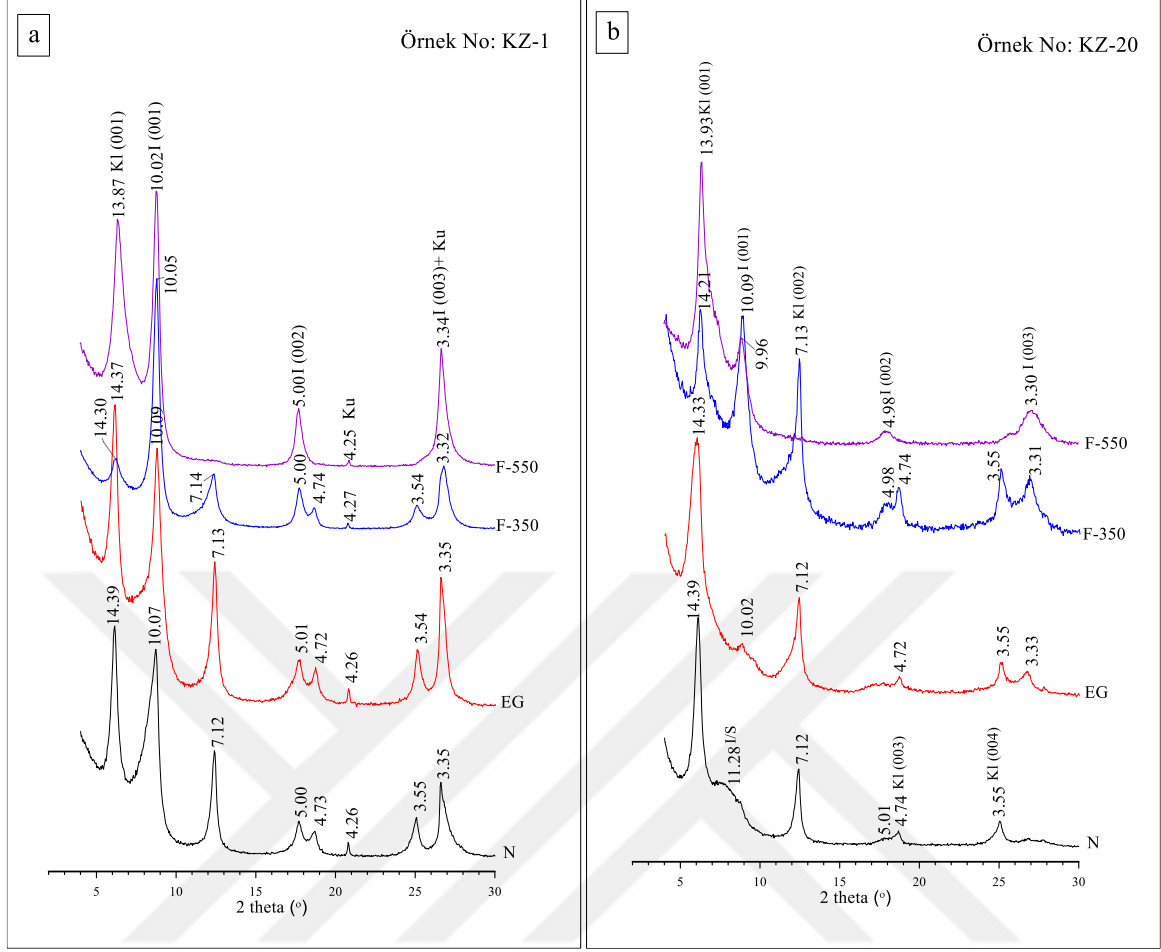
3.2.3.1. Marn/kiltaşı Örneklerinin XRD İncelemeleri

Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasından alınan örnekler (Şekil 3.4 ve 3.6) genellikle kiltası/marn bileşiminde olup, bu örneklere ait tüm-kayaç ve yönlü kil fraksiyonunu XRD desenleri Ek-1'de verilmiştir. Tanımlanan örneklerde kil mineralleri klorit, illit, illit/simektit ile temsil edilmektedir (Şekil 3.12, Ek Şekil 1 ve 2). Kil dışı mineraller ise plajiyoklas, kuvars, kalsit ve bazı örneklerde pirittir (Şekil 3.12, Ek Şekil 1 ve 2).

Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında yer alan örneklerin difraktogramlarında klorite ait (001), (002), (003) ve (004) pikleri tanımlanmıştır (Şekil 3.12a). Klorite ait 14-14.6 Å arasında değişen (001) piki referans olarak kabul edilmiştir. Yönlü hazırlanmış örneklerin çekimlerinde kloritin normal (N) ve etilen glikolle doyurulmuş (EG) durumlarında pik şiddetlerinde herhangi bir değişim görülmemiştir. (Şekil 3.13a). Ancak, F-350'de çekilen difraktogramlarda kloritin (001) pik şiddetinin azaldığı (14.30Å), F-550'de ise (002), (003), (004) pik şiddetlerinin belirlenemeyecek derecede düştüğü saptanmıştır. N çekimde (001) ve (003) pikinin yaklaşık olarak eşit şiddette olmaması Fe'in yer değiştirmesinin simetrik olmadığını ifade eder (Moore ve Reynolds, 1997).

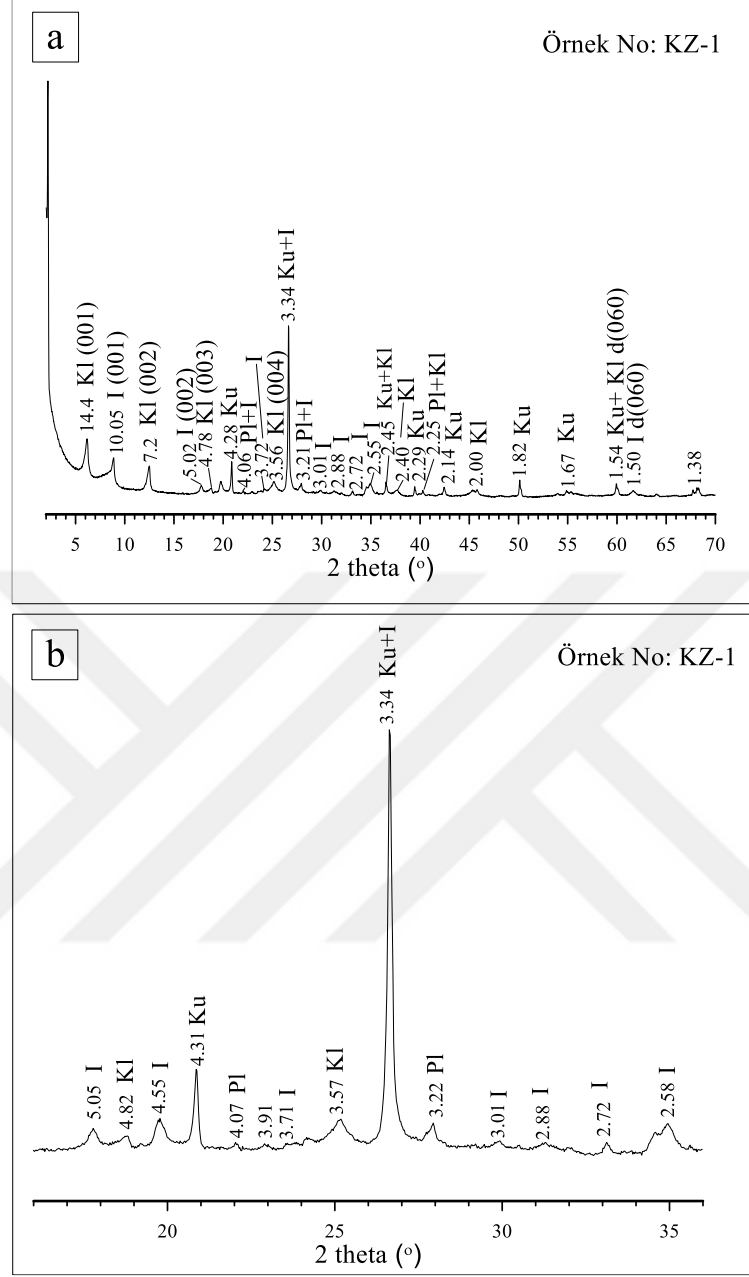


Şekil 3.12. Şenköy Formasyonu içerisinde yer alan marn/kiltaşı örneklerine ait tüm-kayaç X-ışını difraktogramları (I, illit; Kal, kalsit; Kao, kaolen; Kl, klorit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit)



Şekil 3.13 Şenköy Formasyonu'nda marn/kiltaşlarında bulunan klorit, illit ve illit/simektitin varlığını gösteren temsili kil fraksiyonu yönlü XRD desenleri. N, normal; EG, etilen glikolle doyurulmuş; F-350 ve F-550 ise 350°C ve 550 °C'de fırınlanmış. I, illit; I/S, illit/simektit; KI, klorit; Ku, kuvars

Kloritin tanımlanmış olan pek çok politipi bulunmaktadır. Klorit politiplerinin belirlenebilmesi için kil fraksiyonundan itibaren (yönsüz, toz) çekilen difraktogramlardan yararlanılmıştır (Şekil 3.14a). Politip bileşim hakkında bilgi vermekte olup Fe kloritler tip I-b, Fe-Mg kloritler ve Mg kloritler ise tip II-b olarak ifade edilmektedir (Nagasawa vd., 1976). Yönsüz X-ışını difraktogramlarında kloritin 2.59, 2.55, 2.45, 2.39, 2.26, 2.00 Å pik değerleri ile klorit politipi tip II-b olarak belirlenmiştir (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997). Yönsüz kil fraksiyonlarından itibaren çekilen difraktogramlarda kloritin d_{060} değeri 1.54 Å olarak belirlenmiş ve dioktahedral karakterli olduğu ortaya konulmuştur. Ancak, örnekte az oranda kuvars olması nedeniyle, bu değer kuvarsa ait aynı değer ile çakışabileceği göz önünde bulundurulmalıdır.

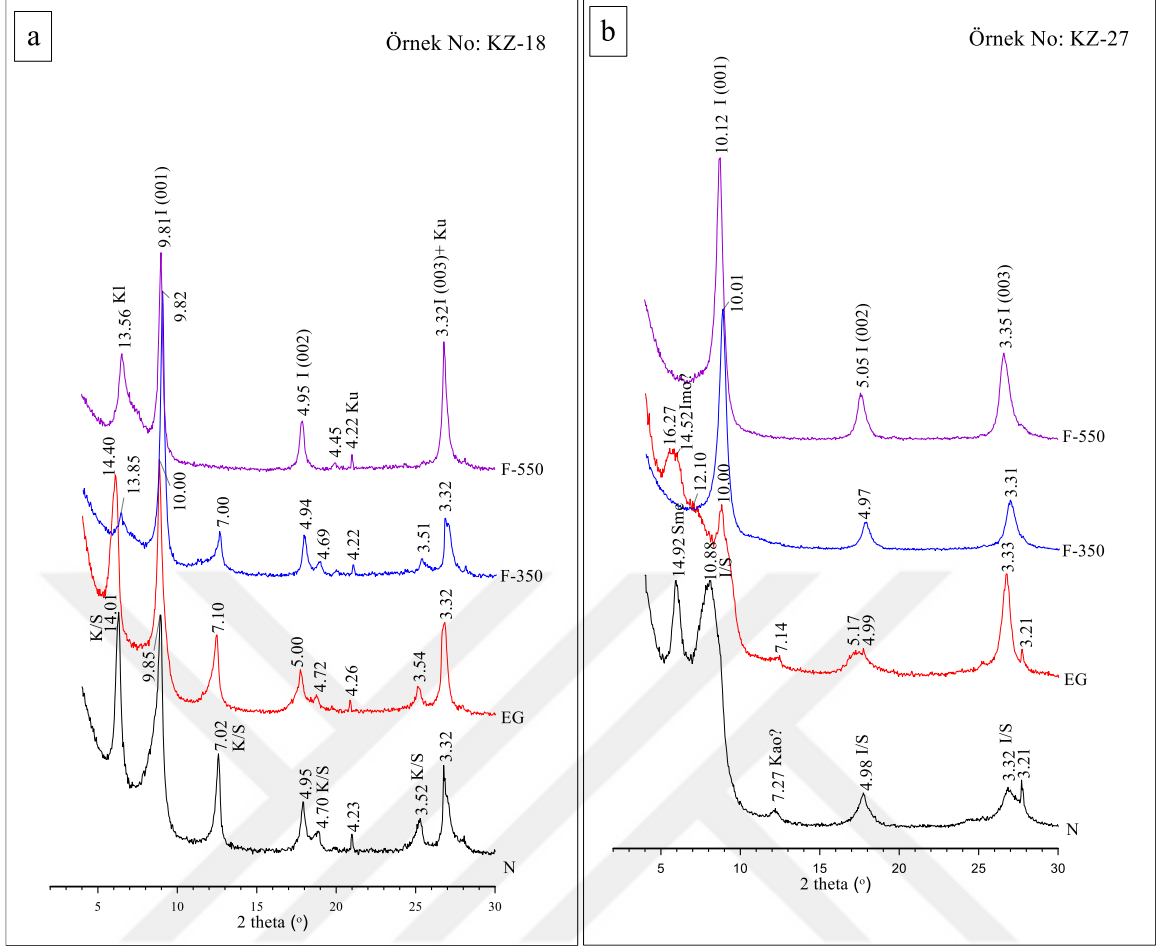


Şekil 3.14. Kazantaş civarında bulunan marn/kiltaşlarının kil fraksiyonlarına (yönsüz, toz) ait X-ışını difraktogramları. a) Klorit ve illit, b) illitin 16-36° 2θ arasındaki difraktogramları (I, illit; Kl, klorit; Ku, kuvars; Pl, plajiyoklas)

Simektitler genellikle 12.0-15.9 Å arasında değişen pik değerlerine sahiptir (Şekil 3.12b). Bazal yansımalarından itibaren yapılan tanımlamalarda saf simektitlerdeki integral yansımalar saptanmıştır (Hoffmann ve Hower, 1979). Ca simektitler ile Na simektitlerin ayırımı (001) yansıması ile diğer yansımalar arasındaki farklara bakılarak anlaşılabilir. (001) yansımasının d değeri normal çekimlerde Ca simektitlerde 15.2 Å

civarında, Na-Ca 14.7-12.6 Å arasında iken ve Na simektitlerde ise 12.6 Å civarındadır (Yalçın ve Gümüşer, 2000). Marn/kiltaşlarında bazı örneklerde simektit tespit edilmiştir. Örneklerde (001), (002), (003) ve (005) yansımaları belirlenmiş olup, normal çekimlerde 15 Å civarında olan pik değeri ile Ca simektitin varlığına işaret etmektedir (Şekil 3.12b). Ayrıca, simektitlerin tanımlanmasında kullanılan yönlü örneklerden itibaren N, EG, F-350 ve F-550 durumlar incelendiğinde etilen glikol ile doyurma işleminde simektitlerin 16.27 Å'a kadar şiştiği belirlenmiştir. F-350 ve F-550'de ise (001) bazal yansımasının tipik olarak 10.1Å'a kadar yıkıldığı saptanmıştır (Şekil 3.15b).

Klorit/simektit incelenen örneklerin sadece 2 tanesinde (KZ-9 ve KZ-18) saptanmıştır (Şekil 3.15a). Yönlü X-ışını difraktogramlarında N'de 14.01 Å'da pik değeri görülmüştür. Karışık tabakalı kil minerallerden klorit/simektitlerin en önemli özelliği minerallerden biri şişerken diğerrinin şişmemesidir (Moore ve Reynolds, 1997). Böylece, EG doyurma çekimlerinde simektitin şişmesi ve kloritin herhangi bir değişime uğramaması ile 14-15 Å arasında değişen pik değerleri belirlenmiştir. İncelenen örnekte EG'de 14.40 Å pik değeri belirlenmiştir. Ayrıca, *R0* (düzensiz) klorit/(EG)simektit'in (002)/(002) ya da (004)/(005) pik değerleri kullanılarak % klorit değerleri belirlenmiştir (Moore ve Reynolds, 1997). İnceleme örneklerde klorit/simektitlerin %90 klorit içerdiği bulunmuştur. Bu yüzden EG'de pik değerlerinde (N)'den farklı olarak çok fazla değişim gözlemlenmemiştir. F-350 ve F-550'de ise simektit mineralinin 9.81 Å'a yıkılması gerçekleşmiştir. Kloritin F-350 ve F-550 piklerinde ise simektitin yapıdan ayrılması ile düşüşler belirlenmiştir. Klorit F-550'de 13.56 Å pik değerinde görülmektedir (Şekil 3.15a).



Şekil 3.15. Kazantaş civarında marl/kiltaşlarında yer alan örneklerdeki a) K/S'ce ve b) simektit ve I/S'ce zengin örneklerin yönlü X-ışınları difraktogramları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogilit; Kao, kaolen; Kl, klorit; K/S, klorit/simektit; Sme, simektit)

İllit XRD incelemelerinde 10 \AA (001), 5.0 \AA (002) ve 3.33 \AA (003) pikleri ile tanımlanmıştır (Şekil 3.13a). Tanımlamalarda illitin (003) piki kuvarsın 3.34 \AA 'daki piki ile çakışmaktadır ve bu yüzden kullanışlı değildir. İllitlerin pik değerinde EG, F-350 ve F-550'de herhangi bir değişim olmaz (Fanning vd. 1989). İncelenen örneklerde illit pikleri sırasıyla 10.01 - 5.00 - 3.35 \AA civarında görülmüştür (Şekil 3.13a ve 3.15a). İllitin politipinin belirlenmesi amacıyla yönsüz kil fraksiyonlarından (toz) çekilen X-ışını difraktogramlarından yararlanılmıştır (Şekil 3.14a). İllitte bir tabakalı monoklinik düzensiz politip ($1M$) ve iki tabakalı monoklinik politip ($2M_1$) yaygın olarak görülmektedir. $1M$ (tv) politipinden $2M_1$ politipine doğru sıcaklığın arttığı ifade edilmektedir (Yoder ve Eugster, 1955; Velde, 1965). İncelenen örneklerde saptanan illitin politiplerinin belirlenmesi ise Bailey (1980)'e göre yapılmıştır. İllitin politipleri 16 - 36° 2θ aralığında tanımlanmaktadır

(Bailey, 1988). 4.31, 4.07, 3.91, 3.72, 2.98, 2.88 Å pik değerleri ile 2M₁ politipindedir (Şekil 3.14b). Ayrıca, yönsüz difraktogramlarda illite ait d₀₆₀ yansıma değeri 1.50-1.51 Å arasında görülmüştür. İllit ve kuvarsın 1.50 Å pikleri karışabilir ancak kuvarsın 1.82 Å pik değerinin görülmesi ile ayırım yapılabilir (Moore ve Reynolds, 1997).

İncelenen örneklerde en yaygın görülen karışık tabakalı kil minerali illit/simektittir. EG’de (001)/(002) ya da (002)/(003) pik değerleri kullanılarak % illit miktarı ve düzenli ya da düzensizlik durumu belirlenmiştir (Moore ve Reynolds, 1997). İllit/simektitlerde düzenlenme tipi tabaka bileşenlerinin yüzdesine bağlıdır ve %60’tan daha az illit içerenler düzensiz (R=0) karışık tabakalı, %60-85 illit içeriği R=1 düzenine ve %85’ten daha fazla illit ise R=3 düzenine sahiptir (Hower, 1981). Çalışılan örneklerdeki I/S’in illit miktarının %70-90 arasında değişmekte olduğu belirlenmiştir. İllit/simektitlerin R (Reichweite) değerleri ise 1-3 arasında değişmektedir. R=1 düzenine sahip %80 illit içeren illit/simektitlerde (N)’de 10.88-4.98-3.32 Å, (EG)’de ise 12.10-5.17-3.33 Å pikleri ve fırınlanma işlemleri sonunda ise 10.12 Å pikine yıkıldığı ve saf illit bileşimi gibi görüldüğü belirlenmiştir (Şekil 3.13b).

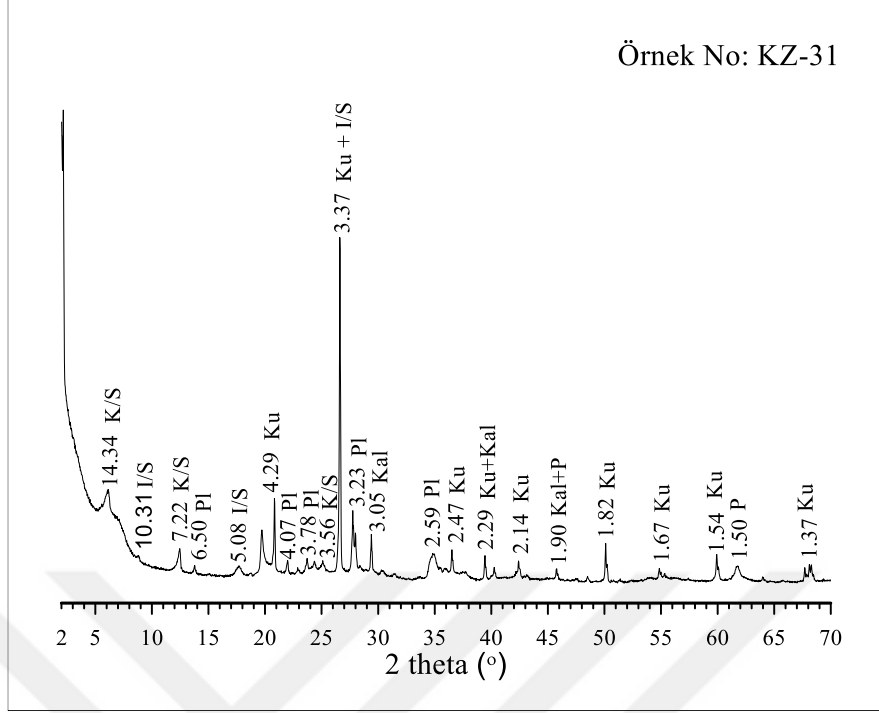
Kaolinit difraktogramda 7.2, 4.48, 3.58, 2.49, 2.33 Å’daki pikleri ile tanımlanmaktadır. Tüm kayaç X-ışını difraktogramında kaolinit bazı örneklerde saptanmış olup tipik olarak 7.4 Å pik değeri ile belirlenmiştir. Difraktogramda klorit var ise kaolen ve klorit ayırımı yapılmalıdır çünkü kloritin 7 ve 3.5 Å civarında görülen pikleri ile çakışmaktadır. Bu nedenle, kaolenin 3.58 Å pik değeri, kloritin ise 3.54 Å piki ayırında oldukça kullanışlıdır. Ayrıca, yönlü X-ışını difraktogramlarında klorit F-550’de 7 Å civarında olan pikini koruyabilir ancak kaolenin bu pik değeri yıkılır. Kaolen grubu minerallerin politipi yönsüz toz X-ışını difraktogramları yardımıyla belirlenmiştir (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997). Difraktogramda 2.34, 2.29 Å pik değerleri ile kaolinit olduğu saptanmıştır. Kaolinitin d₀₆₀ yansıma değerleri olan 1.49 Å değerinin illitin pik değeri (1.50 Å) ile çakışabileceği göz önünde bulundurulmalıdır.

İmogolit ilk kez volkanik küllere ait kil fraksiyonlarında tanımlanmıştır. Amorf fazlarının varlığı sebebiyle özelliklerinin belirlenmesinin zor olduğu ifade edilerek lifi yapıda oldukları da saptanmıştır. (Yoshinaga ve Aomine, 1962). XRD’de farklı yansıma pikleri göstermekte oldukları ve tüp şeklinde yapıya sahip olan imogolitlerin ise 20 ve 8 Å pik verdikleri belirtilmiştir (Cradwick vd., 1972). İkinci pik değerleri ise 3.30 Å ve 2.25 Å’dur. Genellikle difraktogramda 6.8-27-40°2θ’da bulunan pikler ile tanımlanmaktadır (Lee vd., 2014). Ayrıca, bazı çalışmalarda imogolitin ilk pik değerinin 12-20 Å arasında, sonraki

pik değerlerinin ise 7.7 Å ve 5.5 Å olabileceği ifade edilmiştir (Yoshinaga, 1968). İncelenen marn/kiltaşlarına ait örneklerde imogolit mineralleri kil fraksiyonundan itibaren yapılan difraktogramlarda normal çekimde 14 Å civarında gözlemlenen simektitten dolayı görülememiş ancak etilen glikol ile doyurulduğunda simektitin 16 Å civarında pik değerinde olduğu ve 14 Å'da görülen pik değerinin ise imogolit olabileceği (?) düşünülmüştür (Şekil 3.15b). F-400'de mineralin dehidratasyona başladığı ve F-500'de ise yapısının yıkıldığı belirtilmiştir (Yoshinaga ve Aomine, 1962). İncelenen örneklerde yer alan imogolitin F-350'de pik değerinin düşmeye başladığı ve F-550'de ise tamamen yıkıldığı gözlenmiştir (Şekil 3.15b). Ancak, bazı örneklerde F-550'de hala imogolite ait piklerin korunması bu örneklerde 1 saatlik fırınlama işleminden sonra yapının hala korunduğuna işaret etmektedir.

3.2.3.2. K-bentonitlerin XRD İncelemeleri

K-bentonitlerden alınan örneklerin (Şekil 3.6 ve 3.8; Kesit II ve III) tüm-kayaç ve yönlü kil fraksiyonunu ait XRD desenleri Ek Şekil 2 ve 3'te verilmiştir. Tüm kayaç mineralojisinde kil dışı mineraller ise kuvars, kalsit, plajiyoklas ve az miktarda pirit iken (Şekil 3.16), kil mineralleri illit/simektit, klorit/simektit, bazı örneklerde imogolit ve kaolinit ile temsil edilir (Şekil 3.16-17).



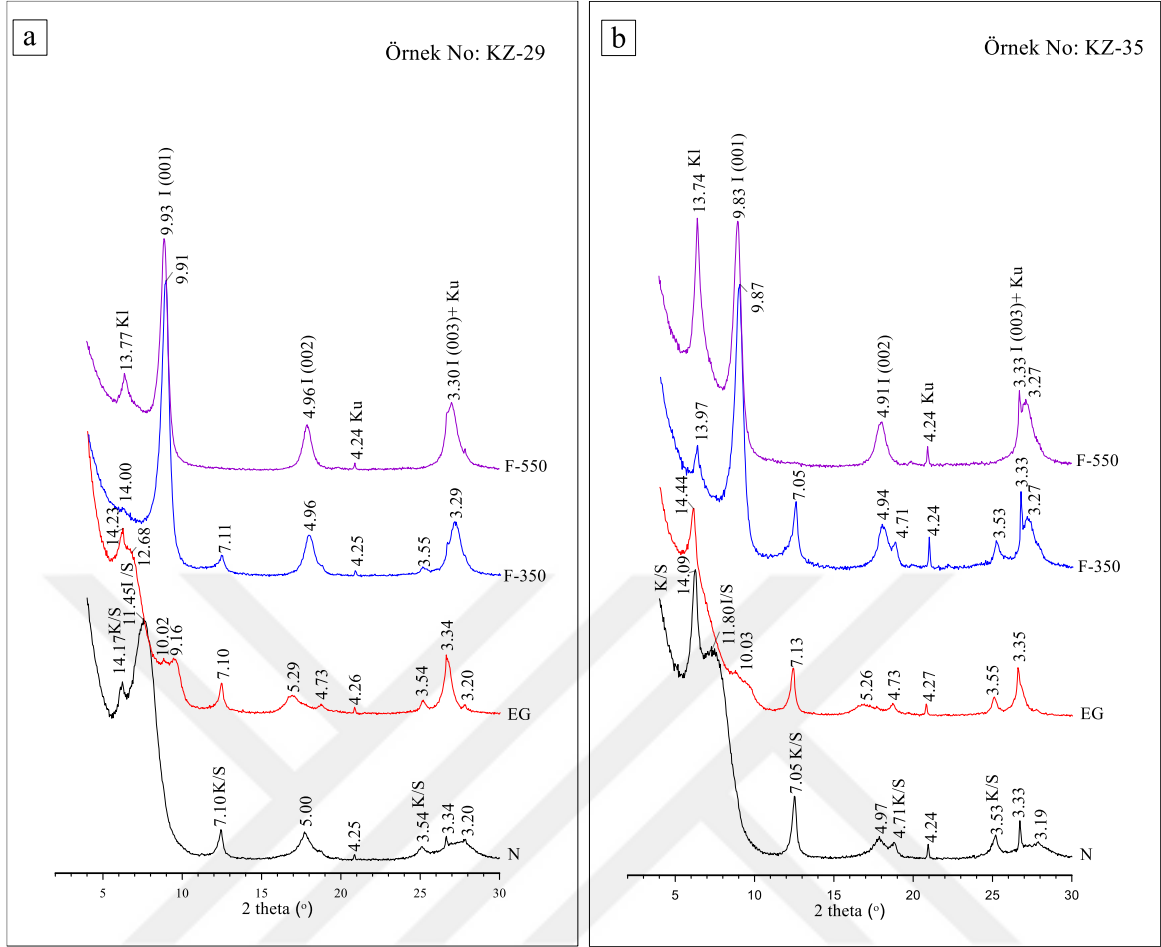
Şekil 3.16. Kazantaş civarında yer alan K-bentonitlere ait tüm-kayaç X-ışını difraktogramları (I/S, illit/simektit; Kal, kalsit; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas)

İncelenen örneklerde yaygın olarak tespit edilen I/S'in pikleri N'de 11.0-12.5 Å arasında değişen pik değerleri göstermektedir (Şekil 3.17-3.18). N'de pik değerleri 11.45-5.0-3.34 Å olarak görülen yansımalar EG'de simektitin şişmesi ile 12.68-5.29-3.34 Å pik değerleri göstermiştir (Şekil 3.17a). EG'de (001)/(002) ya da (002)/(003) pik değerleri kullanılarak %illit miktarı ve düzenli ya da düzensizlik durumu belirlenmiştir (Moore ve Reynolds, 1997). Böylece EG değerleri yardımı ile %illit miktarı ve R (Reichweite) değeri bulunmuştur. Çalışılan örneklerdeki I/S'in illit miktarının %70-90 arasında değişmekte olduğu belirlenmiştir. İllit/simektitlerin R değerleri ise 1-3 arasında değişmektedir. R=1 düzenine sahip %70 illit içeren illit/simektitlerde N'de 11.45, 5.00-3.34 Å, EG'de ise 12.68-5.29-3.34 Å pikleri ve fırınlanma işlemleri sonunda ise 9.93 Å pikine yıkıldığı ve saf illit bileşimi gibi görüldüğü belirlenmiştir (Şekil 3.17a). R=3 düzenlenmesi ve %90 illit içeriğine sahip illit/simektitler ise N'de 11.20-4.98-3.27 Å ve EG'de ise 12.58-5.14-3.32 Å'da pik verdikleri ve fırınlanmanın ardından simektit tabakalarının yıkılarak saf illit gibi davrandığı saptanmıştır (Şekil 3.18b).

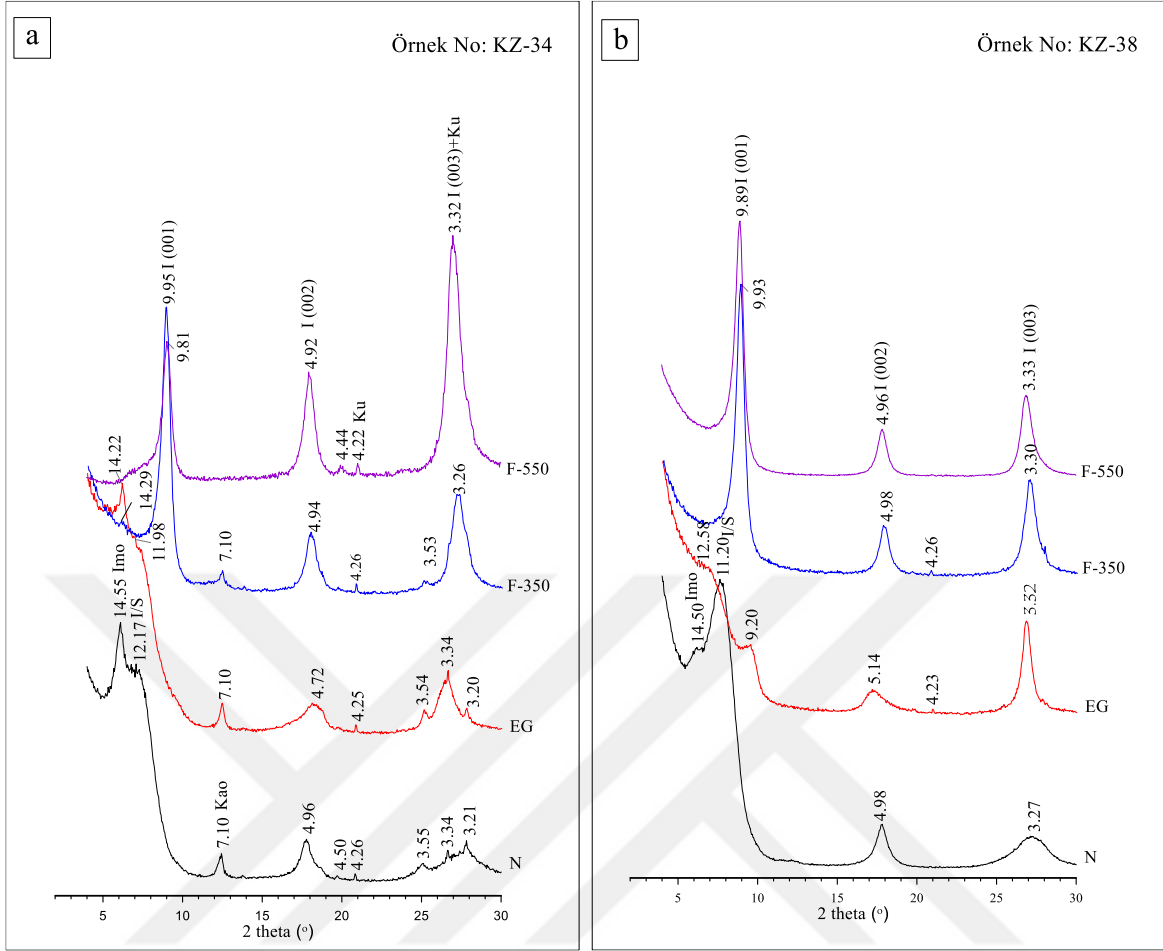
I/S'lerin %illit miktarı %70-90 arasında değişmekte olup illitlerin politipi sınıflandırma tablosu kullanılarak belirlenmiştir (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997).

1M (*tv*) politipi 4.35, 4.12, 3.60, 3.07 Å pik değerleri ile saptanmıştır (Şekil 3.19). Örneklerin bazılarında ise 2M₁ politipi görülmektedir. Mineralin d₀₆₀ değerleri ile oktahedik bileşimleri hakkında yorum yapılabilen olup illitin dioktahedral olduğu bilinmektedir. K-bentonitlerde yönsüz difraktogramlardaki illite ait d₀₆₀ yansıma değeri 1.50-1.51 Å arasında görülmektedir. İllit ve kuvarsın 1.50 Å pikleri karışabilir ancak kuvarsın 1.82 Å pik değerinin görülmesi ile ayırım yapılabilir (Moore ve Reynolds, 1997).

İncelenen K-bentonit birimlerinde yaygın olarak karışık tabakalı klorit/simektit saptanmıştır. Yönlü XRD N-çekimlerinde klorit/simektitler 14.02 ve 14.46 Å arasındaki değerlerde bulunmaktadır (Şekil 3.17). Etilen glikol ile doyurulduğunda (EG) kloritin şişmediği ancak simektitin şiştiği bilinmektedir. Böylece EG’de ise simektit mineralinin şişmesi ve kloritin herhangi bir değişime uğramaması ile 14-15 Å arasında değişen pik değerleri belirlenmiştir (Şekil 3.17). Ayrıca R0 (düzensiz) klorit/(EG)simektit’in (002)/(002) ya da (004)/(005) pik değerleri kullanılarak %klorit değerleri belirlenmiştir (Moore ve Reynolds, 1997). İncelenen örneklerde klorit/simektitlerin %90 klorit içerdiği saptanmıştır. Bu nedenle, EG’de pik değerlerinde N’den farklı olarak çok fazla değişim gözlemlenmemiştir. Örneğin, XRD çekimlerinde N’de 14.17 Å olan pik değeri EG’de 14.23 Å pik değerine yükselmiştir (Şekil 3.17a). F-350 ve F-550’de tipik olarak simektitin 10 Å’a yıkılması gerçekleşmiştir. Klorit F-550’de 13.77 Å değerine kadar düşmüştür (Şekil 3.17).

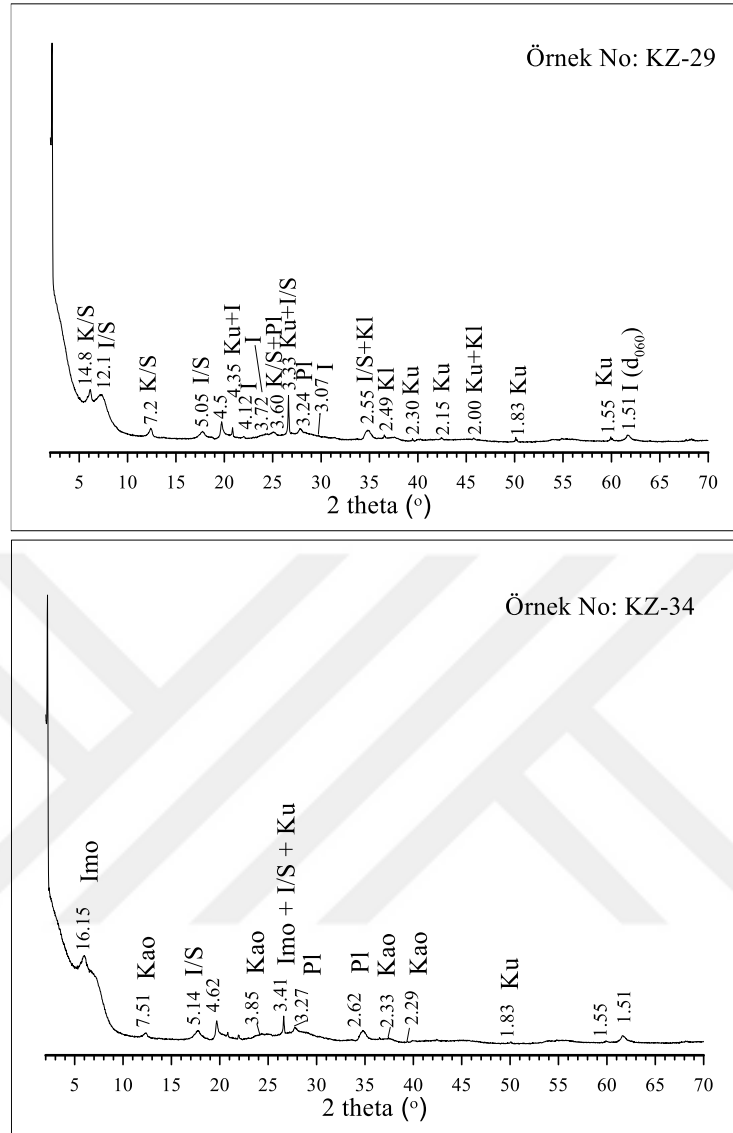


Şekil 3.17. K-bentonit seviyelerinden alınan K/S ve I/S içeren temsili örneklerin yönlü X-ışını difraktogramı desenleri (I, illit; I/S, illit/simektit; Ku, kuvars; K/S, klorit/simektit)



Şekil 3.18. Kazantaş civarında yer alan K-bentonit kil fraksiyonunun yönlü X-ışını difraktogramları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; Ku, kuvars)

Kloritin politipini belirlemek için kil fraksiyonunun yönsüz X-ışını difraktogramları kullanılmıştır (Şekil 3.19). Bailey (1980) tarafından belirlenmiş olan pik değerleri tanımlanmaya çalışılmış ve politip belirlenmiştir. K-bentonitlerde yer alan klorit/simektitlerdeki %klorit miktarı oldukça fazla (%90) olup 2.55, 2.45, 2.39, 2.00 Å pik değerleri ile tip II-b olduğu saptanmıştır. Kloritin d_{060} değeri 1.54-1.55 Å difraktogramlarda görülmektedir. Ancak, bu değer kuvarsa ait pik değeri ile çakışabileceği de göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 3.19. Kazantaş civarında gözlemlenen K-bentonitlere ait örneğin yönsüz X-ışını difraktogramı (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; Pl, plajiyoklas)

Kaolen grubu kil mineralleri XRD incelemelerinde 7.2, 4.48, 3.58, 2.49, 2.33 Å'daki pikleri ve F-550'de (001) yansımaya ait 7.2 Å pik değerinin kaybolması ile tanımlanmıştır (Şekil 3.18a). Kloritler ile kaolenlerin birbirinden ayrılması için kaolenlerin 3.58 Å, kloritlerin 3.54 Å pikleri belirleyici olmuştur (Biscaye, 1965). 7.2 Å ve 3.58 Å'daki bazal yansımalar geniş, 4.18 Å ve 3.84 Å piklerinin ise olmaması oldukça düzensiz bir kaolenit veya halloysitin bulunabileceğini ifade etmektedir (MacEwan ve Wilson, 1980; Wilson, 1987). Yapılan difraktogramlarda 7.10 Å pikinin etilen glikolden etkilenmediği ve

halloysitin bulunmadığı belirlenmiştir. Ayrıca, 7.10 Å piki F-350’de değişikliğe uğramamış ve F-550’de yıkılmıştır (Şekil 3.18a).

Kaolen grubu minerallerin politipi yönsüz toz X-ışını difraktogramları yardımıyla belirlenmiştir (Bailey, 1980; Moore ve Reynolds, 1997). Difraktogramda 2.34, 2.29 Å pik değerleri ile kaolinit olduğu saptanmıştır (Şekil 3.19b)

Volkanik külden itibaren olduğu bilinen imogolitin X-ışını difraktogramında 6.8-27-40°2θ’da bulunan pikleri ile belirlenmiştir (Lee vd., 2014). Ayrıca, bazı çalışmalarda N’de imogolitin ilk pik değerinin 12-20 Å arasında, sonraki pik değerlerinin ise 7.7 Å ve 5.5 Å olabileceği ifade edilmiştir (Yoshinaga, 1968). İlk pikinin 14-15 Å civarında diğer piklerinin ise 3.30-2.25 Å olduğu saptanmıştır (Şekil 3.18). N’de ilk yansıması 14.55 Å pik değerinde görülen imogolitin diğer piki olan 3.30 Å piki kuvars ve I/S’in pik değerleri ile çakışmaktadır. F-350’ de ise imogolitin dehidrasyona uğramaya başladığı ve F-550’de yıkıldığı saptanmıştır (Şekil 3.18). Ancak bazı örneklerde fırınlanma işleminin ardından görülen imogolitin 1 saat süre ile ısıtılmasından dolayı yani yeteri süre boyunca fırınlanma işleminin gerçekleştirilememesi olarak düşünülmektedir. Ayrıca kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında gözlemlenen iki adet K-bentonit seviyesinde (KZ-23 ve KZ-25) imogolit tespit edilmiştir.

Kil minerallerinin kristalinitelerini hesaplamak amacıyla kristalinitesi saptanacak mineral özelinde XRD analizlerine dayalı olarak pek çok araştırmacı tarafından farklı yöntem/eshitlikler önerilmiştir (Kübler, 1968; Biscaye, 1965; Holtzapffel, 1985; Brauckmann ve Füchtbauer, 1983). İllitlerin kristalinite özellikleri Kübler kristalinite indeksine göre tanımlanmıştır. Etilen glikolle doyurulmuş yönlü X-ışınları difraktogramlarında illit (001) pikinin yarı yüksekliğinin genişliği $\Delta^{\circ}2\theta$ cinsinden ölçülmüştür (Kübler, 1968). Benzer şekilde kloritlerin kristalinite özellikleri (001) ve (002) piklerinin yarı yüksekliğinin $\Delta^{\circ}2\theta$ cinsinden genişliği olarak belirlenmiştir. Kaolenitlerin kristalinite özelliklerini belirlemek amacı ile yönelmiş örneklerde kaolenitin (001) yansımasının yarı yüksekliğinin genişliği $\Delta^{\circ}2\theta$ cinsinden ölçülmüştür (Brauckmann ve Füchtbauer, 1983).

İllitlerin kristalinite özellikleri Kübler (1968)’e göre tanımlanmıştır. Kübler indeksi (KI), illitin 001 yansımasına ait pikin yarı yüksekliğinin genişliği olarak bulunur. Kübler indeksi, illitin 5 Å ve 10 Å’daki pik şiddetlerinin oranı (I_{002}/I_{001}), normal ve etilen glikolle doyurulmuş çekimlerdeki pik şiddet oranları ($I_r = (I_{003}/I_{001})_N / (I_{003}/I_{001})_{EG}$) (Srodon, 1984) ve oktahedrik bileşimleri (d_{060} yansıması) gösterilmiştir (Tablo 3.1).

Tablo 3.1. Şenköy Formasyonu'ndaki marn/kiltaş ve K-bentonit seviyelerindeki illit, I/S ve kloritlerin indeks, pik şiddeti değerleri

	Örnek No	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)	AI (001)	AI (002)	I_{002}/I_{001}	Ir	d_{060} (Å)
Kireçtaşı-kiltaş-kumtaşı	KZ-1	0.75	0.3	0.4	0.2	1.3	1.509
	KZ-9	-	0.5	0.4	-	-	1.504
	KZ-12	0.52	0.4	0.45	0.3	1.8	1.508
	KZ-14	1.1	0.45	0.6	0.1	1.5	-
	KZ-17	0.75	0.5	0.6	0.4	1.2	1.513
	KZ-18	0.7	0.35	0.5	0.3	0.9	-
	KZ-20	-	0.4	0.5	-	-	-
	KZ-27	1.7	-	-	0.2	2.9	-
K-bentonit	KZ-23	1.6	-	-	0.2	6.5	1.516
	KZ-28	1.3	0.4	0.45	0.2	6.7	1.513
	KZ-29	1.6	0.5	0.4	0.2	7.9	1.513
	KZ-31	1.3	0.4	0.2	0.1	7.9	1.506
	KZ-32	0.7	-	-	0.2	4.2	1.504
	KZ-33	0.9	0.6	0.7	0.2	2.5	1.515
	KZ-34	0.8	-	-	0.2	2.1	1.515
	KZ-35	0.8	0.4	0.3	0.2	4.6	1.504
	KZ-37	1	-	-	0.2	3.7	1.516
	KZ-38	1.5	-	-	0.2	9.7	1.516
	KZ-39	-	0.6	0.5	-	-	1.515
	KZ-40	0.8	-	-	0.2	1.6	1.513

KI; Kübler indeksi, AI; Arkai indeksi, Ir; N ve EG difraktogramlarındaki pik şiddet oranları ($I_r = (I_{003}/I_{001})_N / (I_{003}/I_{001})_{EG}$) (Srodon, 1984)

Kloritlerin kristalinite özellikleri Árkai (1991)'e göre tanımlanmıştır. Árkai indeksi (AI), kloritin 001 veya 002 yansımasına ait pikin genişliğidir. 14 Å pikinin genişliği ölçülerek kireçtaşı-kiltaş-kumtaşı aralanmasında yer alan klorit ile %90 ve daha fazla klorit içeriğine sahip K/S'nin Arkai indeks değeri (AI (001)) 0.3-0.5 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında bulunmuştur. K-bentonitlerde ise 0.4-0.6 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında ve 7 Å pikinin genişliği ile bulunan AI (002) değeri ise marn/kiltaşlarında 0.4-0.6 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında, K-bentonitlerde 0.2-0.7 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında değişmektedir (Tablo 3.1).

X-ışınları difraktogramları pek çok araştırmacı tarafından kullanılarak kayaçların yarı nicel mineralojik bollukları hesaplanmış ve farklı eşitlikler öne sürülmüştür (Müller, 1967; Smith vd., 1987; Moore ve Reynolds, 1997; Środoń vd., 2001). İnceleme alanındaki tip kesitlerden derlenen örneklerin tüm-kayaç (toz) ve kil fraksiyonları (yönlendirilmiş) X-ışınları difraktogramları kullanılarak düşey yönde tüm-kayaç kil, pirojenik mineralleri ve minerallerin bolluk miktarları (%) belirlenmiştir (Tablo 3.2-3.3). Hesaplamalarda kullanılan formül aşağıdaki gibidir (3.1).

$$\% a = (X_a \times \mu_a) / (X_a \times \mu_a + X_b \times \mu_b + X_c \times \mu_c) \quad (3.1)$$

Formülde (3.1) a kayaçta yer alan “a” mineralinin yüzdesini; X, mineralin difraktogramdaki yansımasının cm cinsinden yüksekliğini; μ ise mineralin adsorbsiyon katsayısını ifade etmektedir (J.C.P.D.S., 1990). Bu formül ile hesaplanacak mineral yüzdelерinde dikkat edilmesi gereken en önemli nokta elde edilecek sayısal değerlerin minerallerin kayaç veya kil fraksiyonu içerisindeki kesin % miktarlarını vermekten daha çok birbirlerine göreceli oranını ifade etmektedir. Kayaç içerisinde yer alan minerallerin tamamının X-ışını difraktogramlarında belirlenebilmesi oldukça zordur. Bu sebeple hesaplanan sayısal değerlerde bazı durumlarda %10’a varan hata payı bulunabilir.

Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ar dalanmasında yer alan marn/kiltaşlarında kil mineralleri başlıca illit, klorit ve klorit/simektit ile illit/simektitten oluşmaktadır (Tablo 3.2-3.3). Diğer mineraller ise kuvars, plajiyoklas, pirit ve kalsit olarak belirlenmiştir. K-bentonitlerde ise kil mineralleri olarak illit/simektit ve klorit/simektit görülmektedir. Diğer mineraller ise başlıca kuvars olmak üzere plajiyoklas, pirit ve kalsitten oluşmaktadır (Tablo 3.2-3.3).

Tablo 3.2. İncelenen örneklerin tüm kayaç X-ışını difraktogramlarından (Ek Şekil 1-3) elde edilen mineral bollukları (%). I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; K/S, klorit/simektit; Plj, plajiyoklas; Sme, simektit

		Klorit	İllit	I/S	K/S	Sme	Imo	Kao	Kuvars	Plj	Pirit	Kalsit
MARN/KİLTAŞI	KZ-1A	16	29	-	-	-	-	-	31	6	1	16
	KZ-1B	19	27	-	-	-	-	-	29	7	3	15
	KZ-3	18	25	-	-	-	-	-	26	8	3	19
	KZ-4	19	26	-	-	-	-	-	25	6	3	21
	KZ-5	18	24	-	-	-	-	-	25	7	2	23
	KZ-6	13	26	-	-	-	-	-	30	7	3	21
	KZ-7	16	17	-	-	-	-	-	17	22	2	26
	KZ-8	43	11	-	-	-	-	-	9	30	2	5
	KZ-9	-	9	-	50	-	-	-	5	33	2	2
	KZ-11	23	28	-	-	-	-	-	28	13	2	5
	KZ-12	26	27	-	-	-	-	-	24	7	2	15
	KZ-13	30	29	-	-	-	-	-	21	7	3	10
	KZ-14	21	29	-	-	-	-	-	29	5	2	14
	KZ-15	28	30	-	-	-	-	-	23	9	2	8
	KZ-16	-	8	-	-	54	-	-	4	28	3	3
	KZ-17	31	-	23	-	-	-	-	26	13	2	4
	KZ-18A	-	31	-	24	-	-	-	28	5	2	10
	KZ-18B	-	27	-	22	-	-	-	23	8	4	17
KZ-20	46	-	15	-	-	-	-	5	27	2	5	
KZ-22	-	15	-	-	46	-	-	9	23	3	4	
KZ-27	-	-	18	-	30	-	6	8	21	2	14	
K-BENTONİT	KZ-23	-	-	24	-	-	32	-	9	24	2	8
	KZ-25	-	-	26	-	-	40	-	12	8	2	12
	KZ-28	-	-	37	29	-	-	-	22	12	1	-
	KZ-29	-	-	33	22	-	-	-	29	11	1	4
	KZ-31	-	-	26	26	-	-	-	31	11	2	4
	KZ-32	-	-	26	-	-	35	3	20	12	2	2
	KZ-33	-	-	31	35	-	-	-	20	8	1	4
	KZ-34	-	-	24	-	-	31	7	10	23	1	5
	KZ-35	-	-	29	24	-	-	-	30	10	2	5
	KZ-37	-	-	28	-	-	39	6	19	4	2	3
	KZ-38	-	-	24	-	-	36	6	11	19	0	4
	KZ-39	-	-	27	30	-	-	-	20	16	2	5
	KZ-40	-	-	26	-	-	38	6	20	8	2	-

Tablo 3.3. İncelenen örneklerin kil fraksiyonlarından itibaren X-ışını difraktogramlarından (Ek Şekil 1,2,3) elde edilen mineral bollukları (%). I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kao, kaolen; K/S, klorit/simektit; Plj, plajiyoklas; Sme, simektit

		Klorit	İllit	I/S	K/S	Sme	Imo	Kao	Kuvars	Plj
MARN/KİLTAŞI	KZ-1	60	35	-	-	-	-	-	5	-
	KZ-9*	0	4	-	94	-	-	-	0	3
	KZ-12	64	33	-	-	-	-	-	3	-
	KZ-14*	62	35	-	-	-	-	-	3	-
	KZ-17*	74	-	22	-	-	-	-	4	-
	KZ-18	-	38	-	57	-	-	-	5	-
	KZ-20	84	-	16	-	-	-	-	-	-
	KZ-27	-	-	45	-	55	-	-	-	-
K-BENTONİT	KZ-23	-	-	50	-	-	48	2	-	-
	KZ-28	-	-	54	46	-	-	-	-	-
	KZ-29	-	-	51	48	-	-	-	2	-
	KZ-31	-	-	47	52	-	-	-	2	-
	KZ-32	-	-	38	-	-	55	4	3	-
	KZ-33	-	-	41	55	-	-	-	4	-
	KZ-34	-	-	41	-	-	53	4	2	-
	KZ-35	-	-	35	62	-	-	-	2	-
	KZ-37	-	-	44	-	-	49	2	5	-
	KZ-38	-	-	53	-	-	47	-	-	-
	KZ-39*	-	-	38	58	-	-	-	4	-
	KZ-40	-	-	37	-	-	55	3	5	-

*, EG veya F-350 çekimlerinde imogolite rastlanmıştır.

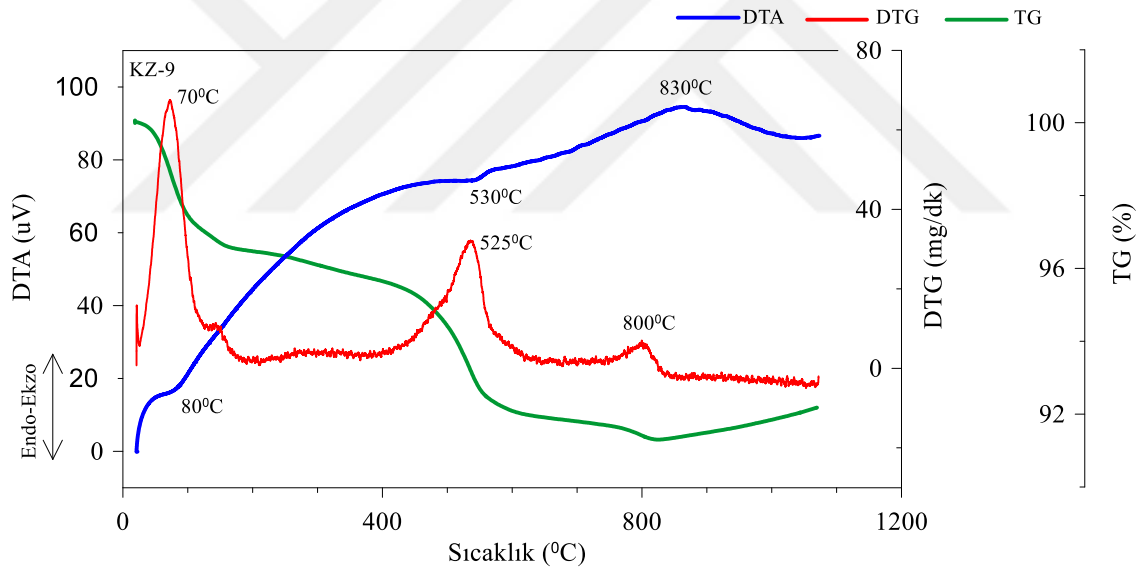
3.2.4. Diferansiyel Termal Analiz (DTA) ve Termogravimetrik Analiz (TG)

Diferansiyel termal analiz (DTA) kil minerallerinin tanımlanmasında kullanılmaktadır. DTA'da örnek ve referans madde arasındaki enerji değişimi 0-1000°C arasında ısıtılarak belirlenir. DTA diyagramlarında aşağıya doğru olan pikler endotermik, yukarıya doğru olan pikler ise ekzotermik pik olarak ifade edilmektedir (Mackenzie, 1970). Termogravimetre (TG) ile ısıtılan ya da soğutulan örneğin ağırlığında sürekli olarak meydana gelen değişim ölçülerek grafiği yapılmaktadır (Paterson ve Swaffield, 1987; Yıldız vd., 1997). Termogravimetrenin türevi olarak ise DTG eğrileri elde edilmektedir. DTG eğrileri yardımıyla ağırlık kaybının en fazla (maksimum) hangi sıcaklıkta olduğu gözlemlenmektedir.

Kil minerallerinin ısısal davranışlarını ve kütle değişimlerini belirlemek amacıyla 10 kil fraksiyonu örneğinin ($\leq 2\mu\text{m}$) adet örnekte DTA-TG analizleri yapılmıştır (Şekil 3.20 ve

Ek Şekil 4). Kilin ısıtılması ile su OH^- ve H_2O molekülleri şeklinde kaybolmaktadır. OH^- iyonları kristal kafes suyu olarak bilinmekte olup mineralden ayrılması dehidroksilasyon olarak tanımlanmaktadır. H_2O molekülleri ise adsorbe su ve hidratasyon suyu olarak bilinmekte ve bu molekülün ayrılması ise dehidratasyon olarak ifade edilmektedir.

İncelenen kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan ve marn/kiltaşlarında elde edilen kil fraksiyonu ($\leq 2\mu\text{m}$) örneklerinde DTA'da gözlenen endotermik pikler 80°C ve 530°C ve ekzotermik pik değeri ise 830°C 'de görülmüştür (Şekil 3.20). DTG eğrisinde gözlenen ağırlık kaybındaki sıcaklıklar 70°C , 525°C ve 800°C 'de gözlemlenmiştir. DTG eğrisinde görülen sıcaklık değerleri TG eğrisindeki kütle kaybına karşılık gelmektedir. TG eğrisinde ilk olarak 20°C ve 160°C arasında gerçekleşen kütle kaybı DTA'da ki ilk endotermik pike karşılık gelmektedir. İkinci olarak ise 420°C ve 620°C arasında gerçekleşen kütle kaybı ise DTA eğrisinde ikinci endotermik pike karşılık gelmektedir.



Şekil 3.20. Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşlarından (bkz., Kesit I, Şekil 3.4) elde edilen kil fraksiyonunun ($\leq 2\mu\text{m}$) temsili DTA-TG ve DTG diyagramı (Örnek No, KZ-9)

İlittin DTA'da gösterdiği tipik pikler; $100-200^\circ\text{C}$ arasında orta boyutlu düşük sıcaklık endotermik piki (adsorbe su kaybı), 550°C 'de orta boyutlu endotermik pik (dehidroksilasyon) ve 900°C 'de S şeklinde görülen ekzotermik-endotermik pik ile ifade edilmektedir (Mackenzie, 1970). İncelenen örneklerde genellikle yüksek sıcaklıklarda S şekilli pikler görülmektedir.

Simektitlerin DTA'da göstermiş olduğu tipik pik değerleri; 120-130 °C arasında büyük endotermik pik, 700°C'de küçük boyutlu endotermik pik ve 850-950°C arasında ise ekzotermik-endotermik pike sahiptir (Mackenzie, 1970). Bazen kimyasal bileşime bağlı olarak 1000°C'de pik görülebilir (Bradley ve Grim, 1951). Simektitte oktahedral süstitüsyonun fazla oluşu düşük hidroksil sıcaklığına denk gelebilir, demirin yüksek oktahedral süstitüsyonu 600°C'den 544°C'ye düşebilir (Mukasa-Tebandeke vd., 2015). Karışık tabakalı I/S'lerde illit baskın ise 500°C'de endotermik pik, simektit baskın ise 700°C'de endotermik pik değeri görülmektedir (Smykatz-Kloss, 1974). İncelenen kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında yer alan örneklerde I/S'de DTA'daki 530°C'de görülen ikinci endotermik pikin %80-90 oranında illit içeriğinden kaynaklandığı ifade edilebilmektedir.

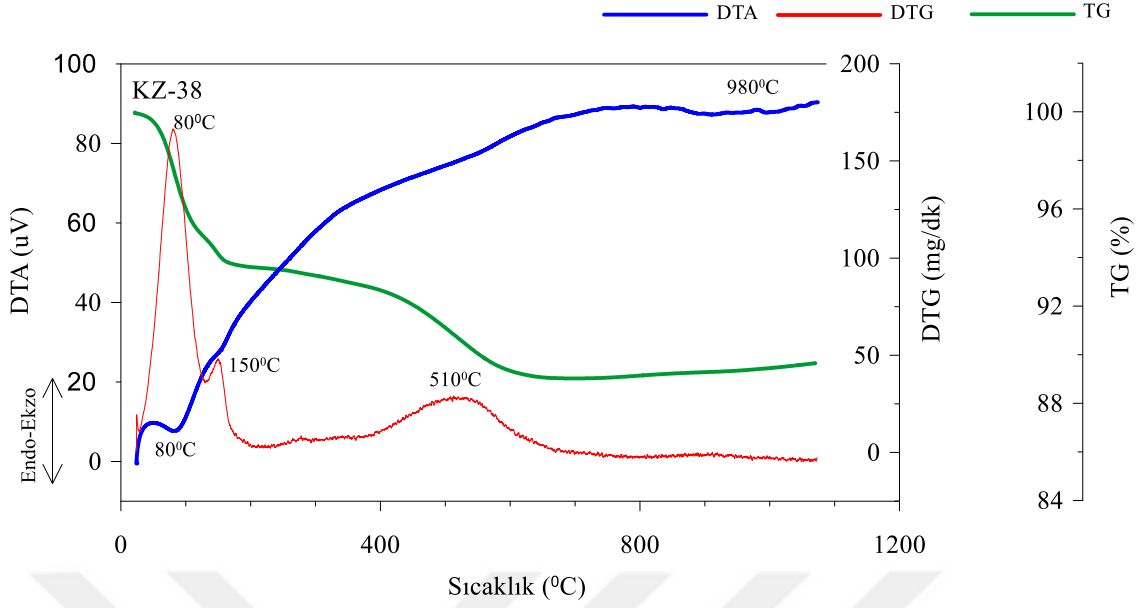
Kloritin ise DTA'da gösterdiği 500-600°C arasındaki endotermik pik dehidroksilasyona ait olup 800-900°C'de ise ekzotermik-endotermik piki (rekristalizasyon) ile ifade edilmektedir. Ancak tri-dioktahedral bileşim nedeniyle pik sıcaklıklarında değişimler görülebilmektedir (Mackenzie, 1970). TG'de ise gerçekleşen dehidroksilasyonu görmek mümkündür. İncelenen örneklerde yaklaşık olarak %90 klorit içeriğine sahip klorit/simektitlerde TG'de 420°C ve 620°C arasında gerçekleşen kütle kaybı ile DTA eğrisinde ikinci endotermik pike karşılık gelerek dehidroksilasyon görülmekte olup su kaybı net bir şekilde anlaşılmaktadır (Şekil 3.20). Ayrıca simektit içeriğinden dolayı bazı örneklerde DTG'de görülen büyük boyutlu düşük sıcaklıktaki endotermik pik ile absorbe suyun atılmasının gerçekleştiği ifade edilebilir. Karışık tabakalı K/S'lerde simektit oranının artması ile sıcaklık değerlerinde artış meydana gelir ancak kloritin dehidroksilasyonu ve kristalizasyonunun sıcaklığında klorit yüzdesine bağlı bir değişim yoktur (Plevova vd., 2020). İncelenen örneklerdeki klorit içeriği %90, simektit içeriği ise %10 olduğundan sıcaklık değerlerinde herhangi bir artış gözlenmemiştir. Çünkü simektit yüzdesi fazla değildir.

Kaolinitin DTA'da 500-700°C'de endotermik pike (dehidroksilasyon) ve 900-1000°C'de ise ekzotermik pike sahiptir (Mackenzie, 1970). Kaolinitte tabaka arası su kaybı 210-230°C'de gerçekleşebilir (Mukasa-Tebandeke vd., 2015). Kaolinit ve klorit DTA pikleri birbirine benzer olup kaolinite kıyasla kloritin dehidroksilasyonu yüksek sıcaklık aralığında, kristalizasyonu ise kaolinite göre daha düşük sıcaklıkta gerçekleşmektedir (Plevova vd., 2020). Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında bulunan örneklerin sadece bir tanesinde

(KZ-17) kaolinitin bulunduğu düşünülmektedir. Ancak kaolinit ve klorit pikleri birbirine benzer olduğu için ayırım yapılmamıştır.

İmogolit DTA'da 100-200°C ve 400-500°C (dehidroksilasyon) endotermik piki ile yaklaşık olarak 1000°C'deki ekzotermik piki ile tanımlanmaktadır (Çelik Karakaya, 2006). Yapılan DTA-TG analizlerinde DTA'da örneklerin göstereceği pik şiddetleri tam olarak gözlenememiştir. Sebep olarak ise örneklerde yer alan kil minerallerinin pik değerlerinin birbirine yakın olması söylenebilir. Örneğin klorite ait pik değeri belirgin bir şekilde gözlenemez çünkü ona yakın olan I/S piki bulunabilir. TG'de ise örneklerin ağırlığındaki değişimler görülmüş olup 500°C civarında tabaka arasındaki suyun atıldığı ifade edilebilir. Ayrıca, genellikle örneklerin ağırlığı %8 oranında azalmıştır. Düşük sıcaklıklarda (80°C) yüksek şiddetli endotermik pik adsorbe suyun atılması sonucunda görülmektedir. 500°C'de gerçekleşen dehidroksilasyon ile DTG'de orta şiddetli endotermik pik gözlenmektedir.

İncelenen K-bentonit örneklerinden elde edilen kil fraksiyonunun ($\leq 2\mu\text{m}$) ise DTA'da gözlenen endotermik pik 80°C'de, ekzotermik pik değeri ise 980°C'de görülmüştür (Şekil 3.21). DTG eğrisinde gözlenen ağırlık kaybındaki pik sıcaklıkları 80°C 150°C ve 510°C'de gözlenmiştir. DTG eğrisinde görülen sıcaklık değerleri TG eğrisindeki kütle kaybına karşılık gelmekte olup %11 kütle kaybı gerçekleşmiştir. TG eğrisinde ilk olarak 20°C ve 180°C arasında gerçekleşen kütle kaybı DTA'da ki ilk endotermik pik olup illitin düşük sıcaklıktaki pik değerinin özelliğini taşımakta ve adsorbe suyun kaybına karşılık gelmektedir. Ancak imogolite ait pik değeri olabileceği de düşünülmektedir. Çünkü kil minerallerinin pik değerleri birbirine yakın olduğundan dolayı çakışabilmektedir. DTA eğrisinde 980°C'de görülen ekzotermik pikin imogolitten kaynaklandığı ifade edilebilir. Ayrıca, incelenen K-bentonit örneklerinden sadece birinde (KZ-23, Ek Şekil 4) kaolinitin olabileceği düşünülmüş, ancak klorit ve kaolinitin DTA-TG özelliklerinin benzer çakışabilmesinden dolayı ayırım yapılamamıştır.



Şekil 3.21. Kazantaş civarında bulunan K-bentonit örneğinden (bkz., Kesit III, Şekil 3.8) elde edilen kil fraksiyonunun ($\leq 2\mu\text{m}$) temsili DTA-TG ve DTG diyagramı (Örnek No, KZ-38).

3.2.5. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM-EDX) Analizleri

Şenköy Formasyonu içerisinde yer alan K-bentonit seviyeleri ve kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı aralanmasından alınan marn/kiltaşı örnekleri üzerinde SEM-EDX analizleri gerçekleştirilmiştir. SEM analizleri ile minerallerin morfolojik özellikleri ve birbiri ile olan dokusal ilişkileri saptanmıştır.

3.2.5.1. Marn/kiltaşlarının SEM-EDX Analizleri

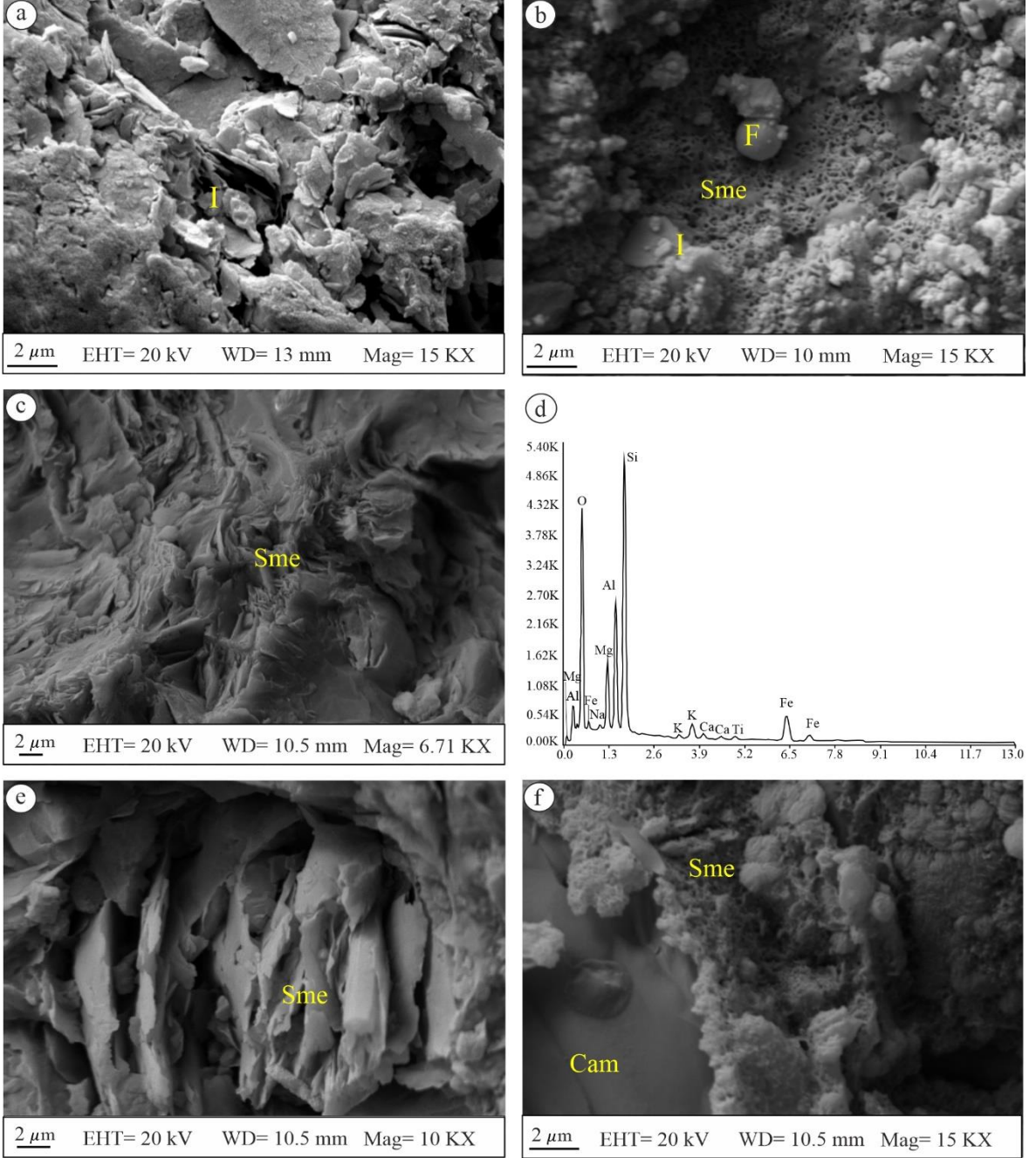
Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı aralanmasından alınan örnekler genellikle marn/kiltaşı bileşimindedir. Taramalı elektron mikroskopisi (SEM) incelemeleri ve enerji dağılımlı X-ışınları spektrometresi (EDX) analizlerinde örneklerde yönlenme gözlenmiş, ancak örnekler arasında mineralojik farklılık belirlenmemiştir. SEM-EDX analizlerinde kil mineralleri illit, illit/simektit, simektit ve klorit ve kil dışı mineraller ise plajiyoklas ve kalsit olarak belirlenmiştir (Şekil 3.22).

Örneklerde ana kil minerali illit ile temsil edilmektedir. İllitler yapraksı görümlü olup dalgalı morfoloji sunarlar ve anhedraldirler (Şekil 3.22a). Bazı durumlarda matriks

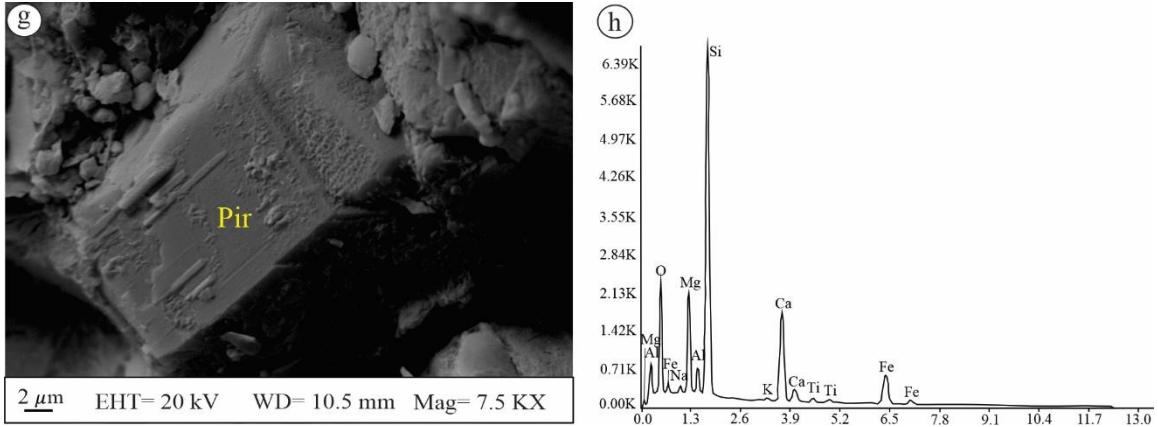
içerisinde simektit ve küremsi şekilli fosil yapıları (muhtemelen foraminifer) ile birlikte bulunurlar (Şekil 3.22 b).

Simektitler incelenen örneklerde karakteristik olarak hekzagonal paketlenme ve dalgalı şekilli yapraksı bir morfoloji sunarlar. Simektitlerde belirlenen bu zayıf bağlanmış agregalar Keller (1978) tarafından mısır gevreği (corn-flake) dokusu olarak ifade edilmektedir. Bu durumda açık yapılar, kenar kenara ve kenar yüzeye kontakları ile tutturulmuş olan yapraksı simektit parçacıklarından oluşmaktadır. Örneklerde simektitler iki oluşum halinde gözükürler. İlki mineraller arasındaki boşluklarda gelişmiş ve yapraksı morfoloji göstermektedir. (Şekil 3.22c-e). Yer yer kayadaki yönlenmeye uygun olarak birbirine paralel yapraklar halinde yerleşirler ve uzamış, kenarları kıvrımlı yapraklar sergilerler (Şekil 3.22e). İkincisi cam parçalarının üzerinde gelişen simektit oluşumlarıdır (Şekil 3.22 f). Bu ikincisi daha küçük tane boyutuna sahip olup, bal peteği dokusu gösterir ve yer yer detritik illit taneleri içerir. EDX analizleri her iki simektit bileşiminde de benzer kimyasal bileşim göstermiş olup, Mg-ca zengin simektit bileşimine (saponit?) işaret etmektedir (Şekil 3.22d).

Örnekler içerisinde volkanik cam parçaları ve piroksen gibi detritik tanelerin varlığı kaynakta volkanik kökenli malzeme katkısına işaret etmektedir (Şekil 3.22f, g-h).



Şekil 3.22. Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerindeki (Kesit I) kil mineralleri ile pirojenik bileşenler ve bunların alterasyonu, a) Dalgalı morfolojiye sahip illitler (Örnek no, KZ-1), b) simektit ile birlikte küremsi şekilde fosil yapıları, c) yapraksı morfolojiye sahip simektit (KZ-16), d) simektitin edx analizi (Örnek no, KZ-16), e) yapraksı morfoloji gösteren simektitler (Örnek no, KZ-16), f) cam parçası üzerinde gelişen simektitler (Örnek no, KZ-16) (F, fosil yapısı; I, illit; Sme, simektit; Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 3.4).



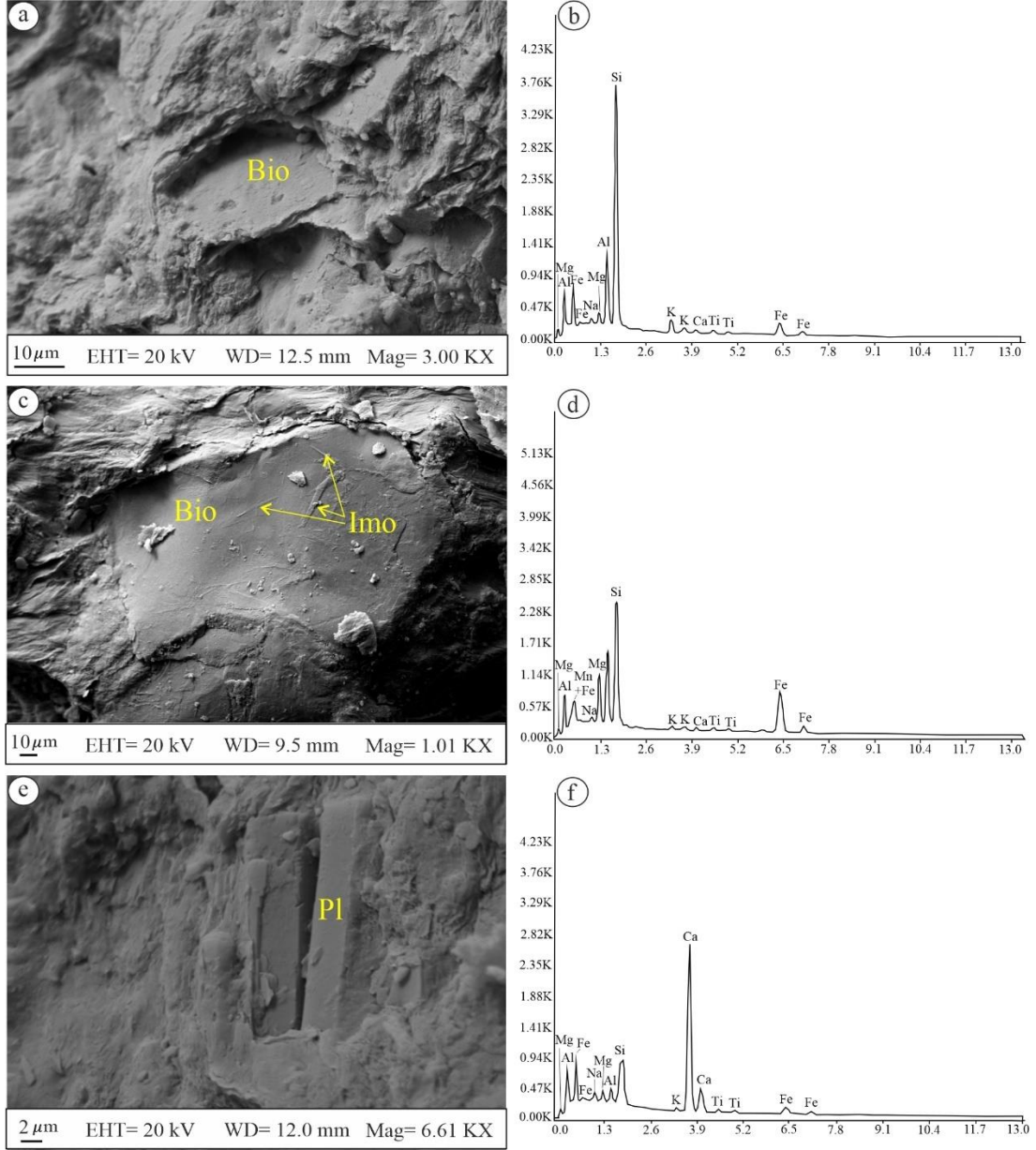
Şekil 3.22'nin devamı Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı araldanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerindeki (Kesit I) pirojenik bileşen, g) özşekilli piroksen (Örnek no, KZ-16), h) pioksene ait edx analizi (Pir, piroksen Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.4)

3.2.5.2. K-bentonitlerin SEM-EDX Analizleri

K-bentonitlerin XRD analiz sonuçlarına göre kil mineralleri olarak illit/simektit ve simektit, klorit/simektit ve kil dışı mineraller olarak plajiyoklas ve kalsit saptanmıştır. SEM analizlerinde ise yaygın olarak illit/simektit ve simektit tanımlanmış olup, örneklerde yaygın olarak tercihi bir yönlenme tespit edilmiştir. Pirojenik bileşenler SEM incelemelerinde biyotit ve plajiyoklas ile temsil edilmekte olup, diğer otojenik bileşenler kalsit ve imogolittir.

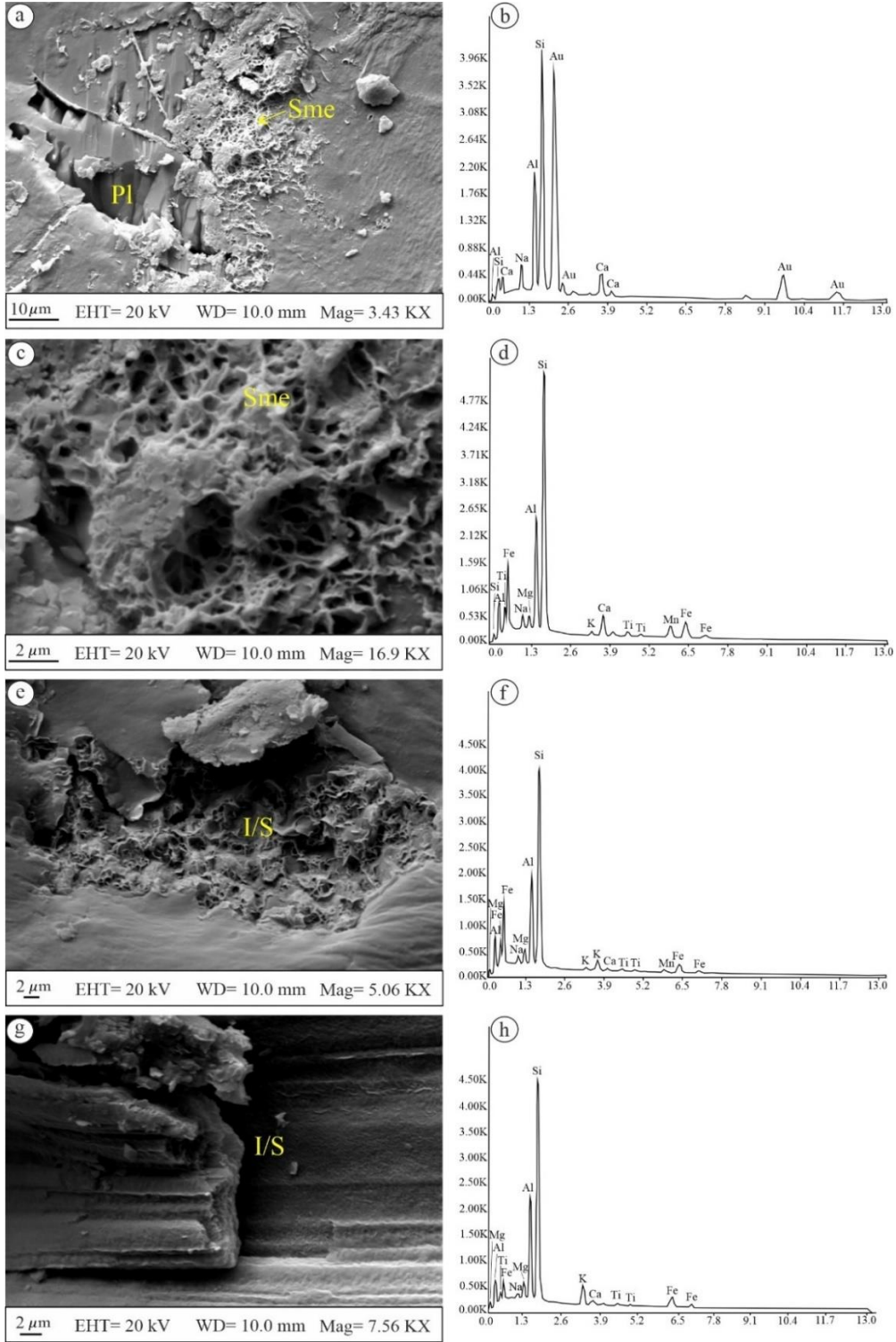
SEM incelemelerinde örneklerde pirojenik bileşen olarak biyotit ve plajiyoklas tanımlanmıştır (Şekil 3.23). Nadiren gözlemlenen biyotitler özşekilli olup matriks içerisinde yönlenmeye paralel olarak yerleşmiştir (Şekil 3.23 a-c). Yer yer tespit edilen biyotitler üzerinde allofen/imogolit (?) jel filmi tanımlanmıştır (Şekil 3.23 c-d). Plajiyoklas örneklerde yer yer kırıklı, öz, yarı özşekilli kristaller halinde tanımlanmış olup bazı plajiyoklas kristalleri tamamen karbonatlaşmıştır (Şekil 3.23e-f). Kısmen altere olmuş plajiyoklasların (Şekil 3.24a) EDX analizine göre Na-Ca'lu ortaç bileşimlidir (Şekil 3.24b).

K-bentonitler içerisinde simektit farklı oluşumlarda tespit edilmiştir. Plajiyoklastan itibaren gelişen simektitler bal peteği dokusu göstermekte olup (Şekil 3.23a, c), kimyasal olarak Fe-Mg bakımından zengindirler (Şekil 3.23d).



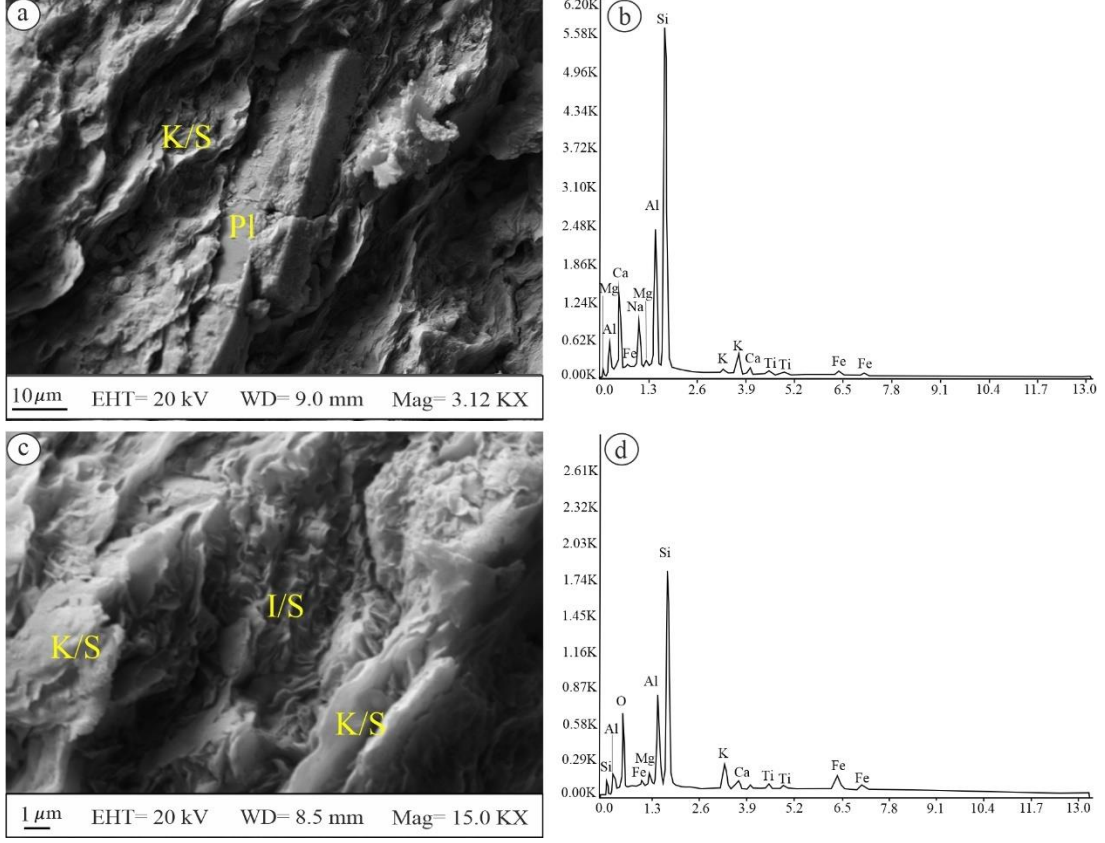
Şekil 3.23. K-bentonitler içerisinde yer alan pirojenik bileşenler ve bunların alterasyonu. a) Özşekilli biyotit (Örnek no, KZ-38) ve b) edx analizi. c) biyotit kristali ve bundan itibaren gelişen allofen/imogolit jel filmi ve d) biyotitin edx analizi (Örnek No, KZ-34), e) karbonatlaşmış özşekilli muhtemel plajiyoklas ve f) edx analizi (Örnek no, KZ-38; Bio, biyotit; Imo, imogolit; Pl, plajiyoklas; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8).

Çalışılan örneklerde illit/simektitler simektitlerin transformasyonu ile gelişmiş olup dalgalı morfoloji sunarlar ve yapraklar ucunda uzamalar görülür. Örneklerdeki kil mineralleri muhtemelen ilksel olarak volkanik cam (Şekil 3.24e) ve pomza parçalarından (Şekil 3.24g) itibaren geliştikleri gözlemlenmiştir.



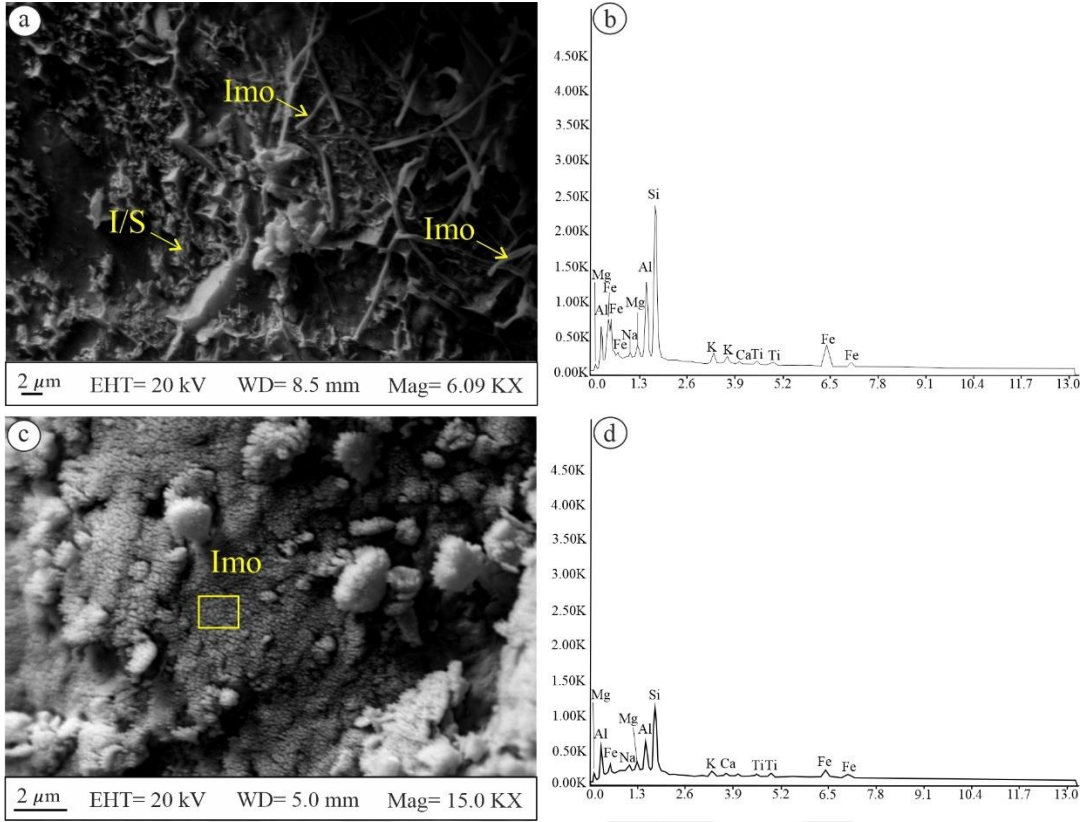
Şekil 3.24. K-bentonitler içerisinde yer alan a) plajiyoklastan itibaren gelişen ve bal peteği gösteren gösteren simektit (saponit?), b) plajiyoklastın edx analizi, c) simektitin yakın görünümü ve d) edx analizi e) Muhtemel volkanik cam parçasından itibaren I/S gelişimi ve f) I/S'nin edx analizi, g) Muhtemel pomza parçasından itibaren gelişen I/S, yönlü doku ve h) I/S'nin edx analizi. (Örnek no: KZ-34). (I/S, illit/simektit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8).

Klorit/simektitler dalgalı morfoloji sunarlar ve plajiyoklasların üzerinde ve daha ince taneli I/S'leri çevreleyen yapraklar halinde tanımlanırlar (Şekil 3.25).



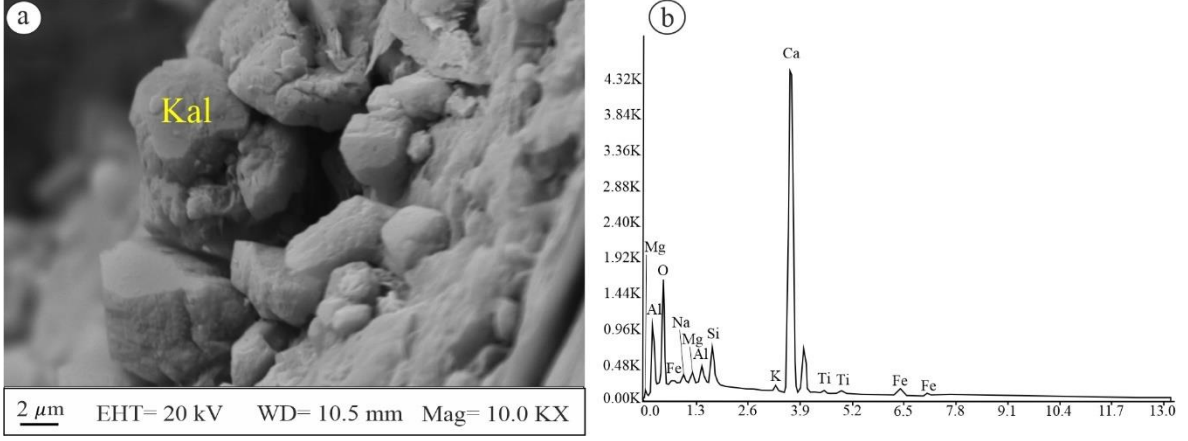
Şekil 3.25. K-bentonitler içerisinde yer alan a) K/S ve plajiyoklas birlikteliği ve b) plajiyoklasın edx analizi. c) Dalgalı morfoloji gösteren K/S ve bunların aralarına yerleşmiş I/S birlikteliği, d) I/S'nin edx analizi (Örnek no, KZ-29; I/S, illit/simektit; K/S, klorit/simektit; Pl, plajiyoklas; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.8).

İmogolitın SEM incelemelerinde farklı şekillerde tanımlanabilmektedir. İmogolitler lifi şekilde görülebileceği gibi (Levard ve Basile-Doelsch, 2016). Boşluk ve kırıklarda imogolit ağı küresel şekilde gözlemlenebilir ve bu küresel ağlar düzensiz lifi şekillerden oluşmaktadır (Eswaran, 1972). İncelenen örneklerde imogolitler küresel şekiller topluluğu olarak görülmektedir (Şekil 3.26a). Bazı örneklerde ise tüpsü yapılar şeklindedir (Şekil 3.26b). SEM mikrofotograflarında gözlemlenen daha iyi gelişmiş imogolitler genellikle volkanik camdan itibaren oluşurken (Şekil 3.26), tam gelişmemiş allofen/imogolit (?) jel filmi biyotitlerde belirlenmiştir.



Şekil. 3.26. K-bentonitlerde imogolitlerin SEM görüntüleri ve EDX analizleri. a) I/S'ler arasında rastgele dağılan imogolit fiberleri ve b) EDX analizi (Örnek no, KZ-38), c) tüp şekilli imogolit kristalleri ve d) bunlara ait alan EDX analizi, kare analiz yapılan alanı işaret etmektedir (Örnek no, KZ-28; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 3.8).

Kalsit örneklerde otojenik mineral olarak yerli yerinde ve boşluklarda gelişmiştir. Kısa, tıknaz ve özşekilli kristaller halinde tanımlanmıştır (Şekil 3.27).



Şekil 3.27. K-bentonitler içerisindeki otojenik kalsit kristalinin (a) SEM görüntüsü, (b) EDX analizi (Örnek no, KZ-23; Kal, kalsit; Örnek lokasyonu için bkz. Şekil 3.6).

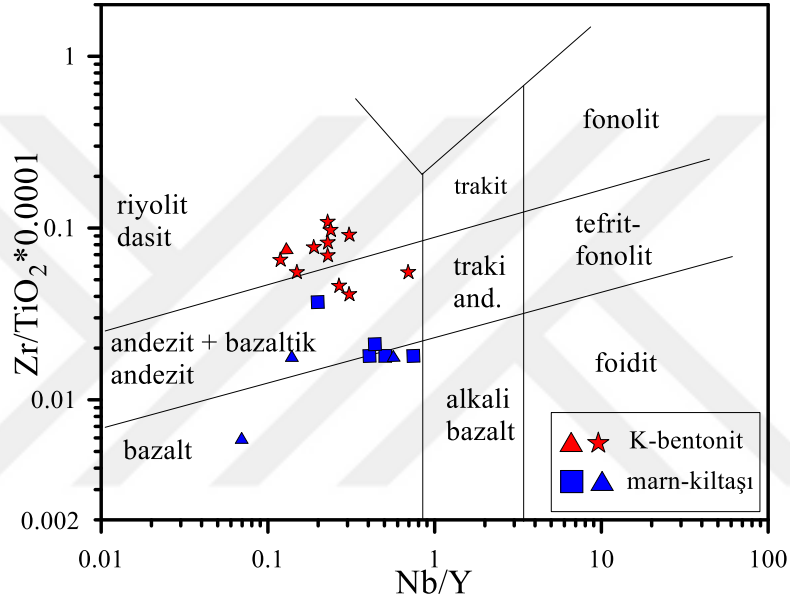
3.3. Jeokimya

Gümüşhane yöresi Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı (Şekil 3.4, Kesit I) ve K-bentonit (Şekil 3.6, 3.8; Kesit II ve III) örneklerinin tüm-kayaç ana, iz ve nadir toprak element içerikleri (Tablo 3.4 ve 3.5) ve seçilen saf illit/simektitlerin duraylı izotop bileşimleri (Tablo 3.6) bu bölümde değerlendirilmiştir.

3.3.1. Kimyasal Sınıflandırma

Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin kaynak alanları ve ilksel kayaçlarının bileşimini ortaya koymak amacıyla kimyasal sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır. Ancak, bu kayaçların gelişiminde alterasyon/diyajenez/metamorfizma gibi süreçler etkin olduğundan kimyasal adlandırma diyagramlarında ana elementlerin kullanılması uygun değildir (Hart vd., 1974; Jeans vd., 2000). Denizel ortamlarda alterasyon esnasında K, Rb, Cs, Ba, Sr gibi iz elementler oldukça hareketlidir (Jenner, 1996). Ancak Ti, Al, Zr elementlerinin hareketsiz davrandığı kabul edilmektedir (McLean ve Kraniditiotis, 1987; MacLean, 1990; Barret vd., 1993a, b; Shriver ve MacLean, 1993; Barret ve MacLean, 1994).

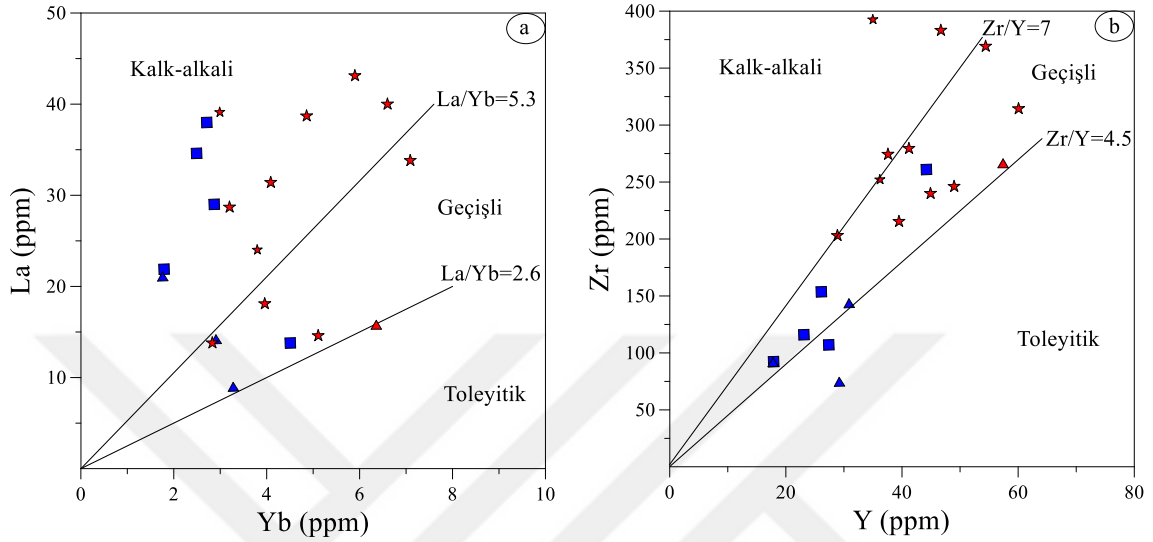
İncelenen örneklerin kimyasal adlandırması ve petrokimyasal özelliklerinin ortaya koyulabilmesi için hareketsiz olarak kabul edilen elementlere (Ti, Zr, Nb, Y) dayalı diyagramlar kullanılmıştır. Hareketsiz iz element oranlarına dayalı Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2 * 0.0001$ (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996) sınıflama diyagramına göre; K-bentonit örnekleri çoğunlukla riyolit-dasit ile bazı örnekler andezit/bazaltik andezit alanında ve marn-kiltaşı örnekleri ise andezit/bazaltik andezit alanı ve yakınına, bir örnek (KZ-20) ise bazalt alanında bulunmaktadır (Şekil 3.28).



Şekil 3.28. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2 * 0.0001$ adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd (1977)'den değiştirilerek Pearce (1996)).

Hareketsiz iz elementlerden Yb'a karşı La (Şekil 3.28a) ve Y'a karşı Zr (Şekil 3.29b) jeokimyasal ayırım diyagramlarında (Barret ve MacLean, 1994, 1999) marn-kiltaşı örneklerinin La-Yb diyagramında geniş bir alanda dağılım gösterdiği, ancak Zr-Y diyagramında ise genel olarak geçişli ve toleyitik alanda yer aldığı görülmektedir. K-bentonitler ise La-Yb diyagramında kalk-alkali ve geçişli alanda bulunurken Zr-Y diyagramında Y ve Zr zenginleşmesinden dolayı geçişli ve kalk-alkali alanda yer almaktadırlar. Y zenginleşmesi kil minerallerinden (illit, kaolenit, simektit) kaynaklanmaktadır. Y elementinin hareketsiz olduğu bilinmektedir ancak killeşme ile beraber zenginleşmenin görülmesi ile kısmen hareketli davranış sergileyebileceği

söylenbilir (Şekil 3.29b). Öyle ki kayalarda aşırı derecede killeşmenin olduğu durumlarda Y hareketli olma eğilimindedir (MacLean ve Kranidoitis, 1987; MacLean, 1990; Barret ve MacLean, 1991; Barret, 1992; Shriver ve MacLean, 1993).



Şekil 3.29. Şenköy Formasyonu'ndaki K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin jeokimyasal eğilimleri. a) Yb'a karşı La, b) Y'a karşı Zr diyagramı. Kalk-alkali, geçişli ve toleyitik ayırım çizgileri Barret ve MacLean (1994,1999)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır.

3.3.2. Ana, İz ve Nadir Toprak Element Değişimleri

Şenköy Formasyonunda yer alan K-bentonitler ve marn-kiltaşı araldanmasında yer alan birimlerden alınan örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizi Tablo 3.4-7'de verilmiştir. K-bentonitlerin SiO_2 içerikleri %47.37-56.92, Al_2O_3 içerikleri %17.37-20.42, K_2O içerikleri %2.54-4.00 ve CaO içerikleri %1.74-5.73 arasında değişim sunmaktadır. Marn-kiltaşı örneklerinde ise SiO_2 %34.85-53.47, Al_2O_3 %11.11-18.54, K_2O %0.56-3.42, CaO ise %1.67-20.33 arasında ve CaO miktarında büyük bir değişim görülmektedir (Tablo 3.4). Ana element bileşimlerindeki bu değişimler kayçların değişken kil ve karbonat mineral içeriklerinden kaynaklanmaktadır.

Tablo 3.4. Şenköy Formasyonu kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) bileşimleri

	KZ-1	KZ-9	KZ-12	KZ-14	KZ-17	KZ-18	KZ-20	KZ-27
Marn-kiltaşı								
SiO ₂	49.01	48.64	39.11	47.69	53.47	37.72	34.85	40.16
Al ₂ O ₃	11.50	16.70	12.40	12.26	18.54	11.11	14.31	15.63
Fe ₂ O ₃	5.49	9.17	6.32	5.46	8.62	5.33	10.03	5.24
MgO	2.44	8.44	2.76	2.35	3.37	2.20	4.82	2.34
CaO	12.83	2.72	17.60	12.97	1.67	20.33	14.03	13.56
Na ₂ O	0.71	4.73	0.65	1.10	1.70	0.65	1.42	1.02
K ₂ O	2.37	0.56	2.33	2.17	2.93	2.56	1.35	3.42
TiO ₂	0.50	0.85	0.60	0.55	0.71	0.52	1.21	0.82
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.37	0.13	0.12	0.07	0.08	0.10
MnO	0.14	0.21	0.23	0.22	0.07	0.13	0.21	0.19
Cr ₂ O ₃	0.012	0.024	0.015	0.010	0.003	0.015	dla	dla
A. K.	14.7	7.6	17.4	14.9	8.6	19.2	17.5	17.4
Toplam	99.81	99.76	99.79	99.81	99.8	99.84	99.81	99.88
FeOt	4.940	8.251	5.687	4.913	7.756	4.796	9.025	4.715
Ba	207	150	223	298	395	200	120	246
Ni	99	80	63	50	dla	78	dla	dla
Sc	12	20	13	12	22	12	37	23
Be	2	3	2	2	1	2	dla	2
Co	16.9	20.1	14.0	12.9	6.1	14.4	19.7	2.3
Cs	5.1	dla	5.2	4.7	1.4	6.1	1.0	3.2
Ga	13.4	21.3	13.8	13.3	20.3	12.3	14.4	15.9
Hf	2.5	4.0	2.8	3.0	7.0	2.4	2.2	4.0
Nb	9.1	19.7	11.2	10.1	9.0	10.1	2.1	4.3
Rb	85.2	6.8	88.2	76.5	79.2	93.8	34.2	106.0
Sn	1	2	2	2	2	1	dla	1
Sr	143.9	391.8	323.6	238.1	118.9	134.3	165.9	161.3
Ta	0.5	1.1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.1	0.2
Th	8.2	11.6	8.9	8.2	7.1	8.4	1.3	2.2
U	1.4	2.0	2.1	1.5	2.2	1.3	0.4	0.8
V	110	163	124	106	66	112	318	28
W	1.3	1.6	1.2	1.1	0.9	1.2	dla	dla
Zr	92.4	153.7	107.0	116.0	261.0	92.0	74.7	143.6
Y	17.9	26.1	27.4	23.1	44.2	17.8	29.2	30.9
Zr/TiO ₂								
*0.0001	0.018	0.018	0.018	0.021	0.037	0.018	0.006	0.017

Fe₂O₃* toplam Fe₂O₃ cinsinden, A.K., ateşte kayıp; FeO_{toplam}=0.8998*Fe₂O₃ (Ragland, 1989), dla, saptama limitinin altı.

Tablo 3.5 Şenköy Formasyonu K-bentonit örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) bileşimleri

	KZ-23	KZ-28	KZ-29	KZ-31	KZ-32	KZ-33	KZ-34	KZ-35	KZ-37	KZ-38	KZ-39	KZ-40
K-bentonit												
SiO ₂	48.99	47.37	55.25	55.02	55.45	50.08	50.88	56.92	52.20	48.03	53.96	54.14
Al ₂ O ₃	18.58	20.42	18.68	17.88	17.80	19.62	18.39	17.60	18.18	19.82	17.37	19.12
Fe ₂ O ₃	5.62	4.91	4.84	4.43	4.40	5.90	3.98	4.69	5.51	6.27	5.71	5.50
MgO	3.46	2.39	2.62	2.81	2.46	2.74	2.61	3.31	2.61	2.18	2.63	2.67
CaO	4.51	5.51	2.66	3.46	3.29	3.17	5.73	2.45	3.12	4.77	3.52	1.74
Na ₂ O	0.81	0.95	1.21	0.92	1.59	0.57	1.62	1.42	0.29	1.17	1.36	0.95
K ₂ O	3.88	4.00	3.26	2.97	2.78	3.51	2.80	2.54	3.61	3.83	2.56	3.08
TiO ₂	0.35	0.37	0.33	0.29	0.30	0.61	0.40	0.31	0.38	0.72	0.61	0.42
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.15	0.05	0.12	0.10	0.07
MnO	0.04	0.09	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03
Cr ₂ O ₃	dla	dla	0.00	0.00	dla	dla	dla	dla	dla	dla	0.00	dla
A. K.	13.5	13.8	10.9	11.9	11.7	13.5	13.3	10.4	13.9	12.9	12.0	12.1
Toplam	99.79	99.84	99.82	99.77	99.86	99.79	99.82	99.82	99.88	99.86	99.86	99.82
FeOt	5.057	4.418	4.355	3.986	3.959	5.309	3.581	4.220	4.958	5.642	5.138	4.949
Ba	242	308	246	280	301	313	449	420	318	356	332	366
Ni	dla	57	22	dla	30	25	dla	23	dla	dla	dla	21
Sc	20	11	13	13	9	23	10	10	17	16	19	12
Be	2	2	4	3	3	2	2	3	2	2	1	2
Co	2.6	20.7	4.1	4.2	7.6	7.2	4.6	4.5	3.0	7.5	4.9	4.2
Cs	4.3	7.2	4.8	4.1	3.5	4.4	4.7	3.8	5.2	6.0	2.8	3.4
Ga	22.9	17.8	18.5	23.1	19.8	21.1	19.9	17.9	21.2	20.8	18.5	19.5
Hf	7.7	6.0	6.2	8.5	7.7	7.7	7.5	6.9	10.0	10.2	6.6	10.2
Nb	7.2	4.4	4.8	13.6	11.4	11.0	8.5	8.6	13.1	24.5	11.3	14.4
Rb	107.1	113.8	99.6	89.3	79.5	107.7	88.6	73.3	111.7	125.2	78.8	90.3
Sn	2	2	2	4	6	3	4	4	5	3	2	4
Sr	68	97.5	131.9	125.1	141.8	81.9	161.6	199.1	46.0	121.0	129.0	107.3
Ta	0.5	0.4	0.3	0.9	0.8	0.6	0.8	0.7	0.9	1.6	0.9	0.9
Th	5.2	6.4	5.2	11.4	17.4	10.0	12.4	13.8	12.5	10.5	8.4	14.1
U	1.8	1.9	1.7	3.0	5.5	2.9	2.6	3.9	3.6	2.0	2.3	3.9
V	21	32	15	23	23	46	31	24	17	30	40	30
W	dla	0.6	dla	dla	0.6	1.3	1.6	0.8	0.6	0.8	1.2	0.6
Zr	266.4	203.0	215.3	314.3	246.0	279.4	274.2	239.9	369.0	392.6	252.1	383.0
Y	57.4	28.9	39.5	60.1	49.0	41.2	37.6	44.9	54.4	35.0	36.2	46.7
Zr/TiO ₂ *0.0001	0.076	0.055	0.065	0.108	0.082	0.046	0.069	0.077	0.097	0.055	0.041	0.091

Tablo 3.6. Şenköy Formasyonu kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı örneklerinin nadir toprak element (ppm) bileşimleri

	KZ-1	KZ-9	KZ-12	KZ-14	KZ-17	KZ-18	KZ-20	KZ-27
Marn-kiltaşı								
La	21.9	38	34.6	29	13.8	21.1	14.2	9
Ce	44.4	72.9	65.1	56.6	28.3	39.9	28.9	20.7
Pr	4.92	7.83	7.47	6.46	3.91	4.64	3.33	2.54
Nd	18.5	28.5	29	24.1	17.8	17.5	13.7	11.7
Sm	3.36	5.02	5.71	4.51	4.97	3.35	3.48	3.52
Eu	0.78	1	1.21	0.87	1.27	0.73	1.21	1.21
Gd	3.14	4.81	5.42	4.1	6.71	3.09	4.4	4.65
Tb	0.49	0.74	0.78	0.65	1.2	0.48	0.75	0.83
Dy	2.88	4.43	4.6	3.98	7.6	2.81	4.8	5.68
Ho	0.61	0.97	0.94	0.9	1.68	0.62	1.06	1.13
Er	1.93	2.77	2.59	2.78	4.89	1.79	3.17	3.57
Tm	0.28	0.42	0.39	0.41	0.69	0.27	0.45	0.5
Yb	1.79	2.71	2.49	2.87	4.51	1.76	2.91	3.28
Lu	0.27	0.42	0.39	0.45	0.7	0.27	0.46	0.52
Nb/Y	0.508	0.755	0.409	0.437	0.204	0.567	0.072	0.139
La/Yb	12.235	14.022	13.896	10.105	3.060	11.989	4.880	2.743
Zr/Y	5.162	5.889	3.905	5.022	5.905	5.169	2.558	4.647
La _N /Lu _N	8.421	9.393	9.210	6.690	2.047	8.113	3.205	1.797
Eu _N /Eu*	0.723	0.614	0.656	0.607	0.672	0.682	0.945	0.914
Ce _N /Ce*	0.971	0.948	0.914	0.937	0.894	0.913	0.959	1.005

$$Eu_N/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]; \quad Ce_N/Ce^* = Ce_N / [(La_N + Pr_N) / 2]$$

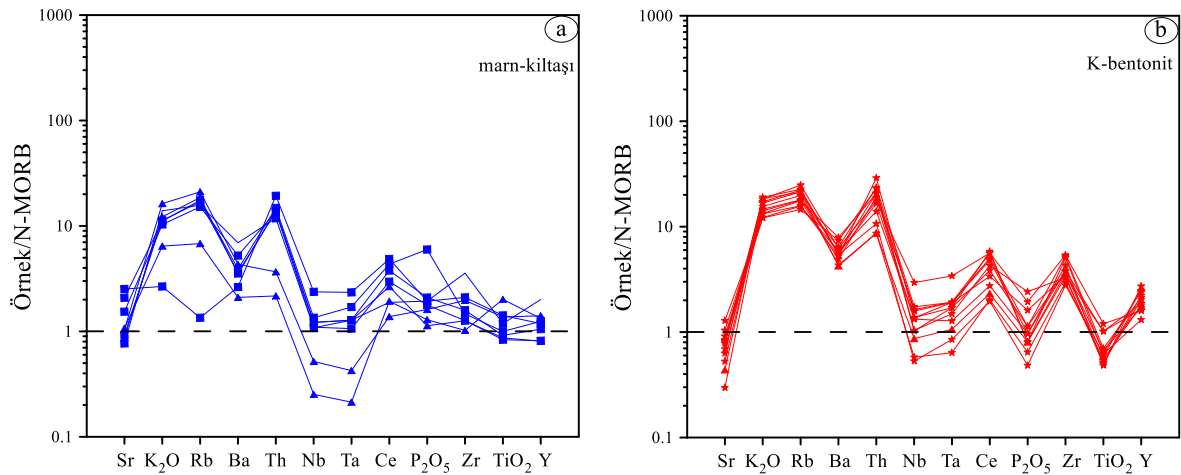
Tablo 3.7. Şenköy Formasyonu K-bentonit örneklerinin nadir toprak element (ppm) bileşimleri

	KZ-23	KZ-28	KZ-29	KZ-31	KZ-32	KZ-33	KZ-34	KZ-35	KZ-37	KZ-38	KZ-39	KZ-40
K-bentonit												
La	15.8	13.80	14.60	33.80	43.10	18.10	28.70	31.40	40.00	39.10	24.00	38.70
Ce	34.8	29.40	30.30	72.30	87.30	41.20	57.80	64.00	84.10	84.20	50.80	75.20
Pr	4.22	3.25	3.74	8.73	10.04	5.05	6.95	7.43	9.89	9.37	6.30	8.75
Nd	17.8	13.30	15.50	35.20	36.30	20.80	27.90	29.40	37.60	36.50	27.10	32.60
Sm	5.08	3.23	3.63	7.89	7.26	5.65	6.18	6.29	7.82	7.76	6.58	6.95
Eu	1.32	0.86	0.87	1.44	0.84	1.32	1.11	1.00	1.29	1.61	1.46	1.24
Gd	6.86	3.96	4.90	8.84	7.00	6.68	6.67	7.24	8.46	7.98	7.34	7.93
Tb	1.37	0.72	0.94	1.59	1.28	1.17	1.09	1.22	1.51	1.26	1.16	1.37
Dy	9.56	4.54	6.57	10.34	8.63	7.28	6.65	7.46	9.75	7.20	7.21	8.43
Ho	2.18	1.03	1.55	2.32	1.84	1.53	1.38	1.58	2.14	1.37	1.46	1.72
Er	6.74	3.04	4.57	7.00	5.86	4.49	3.72	4.46	6.48	3.84	4.00	5.09
Tm	0.98	0.4	0.7	1.1	0.9	0.6	0.5	0.7	1.0	0.5	0.6	0.8
Yb	6.36	2.83	5.11	7.09	5.9	3.96	3.2	4.09	6.6	2.99	3.8	4.86
Lu	0.97	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1
Nb/Y	0.125	0.152	0.122	0.226	0.233	0.267	0.226	0.192	0.241	0.700	0.312	0.308
La/Yb	2.484	4.876	2.857	4.767	7.305	4.571	8.969	7.677	6.061	13.077	6.316	7.963
Zr/Y	4.641	7.024	5.451	5.230	5.020	6.782	7.293	5.343	6.783	11.217	6.964	8.201
La _N /Lu _N	1.691	3.256	1.895	3.105	4.811	3.132	6.081	5.258	3.993	9.440	4.449	5.218
Eu _N /Eu*	0.683	0.734	0.630	0.525	0.356	0.656	0.526	0.452	0.482	0.620	0.640	0.509
Ce _N /Ce*	0.984	1.002	0.944	0.970	0.957	0.999	0.937	0.957	0.970	1.006	0.953	0.928

Eu_N/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]; Ce_N/Ce* = Ce_N/[(La_N+Pr_N)/2]

K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin uyumsuz iz element içerikleri tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltlarına (T-OOSB) normalize edilerek uyumsuz iz element içerikleri yorumlanmıştır. Marn-kiltaşı örnekleri genel olarak (KZ-20-27 numaralı örnekler haricinde) birbirine benzer özellikler göstermektedir (Şekil 3.30a). İncelenen örnekler genellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde (BİLE; Sr, K₂O, Rb, Ba) K₂O ve kısmen Rb'da zenginleşme, yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE: Ta, Nb, P₂O₅, Zr, TiO₂, Y) Nb, Ta, P₂O₅ ve TiO₂ bakımından fakirleşme gösterirler. Ancak, anomaliler arasında kısmi farklılıklar gözlenmektedir. Bazı örneklerde diğerlerine kıyasla daha yüksek TiO₂ ve Zr normalize değerleri bu örneklerde detritik zirkon ve rutil gibi aksesuar minerallerin varlığına işaret edebilir.

K-bentonit örneklerinin T-OOSB'ye normalize edilmiş iz element dağılımlarında BİLE'den K₂O ve Rb, Th, Ce ve Zr'da zenginleşme ve Sr, Ba, YÇAE'den Nb, Ta, P₂O₅ ve TiO₂'de fakirleşme olduğu görülmektedir (Şekil 3.30b) Tüm K-bentonit örneklerinde negatif Sr, P₂O₅ ve TiO₂ anomalisi belirgindir. Negatif Sr anomalisi K-bentonitin oluşum sürecinde plajiyoklasın bozunması ile Sr'un yıkanması ile ilişkilendirilebileceği gibi, ilksel kayacı oluşturan ana magmanın gelişiminde plajiyoklas ayrımlaşmasını da işaret edebilir (bkz., Günel-Türkmenoğlu vd., 2015). Şenköy Formasyonu'nda yer alan bu birimlerin uyumsuz element dağılımları ada yayı volkanitlerine benzer özellikler göstermektedir (Arslan vd., 1997).



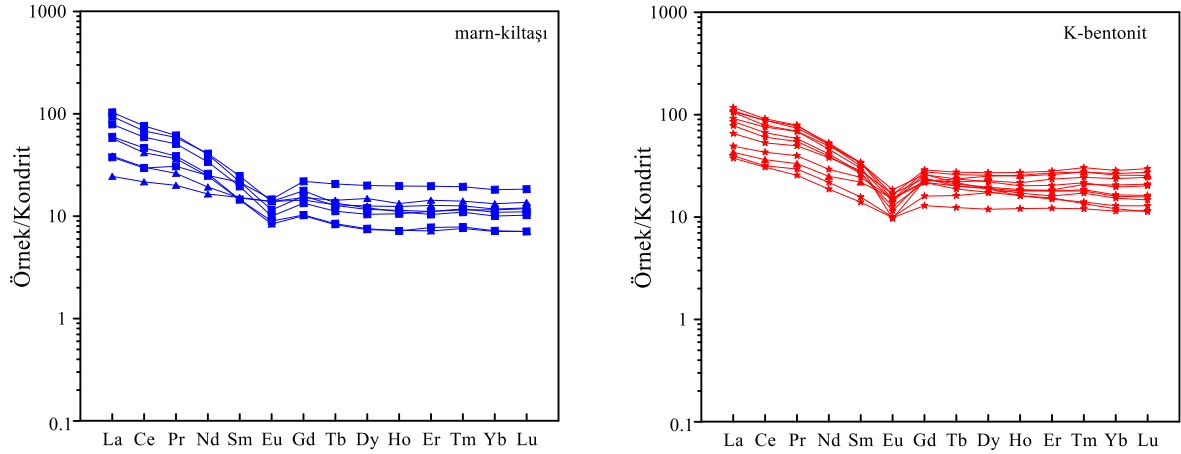
Şekil 3.30. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin T-OOSB'ye normalize edilmiş uyumsuz iz element değişim diyagramları. Normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır.

İncelenen kayaçların nadir toprak element içerikleri Tablo 3.6-7'de verilmiştir. Kayaçların kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılımları incelendiğinde genel olarak hafif nadir toprak elementlerde (HNTE) az miktarda zenginleşme, orta ve ağır nadir toprak elementlerin (ANTE) ise yataya yakın dağılım sergiledikleri görülmektedir (Şekil 3.31). İncelenen örneklerin (La_N/Lu_N) oranları; marn-kiltaşı örneklerinde 1.797-9.393, K-bentonitlerde 1.691-9.440 arasında değişmektedir (Tablo 3.7).

K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin NTE dağılımlarında genel olarak gözlemlenen konkav şekil kayaçların ilksel kayaçlarının/kaynak alanlarındaki kayaçlarının ana magmalarının gelişiminde etkin olan klinopiroksen \pm hornblend fraksiyonlaşmasını işaret edebilir.

Ce ve Eu anomalileri alterasyon oluşum koşulları hakkında bilgi verdiği için oldukça önemlidir. Bu bağlamda 0.9-1.1 arasındaki değerler normal kabul edilirken <0.9 negatif ve >1.1 pozitif olarak değerlendirilir. Negatif Ce anomalisi oksik deniz suyunda çökeltme ile ilişkili iken negatif anomaliler veya hiç anomali görülmemesi suboksik veya anoksik boşluk suyunun etkin olduğu koşulları işaret eder (Jeans vd., 2000). Diğer taraftan negatif Eu anomalisi magmanın kristallenmesi esnasında feldispatların fraksiyonel kristallenmesi ile ilişkilidir. Pozitif Eu anomalileri ise yüksek sıcaklıklarda hidrotermal akışkanlarla etkileşime işaret edebilir (Elderfield, 1988). Dolayısıyla killeşmenin etkin olduğu durumlarda negatif Eu anomalisi ana kayacın gelişimindeki magmatik süreçleri işaret etmektedir şeklinde yorumlanmıştır.

Çalışılan kayaçlardaki Eu_N/Eu^* oranları; marn-kiltaşında 0.607-0.945, K-bentonitlerde ise 0.356-0.734'tür (Şekil 3.31). K-bentonit örneklerindeki belirgin Eu anomalisi plajiyoklasın alterasyonu ve ilksel kayacın magmasının gelişiminde etkin olan plajiyoklas ayrılaşması ile ilişkilendirilebilir. Çalışılan örneklerin Ce_N/Ce^* değeri; marn-kiltaşı örneklerinde 0.894-1.005 ve K-bentonitlerde 0.928-1.006 arasındadır. Bu veri otojenik mineral oluşumu ile sonuçlanan alterasyon ve çökeltmenin suboksik/anoksik koşullar altında, kapalı bir sistem içerisinde geliştiğine işaret edebilir.



Şekil 3.31. Şenköy Formasyonu'nda yer alan K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.28 ile aynıdır.

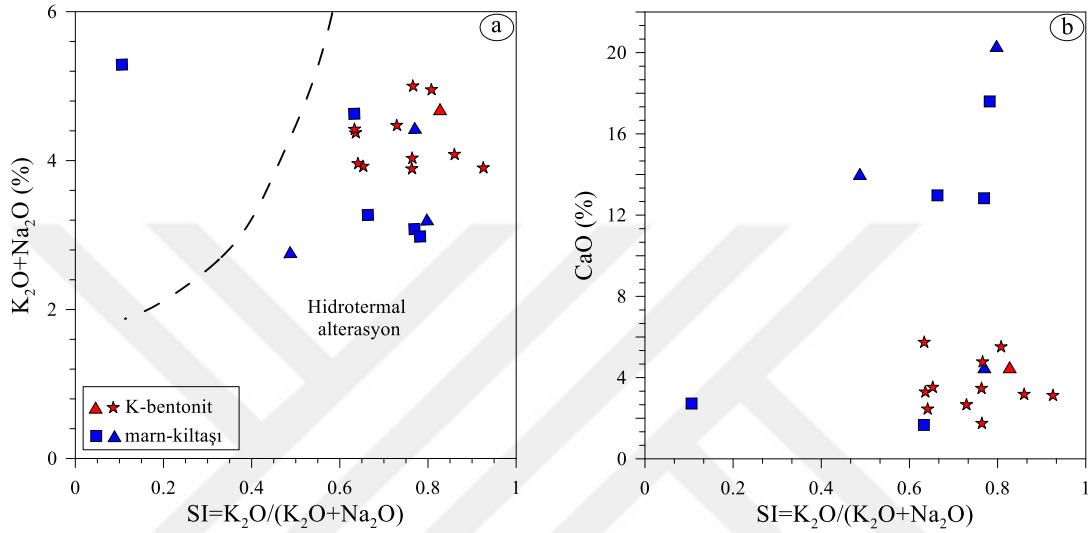
3.3.3. Alterasyon İndeksleri

Şenköy Formasyonu'nda kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin çökelimleri/oluşumları süresince killeşme, karbonatlaşma, serisitleşme ve kloritleşme gibi alterasyon süreçleri ile ilişkilendirilebilecek yeni mineral oluşumları gerçekleştiği için alterasyon indeksleri her iki kayaç grubu içerisindeki mineralojik/kimyasal farklılıkları ortaya koymak için kullanılmıştır. Kayaçlarda X-ışınları difraktometresi çalışmaları ile elde edilen mineralojik veriler dikkate alınarak Serisitleşme indeksi (SI), Ishikawa alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI), ileri arjilik alterasyon indeksi (AAAI), plajiyoklas alterasyon indeksi (PIA), kimyasal alterasyon indeksi (CIA) ve kimyasal ayrışma indeksi (CIW) değerleri hesaplanmıştır (Tablo 3.8).

3.3.3.1. Serisitleşme İndeksi

Meyers ve MacLean (1983) tarafından tanımlanan serisitleşme indeksi ($SI = K_2O / (K_2O + Na_2O)$) ile kayaçlardaki serisitleşme ve illitleşmenin etkinliği ortaya koyulmaya çalışılmıştır. Hesaplanan SI değerlerine (Tablo 3.8) karşı $K_2O + Na_2O$ ve CaO grafikleri çizilmiş ve serisitleşme/illitleşme yorumlanmıştır (Şekil 3.32). Mineralojik değerlendirmelerle uyumlu olarak incelenen kayaçların yüksek serisitleşme indeksi

değerlerine sahip olup tümü hidrotermal alterasyon alanı içerisinde yer alır (Şekil 3.32a). Ancak SI'ya karşı CaO grafiği beklenen şekilde karbonatlaşmanın marn-kiltaşı örneklerinde etkin olduğuna işaret eder (Şekil 3.32b). Marn-kiltaşı örneklerinden birinde gözlenen düşük SI, CaO ve yüksek K₂O+Na₂O (Örnek no, KZ-9) değerleri bu örnekteki klorit/simektit oluşumunun etkinliğinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.32. K-bentonit ve marn-kiltaşı birimlerinin serisitleşme indeksine karşı (a) K₂O+Na₂O (%), (b) CaO (%) değişim diyagramları (MacLean ve Hoy, 1991).

3.3.3.2. Ishikawa Alterasyon İndeksi

Ishikawa alterasyon indeksi ($AI=100 \cdot (K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$), plajiyoklas ve volkanik camın serisitleşme ve kloritleşme derecesini belirlemek amacıyla kullanılmaktadır (Ishikawa vd., 1976). Large vd. (2001) altere olmayan kayalar için AI=20-60 arasında, hidrotermal alterasyonda ise AI=50-100 arasında. AI=100 ise feldispat ve camın yerini tamamen serisit ve/veya kloritin aldığını ifade etmektedirler. İncelen marn/kiltaşı ve K-bentonit örnekleri için hesaplanan AI değerleri Tablo 3.8'de verilmiştir.

Tablo 3.8. İncelenen örneklere ait alterasyon indeksleri. AI, Ishikawa alterasyon indeksi; AAAI, ileri arjilik alterasyon indeksi; CIA, kimyasal alterasyon indeksi; CIW, kimyasal ayrışma indeksi; KKPI, klorit-karbonat-pirit indeksi; PIA, plajiyoklaz alterasyon indeksi; SI, serisitleşme indeksi

Örnek No	Alterasyon İndeksleri						
	SI	AI	KKPI	AAAI	PIA	CIW	CIA
KZ-1	0.77	26.21	70.55	23.47	40.27	45.93	41.96
KZ-9	0.11	54.71	75.93	23.44	68.42	69.15	67.58
KZ-12	0.78	21.81	73.92	15.69	35.56	40.46	37.60
KZ-14	0.66	24.31	68.95	22.51	41.76	46.56	43.02
KZ-17	0.63	65.15	70.61	44.24	82.24	84.62	74.64
KZ-18	0.80	18.49	68.55	14.00	28.95	34.62	32.06
KZ-20	0.49	28.54	83.33	14.67	45.62	48.08	46.00
KZ-27	0.77	28.32	61.37	19.18	45.58	51.74	46.48
KZ-23	0.83	57.98	64.49	35.81	73.43	77.74	66.88
KZ-28	0.81	49.73	57.90	34.86	71.77	75.97	66.13
KZ-29	0.73	60.31	60.94	45.98	79.94	82.84	72.38
KZ-31	0.76	56.89	63.60	43.35	77.29	80.32	70.87
KZ-32	0.64	51.78	59.50	43.03	75.48	78.48	69.91
KZ-33	0.86	62.56	66.36	43.59	81.16	83.99	73.02
KZ-34	0.63	42.40	58.35	33.81	67.96	71.45	64.44
KZ-35	0.64	60.19	65.54	44.22	79.56	81.97	73.30
KZ-37	0.93	64.59	65.99	46.44	81.03	84.21	72.14
KZ-38	0.77	50.29	61.00	37.17	72.91	76.94	66.98
KZ-39	0.65	51.54	66.46	41.81	75.22	78.07	70.01
KZ-40	0.76	68.13	65.40	50.25	85.64	87.67	76.82

AI (Ishikawa Alterasyon İndeksi) = $100 \cdot (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$

AAAI (İleri Arjilik Alterasyon İndeksi) = $100 \cdot [SiO_2 / (SiO_2 + 10 \cdot MgO + 10 \cdot CaO + 10 \cdot Na_2O)]$

CIA (Kimyasal Alterasyon İndeksi) = $100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$

CIW (Kimyasal Ayrışma İndeksi) = $100 \cdot (Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$

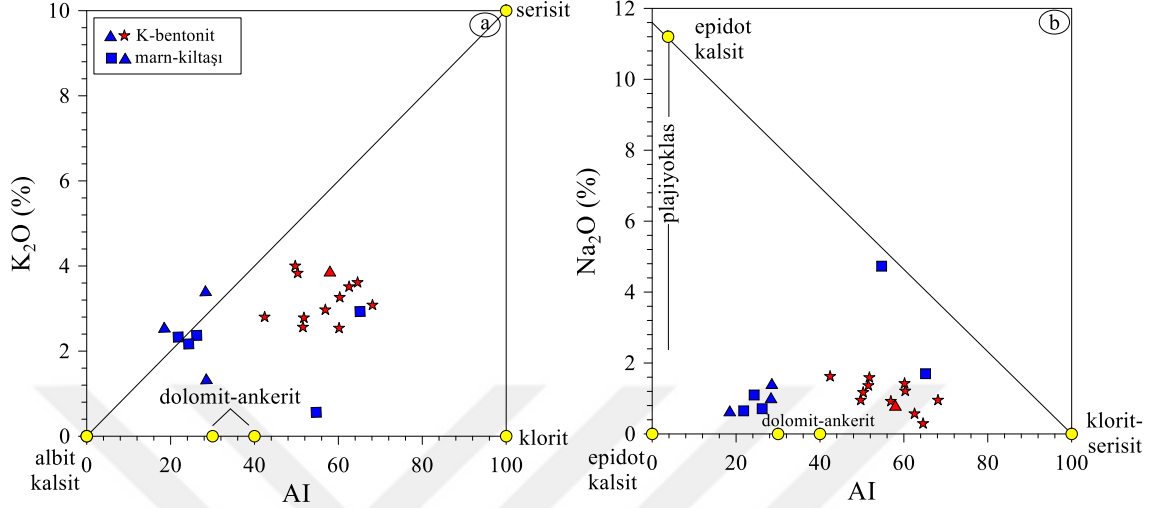
KKPI (Klorit-kalsit-pirit İndeksi) = $100 \cdot (MgO + FeO_T) / (MgO + FeO_T + Na_2O + K_2O)$

PIA (Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi) = $100 \cdot [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)]$

SI (Serisitleşme İndeksi) = $K_2O / (K_2O + Na_2O)$

Ishikawa alterasyon indeksinde değişimler özellikle piroklasitik malzemenin alterasyonu ile gelişen K-bentonitlerdeki feldispat ve camın alterasyon derecesini ifade etmek açısından önemlidir. Large vd. (2001), Kuroko tip VMS yataklarında indeks değerinin 20-60 olduğu kayaçları alterasyondan etkilenmemiş, 50-100 arasında olduğu kayaçları ise hidrotermal alterasyondan yoğun bir biçimde etkilenmiş olarak kabul etmektedirler AI değerinin 100'e eşit olduğu durumlarda feldispat ve cam, serisit ve/veya klorite dönüşmüştür. K-bentonitlerde bu indeks değeri 42.40-68.13 arasında ve marn-kiltaşlarında ise 18.49-65.15 arasında değişiklik sunar. AI değerlerine karşı çizilen K_2O ve Na_2O diyagramlarında marn-kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin iki ayrı grup oluşturmaktadır. K-bentonit örnekleri genel olarak daha yüksek AI değerlerine sahip olup, marn-kiltaşı

örneklerine göre K-bentonitlerde AI değerlerinin artması bu örneklerde plajiyoklas ve camın bozunarak serisitleştigiğine işaret etmektedir (Şekil 3.33.).



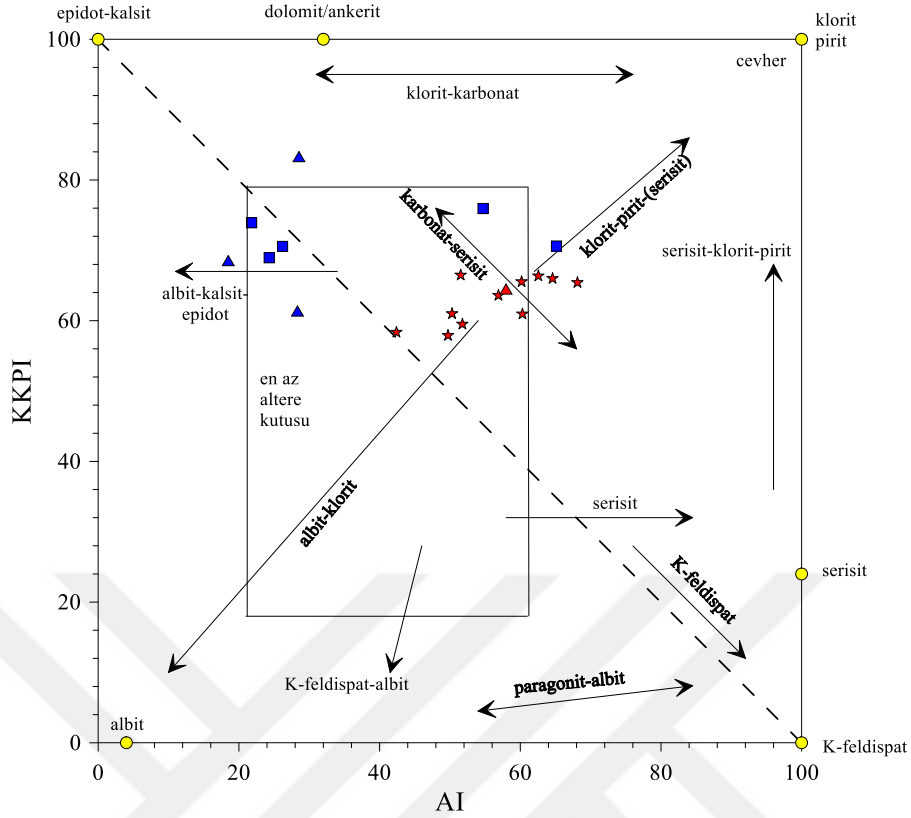
Şekil 3.33. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine karşı K₂O ve Na₂O (%) diyagramları. a) AI'ya karşı K₂O (%) diyagramı, b) AI'ya karşı Na₂O (%) diyagramı (Mineral yönsemeleri Large vd. (2001) ile aynıdır).

3.3.3.3. Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi

Large vd. (2001) tarafından klorit-karbonat-pirit indeksi ($KKPI=100 \cdot \frac{MgO + FeO_T}{MgO + FeO_T + Na_2O + K_2O}$), Ishikawa alterasyon indeksinin iki önemli sorununu çözmek için tanımlanmıştır. Bu sorunlardan ilki AI, kloritleşme ve serisitleşmeyi birbirinden ayıramaz. İkincisi ise karbonatlaşmayı önemsememektir. Bu yüzden klorit-karbonat-pirit indeksi yüksek klorit içeriğine sahip kayaların kimyasal olarak ayırt edilebilmesi için kullanılabilir.

KKPI değerleri marn-kiltaşı örneklerinde 61.37-83.33, K-bentonitlerde ise 57.90-66.46 değerleri arasındadır (Tablo 3.8).

İncelenen örneklerin AI'ya karşı KKPI diyagramında çoğunlukla örneklerin en az altere kutusu içerisinde ve yakınlarında yerleştiği görülmektedir (Şekil 3.34). Şekil 3.34 genel olarak incelendiğinde; marn-kiltaşı örnekleri K-bentonit örneklerine göre daha düşük AI değerleri ile albit-kalsit-epidot yönsemesinde, K-bentonit örnekleri ise karbonat-serisit ve klorit-pirit yönsemesine doğru yerleşmektedir.



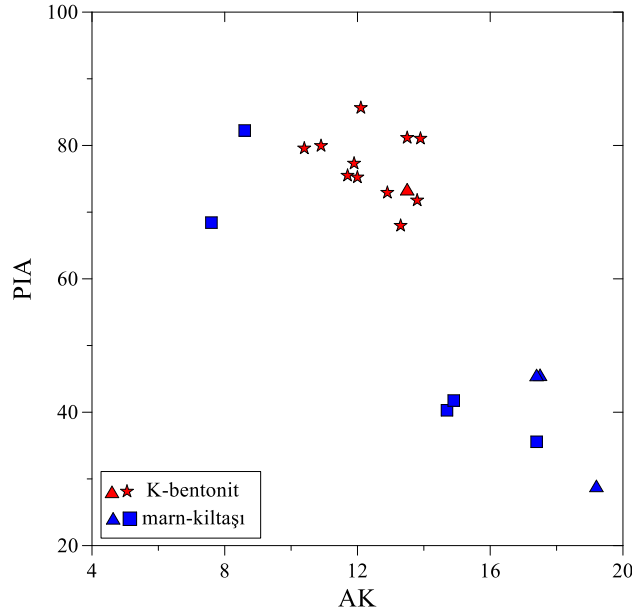
Şekil 3.34. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaş örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI) değerleri. Diyagram üzerindeki ana hidrotermal ve diyajenetik alterasyon yönsmeleri ile en az altere kutusu Large vd. (2001)'den alınmıştır. Simgeler Şekil 3.33 ile aynıdır.

3.3.3.4. Kimyasal Alterasyon İndeksi ve Plajiyoklas Alterasyon İndeksi

Kimyasal alterasyon indeksi ($CIA=100 \cdot [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$) ile ayrışma derecesi tanımlanabilir (Nesbitt ve Young, 1982). Silisiklastik sedimanların ana element jeokimyası ve mineralojisi kimyasal ayrışmayı etkilemektedir (Nesbitt ve Young, 1982; Johnsson vd., 1988; McLennan, 1993). Kimyasal ayrışma indeksi (CIA) ayrışmanın derecesini hesaplamak için kullanılan bir araçtır ve kimyasal ayrışma esnasında kayaçtan Ca^{+2} , Na^+ ve K^+ gibi elementlerin yıkanmasına esasına dayalıdır. İndeks birincil ve ikincil minerallerin tüm kayaçtaki oranlarını yansıtır (Nesbitt and Young, 1982). İndeks değeri üst kabuk ayrışmamış kayaçları için ~50 iken yoğun olarak ayrışmış kayaçlardan türeyen sedimanlar ve kaolinit ve/veya jipsit gibi mineraller içeren kayaçlar için 100'e yaklaşır (Fedo vd., 1995; Ao vd., 2010; Özyaytekin et al., 2012). Yüksek CIA değerleri ayrışma süresince

hareketsiz katyonlara (Al^{+3} , Ti^{+4}) göre hareketli katyonların uzaklaşması, ancak düşük CIA değerleri ile kimyasal alterasyonun gerçekleşmediği şeklinde yorumlanmaktadır. CIA değerleri 50-60 çok az ayrılmış, 60-70 az ayrılmış, 70-80 kısmen ayrılmış, 80-90 ayrılmış ve 90-100 oldukça ayrılmış olarak kabul edilmektedir (Nesbitt ve Young, 1982). İncelenen örneklerin CIA değerleri marn-kiltaşı için 32.06-74.64 arasında, K-bentonitte ise 64.44-76.82 değerlerindedir (Tablo 3.8). İndeks değerine bakıldığında örneklerin kimyasal ayrışmadan farklı derecelerde etkilendiği, illitleşme süreçlerinin bu ayrışmada en etkin süreçlerden biri olduğu söylenebilir.

Plajiyoklas alterasyon indeksi ($PIA=100*[(Al_2O_3-K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O)]$) Fedo vd. (1995) tarafından plajiyoklas ayrışmasının tek başına irdelenmesi gerektiği durumlar için oluşturulmuştur. Zira plajiyoklas sık rastlanılan bir silikat mineralidir ve PIA değeri plajiyoklasın ayrışmasını ölçmek için etkili olabilir. CIA denkleminde oluşturulan bu denklem ile $PIA=50$ değeri taze kayaçlar, 100'e yakın değerler ise kaolinit, illit gibi kil minerallerinin oluşumunu ifade etmektedir. İncelenen örnekler için PIA değerleri hesaplanmıştır (Tablo 3.8). Buna göre PI değerleri marn-kiltaşı için 35.56-82.24 ve K-bentonitler için 67.96-85.64 arasındadır. Genel olarak K-bentonitler marn-kiltaşlarına göre daha yüksek PIA değerlerine sahiptir (Tablo 3.8 ve Şekil 3.35).

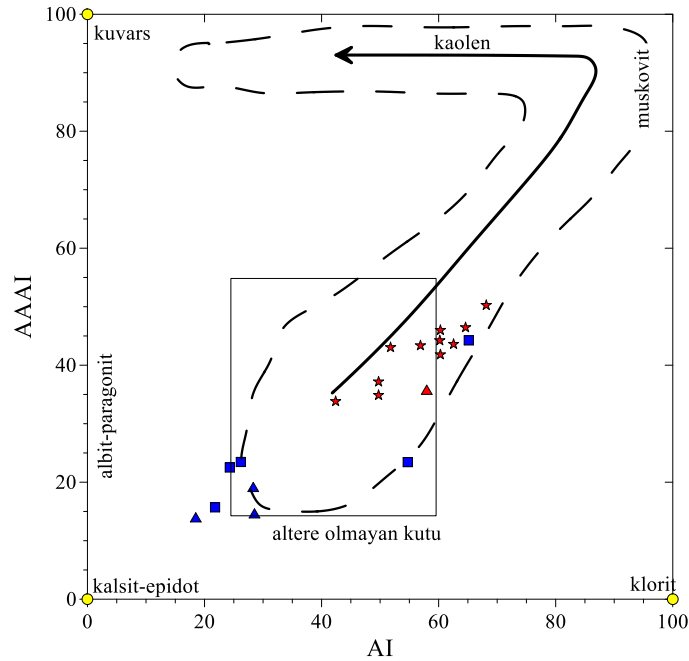


Şekil 3.35. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin AK (ateşte kayıp) değerlerine karşı PIA değerleri diyagramı. (Fedo vd. 1995).

3.3.3.5. Kimyasal Ayrışma İndeksi ve İleri Arjilik Alterasyon İndeksi

Harnois (1988) kimyasal ayrışma indeksi ($CIW=100*(Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O)$) olarak adlandırılan indeksi tanımlamış ve bu indeksi tanımlarken sadece CIA indeksini değiştirerek K_2O değerlerini hesaplamadan çıkarmıştır. Zira, CIW K-feldispat eşlik eden alüminyumu hesaba katmaz ve böylece K-feldispat bakımından zengin olan kayalar kimyasal olarak ayrılmış olsun ya da olmasın yüksek indeks değerlerine sahip olabilir (Fedov., 1995). Tablo 3.8’de verilen CIW değerleri, marn-kiltaşı için 34.62-84.62 ve K-bentonit için 71.45-87.67 arasındadır. Hesaplanan CIW değerleri, marn-kiltaşı örnekleri için değişkenlik göstermekte ve K-bentonitlerde ise yüksek ayrışmaya işaret etmektedir.

Williams ve Davidson (2004) ileri arjilik alterasyon indeksini ($AAAI=100*[SiO_2/(SiO_2+10*MgO+10*CaO+10*Na_2O)]$) alterasyon derecesini ölçmek için geliştirilmiştir. İncelenen örneklerin AI’ya karşı AAAI değerleri (Tablo 3.8) grafiksel olarak değerlendirildiğinde (Şekil 3.36), marn-kiltaşı örneklerinde karbonatlaşma, K-bentonit örneklerinde muskovit yönüne doğru ilerleyen illitleşme süreçlerinin etkin olduğu görülmektedir.



Şekil 3.36. İncelenen K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerinin Ishikawa alterasyon indeksine karşı (AI) karşı ileri arjilik alterasyon indeksi (AAAI) diyagramı. Mineral yönsemeleri Williams ve Davidson (2004) ve simgeler Şekil 3.35 ile aynıdır.

3.3.4. Duraylı İzotoplar

3.3.4.1. O ve H İzotopları

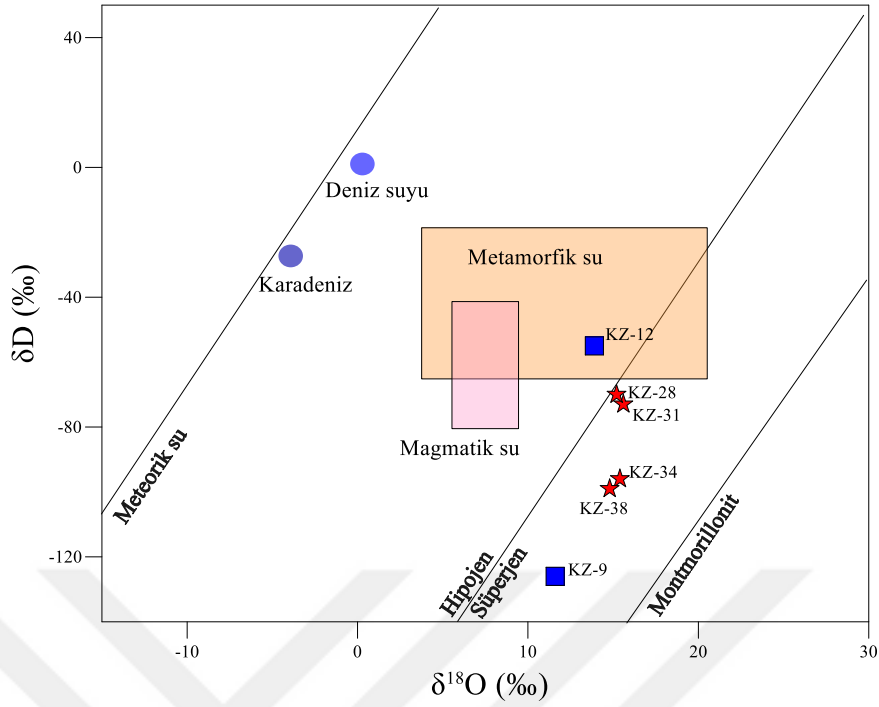
Kil mineralleri sıvı-kayaç etkileşimine bağlı olarak farklı sıcaklık ve farklı ortamlarda oluşmaktadır. Kil minerallerinin oluşum ortamlarının belirlenmesinde O ve H izotop verileri kullanılmaktadır (Sheppard vd., 1969).

İncelenen marn/kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin duraylı izotop değerleri Tablo 3.9'de verilmiştir. Marn-kiltaşlarından elde edilen kil fraksiyonunun $\delta^{18}\text{O}$ değerleri %11.6-13.9 ve δD değerleri ise %-55 ile -126 arasında değişmektedir. K-bentonitlerden elde edilen illit/simektitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri %14.8-15.6 ve δD değerleri ise %-70 ile -99 arasında değişmektedir (Tablo 3.9).

$\delta^{18}\text{O}$ 'e karşı δD diyagramına elde edilen izotopik değerler yerleştirildiğinde (Şekil 3.37) K-bentonitlerden elde edilen illit/simektitlerin süperjen çizgisi yakınında ve marn/kiltaşlarından elde edilen örneklerden birinin metamorfik su alanında diğerinin ise süperjen çizgisi ile montmorillonit çizgisi arasında olduğu görülmektedir (Şekil 3.37).

Tablo 3.9. K-bentonit ve marn-kiltaşı örneklerindeki kil minerallerinin duraylı izotop bileşimleri (K/S; klorit/simektit, I/S; illit/simektit)

Birim	Örnek No	Kil minerali	$\delta^{18}\text{O}$	δD
Marn/kiltaşı	KZ-9	K/S, İllit,	11.6	-126
	KZ-12	Klorit, İllit,	13.9	-55
K-bentonit	KZ-28	I/S	15.2	-70
	KZ-31	I/S	15.6	-73
	KZ-34	I/S	15.4	-96
	KZ-38	I/S	14.8	-99



Şekil 3.37. K-bentonit ve marn-kiltaşları örneklerindeki kil minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ' a karşı δD diyagramı. Meteorik su çizgisi (Craig, 1961), kaolinit için süperjen-hipojen çizgisi (Sheppard vd., 1969), Montmorillonit çizgisi (Savin ve Epstein, 1970), deniz suyu ve meteorik suyun izotopik bileşimi (Gat vd., 1996), Karadeniz bileşimi (Balderer, 1999), magmatik ve metamorfik su alanları (Sheppard, 1986).

3.4. K-bentonitlerin K-Ar Yaşlandırmaları

K-bentonitlerden elde edilen kil fraksiyonundaki illit/simektitlerin K-Ar yaşlandırmaları Erken-Orta Jura yaşlı birim içerisinde yer alan tefranın illitleşmesiyle oluşan K-bentonitlerin nihai alterasyon yaşını bulmak için gerçekleştirilmiştir. XRD çalışmaları ile illit/simektitten oluşan kil fraksiyonu belirlenmiş ve K-Ar yaşlandırma sonuçlarını etkileyecek safsızlıkların, K'lu diyajenetik veya volkanik kökene ait minerallerin içerilmemesine dikkat edilmiştir.

K-bentonitlerde yer alan illit/simektitlerin K-Ar yaş sonuçlarına bakıldığında 125.78 ± 4.17 (Erken Kretase- Barremiyen), 116.91 ± 2.07 (Erken Kretase- Apsiyen) ve 103.67 ± 1.47 (Erken Kretase- Albiyen) milyon yıllık yaşlar tespit edilmiştir (Tablo 3.10).

Tablo 3.10. K-bentonitlerden elde edilen I/S'lerden ($\leq 2\mu\text{m}$) itibaren yapılan K-Ar yaşlandırmaları

Örnek No	I/S (% illit miktarı)	K ₂ O (%)	⁴⁰ K (mol/gr)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹⁰ mol/gr) $\pm 1\sigma$ (x10 ⁻¹³)	Ortalama ⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹⁰ mol/gr) $\pm 1\sigma$ (x10 ⁻¹³)	Yaş (My) $\pm 1\sigma$
KZ-23	80	4.084	1.222x10 ⁻⁷	9.077 \pm 3.848	8.424 \pm 3.280	116.91. \pm 2.07
KZ-34	90	3.022	9.044 x10 ⁻⁸	6.515 \pm 2.383	6.842 \pm 2.664	125.78 \pm 4.17
KZ-38	90	3.925	1.174 x10 ⁻⁷	7.382 \pm 3.760	7.382 \pm 4.357	103.67 \pm 1.47

4. İRDELEME VE TARTIŞMA

4.1. Giriş

Gümüşhane yöresi Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nda bulunan kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ar dalanmasında yer alan marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin mineralojik, petrografik, jeokimyasal özellikleri ve duraylı izotop jeokimyası çalışmaları ile K-bentonitlerin kökeni, oluşum ortamı ve koşulları belirlenmeye çalışılmıştır.

4.2. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

Şenköy Formasyonu içerisinde yer alan kireçtaşları ve bu birimleri yer yer keser şekilde yerleşen andezit dayklarının polarizan mikroskop incelemeleri yapılmıştır. Kesit I ve II (Şekil 3.4 ve 3.6) içerisinde yer alan marn/kiltaşları, XRD ve SEM incelemeleri ile değerlendirilmiştir. K-bentonitlerin mineralojik-dokusal özellikleri Kesit II ve Kesit III (Şekil 3.2, 3.6 ve 3.8) yardımıyla XRD, SEM, DTA/TG çalışmaları ile belirlenmiştir.

Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ar dalanmasında yer alan kireçtaşlarında biyoklast olarak ekinit plakaları, mollusk kavkı parçaları, pelajik foraminiferler, sünger spikülleri ile bağlayıcı (matriks) olarak mikrosparit ve mikrit görülmektedir (Şekil 3.11). İncelenen kireçtaşlarında yer yer plajiyoklas ve kuvarsa rastlanılmış olup volkanik kökenli kayaç parçaları tespit edilmiştir (Şekil 3.11d). Kireçtaşı sınıflandırmasında ise Folk (1962)'a göre biyomikrit, biyosparit ve biyomikrosparit, Dunham (1962)'a göre ise vaketaşdır. İncelenen kireçtaşı örneklerinin çökeltme derinlikleri farklılık göstermekte olup bazıları daha sığ derinliklerde oluşmuştur. Bu veri kireçtaşlarının geliştiği havzada transgresyon ve regresyon dönemlerinin varlığına işaret edebilir. Kandemir, (2004) söz konusu kireçtaşlarınının Bouma sekansının alt bölümlerini içermeleri nedeniyle türbiditik fasiyeste çökdiklerini ifade etmektedir.

Makroskopik olarak dayk şeklinde yerleştiği tanımlanmış olan andezit yoğun olarak alterasyondan etkilenmiştir. Plajiyoklas hem mikrolit hem de fenokristal şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.10). Plajiyoklaslarda genellikle serisitleşme ve karbonatlaşma görülmektedir. Ferromagnezyen mineraller ise fenokristal fazında ve tamamen kloritleşmiştir (Şekil 3.10). Kayacın dokusal özellikleri andezitik bileşimli olduğuna işaret etmektedir.

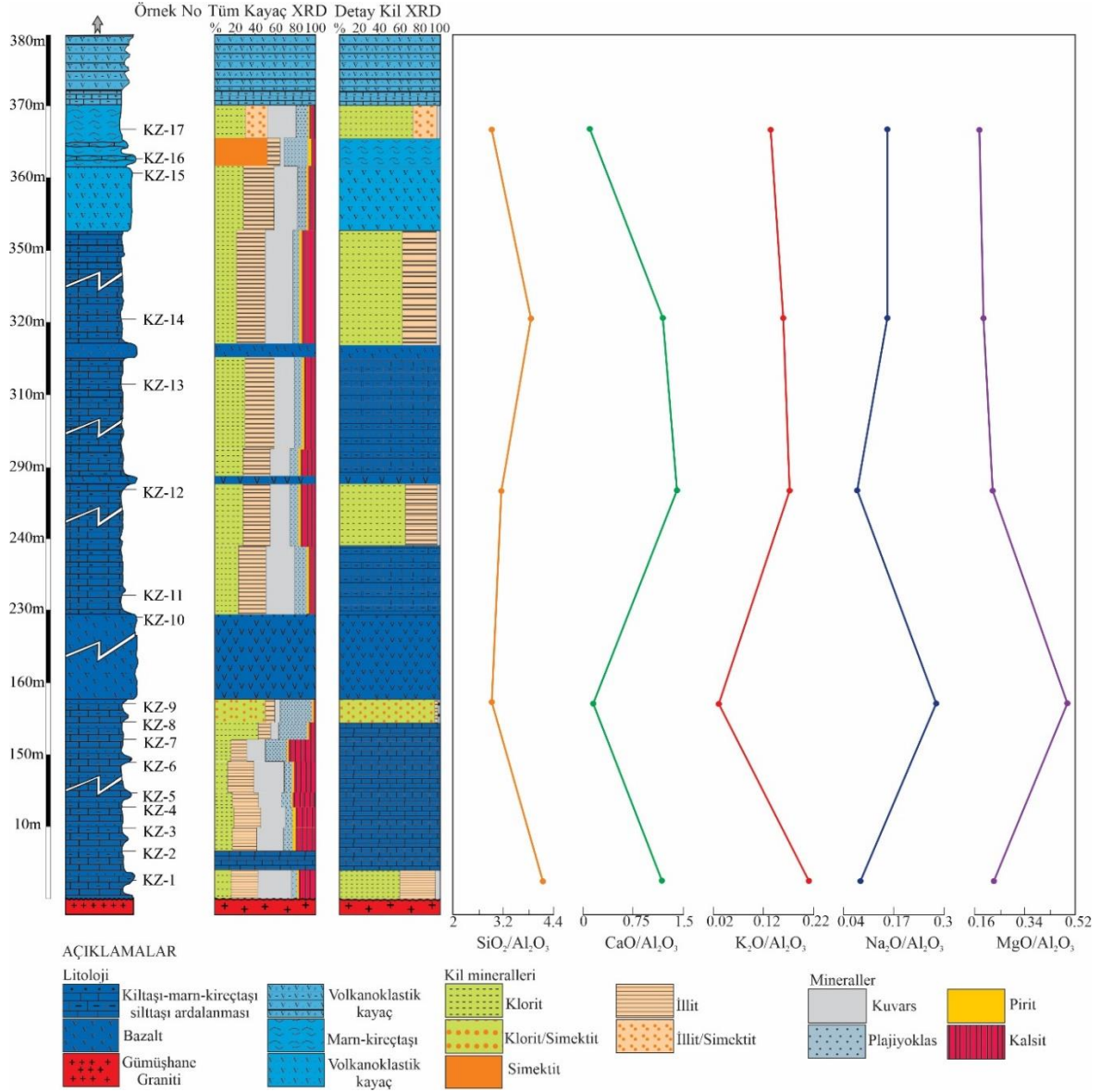
Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ar dalanmasında yer alan ve Kesit-I ve II' de tanımlanan marn/kiltaşlarının tüm kayaç mineralojik bileşimleri, kil mineralleri ve bollukları XRD incelemeleri yardımıyla tespit edilmiş ve hesaplanan % mineralojik bileşimlerinden itibaren düşey yönde mineralojik değişimleri incelenmiştir (Şekil 4.1). Kesit I'de en yaygın kil mineralleri klorit (%13-43 arasında) ve illit (%8-30)'tir (Şekil 4.1). Simektit sadece 1 örnekte tanımlanmış olup (KZ-16) bolluk miktarı %54'tür. Ayrıca, bazı örneklerde klorit/simektit (%50) ve illit/simektit (%23) de belirlenmiştir. Kil dışı mineraller kuvars (%4-31), plajiyoklas (%5-33) kalsit (%2-26 arasında) ve pirit (%1-3). Detay kil XRD incelemelerinde klorit ve illit ile birlikte kuvars ve yer yer plajiyoklaslara rastlanılmıştır (Şekil 4.1 ve Şekil 4.2). Bazı örneklerde illit/simektit ve klorit/simektit yer almaktadır (Şekil 4.1). Kesit II'de ise en yaygın kil mineralleri klorit (%46), illit (%15-31 arasında), simektit (%30-46 arasında), klorit/simektit (%24), imogolit (%32-40) ve illit/simektit (%15-26) tespit edilmiştir. Kil dışı mineraller ise kuvars (%5-28), plajiyoklas (%5-27), kalsit (%2-26 arasında) ve pirit (%2-4) olarak tanımlanmaktadır (Şekil 4.2).

K-bentonit seviyeleri Kesit-II ve Kesit-III içerisinde tanımlanmıştır (bkz. Şekil 3.6 ve 3.8). Kesit II'de yer alan K-bentonit seviyelerinin (KZ-23 ve KZ-25) tüm-kayaç XRD incelemelerine göre mineralojisi imogolit (%34-40) ve illit/simektit (%24-26), kuvars (%9-12), plajiyoklas (%2-24), kalsit (%8-12) ve pirit (%2) olarak belirlenmiştir (Şekil 4.2). Detay kil XRD incelemelerinde kil mineralleri ile birlikte kil boyutunda kuvars ve plajiyoklas da belirlenmiştir (Şekil 4.2). Kesit II'de kil mineralleri açısından belirgin bir değişim gözlemlenmemiş olup, ancak üst seviyelere doğru illitin yerini illit/simektitin aldığı saptanmıştır.

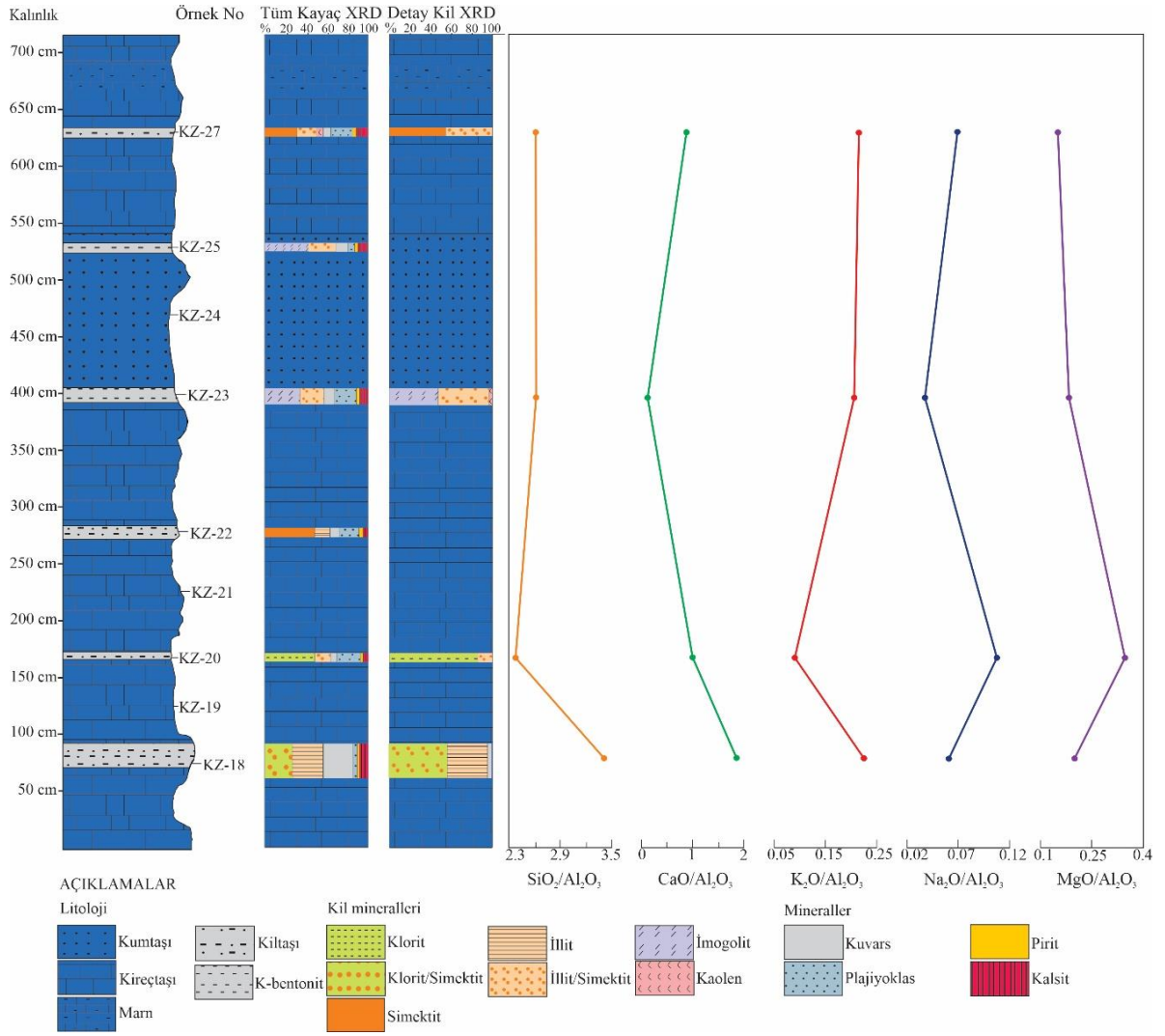
Kesit III'de yer alan K-bentonit seviyelerinin mineralojisi XRD incelemeleri ile ortaya konulmuş olup, illit/simektit (%24-37 arasında), klorit/simektit (%22-30), imogolit (%31-39) ve çok az miktarda kaolen (%3-7) tespit edilmiştir (Şekil 4.3). Pirojenik mineralleri kuvars (%10-31), plajiyoklas (%4-23) oluşturmaktadır, diğer kil dışı mineraller ise otojenik mineral olarak kalsit (%2-5) ve pirit (%1-2) meydana gelmektedir. Çalışılan K-bentonit

örneklerinin kil mineralojisi Pellenard vd. (2003) tarafından çalışılan K-bentonitler ile benzer mineralojik özellikler göstermektedir. Ancak, kaolinit çalışma alanında Subalpin ve Paris havzasına kıyasla çok daha düşük ve minör miktardadır.

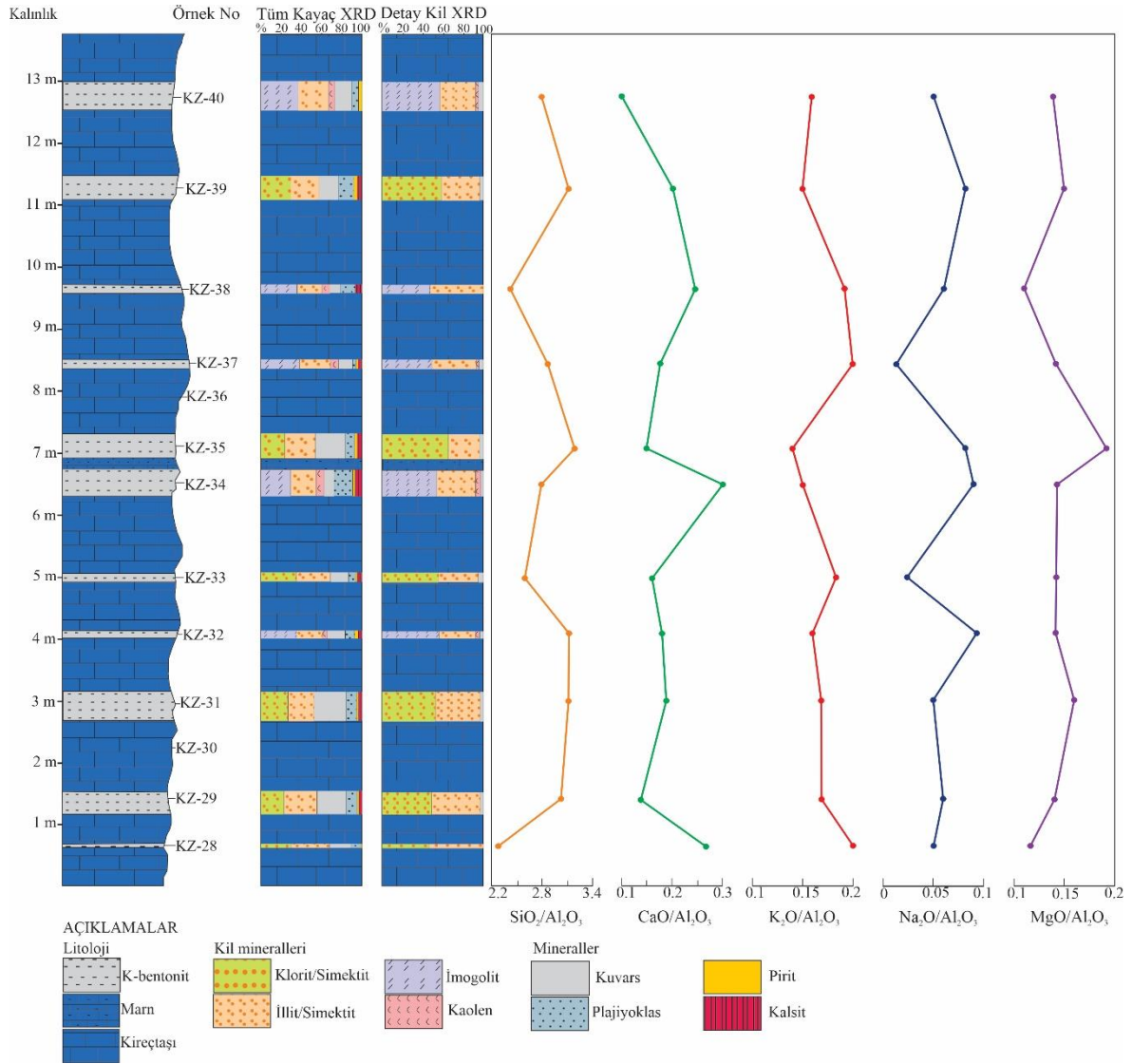
Çalışılan K-bentonitler ve marn-kiltaşlarının mineralojik içerikleri ile $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları birlikte değerlendirildiğinde uyumlu oldukları belirlenmiştir. Marn/kiltaşı örneklerinde $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 2-4 arasında dar bir alanda değişmekte ancak $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı nispeten daha geniş aralıkta 0.09- 1.83 arasında, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 0.05- 0.28, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 0.03- 0.23 arasındadır (Şekil 4.1 ve 4.2). K-bentonitlerde $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 2-3, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 0.1- 0.2, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 0.09- 0.31, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 0.02- 0.09, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranı ise 0.14- 0.21 arasındadır (Şekil 4.3). Bu veriler, marn/kiltaşlarının ana element kimyasının özellikle kalsit içeriği tarafından kontrol edildiğini, K-bentonitlerde ise illit/simektit ve simektit bileşenlerinin ana mineralojik kontrol mekanizması olduğunu işaret etmektedir.



Şekil 4.1. Kesit-I'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.4) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.4'ten alınmıştır).



Şekil 4.2. K-bentonit seviyeleri içeren Kesit-II'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.6) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.4 ve 3.5'ten alınmıştır).



Şekil 4.3. Kesit-III'den alınan örneklerin (bkz. Şekil 3.2 ve 3.8) XRD çalışmaları ile saptanmış tüm-kayaç, detay kil mineral bollukları (bkz. Tablo 3.2 ve 3.3) ve $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranları (hesaplamalarda kullanılan ana oksit değerleri Tablo 3.5'ten alınmıştır).

Marn/kiltaşı örneklerinden ve K-bentonitlerden elde edilen kil fraksiyonunun DTA-TG ve DTG incelemeleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.20-3.21). Elde edilen verilen XRD verilerinden elde edilen mineralojik bulgular ile uyumlu olmasına karşın örneklerin çoklu mineral içeriklerinden dolayı (kil minerallerinin birbirlerinden ayırt edilmemesi sebebiyle) ayırt edici değildir.

SEM-EDX incelemeleri marn/kiltaşı örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. İyi derecede yönlene gösteren örneklerde anhidral illit kristalleri, illit/simektit boşluklarda yer almakta olup matrikste tanımlanan ve cam parçalarından itibaren gelişmiş simektit

(saponit?), klorit ve kil dışı mineraller olarak ise plajiyoklas, ojit ve kalsit tanımlanmıştır. Ayrıca yer yer küremsi şekilli foraminifer (?) de belirlenmiştir. Örnekler içerisinde volkanik cam parçaları ve ojit gibi detritik tanelerin varlığı kaynakta volkanik kökenli malzeme katkısına işaret etmektedir

Marn/kiltaşı örneklerinde ana kil minerali illit ile temsil edilmektedir. İllitler yapraklı görünümlü olup dalgalı morfoloji sunarlar. Genellikle anhedral bir morfoloji sunmaktadırlar (Şekil 3.22a). Bazı durumlarda matriks içerisinde simektit ve küremsi şekilli fosil yapıları (muhtemelen foraminifer) ile birlikte bulunurlar (Şekil 3.22b).

K-bentonitlerin SEM-EDX analizleri yaygın olarak illitik bileşimli kil mineralleri ile temsil edilir. İllit/simektitler (I/S) genellikle felsik kayalarda, nötr-alkalen şartlar altında, artan sıcaklığa bağlı olarak simektit-illit mineral transformasyonunun ara ürünü olarak kabul edilirler (Inoue, 1995). I/S'ler en yaygın olarak görülen otojenik morfolojiler olup oldukça ince latalar şeklindedir (Weaver, 1953). SEM incelemelerinde illit/simektitler genellikle otojenik olarak gelişmiş latalar olarak simektit yapısına benzer dalgalı morfoloji gösteren plakalar şeklindedir. İllit/simektitlerin (I/S) SEM yardımıyla morfolojik özellikleri belirlenmiştir. Karışık tabakalı I/S'ler (R=0) saf simektitlere benzer şekilde dalgalı yapraklı (corn-flake dokusu) bir morfoloji sunarlar. Düzenli I/S'lerde ise latalar azalan simektit bileşeni ile orantılı olarak büyüme eğilimindedir. Bu durum simektitten itibaren değişen fiziko-kimyasal koşullara bağlı olarak I/S oluşumu şeklinde açıklanabilir. Benzer durumlarda hidrotermal ortamlarda I/S'tin simektitten itibaren oluşumu rapor edilmiştir (Inoue, 1995). Örneklerin SEM incelemeleri simektitlerin, hem plajiyoklas hem de volkanik camdan itibaren oluştuğunu göstermektedir. Simektit pulları plajiyoklasların ve camsı volkanik parçaların yüzeyini kaplar ve bal peteği görünümü ile karakterize edilir (Şekil 3.22). SEM-EDX incelemeleri smektitlerin Mg-Fe'ce zengin bileşimli (saponit) ve yer yer karışık tabakalı klorit/simektit bileşimli olduğunu işaret etmektedir. SEM incelemelerinde K/S'lerin morfolojik karakteristikleri simektitlere benzer şekilde dalgalı, düzgün yapraklar halindedir (Şekil 3.25).

K-bentonit örneklerinde (Kesit-II ve Kesit-III) ise ana kil mineralojisi genel olarak illit/simektit, klorit/simektit ile temsil edilirken bu birlikteliğe nadiren kaolenit eşlik eder. İmogolit ise volkanik kökeni ifade etmekte (Yoshinaga ve Aomine, 1962) olup örneklerde tanımlanmıştır. İmogolitin varlığı marn/kiltaşı örnekleri ile K-bentonit örnekleri arasındaki en önemli farklardan biridir. Bunun dışında, marn/kiltaşı örneklerinde kaolenit belirlenememiş (sadece KZ-27'de bulunmakta) olup, kaolenit çoğunlukla kıtasal

oluşumlardaki altere kül yataklarında simektit ile beraber bulunmaktadır (Pellenard vd., 2003). Ancak, bazı araştırmacılar denizel ortamlarda kül seviyelerinde kaolinitin simektit ile beraber bulunduğunu belirtmektedirler (Teale ve Spears, 1986; Spears vd., 1999; Deconinck vd., 2000).

Allofanın çözünmesi ve kristallenmesi, volkanik camın çözünmesi, biyotit ve/veya feldispatların alterasyonu ile gelişmektedir (Parfitt ve Kimble, 1989). Çalışılan örneklerde SEM incelemelerinde imogolit volkanik cam parçacıklarının kenarlarından büyüyen solucan benzeri şeritler ve tüpler halinde morfoloji sunarlar. Ayrıca, biyotitlerin üzerinde de allofan/imogolit jel yapıları tespit edilmiştir. Bu durumda allofan/imogolitin volkanik cam/biyotitten itibaren gelişen çözünme reaksiyonları ile açığa çıkan silika ve alüminanın yeniden çökmesiyle oluştuklarını söylemek mümkündür. Eswaran (1972) imogolit oluşumu için allofandan sırasıyla imogolit ve halloysite doğru giden alterasyon sıralanmasına ait herhangi bir delil elde edemediğini ve bu üç mineralin toprakta yan yana bulunabildiğini ifade etmektedir. Çalışılan K-bentonitlerde XRD çalışmalarında imogolit ve kaolen tespit edilirken kaolen grubu minerallerin varlığı (halloysit/meta halloysit) SEM çalışmaları ile tespit edilememiştir.

4.3. Marn/kiltaşı ve K-bentonitlerin Diyajenez ve Metamorfizma Koşulları

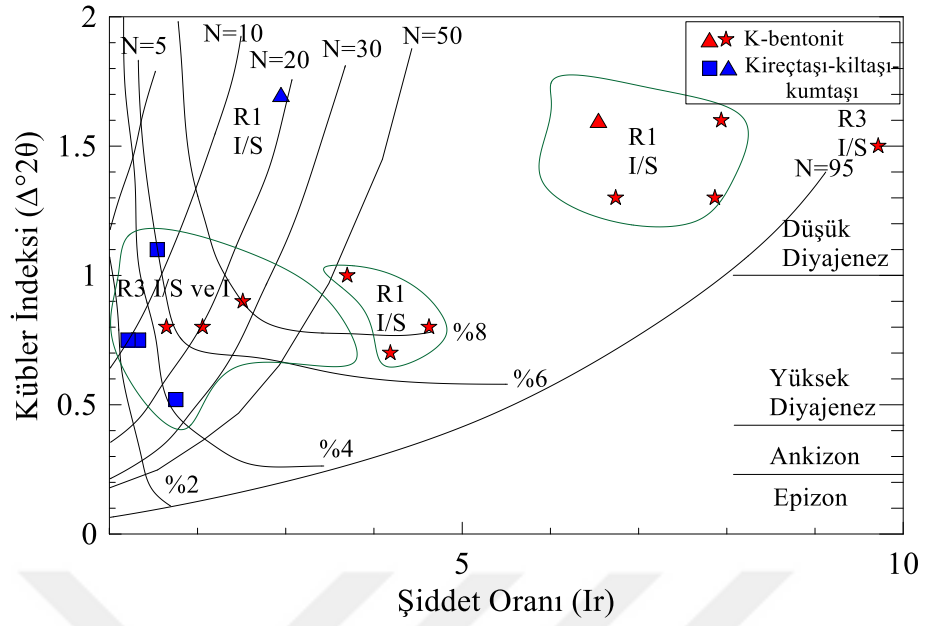
Çalışılan örneklerin oluştuğu diyajenez-metamorfizma koşullarının belirlenebilmesi amacıyla Kübler ve Arkai indeksleri belirlenmiştir (Tablo 3.1). Böylece incelenen örneklerin hangi diyajenetik koşulları yansıttığı belirlenmeye çalışılmıştır.

Kil minerallerinin oluşum ortamları; ayrışma ortamına, sedimanter ortama, diyajenetik-hidrotermal koşullara bağlıdır (Esquevin, 1958). Sedimanter ortamlarda detritik ve yeni oluşan killer bulunur. Kil minerallerinin dönüşümü diyajenetik ya da hidrotermal ortamlarda yüksek sıcaklık koşullarının sonucunda gerçekleşir (Eberl, 1984). Diyajenetik ve metamorfik koşulların artması ile dioktahedral kil minerallerinin dönüşümü simektit → karışık tabakalı I/S → illit → muskovit şeklindedir. Bu dönüşümler kristal düzeninin (kristal derecesi) artması ve kristal boyutu ile ilişkili olup illit kristalinitesi olarak belirlenir. Öyle ki kristal boyutu (ya da kristal derecesi) dönüşüm süresince artar, kristal düzensizliği ise azalır (Peacor, 1992; Pevear, 1999; Bozkaya ve Yalçın, 2009). Trioktahedral kil minerallerinin dönüşümü ise simektit → karışık tabakalı K/S → klorit şeklindedir. Di- ve tri- oktahedral kil minerallerinin dönüşümü litostatik basınç ile ilişkili olan çökmenin gerçekleştiği

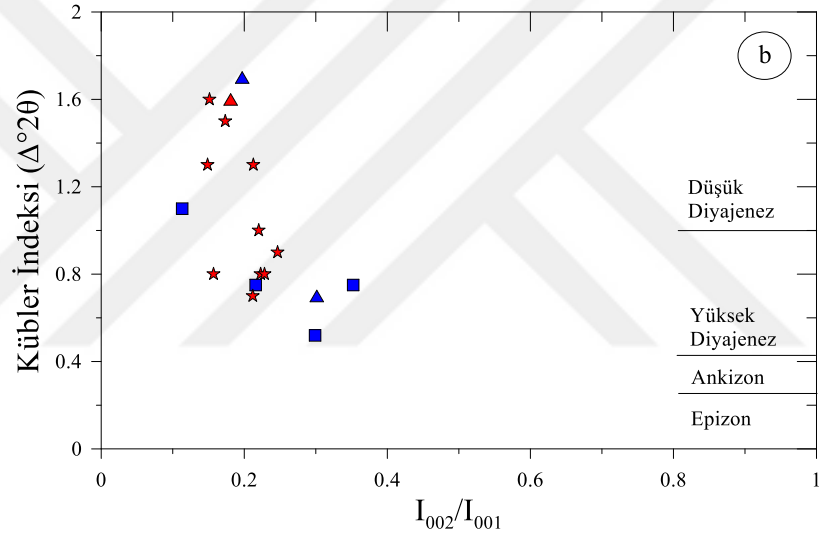
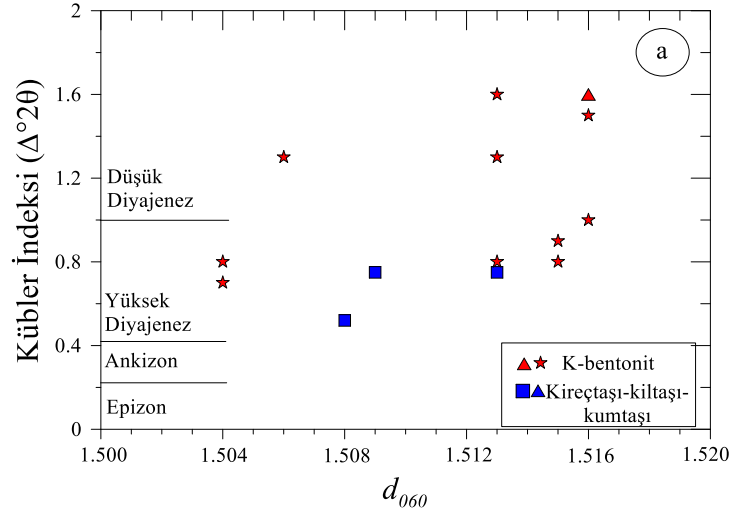
sedimanter havzada, genellikle erken-geç diyajenez ya da düşük ankizon koşulları ile gerçekleşir. Detritik veya volkanik cam kökenli simektitler yaklaşık olarak 3000 m derinlikte ve 90 °C sıcaklıkta illite dönüşür (Hower vd., 1976).

İllit kristalinitesini belirleyen parametreler kristal yapısındaki düzensizlik, kristal kalınlığı, kristal boyutu, genişleyebilen mineral varlığı, öncü volkanik camın bileşimi olup illitleşme sürecine diyajenez aşaması da etki etmektedir (Altaner ve Ylagan, 1997; Whittington, 2010).

İllit ve karışık tabakalı illit/simektitlerin kristalinite değerleri 0.52-1.7 $\Delta^{\circ}2\theta$ arasında değişkenlik göstermektedir. İncelenen marn/kiltaşı örneklerinin KI'ya karşı Ir diyagramında illit ve I/S (R=3)'nin neredeyse tamamının (KZ-27 hariç) yüksek diyajenetik koşulları (yaklaşık 100-200 °C) yansıttığı görülmektedir (Merriman ve Frey, 1999). Ancak bir örneğin (KZ-27) (R1 I/S) düşük diyajenetik koşulları yansıttığı belirlenmiştir (Şekil 4.4). K-bentonitlerin ise hem yüksek hem de düşük diyajenetik koşulları yansıttığı görülmektedir. Erken ve geç diyajenetik süreçlerde bentonit seviyelerinin bileşenleri şiddetli bir şekilde değişebilmektedir (Fisher ve Schmincke, 1984). KI'ya karşı Ir diyagramında I/S'lerin genişleyen tabaka (simektit) içeriği ise %2- 6 arasında ve daha fazla değiştiği ifade edilebilir (Şekil 4.4). R1 I/S, volkanik camın ayrışıp birikmesi ile oluşan simektitin gömülme diyajenezi ile transformasyonundan kaynaklanmaktadır (Pellenard vd., 2003). KI'ya karşı I_{002}/I_{001} değerinde ise düşük KI değerinin yüksek I_{002}/I_{001} değerine karşılık geldiği ifade edilebilir (Şekil 4.5b).

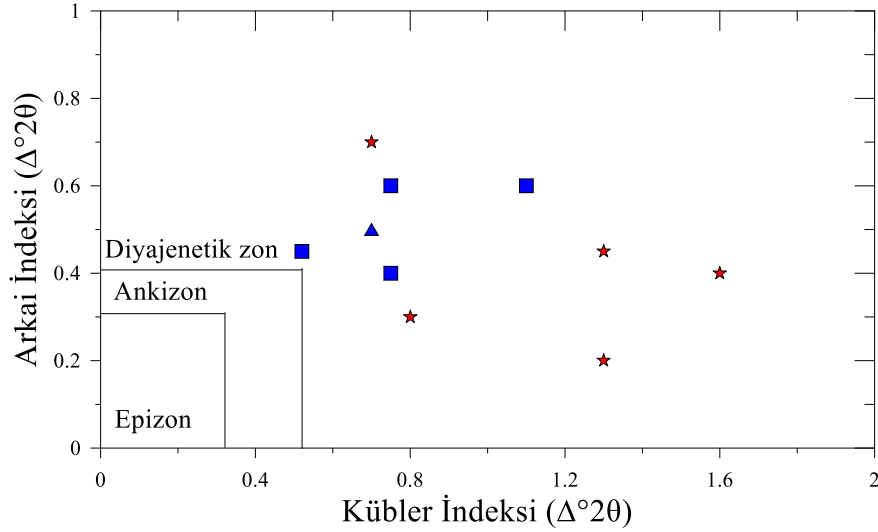


Şekil 4.4. Marn-kiltaşları ve K-bentonitlerdeki illit ve I/S'lerin Kübler indeksi ve şiddet oranı ($I_r = (I_{003}/I_{001})_N / (I_{003}/I_{001})_{EG}$) (Srodon, 1984) dağılımı (% 2-4-6-8 şişen tabaka değerleri, N değerleri ise difraktometredeki saçınım alanı boyutu (Eberl ve Velde, 1989).



Şekil 4.5. Marn-kiltaşları ve K-bentonitlerdeki illit ve I/S'nin Kübler indeksine karşı d_{060} yansıması ve I_{002}/I_{001} değerlerinin diyagramları (Esquevin, 1969) (Simgeler Şekil 4.4 ile aynıdır)

Marn-kiltaşlarında yer alan klorit ile %90 ve daha fazla klorit içeriğine sahip K/S'nin Arkai indeks değeri (AI (001)) 0.3-0.5 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında, K-bentonitlerde ise 0.4-0.6 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında bulunmaktadır (Tablo 3.1). AI (002) değeri ise marn/kiltaşlarında 0.4-0.6 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında, K-bentonitlerde 0.2-0.7 $\Delta^{\circ}2\theta$ aralığında değişmektedir (Tablo 3.1). Aynı örneklerde tanımlanan klorit ve illitlerin çizilen Arkai indeksine (AI 002) karşı Kübler indeksi diyagramında diyajenetik zon alanında bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Marn-kiltaşları ve K-bentonitlerde bulunan klorit ve K/S'nin Kübler indeksine karşı Arkai indeksi (002) diyagramı (Epizon, ankizon ve diyajenetik zon sınırlarının değerleri Warr ve Cox 2016'dan alınmıştır) (Simgeler Şekil 4.4 ile aynıdır).

4.4. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin Jeokimyasal Özellikleri

Bentonit terimi genellikle tefra gibi volkanik kökenli bir piroklastik bir malzemenin altere olmasıyla gelişmiş kil minerallerince zengin yataklar için kullanılmaktadır (Grim ve Güven, 1978). Çoğu bentonit sığ denizel sedimanlarla ara katkılıdır ve genel olarak simektit bileşenlerinde değişebilen katyonlar Na ve Ca'dur. İlerleyen alterasyon veya diyajenez süreçlerinin etkili olmasıyla klorit, illit, illit/simektit gibi minerallerin miktarında artış olur ve bu artışa bağlı olarak kayaç K-bentonit olarak tanımlanır (Fisher ve Schminke, 1984; Meunier ve Velde, 2004). İncelenen marn/kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin jeokimyasal karakteristikleri karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiş ve jeokimyasal farklılıkları/benzerlikleri, K-bentonitlerin ilksel kayacını oluşturan piroklastik malzemenin bileşimi ve kökeni gibi sorulara cevap aranmaya çalışılmıştır.

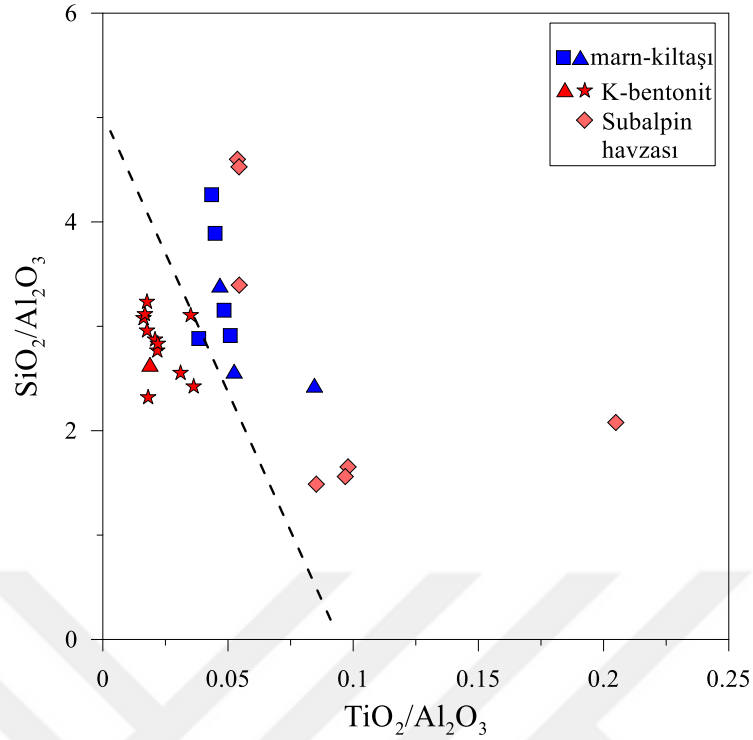
Hareketsiz iz element oranlarına (Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$) dayalı adlandırma diyagramına göre K-bentonitlerin genellikle riyolit-dasit ve bazı örneklerin andezit/bazaltik andezit alanında ve marn-kiltaşı örneklerinin ise andezit/bazaltik andezit ve bazalt alanında olduğu görülmüştür (Şekil 3.28). Jeokimyasal ayırım diyagramlarında (La-Yb ve Y-Zr) ise K-bentonitlerin kalk-alkali ve geçişli alanda, marn-kiltaşları ise geçişli-toleyitik (Y-Zr), kalk-alkali ve geçişli (La-Yb) alanda yer almaktadır (Şekil 3.29). Buna göre K-bentonitlerin ilksel kayacı bölgede yer alan asidik-ortaç bileşimli ve kalk-alkali/geçiş karakterli bir

magmadan itibaren türemiştir. İnceleme alanında ortaç bileşimli andezitik daykların varlığı da bilinmektedir (bkz. Şekil 3.10).

K-bentonitlerin SiO_2 içerikleri %47.37-56.92, Al_2O_3 içerikleri %17.37-20.42, K_2O içerikleri %2.54-4.00 ve CaO içerikleri %1.74-5.73 arasında değişim sunmaktadır. Marn-kiltaşı örneklerinde ise SiO_2 %34.85-53.47, Al_2O_3 %11.11-18.58, K_2O %0.56-3.88, CaO ise %1.67-20.33 arasında ve CaO miktarında büyük bir değişim görülmektedir (Tablo 3.4 ve 3.5). Bileşimsel değerlerde gözlemlenen bu geniş aralık kayaçların içerdiği alterasyon minerallerindeki değişikliği yansıtmakla birlikte özellikle CaO miktarındaki geniş değişim karbonat bileşimi (kalsit) ile kontrol edilmektedir.

İncelenen örneklerde genellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde K_2O ve Rb'da zenginleşme, yüksek çekim alanlı elementlerde P_2O_5 ve TiO_2 bakımından fakirleşme söz konusudur (Şekil 3.30b). K-bentonitlerin kalsiyum içerikleri genellikle marn/kiltaşı örneklerinden daha düşüktür (Şekil 3.30). K-bentonitler ile marn/kiltaşı örneklerinin Sr ve Ba bakımından tüketilme oranları karşılaştırıldığında K-bentonitlerin daha fazla tüketilmiş olduğu görülmektedir. Bu durum K-bentonitlerin ilksel kayaçlarının jeokimyasal imzası olabileceği gibi, K-bentonitlerde Ca, Sr ve Ba'un akışkanlarca yıkanması ve alt zonlardaki marn/kiltaşı gibi kayaçlarda zenginleşmesi şeklinde açıklanabilir (bkz. Pellenard vd., 2003). İncelenen örneklerin uyumsuz iz element dağılımları bölgede daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilen verilerle uyumlu olarak ada yayı volkanitlerine benzer özellikler göstermektedir (Şekil 3.30; bkz. Arslan vd., 1997; Şen, 2007).

Pellenard vd. (2003) tarafından kullanılan $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşı $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ detritik kökenli kayaçlarla K-bentonitlerin ayrımı için kullanılmıştır. Çalışılan K-bentonitler ile marn/kiltaşı örneklerinin K_2O içerikleri açısından anlamlı bir fark olmamasına karşın Pellenard vd. (2003) tarafından kullanılan $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşı $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında örnekler arasında detritik köken ve volkanik kökenin ayrımını ortaya koyan değişim tanımlanmaktadır. K-bentonit örnekleri gerek Pellenard vd. (2003)'nin çalıştığı bentonitlerden gerekse çalışma alanındaki marn-kiltaşlarından daha düşük TiO_2 değerleri ile karakterize edilir (Şekil 4.7). Pellenard vd. (2003) yüksek TiO_2 içeriklerini Ti bakımından zengin rutil gibi bir mineral fazı ile açıklamaktadır. Benzer şekilde, marn/kiltaşlarında da Ti bakımından zengin bir ağır mineral fazının yer alabileceği düşünülmektedir.

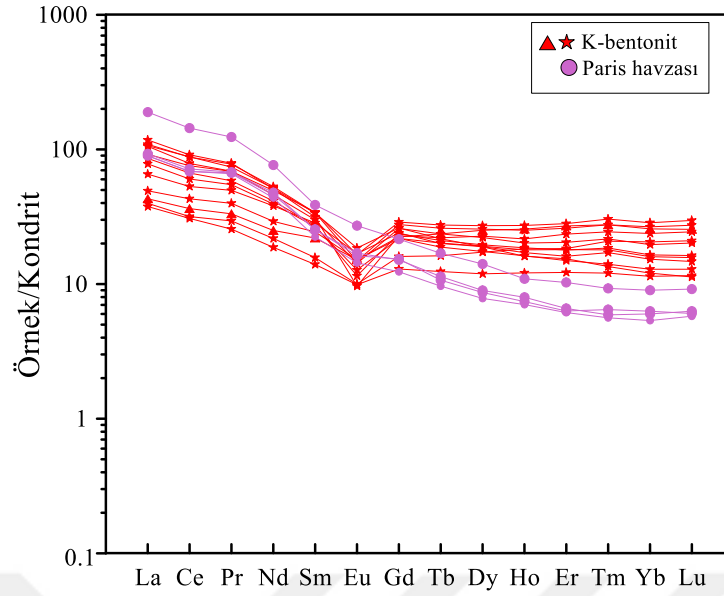


Şekil 4.7. İncelenen K-bentonitler, marn/kiltaşları örneklerinin ve Jura yaşlı Subalpin havzası bentonitlerinin (Pellenard vd., 2003) TiO₂/Al₂O₃'e karşı SiO₂/Al₂O₃ diyagramı

Volkanik küllerin NTE bileşimi ana magmatik kaynağın bileşimini yansıtabilir. Bentonitlerde kökeni 4 farklı süreç etkiler (Wray, 1995; Clayton vd., 1996); (1) bacanın etrafında biriken ağır minerallerin rüzgar ile taşınması ve ayrılması (Fisher ve Schmincke, 1984), (2) birikmenin ardından etrafını kaplayan sedimanlar ile karışması, (3) deniz suyu ile NTE'nin yıkanması veya eklenmesi, killeşme sırasında yeniden kristallenme ya da çözünme reaksiyonlarının meydana gelmesi, (4) oksidasyon-redüksiyon reaksiyonları ve sıvı sirkülasyonu gibi diyajenetik süreçlerdir (Pellenard vd., 2003). Çalışılan K-bentonitler 1.691-9.440 arasındaki La_N/Lu_N değerleri ve 0.356-0.734 arasında değişen güçlü Eu_N/Eu^* anomalisi ile karakterize edilir (Tablo 3.7 ve Şekil 3.31). Örneklerde Ce anomalisi tespit edilmemiştir. K-bentonitlerin NTE içerikleri eşlik eden marn/kiltaşı örnekleri ile karşılaştırıldığında güçlü Eu anomalisi değerleri genellikle ilksel kayacın ana magmasının gelişiminde etkin olan plajiyoklas fraksiyonel kristallenmesiyle ilişkilendirilir (Zielinski, 1982; Laufer vd., 1984; Berry, 1999; Gotze vd., 2001; Batchelor, 2014; Caligari vd., 2015). Ce anomalisi değerleri incelendiğinde hafif negatif anomalisi değerleri (marn-kiltaşları için 0.89-1.00 ve K-bentonitler için 0.94-1.01; Tablo 3.6-3.7 ve Şekil 3.31) tespit edilmiştir. Negatif Eu ve Ce anomalileri denizel şeyl birimlerinde yaygın olarak görülür. Negatif Ce

anomalisi deniz suyu ile dengede otojenik mineral çökelimini ifade ederken negatif Eu anomalileri havzadaki indirgeyici koşulları ifade edebilir (MacRae vd., 1992; Wray, 1995). İncelenen K-bentonitlerde güçlü bir Ce anomalisi gözlenmemesi ve Ce anomalisi yokluğu ilksel piroklastik malzemenin alterasyonunun deniz suyu ile direk olarak temasdan daha ziyade kısmen kapalı bir sistemin içerisinde gerçekleştiğine işaret etmektedir. Wray (1995, 1999) dasititten riyolite kadar değişen volkanik faaliyetlerle oluşmuş bentonitlerde belirgin Eu anomalisi tespit etmiştir. Negatif Eu anomalisi genellikle magmanın gelişimi esnasında plajiyoklas ayrımlaşması ile açıklanır. Ancak, Eu'nun dağılımı oksidasyon-redaksiyon reaksiyonlarında oldukça indirgeyici koşullarda Eu^{+2} 'nin kaybı ve oksidasyon koşullarında Eu^{+3} 'ün zenginleşmesi ile de kontrol edilmektedir (MacRae vd., 1992). Çalışılan K-bentonitlerde görülen negatif Eu anomalileri tüm kayaç mineralojisinde tanımlanan piritin varlığı ile de desteklenir şekilde indirgeyici ortam koşulları ile uyumlu olmakla birlikte ilksel kayaçları oluşturan magmatik gelişimin bir sonucu olarak da düşünülmektedir.

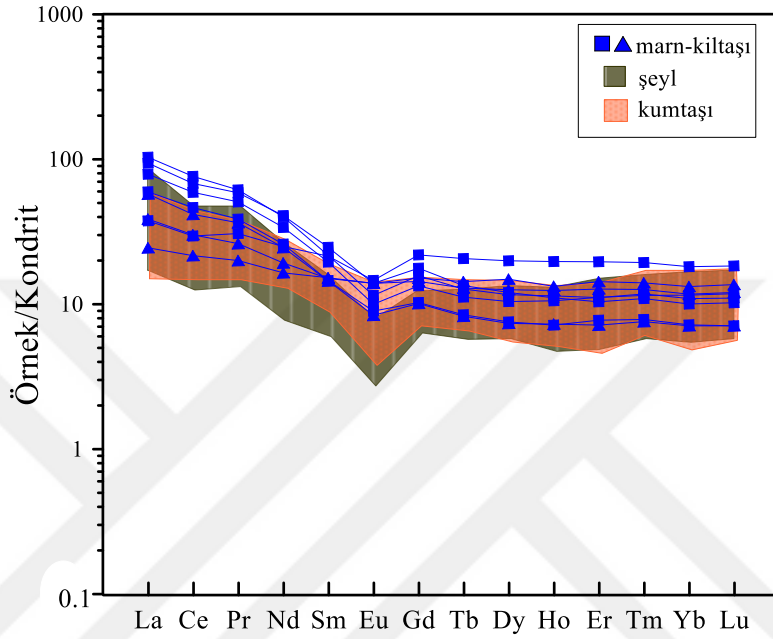
Şekil 4.8'de çalışılan K-bentonitlerin NTE içeriklerinin kondrite normalize dağılımları Paris havzası bentonitleri (Pellenard vd., 2003) ile karşılaştırılmış ve kısmen benzer dağılımlar tespit edilmiştir. Ayrıca, çalışılan K-bentonitlerin ağır NTE içerikleri Paris havzası bentonitlerine göre daha az tüketilmiş olup, Eu anomalileri daha belirgindir. Buna göre hem Paris havzası bentonitleri hem de çalışılan K-bentonitlerin ilksel kayaçları benzer tektonik ortamlar ile karakterize edilirken, Paris havzası bentonitleri daha alkalin bir kökenden türemiş ve benzer alterasyon koşullarında gelişmişlerdir.



Şekil 4.8. İncelenen K-bentonitler ve Jura yaşlı Paris havzası bentonitlerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramı. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'den, Paris havzası bentonitlerinin NTE değerleri Pellenard vd. (2003)'den alınmıştır.

Çalışılan K-bentonitler ve marn-kiltaşlarının NTE içerikleri literatürde bulunan aynı yaşlı birimlerle karşılaştırılarak köken/kaynak alanları hakkında bilgi edinilmeye çalışılmıştır. Akdoğan (2011) Şenköy Formasyonu'nda yer alan ve Köseadağ ile civarında bulunan kumtaşı ve şeyllerde yapmış olduğu çalışmada kumtaşlarının çoğunluğunun taşınma ve ayrışma olayları esnasında Si bakımından fakirleştiğini, alüminyum bakımından ise zenginleştiğini belirtmiştir. Böylece kaynak alanlarında hızlı bir fiziksel ayrışma ve kısa mesafeli taşınma olduğunu ifade etmektedir. Çalışılan örneklerin kondrite normalize edilmiş NTE dağılımları Akdoğan (2011)'nin kumtaşı ve şeylleri ile karşılaştırıldığında benzer davranış sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.9). Marn-kiltaşları, şeyl ve kumtaşlarında hafif NTE'de ağır NTE'ye göre kısmen tüketilme olduğu ifade edilebilir. Bu veri kıtasal kökenli magmatik kayaların ve onlardan türeyen kırıntılı kayaların sahip olmadığı bir davranıştır (Schilling vd., 1983). Akdoğan (2011) şeyl ve kumtaşlarının kıtasal kayaktan meydana gelmediğini, hafif NTE bakımından tüketilmiş bazik bir volkanizmadan sedimantasyonla eş yaşlı olarak oluşabilmesinin mümkün olabileceğini ve SiO_2 'nin yüksek bir değerde olmasını ise plajiyoklasların kırıntılılar arasında baskınlığı şeklinde yorumlamıştır. Akdoğan (2011) kumtaşlarında gözlemlediği bileşimsel aralık ile mafik-nötr ve asidik kökenli kaynak kayaların katkıda bulunabileceğini belirtmiştir. Kayaların Jura öncesi yaşlı kaynak alanda

mevcut olduğunu ve Jura yaşlı bazik volkanizma ile mafik kökenli bileşenlerin sedimantasyonu ile eş yaşlı volkanizmadan kaynaklanabilmesinin mümkün olduğunu ifade etmiştir (Akdoğan, 2011). Dolayısıyla, çalışılan marn-kiltaşları da benzer bir kaynak alandan itibaren benzer süreçler ile gelişmiş olmalıdır.

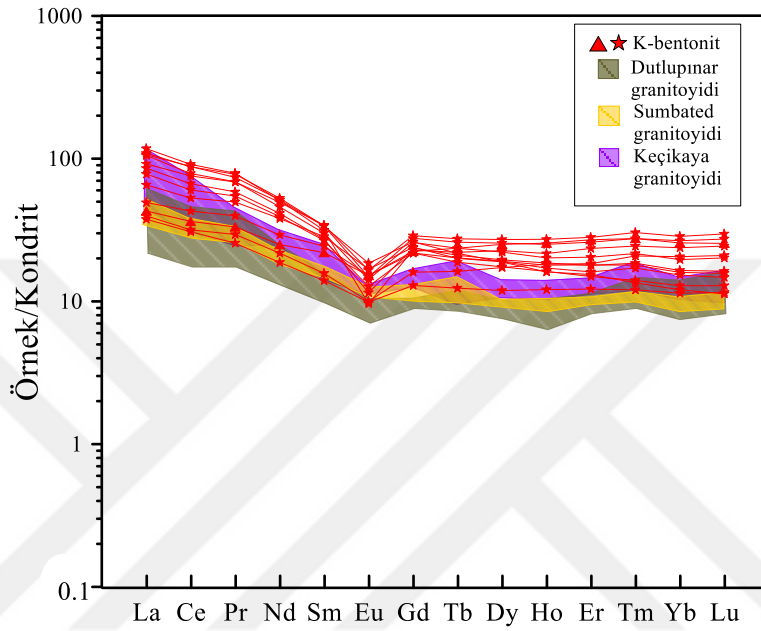


Şekil 4.9. İncelenen marn-kiltaşı örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'dan, şeyl, kumtaşlarının NTE değerleri Akdoğan (2011)'dan alınmıştır.

Çalışılan K-bentonitlerin Şekil 3.28'de (Nb/Y'a karşı $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ adlandırma diyagramı) genel olarak riyodasit/dasit bileşiminde olmaları bu kayaçlarının oluşumunda etkin magmatik faaliyetlerin felsik-ortaç bileşimli olabileceğine işaret etmektedir. Ancak, çalışma alanı yakın çevresinde Jura yaşlı birimlerde felsik-ortaç bir volkanizma ile ilişkili jeokimyasal veri bulunmamaktadır. Bu nedenle Dokuz vd. (2010) tarafından Yusufeli (Artvin) yöresinde yerleşen Jura yaşlı granitoidlerin böyle bir volkanizmanın derinlik eşleniği olarak kabul edilerek incelenen K-bentonitlerle karşılaştırılmışlardır.

Karşılaştırmada kullanılan granitoidler Dutlupınar, Sumbated ve Keçikaya olmak üzere üç grup içerisinde yer almaktadır. Dutlupınar, granodiyorit, tonalit ve K_2O bakımından fakir kalk-alkali, Sumbated, kuvars monzodiyorit, granodiyorit ve kuvars diyorit ile kalk-alkali ve mafik, Keçikaya ise granodiyorit, monzogranit ve kuvars monzodiyorit ile temsil

edilir. Dutlupınar kayaçları en yüksek SiO₂ içeriğine sahip olup K₂O içeriği düşüktür. Şekil 4.10'da çalışılan K-bentonitler ile Dutlupınar- Sumbated- ve Keçikaya granitoyidik örnekleri karşılaştırılmış ve benzer NTE dağılımı sergiledikleri gözlenmiş ve çalışılan örneklerin benzer bir kaynaktan itibaren türeyebileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.10. İncelenen K-bentonitler ile Dutlupınar (granodiyorit, tonalit), Keçikaya (granodiyorit, monzogranit ve kuvars monzodiyorit) ve Sumbated (kuvars monzodiyorit, granodiyorit ve kuvars diyorit) örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE dağılım diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985)'dan ve Dutlupınar, Keçikaya plütonu ve Sumbated örneklerinin NTE değerleri ise Dokuz vd. (2010)'den alınmıştır.

K-bentonit ve marn/kiltaşı örnekleri için diyajenez/alterasyon süresince hangi ana oksit ve iz elementlerin hangi derecede hareketli olduğunu belirlemek amacıyla elementler arası korelasyonlar yapılmış ve alterasyon indeksleri ile mineralojik farklılıkları ortaya konulmaya çalışılmıştır Serisitleşme indeksi (SI) değerlerine karşı K₂O+Na₂O ve CaO grafiklerinde tüm birimlerin hidrotermal alterasyondan etkilendiği ve yüksek serisitleşme indeksi değerlerine sahip olduğu görülmekte olup marn-kiltaşı örneklerinde karbonatlaşma daha etkindir (Şekil 3.32). Ishikawa alterasyon indeksi (AI) ile plajiyoklaz ve volkanik camın sersitleşme ve kloritleşme derecesi belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 3.33'te AI'ya karşı K₂O ve Na₂O (%) değişimleri irdelendiğinde marn-kiltaşı örneklerinde killeşme, ilave

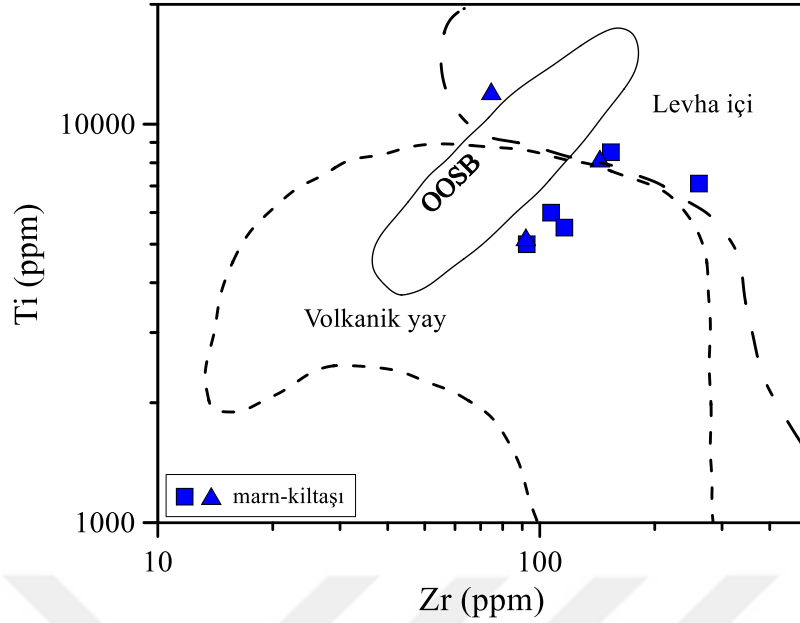
olarak karbonatlaşmanın daha etkin olduğu ancak K-bentonit örneklerinin ayrı bir eğilim sergileyerek plajiyoklaz ve camın bozunarak serisitleştğini ifade eden daha yüksek AI değerlerine sahip olduğu tespit edilmiştir. İncelenen örneklerin AI'ya karşı klorit-kalsit-pirit indeksi (KKPI) grafiğinde (Şekil 3.34) marn-kiltaşı örneklerinin albit-kalsit-epidot yönsemesi üzerinde dağılım gösterirken, K-bentonit örneklerinin klorit-pirit-(serisit) yönsemesinde olduğu görülmüştür. Marn-kiltaşı için kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerleri 32.00-74.64 arasında, K-bentonitlerde ise 64.44-76.82 arasındadır. (Tablo 3.8). İndeks değerlerine bakıldığında örneklerin daha çok illitleşme aşamasında olduğu ifade edilebilmektedir. Fedo vd. (1995) tarafından oluşturulan plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA) ile plajiyoklaz ayrışmasının tek başına irdelenmesi yapılmaya çalışılmıştır. PIA değerine karşı A.K. (ateşte kayıp) diyagramında K-bentonit örneklerindeki plajiyoklaz ayrışmasının marn-kiltaşı örneklerinden daha fazla olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.35.). Harnois (1988) tarafından tanımlanan kimyasal ayrışma indeksi (CIW) çalışılan örnekler için hesaplanmıştır (Tablo 3.8). Hesaplanan CIW değerleri marn-kiltaşları için 34.62-84.62 ve K-bentonitler için 71.45-87.67 arasındadır. CIW değerleri marn-kiltaşı örnekleri için değişken olup K-bentonitlerde simektit oluşumunu varlığına işaret etmektedir. İleri arjilik alterasyon indeksi (AAAI) ile güçlü SiO₂ zenginleşmesi ile klorit, karbonat ve feldispatın yıkılmasını bulabilmek mümkündür (Williams ve Davidson, 2004). AI'ye karşı AAAI değeri diyagramında örneklerin bazıları altere olmayan kutuda yer alırken marn-kiltaşı örneklerini kalsit-epidot, K-bentonit örneklerinin ise kaolen-muskovite doğru yönlenme gösterdiği saptanmıştır (Şekil 3.36). Marn-kiltaşı örneklerinde düşük AI değerine karşı düşük AAAI değerleri görülmekte olup bu örneklerde kalsitleşme etkindir. K-bentonit örneklerinde ise artan AI değeri ile AAAI değerlerinde artış görülmekte ve böylece örneklerin illitleşme-kaolenleşmeye doğru gittiği belirtilebilir. Hesaplanan tüm alterasyon indeks değerleri birlikte değerlendirildiğinde çalışılan kayaların kimyalarının mineralojik verilerle uyumlu olduğunu, marn-kiltaşlarının kimyasının ana olarak karbonatlaşma ile kontrol edildiğini ancak K-bentonitlerde serisitleşme (illitleşme), kloritleşme ve eşlik eden piritleşmenin kontrol edici mineralojik faktör olarak ortaya çıktığını ve alterasyon indeks hesaplamaları ile her iki kayaç grubunun net olarak birbirinden ayrıldığını söylemek mümkündür.

4.5. Marn/kiltaşlarının ve K-bentonitlerin Oluştığı Tektonik Ortam

Doğu Pontidler'deki Jura volkanik kayaçlarının tektonik yerleşimi hakkında iki farklı model söz konusudur. İlki, rift ile ilişkili volkanizma (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1983; Bergougnan, 1987; Arslan vd., 1997) diğeri ise yitim ile ilişkili volkanizmadır (Kazmin vd., 1986; Golonka, 2004; Şen 2007).

Çalışma alanını oluşturan ve çok geniş alanlarda yüzeyleme veren ve kısa mesafelerde kalınlık ve ani fasiyes değişimleri gösteren marn- kiltası birimlerinin tipik bir rift ortamı çökeli olduğu görüşü vardır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1983; Bektaş, 1986; Yılmaz, 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz, 2002; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Şen, 2007). Akdoğan (2011), Gümüşhane ve çevresinin Erken-Orta Jura süresince hem aktif volkanik yaydan hem de kıtadan malzeme alabilecek olan yay gerisi havza konumda olduğunu belirtmiştir.

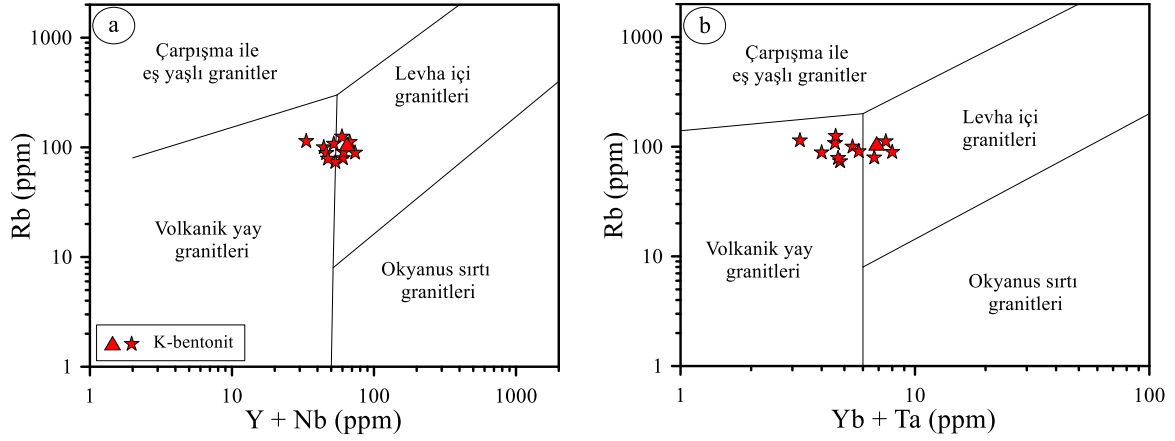
İncelenen marn-kiltaşlarının türediği kaynak alanların andezit/bazaltik andezit ile bazalt bileşiminde olması nedeniyle tektonik ortamlarını belirlemek amacıyla bazaltlar için geliştirilen ayırtman diyagram kullanılmıştır. Pearce (1982)'ın bazaltlar için olan Zr'a karşı Ti diyagramına göre marn-kiltası örnekleri volkanik yay alanı ve levha içi alan sınırında dağılım göstermektedir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Marn-kiltaşı örneklerinin türediği kaynak alanlarına ait tektonik ayırtman diyagramı (Pearce, 1982) (OOSB, okyanus ortası sırtı bazaltı)

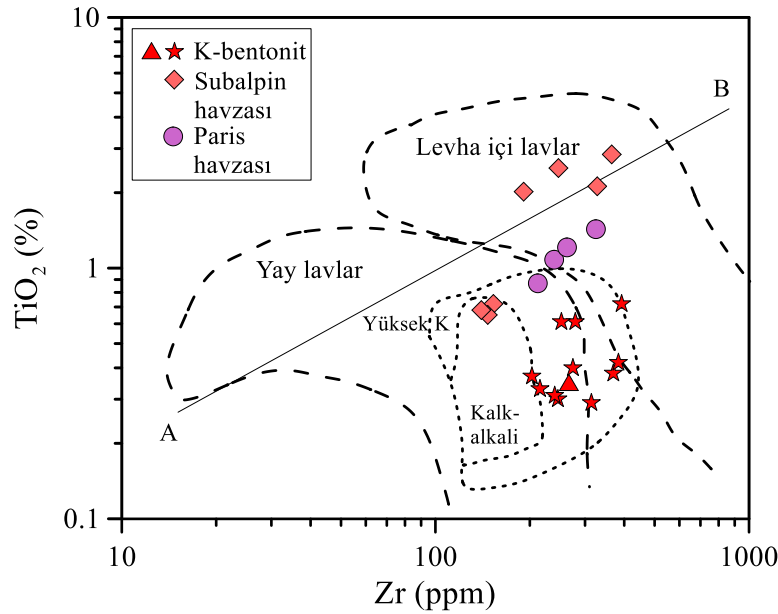
Stratigrafik belirteç olarak kullanılan K-bentonitlerin jeokimyasal bileşimleri geniş alanlarda yayılım gösteren yatakların korelasyonunda, K-bentonitlerin ilksel piroklastik malzemesini üreten volkanizmanın tektonomagmatik ortamının ve ana magmasının kimyasal karakteristiklerinin belirlenmesinde kullanılır (Ver Straeten, 2004). K-bentonitler tefranın alterasyonu ile oluşmaktadır. Alterasyon esnasında TiO_2 ve yüksek çekim alanlı (YÇAE) elementler (Zr, Nb, Hf, Ta, NTE) hareketsiz davranma eğiliminde olup bu elementler diyajenez ve düşük dereceli metamorfizma süreçlerinden etkilenmezler. Böylece tefrayı oluşturan ana magma jeokimyası hakkında bilgi sahibi olmak için kullanılırlar (Huff & Türkmenoğlu, 1981; Teale & Spears, 1986; Merriman & Roberts, 1990; Huff vd., 1997; Histon vd., 2007).

İncelenen K-bentonitler $Zr/TiO_2 * 0.0001$ 'e karşı Nb/Y adlandırma diyagramına göre riyolit/dasit bileşiminde olduğundan bunların türediği tefranın tektonik ortamlarını belirlemek amacıyla granitler için geliştirilen ayırtman diyagramları kullanılmıştır. Pearce vd. (1984)'nin granitler için Rb'a karşı Y+Nb ve Rb'a karşı Yb+Ta diyagramlarına göre K-bentonitler çoğunlukla volkanik yay alanı ve levha içi sınırında bulunmaktadır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. K-bentonitlerin ilksel kayacına ait tektonik ayırtman diyagramları. a) Rb'a karşı Y+Nb ayırtman diyagramı, b) Rb'a karşı Yb+Ta ayırtman diyagramı (Pearce vd., 1984).

Zr'a karşı TiO_2 tektonik ayırtman diyagramında (Leat vd., 1986) çalışılan K-bentonitler genel olarak yay lavları alanında yer alırlar. Çalışılan K-bentonitler ve Subalpin havzası bentonitleri ile Paris havzası bentonitleri (Pellenard vd., 2003) karşılaştırıldığında, Subalpin ve Paris bentonitlerinin levha içi lavlar ile yay lavları arasında yayılım gösterdiği ve aksesuar mineral olarak rutil içerdikleri (Pellenard vd., 2003) için nispeten daha yüksek TiO_2 konsantrasyonlarına sahiptirler.



Şekil 4.13. K-bentonitler, Subalpin havzası ve Paris havzası bentonitlerinin Zr'a karşı TiO_2 tektonik ayırtman diyagramı (Leat vd., 1986) (A-B çizgisi bazalt ve asit/ortaç olan volkanikleri ayırmak içindir).

Jeokimyasal kanıtlar ve özellikle ayırım diyagramları, K-bentonitlerin ilksel kayacını oluşturan magmanın felsik bileşimli olduğuna ve yitim ile ilişkili bir ortamdan kaynaklandığına işaret etmektedir.

4.6. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerdeki Kil Minerallerinin Oluşum Sıcaklıkları

Farklı sıcaklık ve farklı ortamlarda sıvı-kayaç etkileşimine bağlı olarak oluşan kil minerallerinin oluşum ortamlarının belirlenmesinde O ve H izotop çalışmaları kullanılmaktadır (Sheppard vd., 1969). $\delta^{18}\text{O}$ ' a karşı δD diyagramında kilttaşlarından elde edilen illitler süperjen-hipojen çizgisi yakınlarında ve metamorfik su alanında yer almaktadır. K-bentonitlerden elde edilen illit/simektitler ise süperjen-hipojen çizgisi üzerinde ve yakınlarında dağılım göstermektedir (Şekil 3.37).

Kil örneklerinin O-izotop sonuçları kullanılarak kil mineralinin oluşum sıcaklığını hesaplamak mümkündür. Ancak alterasyon esnasında etkin olan $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ değerini bilmek gerekir. Çalışılan örneklerin yaşları Geç Jura'ya karşılık geldiği düşünülürse bu dönemde alterasyonda etkin olan ana sıvı bileşimi Jura deniz suyu olacaktır. Armendariz vd. (2013) Asturian havzasında belemnitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve Mg/Ca oranlarını kullanarak Erken Jura (Erken Pliyensbahiye) deniz suyunun izotopik bileşimini Jamesoni-Ibex zonları için ‰ -0.1 olarak vermiştir. Balderer (1999) günümüz Karadeniz'inin $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ bileşimini ‰ -4 olarak tespit etmiştir. Shackleton ve Kennet (1975) ise buz içermeyen global Jura deniz suyu bileşimini $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOV}} = \text{‰} -1$ olarak vermiştir. Tüm varsayımlar göz önünde tutularak $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ bileşimi ‰ -1, -0.1 ve -4 olarak alınmıştır.

İncelenen marn/kiltaşı örneklerinin SEM incelemelerinde illitlerin diyajenetik kökene eş olarak detritik kökenli olduğu belirlenmiş ve bu sebeple hesaplanan sıcaklıklar alterasyon ortamını yansıtmayacağı hesaplama yapılmamıştır. K-bentonitlerin SEM incelemelerinde ise I/S'lerin otojenik olarak oluştuğu belirlenmiş olup oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır.

K-bentonitlerde I/S'lerin oluşumunda etkili olan sıvıların tahmini oluşum sıcaklığının hesaplanmasında O'Neil ve Taylor (1969) tarafından önerilen denklem (4.1) kullanılmıştır. K-bentonitlere ait oluşum sıcaklık değerleri Tablo 4.1'de verilmiştir.

$$10^3 \ln \alpha_{\text{illit-su}} = 2.38 (10^6 / T^2) - 3.89 \quad (4.1)$$

Buna göre $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}} = \text{‰} -4$ için I/S'lerin oluşum sıcaklığı 45.2- 50.7 °C arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-smov}} = \text{‰} -1$ 'e göre I/S'lerin oluşum sıcaklığı 67.7 ile 74.5 °C arasında ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}} = \text{‰} -0.1$ için I/S'lerin oluşum sıcaklığı 75.4-82.75 °C arasında hesaplanmıştır. Bu veriler XRD çalışmaları ile elde edilen ve genellikle düşük dereceli metamorfizma koşullarını işaret eden veriler ile uyumludur.

Tablo 4.1. K-bentonitlerdeki I/S'ten itibaren hesaplanan sıvıların T (°C) değerleri

Örnek No	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}} = -4$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}} = -1$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SIV1}} = -0.1$
			T (°C)	T (°C)	T (°C)
KZ-28	I/S	15.2	47.9	71.0	79.02
KZ-31	I/S	15.6	45.2	67.7	75.4
KZ-34	I/S	15.4	46.5	69.3	77.2
KZ-38	I/S	14.8	50.7	74.5	82.75

4.7. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerdeki Kil Minerallerinin Oluştığı Fizikokimyasal Şartlar

Volkanik küllerin taşınması ve erken diyajenez sürecinde oluşan bentonitlerde geç diyajenezde illitleşme artışı K-bentonitler oluşmaktadır.

Bentonitler genel olarak kil mineralojisi açısından mono mineraliktir ve ilksel olarak mineralojilerindeki simektit içerikleri çok yüksektir. Bu yatakların türediği ilksel malzeme camsı piroklastik malzeme olup genellikle kül boyutunda olan camsı malzeme sedimantasyon ve gömülmenin başlangıç aşamalarında simektitik I/S'e dönüşür. Bu ilksel simektitik malzeme elementlerin difüzyon yoluyla yatak içerisine girmesi veya dışarı atılması süreçleriyle oldukça illitik olan I/S'ye dönüşebilir (Elliot ve Aronson, 1987) ve bazı durumlarda Proterozoyik gibi oldukça yaşlı yataklarda tamamen saf illit oluşabilir (Moe vd., 1996). Bu tür K'ca zenginleşen yataklar K-bentonit olarak tanımlanırlar.

Simektitin illite dönüşümü 3 farklı şekilde gerçekleşir; (1) gömülme diyajenezi, (2) hidrotermal alterasyon ve (3) kontak metamorfizma (Nadeau vd., 1985; Inoue, 1986; Inoue ve Kitagawa, 1994). İllitler, bentonit, K-bentonit ve şeyl gibi çeşitli kayaçlarda kil minerali olarak yer alırlar. Şeyller/kiltaşları hem detritik hem de diyajenetik illitler içerebilirken bentonitlerde ve özellikle K-bentonitlerde diyajenetik illitlerin oluşumu söz konusudur (Bailey vd., 1962; Moore ve Reynolds, 1997). Karışık tabakalı illit/simektitte derinlik ve

sıcaklığın artmasına bağlı olarak illit miktarında artış olur (Perry ve Hower, 1970; Hoffman ve Hower, 1979; Pytte ve Reynolds, 1989; Price ve McDowell, 1993).

Çalışılan K-bentonitlerin mineralojisi illit/simektit, klorit/simektit, kuvars, kalsit, plajiyoklas ve az miktarda pirit ile bazı örneklerde imogolit ve kaolinitten meydana gelmektedir. Denizel ortamlarda depolanan piroklastik ürünlerin alterasyonu K-feldispat ve I/S'e türü minerallerin oluşumuna olanak sağlar (Kiipli vd., 2007). Kaolinit ve kloritler ise çökeltme ve ilksel dönüşüm sürecinde farklı faktörleri belirten önemli çevresel göstergelerdir (Gong vd., 2018). Kaolinit oluşumu asidik magmatik ve metamorfik kayaların alterasyonu ya da detritik malzeme katkısını işaret eder (Hong vd., 2007; Nunez ve Recio, 2007). K-bentonitlerde kaolinit alterasyonu ile gelişimi oluşum ortamındaki pH düşmesi ile mümkündür. Kil minerallerinin duraylılığı pH'ın düşmesi ile artma eğilimindedir (Kiipli vd., 2007). pH'ın göreceli olarak düşmesiyle Si simektit tarafından salınır, böylece simektitten itibaren illite dönüşüm mümkün olur (Gong vd., 2018). Simektitin illitleşmesi genellikle 70-80°C sıcaklıklarda başlar ve simektit→düzensiz karışık tabakalı I/S→düzenli karışık tabakalı I/S→illit şeklinde giden bir reaksiyon ile tanımlanır (Lanson, 1998; Środoń vd., 2009). K-bentonitlerdeki simektitin illite transformasyonu esnasında gerekli olan potasyum yatağa K⁺ difüzyonu ile temelde kontrol edilir. İlksel kül malzemesinin permeabilitesi ve bileşimi simektitin illitleşme hızını etkileyen en önemli faktördür ancak gömülme sıcaklığı ve boşluk suyunun kimyası, özellikle K⁺ konsantrasyonu gibi etmenler de bu süreçte oldukça önemlidir (Nadeu, 1981; Lanson, 1998; Deconinck vd., 2014). Bentonit yataklarını çevreleyen şeyl ve pelitik sedimanların varlığı illit/simektit dönüşümü için gerekli olan K⁺'un bu birimlerden sağlanabileceğini düşündürmektedir (Meunier ve Velde, 2004). Çalışılan K-bentonitlerin çevreleyen kayaların (marn/kiltaşı gibi) bileşimi potasyumun bu kayalardan sağlanabileceğini düşündürmektedir.

Genellikle simektitten klorit dönüşümü 3 temel jeolojik ortama işaret eder; karasal veya denizel hidrotermal sistemler, sedimanter havzalar ve bölgesel metamorfik hendeklerdir (Schiffman ve Staudigel, 1995). Denizel hidrotermal sistemlerde özellikle trioktahedral klorit/simektit (K/S) andezitik-bazaltik bileşimli kayaların nötr-alkalen hidrotermal akışkanlarla alterasyonu ile oluşur (Inoue, 1995). Simektit ve klorit mafik volkanik kayaların ve volkanojenik sedimanların diyajenez ve düşük dereceli metamorfizma koşullarında alterasyonu ile oluşan önemli ürünlerdir (Bettison-Varga, 1997) Genellikle felsik-ortaç bileşimli volkanik küllerin alterasyonu ile oluşan killerdeki Mg-un kökeni deniz suyu gibi kayacın boşluklarında depolanmış bir sıvı ile post-sedimentasyon

sirkülasyondan kaynaklı olarak kabul edilir (bkz. Lin vd., 2020). Şenköy Formasyonu'nun oluştuğu havzada zaman zaman bazik ve ortaç volkanik faaliyetlerin olduğu bilinmektedir (Arslan vd., 1997; Şen, 2007). Bu tür faaliyetlerin varlığı havza içerisinde sıvı sıcaklığının artışına neden olmakta, diyajenetik süreçlere ek olarak Mg ve Fe bakımından zenginleşmiş deniz suyundan itibaren gelişen hidrotermal çözeltilerin sisteme girmesine neden olmuş olabilir. Bu çözeltiler Şenköy Formasyonu içerisinde bulunan birimleri özellikle çalışılan K-bentonitler ve marn/kiltaşı arakatkılarını yaygın olarak etkilemiştir. Genellikle, birimler içerisinde bulunan volkanik camdan itibaren Al-simektitlerin oluşumu beklenirken (bkz., Abdioğlu ve Arslan, 2005) Mg-simektitlerin varlığı Al-zengin simektitlerden itibaren bir transformasyonun geliştiğine işaret edebilir. Böyle bir gelişimde volkanik camdan itibaren deniz suyu ile teması sonrasında önce Al-simektitler gelişmiş ve bundan itibaren Mg bakımından zengin olan deniz suyunun da etkisiyle Mg-simektitler ve klorit/simektitler oluşmuş olabilir.

Allofanın çözünmesi ve kristallenmesi, volkanik camın çözünmesi, biyotit ve/veya feldispatların alterasyonu ile gelişmektedir (Parfitt ve Kimble, 1989). Feldispatların alterasyonu pH= 5 civarında gerçekleşirken, allofanlar pH= 4.8 civarında oldukça dar bir pH aralığında kristallenirler (Parfitt ve Kimble, 1989). Çalışılan örneklerde volkanik cam parçacıklarından itibaren geliştikleri saptanan allofan/imogolotinin oluşumu için ortamın pH'ının 4-5 civarında olduğu ve volkanik cam/biyotitten itibaren gelişen çözünme reaksiyonları ile açığa çıkan silika ve alüminanın yeniden çökmesiyle oluştuklarını söylemek mümkündür.

4.8. Alterasyonun Yaşı

Silisiklastik kayaçların gömülmesi esnasında simektitten itibaren illite doğru bir transformasyon gerçekleşir. Bu transformasyon 70-80°C'lik sıcaklıklarda başlar (Jennings ve Thompson, 1986). Simektitin illite dönüşümü tek yönlü bir reaksiyon olup yeni oluşan diajenetik I/S'de K zenginleşmesini gerektirir. I/S'deki I tabaka miktarı sadece % olarak ifade edilebilir ve bu miktar K girdisi ve paleosıcaklık gibi değişkenlerle kontrol edilir (Świerczewska vd., 2015).

I/S örneklerinden elde edilen yaşlar 103-125 My arasında değişmekte olup bu yaş aralığı Erken Kretase (Albiyen-Barramiyen) dönemine denk gelmektedir. Paleontolojik veriler K-bentonitler içinde bulunduğu Şenköy Formasyonu için Erken-Orta Jura yaşını

vermektedir. Şenköy Formasyonu içerisindeki istifin üst kısımlarından alınan detritik zirkon U-Pb yaşlandırılmaları 155.9 ± 1.08 My'lık yaşları vererek Geç Jura dönemine uzanan bir magmatik aktivitenin varlığına işaret etmektedir (Akdoğan vd., 2018). Buna göre, tefra malzemesinin Jura döneminde patlaması ve takiben diyanez/gömülmesi ile devam eden illitleşme süreci Erken Kretase'ye kadar devam etmiştir.



5. SONUÇLAR

Gümüşhane ve çevresinde Şenköy Formasyonu'nda yer alan marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin polarizan mikroskop, XRD, SEM-EDX, DTA-TG, tüm-kayaç jeokimyası ve duraylı izotop verileri ile mineralojileri, jeokimyasal karakteristikleri, oluşum ortamları ve koşulları ortaya konulmuştur:

1. Tüm kayaç XRD incelemelerine göre marn/kiltaşı örneklerindeki kil minerallerinin klorit, illit, illit/simektit, simektit ve bazı örneklerde klorit/simektit olduğu saptanmıştır. Kil dışı mineraller, plajiyoklas, kuvars, kalsit ve bazı örneklerde pirittir. K-bentonitlerde ise kil mineralleri illit/simektit, klorit/simektit ve bazı örneklerde ise kaolinit ve volkanik katkıyı işaret eden imogolit saptanmıştır. Kil dışı mineraller ise kuvars, kalsit, plajiyoklas ve az miktarda pirittir.
2. Yönlü kil fraksiyonu XRD incelemelerinde marn/kiltaşlarında en yaygın karışık tabakalı kil minerali illit/simektit olup, EG'de (001)/(002) ya da (002)/(003) pik değerleri kullanılarak %70-90 arasında değişen illit yüzdesi belirlenmiştir. İllit/simektitlerin R (Reichweite) değerlerinin ise 1-3 arasında değiştiği saptanmıştır. Bazı örneklerde gözlemlenen klorit/simektitlerde ise (002)/(002) ya da (004)/(005) pik değerleri kullanılarak klorit/simektitlerin %90 klorit içerdiği belirlenmiştir. Simektit içeren örneklerde ise EG ile doyurma işlemi sonrası 16.27 Å'a şiştiği, F-350 ve F-550'de ise (001) bazal yansımasının tipik olarak 10.1Å'a kadar yıkıldığı görülmektedir.
3. K-bentonitlerde yönlü XRD incelemelerinde en yaygın bulunan kil minerali I/S olup, I/S'in illit miktarının %70-90 arasında değişmekte olduğu ve R değerlerinin ise 1-3 arasında değiştiği saptanmıştır. R0 (düzensiz) klorit/(EG)simektit'in (002)/(002) ya da (004)/(005) pik değerleri kullanılarak %90 klorit içerdiği belirlenmiştir. Ayrıca, kil fraksiyonu EG incelemelerinde de imogolitin varlığı tespit edilmiştir.

4. İncelenen örneklerin kil fraksiyonlarından (yönsüz, toz) itibaren politipleri belirlenmiştir. İllit politipleri, marn/kiltaşlarında $2M_1$ ile d_{060} yansıma değeri 1.50-1.51 Å arasında olduğu ve K-bentonitlerde ise %70-90 illit içeriğine sahip I/S'lerde $1M (tv)$ politipi ve bazı örneklerde $2M_1$ politipi saptanmıştır. $1M (tv)$ politipinden $2M_1$ politipine doğru sıcaklığın arttığı bilinmektedir. Öyle ki marn/kiltaşları saf illit ile bazı örneklerde I/S içerirken K-bentonitler I/S içermektedirler. Diyajenetik ve metamorfik koşullara bağlı olarak simektitin muskovite dönüşümü süreci ile çoğunlukla illit içeren marn/kiltaşlarının yüksek sıcaklıklarda, I/S içeren K-bentonitlerin ise hem yüksek hem düşük sıcaklıklarda olduğu söylenebilir. Marn/kiltaşlarında kloritler ile K/S'ler (%90 klorit içeren) ve K-bentonitlerde bulunan K/S'lerin (%90 klorit içeren) klorit politipleri tip II-b ve d_{060} değeri 1.54 Å olarak belirlenmiştir.
5. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin kristaliniteleri belirlenmiştir. İllit ve I/S'lerin Kübler indeksi (KI) değerlerine karşı şiddet oranı (Ir), I_{002}/I_{001} ve d_{060} yansıması diyagramları ile marn/kiltaşlarının yüksek diyajenetik koşulları (yaklaşık 100-200 °C) ve K-bentonitlerin ise hem yüksek hem de düşük diyajenetik koşulları yansıttığı tespit edilmiştir. Klorit ve K/S'lerin Arkai indeksi (AI) değerine karşı KI diyagramı ile her iki örnek grubunun diyajenetik zon aralığında bulunduğu belirlenmiştir.
6. DTA-TG ve DTG incelemelerinde marn/kiltaşı kil fraksiyonu örneklerinde DTA'da 80°C ve 530°C endotermik pikler ve 830°C'de ekzotermik pik saptanmıştır. İkinci endotermik pikin %80-90 oranında illit içeren I/S'lerden kaynaklandığı ifade edilebilir DTG eğrisinde gözlenen ağırlık kaybındaki pik sıcaklıkları 70°C, 525°C ve 800°C'de gözlemlenmiştir. TG'de ise 500°C civarında tabaka arasındaki suyun atıldığı ve örneklerin ağırlığının %8 oranında azaldığı belirlenmiştir. %90 klorit içeriğine sahip K/S'lerde gerçekleşen kütle kaybı TG'de anlaşılmıştır. K-bentonit örneklerinde ise DTA'da gözlenen endotermik pik 80°C'de, ekzotermik pik değeri ise 980°C'de görülmüştür. DTA'da gözlemlenen endotermik pik illitin düşük sıcaklıktaki pik değeri özelliğini taşımakta ve adsorbe suyun kaybına karşılık gelmektedir. Ancak imogolite ait pik değeri olabileceği de düşünülmektedir. DTG eğrisinde 80°C 150°C ve 510°C'de gözlenen pik sıcaklıkları ağırlık kaybına karşılık gelmekte ve TG eğrisindeki %11 kütle kaybının gerçekleştiği saptanmıştır.

7. SEM incelemelerinde marn/kiltaşlarında simektitler hem boşluklardan itibaren hem de cam parçalarının üzerinde gelişmiştir. EDX analizleri bileşimlerinin Mg-Ca zengin simektit (saponit?) olduğunu göstermektedir. Örnekler içerisinde volkanik cam parçaları ve ojit gibi detritik tanelerin varlığı kaynakta volkanik kökenli malzeme katkısına işaret etmektedir. K-bentonitlerde pirojenik bileşen olarak biyotit ve plajiyoklas tanımlanmıştır. Kısmen altere olmuş plajiyoklasların EDX analizi ise Na-Ca yani ortaç bileşimli olduğuna işaret etmektedir. K-bentonitlerde yer alan simektitler plajiyoklastan itibaren gelişmiş ve kimyasal olarak Fe-Mg bakımından zengindirler. Ayrıca, simektitlerin transformasyonu ile yapraklar ucunda uzama şeklinde I/S'ler belirlenmiş ve volkanik cam ile pomzadan itibaren olduğu ifade edilmektedir. K-bentonitlerde marn/kiltaşlarından farklı olarak imogolit tespit edilmiştir. Volkanik cam parçalarının ve biyotitlerin üzerinde allofen/imogolit jel yapıları bulunmaktadır.
8. K-bentonitlerin ilksel kayacının bölgede yer alan asidik-ortaç bileşimli ve kalk-alkali/geçiş karakterli bir magma bileşiminden itibaren türediği söylenebilir.
9. Serisitleşme indeksi (SI) ile her iki örnek grubunun hidrotermal alterasyondan etkilendiği ve yüksek serisitleşme indeksi değerlerine sahip oldukları ancak marn-kiltaşı birimlerinde karbonatlaşmanın daha fazla olduğu belirlenmiştir.
10. AI değerlerine karşı K_2O ve Na_2O diyagramlarında marn-kiltaşı ve K-bentonit örneklerinin iki ayrı grup olduğurduğu, K-bentonit örneklerinin daha yüksek AI değerine sahip olduğu ve AI değerlerinin artması ile plajiyoklas ve camın bozunarak serisitleştiği belirlenmiştir.
11. Marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin AI değerlerine karşı KKPI değerlerine ait grafiğinde genellikle örneklerin en az altere kutusunda olduğu belirlenmiştir. Marn-kiltaşı örneklerinin K-bentonitlerden daha az AI değerine sahip olmasından dolayı albit-kalsit-epidot alanında ve K-bentonitlerin ise karbonat-serisit alanında bulunduğu saptanmıştır.
12. Marn/kiltaşı ve K-bentonitlerin CIA değerleri örneklerin illitleşme aşamasında olduğunu belirtmektedir.
13. PIA değerlerine karşı A.K. (ateşte kayıp) değerlerinin grafiği ile K-bentonitlerdeki plajiyoklas ayrımlaşmasının marn-kiltaşı örneklerinden daha fazla olduğu saptanmıştır.

14. CIW değerleri ile marn-kiltaşı örneklerinde değişkenlik olduğu ve K-bentonitlerde simektit oluşumunun gerçekleşebileceğine işaret etmektedir. AI'ya karşı AAAI (ileri arjilik alterasyon indeksi) değeri ile marn-kiltaşı örneklerinde düşük AI değerine karşı düşük AAAI değerleri ile kalsitleşme görölmektedir. K-bentonit örneklerinde ise artan AI değeri ile AAAI değerlerinde artış görölmekte ve böylece örneklerin illitleşme-kaolenleşmeye doğru gitmektedir.
15. K-bentonitlerin ise süperjen alanında ve montmorillonit alanı çevresinde olduğu belirlenmiştir. K-bentonitlerde I/S'lerin oluşumunda etkili olan sıvıların tahmini oluşum sıcaklığı, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}} = \text{‰} -4$ için 45.2- 50.7 °C arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOV}} = \text{‰} -1$ 'e göre 67.7 ile 74.5 °C arasında ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}} = \text{‰} -0.1$ için 75.4-82.75 °C arasında olarak belirlenmiştir. Bu sıcaklık değerleri düşük dereceli metamorfizma koşullarını işaret eden veriler ile uyumludur.
16. K-bentonitlerin ilksel kayacını oluşturan magmanın felsik bileşimli olduğu ve yitim ile ilişkili bir ortamdan kaynaklandığı ileri sürülebilir.
17. I/S örneklerinden elde edilen yaşlar 103-125 My arasında değişmekte olup bu yaş aralığı Erken Kretase (Albiyen-Barramiyen) dönemine denk gelmektedir. Tefra malzemesinin Jura döneminde patlaması ve takiben diyanez/gömülmesi ile devam eden illitleşme süreci Erken Kretase'ye kadar devam etmiştir.

6. KAYNAKLAR

- Abdioğlu, E. ve Arslan, M., 2005. Mineralogy, geochemistry and genesis of bentonites of the Ordu area, NE Turkey. *Clay Minerals*, 40, 131-151.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fak., İstanbul, 59 s.
- Ağralı, B., Akyol, E. ve Konyalı, Y., 1966. Paleontological Study of Three Coal Seams in the Kelkit-Bayburt Jurassic, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 10, 149-155.
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31, 1, 70-80.
- Akdoğan, R., 2011. Erken-Orta Jura Yaşlı Kumtaşı ve Şeyllerin (Gümüşhane-Bayburt) Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 115 s.
- Akdoğan, R., Okay, A., İ. ve Dunkl, I., 2018. Triassic-Jurassic Arc Magmatism in the Pontides as Revealed by the U-Pb Detrital Zircon Ages in the Jurassic Sandstones of Nortestern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27, 89-109.
- Alkaya, F. ve Meister, C., 1995. Liassic Ammonites from the central and eastern Pontides (Ankara and Kelkit areas, Turkey), *Revue de Paléobiologie*, 14, 125-193.
- Anderson, T. F. ve Arthur, M. A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentological and paleoenvironmental problems, in stable isotopes in sedimentary geology, SEPM Short Course, ed. M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veziel and L. Land, 10, 1-151.
- Ao, H., Deng, C., Dekkers, M.J., Sun, Y., Liu, Q., Zhu, R., 2010. Pleistocene environmental evolution in the Nihewan Basin and implication for early human colonization of North China. *Quaternary International* 223-224: 472-478.
- Arı, U. V., 2018. Gümüşhane Yöresi Erken-Orta Jura Yaşlı Kırıntılı Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerine Bağlı Provenans Analizi, Yüksek Lisan Tezi, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane, 110 s.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of Northeast Hungary, *J. Metamorph. Geol.*, 9, 723-734.
- Armendáriz, M., Rosales, I., Bádenas, B., Aurell, M., García-Ramos, J. C. ve Pinuela, L., 2012. High-resolution chemostratigraphic records from Lower Pliensbachian belemnites: Palaeoclimatic perturbations, organic facies and water mass exchange (Asturian basin, northern Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333-384, 178-191.

- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrochemical Characteristics of the Kale (Gümüşhane) Volcanic Rocks: Implications for the Eocene Evolution of the Eastern Pontide Arc Volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 7, 595-610.
- Arslan, M., Abdioğlu, E. ve Temizel, İ., 2010. Magmatik Petrografi Ders Notları (Yayımlanmamış), Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 272 s.
- Arslan, M., Arslan, Z., Şen, C. ve Hoskin, P.W.O., 2000. Constraints on Petrology and Petrogenesis of Tertiary Volcanism in the Eastern Pontide Paleo-arc System, NE Turkey, 10th V.M. Goldschmidt Conference, Oxford, UK, Journal of Conference Abstracts, 5, 2, 157-158.
- Arslan, M., Kolaylı, H., Temizel, İ., Çiftçi, E., Alp, İ., Yılmaz, O.A. ve Er, M., 2005. Petrography, Geochemistry and Formation Conditions of Gümüşhane and Bayburt Areas Travertine and Onyx Marble Deposits, NE Turkey, Proceedings of 1st International Symposium on Travertine, Eylül, Denizli, 171-176.
- Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yücel, C., Boztuğ, D. ve Şen, C., 2013. ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating, Whole Rock and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Post-Collisional Eocene Volcanic Rocks in the Southern Part of the Eastern Pontides (NE Turkey): Implications for Magma Evolution in Extension-Induced Origin, Contribution to Mineralogy and Petrology, 166, 113-142.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, Chemie der Erde, 57, 157-187.
- Arslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ. ve Kaygusuz, A., 2014. K-Ar Dating, Whole-Rock and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Calc-Alkaline Volcanic Rocks around the Gümüşhane Area: Implications for Post-Collisional Volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey, Mineralogy and Petrology, 108, 2, 245-267.
- Bailey, S. W., 1980. Structures of Layer Silicates, Crystal Structure of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, G. W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society Monograph 5, London, 1-123.
- Bailey, S., Hurley, P., Fairbairn, H. ve Pinson, W., 1962. K/Ar dating of sedimentary illite polytypes: Geological Society of America Bulletin, 73, 1167-1170.
- Bailey, S.W., 1988. X-Ray Diffraction Identification of the Polytypes of Mica, Serpentine and Chlorite, Clay and Clay Min., 36, 193-213.
- Bailey, T. R., Rosenthal, Y., McArthur, J. M., Van de Schootbrugge, B. ve Thirlwall, M. F., 2003. Paleooceanographic changes of the late Pliensbachian- early Toarcian interval: A possible link to genesis of an ocean anoxic event, Earth and Planetary Science Letters, 212, 307-320.
- Balderer, W., 1999. Application of Isotope Techniques, Hydrogeology Short Course Notes, İstanbul.

- Barret, T. J. ve MacLean, W. H., 1991. Chemical, Mass and Oxygen-Isotopic Changes During Extreme Hydrothermal Alteration of an Archean Rhyolite, Noranda, Economic Geology, 86, 406-414.
- Barret, T. J. ve MacLean, W. H., 1994. Mass Changes in Hydrothermal Alteration Zones Associated with VMS Deposits in the Noranda Area, Exploration and Mining Geology, 3, 131-160.
- Barret, T. J. ve MacLean, W. H., 1999. Volcanic Sequences, Lithochemochemistry and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems, Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, C. T. Barrie, M. D. Hannington, Eds., Reviews in Economic Geology, , 101-131.
- Barret, T. J., 1992. Mass Changes in the Galapagos Hydrothermal Mounds: Near-Axial Sediment Transformation and Mineralization, Geology, 20, 1075-1078.
- Barret, T. J., Cattalani, S. ve MacLean, W. H., 1993b. Volcanic Lithochemochemistry and Alteration at the Delbridge Massive Sulfide Deposit, Noranda, Quebec, Journal of Exploration Geochemistry, 48, 135-173.
- Barret, T. J., MacLean, W. H., Cattalani, S. ve Hoy, L., 1993a. Massive Sulfide Deposits of the Noranda Area, Quebec; V: The Corbet Mine, Canadian Journal of Earth Science, 30, 1934-1954.
- Batchelor, R. A., 2014. Geochemistry of Upper Ordovician metabentonites and their cognate apatite microphenocrysts from Norway and Seden, Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar (GFF), 136, 387-397.
- Baykal, F., 1952. Kelkit-Şiran Bölgesinde Jeolojik Araştırmalar, MTA Raporu, No: 2205, Ankara.
- Bektaş, O., 1986. Doğu Pontid Ark-ark Gerisi Bölgelerinde Paleostres Dağılımı ve Çok Safhalı Riftleşme, Maden Tetkik Arama Dergisi, Ankara, 103/104, 25-39.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu, 175-189.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction-related Volcanism towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey). Geological Journal, 34, 95-106.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidler'de (Kuzrydoğu Türkiye) Jura Volkanizması ve Tektoniği, Türkiye Jeoloji Bülteni, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform, NE Turkey: The Formation of Carbonate Berccias and Turbitides as Evidence of a Drowned Platform, Geologia, 57, 233-244.

- Benedict, L. J. ve Ver Straeten, C. A., 2005. Geochemical and physical evidence indicating complex depositional and eruptive histories for Devonian K-bentonites of the Appalachian foreland basin. Northeastern Section, 40th annual meeting, Abstracts with Programs Geological Society of America, 37, 73
- Bergougnan, H., 1987. Etudes Geologiques Dans l'Est-Anatolien, Doktora Tezi, Pierre et Marie Üniversitesi, Paris, 606 s.
- Bergström, S. M., Huff, W. D., ve Kolata, D. R., 1998. Early Silurian (Llandoveryian) K-bentonites discovered in the southern Appalachian thrust belts, eastern U.S.A.: Stratigraphy, geochemistry, and tectonomagmatic and paleogeographic implications. *GFF*, 120, 149–158.
- Berkley, J. L. ve Baird, G. C., 2002. Calcareous K-bentonite deposits in the Urica Shale and Trenton Group (Middle Ordovician) of the Mohawk Valley, New York State. Physics and Chemistry of the Earth, 27, 265-278.
- Berry, R. W., 1999. Eocene and Oligocene Otay-type waxy bentonites of San Diego County and Baja California: Chemistry, mineralogy, petrology and plate tectonic implications, *Clays and Clay Minerals*, 47, 70–83.
- Bettison-Varga, L., 1997. The Role of Randomly Mixed-Layered Chlorite/Smectite in the Transformation of Smectite to Chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 45, 506–516.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep Sea Day in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans, Geological Society of America Bulletin, 76, 803-832.
- Blatt, H., Middleton, G. ve Murray, R., 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 1-634. 5, 12.
- Boynukalın, S., 1990. Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 255 s.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 2009. Kil diyajenezi/ metamorfizması ve jeotektonik konum, 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, 46-70.
- Bozkaya, Ö., Göncüoğlu, M.C., Günal-Türkmenoğlu, A., Ünlüce-Yücel Ö., Özkaya, Ö.F. ve Alköse, İ., 2017. First discovery of Late Devonian-Early Carboniferous K-bentonites in central Taurides, southern Turkey. Scientific Research Abstracts Vol. 7, p. 105.
- Bozkaya, Ö., Günal-Türkmenoğlu, A. G., Göncüoğlu, M. C., Ünlüce-Yücel, Ö., Yılmaz, İ. Ö. ve Schroeder, P., 2016. Illitization in Late Devonian- Early Carboniferous K-bentonites from Western Pontides, NW Turkey: Implications for age and origin. Applied Clay Science, 134, 257-274.
- Bradley, W. F. ve Grim, R. E., 1951. *Am. Miner.*, 36, 182-201.

- Brauckmann, F. J. ve Füchtbauer, H., 1963. Alterations of Cretaceous Siltstones and Sandstones Near Basalt Contracts (Nugssuaq, Greenland), Sedimentary Geology, 35, 193-213.
- Brey, G. ve Schmincke, H. U., 1980. Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands)- Petrology of Roque Nublo volcanics, II. *Bull. Volcanol.* 43-1, 15-33.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, İstanbul, 196 s.
- Caligari, A. A., Abedini, A. ve Fatahi, S., 2015. Mineralogical and geochemical characteristics of the Sanga bentonite deposit, Isfahan province, Iran, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 227, 125–139.
- Chandler, M. A., Rind, D. ve Ruedy, R., 1992. Pangaeen climate during the early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate, Geological Society of America Bulletin, 104, 543-559.
- Clayton, T., Francis, J. E., Hillier, S. J., Hodson, F., Saunders, R. A. ve Stone, J., 1996. The implications of reworking on the mineralogy and chemistry of the Lower Carboniferous K-bentonites, Clay Minerals, 31, 377-390.
- Cradwick, P.D.G., Farmer, V.C., Russel, J.D., Masson, C.R., Wada, K. ve Yoshinaga, N., 1972. Imogolite, a Hydrated Aluminium Silicate of Tubular Structure. Nature Phys. Sci., 240, 187-189.
- Çelik Karakaya, M., 2006. Kil Minerallerinin Özellikleri ve Tanımlama Yöntemleri, Selçuk Üniversitesi, Konya, 640 s.
- Çelik, Ö. F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F. ve Öz, İ., 2011. Early-Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara- Erzincan Ocean, Northern Turkey, Tectonophysics, 509, 120-134.
- Çimen, O., Göncüoğlu, M.C., Sayıt, K. ve Simonetti, Antonio, 2016. Çangaldağ Plütunu'nun (Orta Pontidler, Türkiye) Tüm-Kayaç Jeokimyası, Zirkon U-Pb Jeokronolojisi ve Lu-Hf İzotop Sistematiği, 69. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar, İTÜ Yayınları, 1034, İstanbul.
- Deconinck, J. F., Amédro, F., Robaszynski, F., Pellenard, P. ve Récourt, P., 2000. Influences détritiques et volcaniques sur la minéralogie de la fraction argileuse des formations crayeuses traversées par le forage de Poigny (projet craie 700), Résultats préliminaires, Bull. Inf. Géol. Bassin Paris, 37, 107-111.
- Deconinck, J.F., Crasquin, S., Bruneau, L., Pellenard, P., Baudin, F. ve Feng, Q., 2014. Diagenesis of clay minerals and bentonites in Late Permian/Early Triassic sediments of the Sichuan Basin (Chaotian section, Central China). *Journal of Asian Earth Sciences*, 81, 28–37.

- Dokuz, A. ve Tanyolu, E., 2006. Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks from the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 181-209.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment and Delamination Model for the Generation of Carboniferous High Potassium I-type Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse Composite Pluton, Gondwana Research, 19, 926-944.
- Dokuz, A., Karşlı, O., Chen, B. ve Uysal, İ., 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post- collisional lithospheric thinning of the eastern Pontides, Tectonophysics, 480, 258-279.
- Doremus, R. J. H., 1975. Interdiffusion of hydrogen and alkali ions in glass surface, Noncrystal Solids 19, 137-144.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional texture, In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks, AAPG Memoir, 1, 108-121.
- Duygu, L., 2011. Eski Gümüşhane Yöresinin Jeolojisi ve Şenköy Formasyonu (Erken-Orta Jura) İçerisindeki Kumtaşlarının Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane, 67 s.
- Eberl, D. D., 1984. Clay mineral formation and transformation in rocks and soils: Philosophical Transactions of The Royal Society of London A, 311, 241-257.
- Eberl, D.D. ve Velde, B., 1989. Beyond the Kübler Index, Clay Mineralogy, 24, 571-577.
- Elderfield H., 1988. The ocean chemistry of the rareearth elements. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A325, 105-126.
- Elliott, W. C. ve Aronson, J. L., 1987. Alleghanian episode of K-bentonite illitization in the southern Appalachian Basin: Geology, 15, 735-739.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 197 s.
- Eroğlu, T., 2013. Boyabat (Sinop) Yöresinde Yüzeyleyen Geç Jura-Erken Kretase Yaşlı İnalıtı Formasyonun Mikrofasiyes Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 39 s.
- Esquevin, J., 1958. Les silicates de Zinc étude de produits de synthèse et des minéraux natural, Doc. Es Sci., Paris, 85 s.
- Esquevin, J., 1969. Influence De La Composition Chimique Des Illites Sur Leur Cristallinite, Bulletin Centre Recherche Pau SNPA, 8, 147-158.
- Eswaran, H., 1972. Morphology aloophane, imogolite and halloysite. Clay Minerals, 9, 281-285.

- Eswaran, H., 1972. Morphology aloophane, imogolite and halloysite, Clay Minerals, 9, 281-285.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous High-K Volcanism in the Eastern Pontide Orogenic Belt and Its Implications for the Geodynamic Evolution of NE Turkey, International Geology Review, 52, 142-186.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O. ve Pul, D., 2007. Mid-Cretaceous Oligostromal Ophiolitic melange Developed in the Back-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), International Geology Review, 49, 12, 1103-1126.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three Axial Extensional Deformation and Formation of the Liassic Rift Basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geologia, Carpathica, 57, 337-346.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryalı, E., Chung, S.L., Akdağ, A. ve Bektaş, O., 2013. The Nature of Transition from Adakitic to non-Adakitic Magmatism in a Slab Window Setting: A Synthesis from the Eastern Pontides, NE Turkey, Geosciens Frontiers, 4, 4, 353-375.
- Fanning, D.S., Keramidas, V.Z. ve El-Desoky, M.A., 1989. Micas, Minerals in Soil Environments, J.B. Dixon, S.B. Weed, Eds., SSSA Book Series, 1, Soil Science Society of America Journal, Madison, WI, 551-634.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H.W. ve Young G. M., 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance, Geology, 23, 10, 921-924.
- Fisher, R. V. ve Schmincke, H. U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 s.
- Folk, R. L., 1962. Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W. E., (ed.), Classification of carbonate rocks, Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., 1, 62-84.
- Fortey, N. J., Merriman, R. J. ve Huff, W. D., 1996. Silurian and Late-Ordovician K-bentonites as a record of late Caledonian volcanism in the British Isles. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 86, 167-180.
- Friedman, I. ve Long, W., 1976. Hydration rate of obsidian, Science, 191, 347-352.
- Gat, J. R., Shemesh, A., Tziperman, E., Hecht, A., Georgopoulos D. ve Basturk, O., 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea, J. Geophys. Res., 101, 6441-6451.
- Gedik, İ., Kırmacı, M.Z., Çapkınoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996. Doğu Pontidlerin Jeolojik Gelişimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu Bildiriler Kitabı 2, 654-677.
- Gedikoğlu, A., 1978. Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları, Doçentlik Tezi, KTÜ, Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon, 161 s.

- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, Tectonophysics, 381, 235-273.
- Gong, N., Hong, H., Huff, W. D., Fang, Q., Bae, C. J., Wang, C., Yin, K. ve Chen, S., 2018. Influences of Sedimentary Environments and Volcanic Sources on Diagenetic Alteration of Volcanic Tuffs in South China, Scientific Reports, 8.
- Gotze, J., Plotze, M., Tichomirowa, H., ve Pilot, J., 2001. Aluminium in quartz as an indicator of temperature of formation of agates, Mineralogical Magazine, 65, 407-413.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neotetisin Kuzey Kolunun Açılmasına İlişkin Sedimantolojik Veriler, Türkiye Jeoloji Bülteni, 26, 11-19.
- Grim, R. E. ve Güven, N., 1978. Bentonites, geology, mineralogy, properties and uses, development in sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 24.
- Günel-Türkmenoğlu, A., Bozkaya, Ö., Göncüoğlu, M. C., Ünlüce, Ö., Yılmaz, İ. Ö. ve Okuyucu, C., 2015. Clay Mineralogy, Chemistry and Dagenesis of Late Devonian K-bentonite Occurrences in Northwestern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 24, 209-229.
- Gürsoy, H., 1989. Kelkit ve Yakın Dolayının Stratigrafisi ve Tektoniği, Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 140 s.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidler'in 1/250000 Ölçekli Jeolojik ve Metalojenik Haritası, MTA, Ankara.
- Habiboğlu, Y.E., 1989. Doğu Pontid Güney Zonu'ndaki (Bayburt Demirözü) Metamorfite-Ofiyolit Birliğinin (Pulur Masifi) Jeotektonik Anlamı, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 104 s.
- Hacıoğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyel İncelemesi, Master Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 121 s.
- Hallam, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 167, 23-37.
- Harnois, L., 1988. The CIW Index: A New Chemical Index of Weathering, Sedimentary Geology, 55, 319-322.
- Harris, C., Compton, J. S. ve Bevington, S. A., 1999. Oxygen and hydrogen isotope composition of kaolinite deposits Cape Peninsula, South Africa, Low temperature, meteoric origin, Economic Geology, 94, 1353-1366.
- Hart, T., Gibson, H. L. ve Leshner, C. M., 2004. Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Felsic Volcanic Rocks Associated with Volcanogenic Cu-Zn-Pb Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, 99, 1003-1013.

- Hawkins, D. B. ve Rustum, R., 1963. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation, Geochim. Cosmochim. Acta 27, 1047-1054.
- Hay, R., L., 1963. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon, Uni. Calif. Publ. Geol. Sci., 42, 199-262.
- Hedenquist, J. W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N. C., Giggenbach, W. F. ve Aoki, M., 1994. Geology, Geochemistry and Origin of High Sulfidation Copper-Gold Mineralization in the Nansu District Japan, Economic Geology, 89, 1-30.
- Histon, K., Klein, P., Schonlaub, H. P. ve Huff, W. D., 2007. Lower Palaeozoic K-bentonites from the Carnic Alps, Austria, Austrian Journal of Earth Sciences, 100, 26-42
- Hoffman, J. ve Hower, J., 1979. Clay Mineral Assemblages as Low Grade Metamorphic Geothermometers: Application to the Thrust Faulted Disturbed Belt of Montana, U.S.A., Aspects of Diagenesis, P. A. Scholle, P. R. Schluger, Eds., Society of Economic Paleontologists Mineralogists, 26, 55-79.
- Holtzapffel, T., 1985. Les Minéraux Argileux, Preparation, Analyse Diffractométrique et Determination, Soc. Géol. Nord. Mém, 12, 1-136.
- Hong, H., Li, Z., Xue, H., Zhu, Y., Zang, K. ve Xiang, S., 2007. Oligocene Clay Mineralogy of the Linxia Basin: Evidence of Paleoclimate Evolution Subsequent to the Initial-Stage Uplift of the Tibetan Plateau, Clays and Clay Minerals, 55, 5, 491-503.
- Hoş Çebi, F., 1998. Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin İnorganik Jeokimyası, Yüksek Lisan Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 85 s.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. ve Perry, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, 1. Mineralogical and chemical evidence: Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 725-737.
- Hower, J.F., 1981. X-Ray Diffraction of Mixed Layered Clay Minerals, Clays and the Resource Geologist, F.J. Longstaffe, Ed., Mineralogical Association of Canada Short Course, 7, 39-59.
- Huff, W. D. ve Turkmenoğlu, A. G., 1981. Chemical characteristics and origin of Ordovician K-bentonites along the Cincinnati Arch, Clays and Clay Minerals, 29, 113-123.
- Huff, W. D., Anderson, T. B., Rundle, C. C. ve Odin, G. S., 1991. Chemostratigraphy, K-Ar ages and illitization of Silurian K-bentonites from the Central Belt of the Southern Uplands- Down Longford Terrane, British Isles, Journal of the Geological Society of London, 148, 861-868.
- Huff, W. D., Bergstrom, S. M. ve Kolata, D. R., 2000. Silurian K-bentonites of the Dnestr Basin, Podolia, Ukraine. Journal of the Geological Society, London, 157, 493-504.

- Huff, W. D., Bergstrom, S. M., Kolata, D. R. ve Sun, H., 1997. The lower Silurian Osmundsberg K-bentonite, Part II: mineralogy, geochemistry, chemostratigraphy and tectonomagmatic significance, Geological Magazine, 135, 15-26.
- Huff, W. D., Bergström, S. M., Kolata, D. R. ve Sun H., 1998. The lower Silurian Osmundsberg K-bentonite. Part I: Stratigraphic position, distribution, and palaeogeographic significance. Geological Magazine, 135, 1–13.
- Huff, W. D., Morgan, D. J., ve Rundle, C. C., 1996. Silurian K-bentonites of the Welsh Borderlands: Geochemistry, mineralogy and K-Ar ages of illitization. Nottingham, British Geological Survey, Technical Report, WG/96/45, 25 p.
- Inoue, A. ve Kitagawa, R., 1994. Morphological characteristics of illitic clay minerals from a hydrothermal system, American Mineralogists, 79, 700-711.
- Inoue, A., 1986. Morphological change in a continuous smectite to illite conversion series by scanning and transmission electron microscopies: J. Coll. Arts & Sci., Chiba Univ. B-19, 23-23.
- Inoue, A., 1995. Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments, Origin and Mineralogy of Clays, B. Velde, Ed., Springer-Verlag, Berlin, 268-330.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976. Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Models of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes, Mining Geology, 26, 205-117.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swarthmore, U.S.A., 871 s.
- Jens, C. V., Wray, D. S., Merriman, R. J. ve Fisher, M. J., 2000. Volcanogenic Clays in Jurassic and Cretaceous Strata of England and the North Sea Basin, Clay Minerals, 35, 1, 25-55.
- Jenner, G. A., 1996. Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, D. A. Wyman, Ed., Geological Association of Canada Short Course Notes, 12, 51-77.
- Jennings, S. ve Thompson, G.R., 1986. Diagenesis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado River Delta, Southern California, Journal of Sedimentary Petrology, 56, 89-98.
- Jezek, P. A. ve Noble, D. C., 1978. Natural hydration and ion Exchange of obsidian: an electron microprobe study, Amer. Mineral., 63, 266-273
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. ve Meade, R. H., 1988. First-cycle Quartz Arenites in the Orinoco River Basin, Venezuela and Colombia, Journal of Geology, 96, 263-277.
- Kandemir, R. ve Yılmaz, C., 2009. Lithostratigraphy, Facies and Deposition Environment of the Lower Jurassic Ammonitico Rosso type Sediments (ARTS) in the

Gümüşhane Area NE Turkey: Implications for the Opening of the Northern Branch of the Neo-Tethys Ocean, J. Asian Earth Sci., 34, 586-598.

- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane ve Yakın Yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 272 s.
- Kaya, M. Y., 2014. Micropaleontological and Stratigraphic Analyses of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous İnaltı Formation (Bürnük, Central Pontides, Turkey): Remarks on the Facies Evolution, Master Thesis, Middle East Technical University, Ankara, 268 s.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr-Nd Isotopic Characteristics of Post-Collisional Calc Alkaline Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 20, 137-159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F. ve İlbeyli, N., 2012. Geochronological Evidence and Tectonic Significance of Carboniferous Magmatism in the Southwest Trabzon area, Eastern Pontides, Turkey, International Geology Review, 54, 15, 1776-1800.
- Kazmin, U. G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J. ve Knipper, A. L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Senozoic active margin of Eurasia, Tectonophysics, 123, 123-152.
- Keller, W. D., 1978. Classification of Kaolins Exemplified by Their Texture in Scan Elektron Micrographs, Clays and Clay Minerals, 26, 161-172.
- Kesgin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1990. Bayburt Dolayının Jeolojisi, MTA Derleme No:8995.
- Kesgin, Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelenmesi, Master Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 94 s.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İTÜ Kütüphanesi, İstanbul, 520 s.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt Yöresinin Jeolojisi, İÜ Fen Fakültesi Mecmuası-B, 16, 2, 113-127.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Khitarov, N. J., Khundaze, A. G., Senderov, E. E. ve Shibayeva, N. P., 1970. The effects of volcanic rocks on the compositions of hydrothermal solutions, Geochem. Int. 6, 469-482.
- Kırmacı, M. Z., 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşının Sedimentolojik İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 256 s.

- Kırmacı, M.Z., 1998. Uluçayır (Bayburt) Yöresinde Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşlarındaki Kondanse Sekansın Gelişimi ve Sedimentolojik Önemi, FÜ Jeoloji Müh. Eğt. 20. Yılı Semp. Bil. Özleri, 74-75.
- Kiipli, T., Kiipli E., Kalleste, T., Hints, R., Somelar, P. ve Kirsimae, K., 2007. Altered volcanic ash as an indicator of marine environment, reflecting pH and sedimentation rate, example from the Ordovician Kinnekulle bed of Baltoscandia, Clay and Clay Minerals, 55, 2, 177-188.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Güneyinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 5, 107-115.
- Kurt, İ., Özkan, M., Karşlı, Ş., Çolak, T. ve Topçu, T., 2006. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik Evrimi: Keşap (Giresun)-Çarşıbaşı (Trabzon)-Torul (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi, MTA, Ankara.
- Kübler, B., 1968. Evaluation Quantitative du Metamorphisme par la Cristallinite de l'illite Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 385-397.
- Lanson, B. 1998. Late-Stage Diagenesis of Illitic Clay Minerals as Seen by Decomposition of X-ray Diffraction Patterns: Contrasted Behaviors of Sedimentary Basins with Different Burial Histories. Clays and Clay Minerals, 46, 69-78.
- Large, R. R., Gemmel, J. B., Paulick, H. ve Huston, D. L., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits, Economic Geology, 96, 957-971.
- Laufer, F., Yariv, S. ve Steinberg, M., 1984. The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite, Clay Minerals, 19, 137-149.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. ve Stillman, C. J., 1986. Geochemistry of bimodal basalt-sub-alkaline/peralkaline provinces within the southern British Caledonids, J. Geol. Soc. London, 141, 259-273.
- Lee, H., Jean, Y., Lee, Y., Lee, S.U., Takahara, A. ve Sohn, D., 2014. Thermodynamic Control of Diameter-Modulated Aluminosilicate Nanotubes, J. Phys. Chemi. C, 118, 8148-8152.
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lrr, J.B. ve Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar, Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, 4507-4512.
- Levars, C. ve Basile-Doelsch, I., 2016. Geology and mineralogy of imogolite type materials, In: Yuan, P., Thill, A., Bergaya, F. (eds), Nanosized Tubular Clay Minerals, Elsevier, Amsterdam, 49-65.
- Lin, Y., Xu, J., Zheng, M., Zhang, Y., Xing, E., Redfern, S.A.T., Zhong, J. ve Niu, X., 2020. Mineralogical and Geochemical Characteristics of Triassic Lithium-Rich K-Bentonite Deposits in Xiejiaocao Section, South Chin. Minerals, 10, 1, 69.

- MacEwan, D.M.C. ve Wilson, M.J., 1980. Interlayer and Intercalation Complexes of Clay Minerals, *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, G.W. Brindley, G. Brown, Eds., Mineralogical Society, London, 197-248.
- Mackenzie, R.C., 1970. *Differential Thermal Analysis, Volume 1, Fundamental Aspects*, Academic Press London and New York.
- MacLean, W. H. ve Hoy, L. D., 1991. Geochemistry of Hydrothermally Altered Rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec, *Economic Geology*, 86, 506-528.
- MacLean, W. H. ve Kranidiotis, O., 1987. Immobile Elements as Monitors of Mass Transport in Hydrothermal Alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, *Economic Geology*, 82, 951-962.
- MacLean, W. H., 1990. Mass Change Calculations in Altered Rock Series, *Mineralium Deposita*, 25, 44-49.
- MacRae, N. D., Nesbitt, H. W. ve Kronberg, B. I., 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis, *Earth Planet Sci. Lett.*, 109, 585-591.
- McLennan, S. M., 1993. Weathering and Global Denudation, *Journal of Geology*, 101, 295-303.
- Meijers, M. J. M., Vrouwe, B., Van Hinsbergen, D. J. J., Kuiper, K. F., Wijbrans, J., Davies, G. R., Stephenson, R. A., Kaymakçı, N., Matenco, L. ve Saintot, A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region, *Lithos*, 119, 412-426.
- Merriman, R.J. ve Frey, M., 1999. Patterns of Very Low Grade Metamorphism in the Metapelitic Rocks in Low Grade Metamorphism, Frey, M., Robinson, D., Eds, Blackwell sciences Oxford, 61-107.
- Merriman, R.J. ve Roberts, B., 1990. Metabentonites in the Moffat Shale Group, Southern Uplands of Scotland: geochemical evidence of ensialic marginal basin volcanism, *Geological Magazine*, 127, 259-271.
- Meunier, A. ve Velde, B., 2004. *Illite, origins, evolution and metamorphism*, Springer, Berlin, Heidelberg, 288 s.
- Meyers, R. E. ve MacLean, W. H., 1983. The Geology of the New Inco Copper Deposit, Noranda District, Quebec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1291-1304.
- Milot, G., 1970. *Geology of Clays*, Springer, New York.
- Moe, J. A., Ryan, P. C., Elliot, W. C. ve Reynolds, R. C., 1996. Petrology, chemistry and clay mineralogy of a K-bentonite in the Proterozoic Belt Subgroup of western Montana, *J. Sed. Res.*, 66, 95-99.
- Moore, D. M. ve Reynolds, Jr. R. C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, Oxford University Press, New York, 378 s.

- Moore, W. J., Mckee, E. H. ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey, *European Copper Deposits*, 209-216.
- Mukasa-Tebandeke, I. Z., Ssebuwufu, P. J. M., Nyanzi, S.A. Schumann, A., Nyakairu, G W. A., Ntale, M. ve Lugolobi, F., 2015. The Elemental, Mineralogical, IR, DATA and XRD Analyses Characterized Clays and Clay Minerals of Central and Eastern Uganda, *Advances in Materials Physics and Chemistry*, 5, 67-86.
- Müller, G., 1967. Beziehungen zwischen Wasserkörper, Bodensediment und Organismen im Bodensee, *Naturwissenschaften*, 54, 454-466.
- Nadeau, P. H., Wilson, M. J., McHardy, W. J. ve Tait, J. M., 1985. The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones, *Mineralogical Magazine*, 49, 393-400.
- Nadeau, P.H., 1981. Burial and Contact Metamorphism in the Mancos Shale. *Clays and Clay Minerals*, 29, 249–259.
- Nagasawa, K., Shirozu, H. ve Nakamura, T., 1976. Clay Minerals as Constituents of Hydrothermal Metallic Vein-Type Deposits, *Mining Geology of Japan*, 7, 75-84.
- Nebert, K., 1961. Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) Nehirleri Mecra Bölgelerinin Jeolojik Yapısı, *MTA Dergi*, 57, 1-49, Ankara.
- Nesbitt, W. H. ve Young, G. M., 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites, *Nature*, 299, 715-717.
- Nunez, M. A. ve Recio, J. M., 2007. Kaolinitic paleosols in the South West of the Iberian Peninsula (Sierra Morena region, Spain), paleoenvironmental implications, *Catena*, 70, 388-395.
- Nzegge, O. M., 2008. Petrogenesis and geochronology of the Deliklitaş, Sivrikaya ve Devrekani granitoids and basement, Kastamonu belt- Central Pontides (NW, Turkey): Evidence for the Late Paleozoic-Mesozoic Plutonism and geodynamic interpretation, PhD, University of Tübingen, Germany.
- O'Neil, J. R. ve Taylor, J. H. P., 1969. Oxygen Isotope Equilibrium between Muscovite and Water, *Journal of Geophysical Research*, 74, 6012-6022.
- Okay, A. İ., Sunal, G., Sherlock, S., Altın, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A. R. C. ve Aygül, M., 2013. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia; Southern Central Pontides, Turkey, *Tectonics*, 32, 1247-1271.
- Okay, A. İ., Sunal, G., Tüysüz, O., Sherlock, S., Keskin, M. ve Kylander-Clark, A. R. C., 2014. Low pressure-high-temperature metamorphism during extension in a Jurassic magmatic arc, Central Pontides, Turkey, *Journal of Metamorphic Geology*, 32, 49-69.
- Okay, A. İ., ve Nikishin, A. M., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region, *International Geology Review*, 57, 5-8, 1051-1076.

- Okay, A.İ. ve Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 68, 291-311.
- Okay, A.İ. ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey, Geological Society of London, Special Publications, 156, 475-515.
- Okay, A.İ., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H., 1997. Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler), MTA Dergisi, 119, 1-22.
- Özaytekin, H.H., Mutlu, H.H. ve Dedeoğlu, M., 2012. Soil formation on a calcic chronosequence of ancient Lake Konya in Central Anatolia, Turkey. *Journal of African Earth Science* 76: 66-74.
- Özdoğan, K., 1983. Gümüşhane İli-Kale Bucağı Çevresinin Jeolojisi ve Tektoniği, Master Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 90 s.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Jenetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 172 s.
- Özer, E., 1984. Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Dergisi, 3, 77-89.
- Özer, S. ve Fenerci M., 1993. Bayburt Yöresinde (Doğu Karadeniz) Bulunan İki Yeni Caprinidae Türü, MTA Dergisi, 115, 29-34.
- Özyurt, M., 2019. Gümüşhane (KD Türkiye) Yöresinde Yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase Platform Karbonatlarındaki (Berdiga Formasyonu) Dolomitleşmenin Kökeni, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 166 s.
- Parfitt R.L., Kimble J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils, Soil Science Society of America Journal, 53, 971-977.
- Paterson, E. ve Swaffield, R., 1987. Thermal Analysis, A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy, Blackie, London.
- Peacor, D. R., 1992. Diagenesis and low-grade metamorphism of shales and slates, In: Buseck, P. R., editor, Minerals and reactions at the atomic scale, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 27, 335-380.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavaş from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R. S. (ed), Andesites, New York: John Wiley and Sons, 525-548.
- Pearce, J. A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, D. A. Wyman, Ed., Geological Association Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. ve Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 956-983.

- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelenmesi, Doçentlik Tezi, KTÜ Yayınları, Trabzon, 87, 103 s.
- Pellenard, P., Deconinck, J. F., Huff, W. D., Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D. ve Trouiller, A., 2003. Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France, Sedimentology, 50, 1035–1060.
- Perry, E. ve Hower, J., 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments: Clays and Clay Minerals, 18, 165-177.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. ve Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 1-618. 1, 5, 13.
- Pevear, D. R., 1999. Illite and hydrocarbon exploration, Proceedings of the National Academy of Sciences, 96, 3440-3446.
- Plevova, E., Vaculikova, L. ve Valuvicova, V., 2020. Thermal Analysis and FT-IR Spectroscopy of Synthetic Clay Mineral Mixtures, Journal of Thermal Analysis and Calorimetry, 142, 507-518.
- Price, K. L. ve McDowell, S. D., 1993. Illite/ smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, Midcontinent Rift System, Clays and Clays Mine., 41, 134-137.
- Pytte, A. M. ve Reynold, R. C., 1989. The thermal transformation of smectite to illite, In Naeser, N. D. and McCulloh T. H., Eds., Thermal history of sedimentary basins, Springer- Verlag, Berlin, 133-140.
- Ragland, P. C., 1989. Basic Analytical Petrology, Oxford, UK, Oxford University Press, 369 s.
- Rees, P. M., Ziegler, A. M. ve Valdes, P. J., 2000. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons, in Warm climates in earth history, ed. B. T. Hubler, K. G. Macleod and S. L. Wing, 297-318.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M. ve Hirst, J. P. P., 1995. Stratigraphic and Structural Development of the Eastern Pontides, Turkey, Journal of Geological Society of London, 152, 861-872.
- Schilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. ve Kingsley, R., 1983. Petrologic and Geochemical Variations Along the Mid- Atlantic Ridge from 27°N to 73°N, American Journal of Science, 283, 510-586.
- Sell, B. K., ve Samson, S. D., 2011. Apatite phenocryst compositions demonstrate a miscorrelation between the Millbrig and Kinnekulle K-bentonites of North America and Scandinavia: Geology, 39, 303–306.
- Sellwood, B. W. ve Valdes, P. J., 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record, Sedimentary Geology, 190, 269-287.

- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, 192 s.
- Schiffman, P., Staudigel, H., 1995. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: The Basement Complex of La Palma, Canary Islands. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 487-498.
- Shackleton, N. J. ve Kennett, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites, 277, 279 and 281, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 29, 743-755.
- Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L. ve Taylor, H. P., 1969. Oxygen and Hydrogen Isotope Ratios of Clay Minerals from Porphyry Copper Deposits, *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Shriver, N. A. ve MacLean, W. H., 1993. Mass, Volume and Chemical Changes in the Alteration Zone at the Norbec Mine, Noranda, Quebec, *Mineralium Deposita*, 28, 157-166.
- Smith, D. K., Johnson, G. G. Jr., Scheible, A., Wims, A. M., Johnson, J. L. ve Ullmann, G., 1987. Quantitative X-ray Powder Diffraction Method Using the Full Diffraction Pattern, *Powder Diff.*, 2, 73-77.
- Smykatz- Kloss, W., 1974. Differential thermal Analysis Application and Results in Mineralogy, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 185 s.
- Soycan, H., 2017. Doğu Pontidler (Trabzon, Bayburt, Erzurum ve Artvin) Orta Jura ve Üst Kretase Volkano-sedimanter İstiflerinin Radyolarya Taksonomisi, Biyostratigrafisi ve Çökel Ortamları, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 465 s.
- Spears, D. A., Kanaris- Sotiriou, R., Riley, N. ve Krause, P., 1999. Namurian bentonites in the Pennine Basin, UK, origin and magmatic affinities, *Sedimentology*, 46, 385-401.
- Środon, J., 1984. X-ray Powder Diffraction Identification of Illitic Materials, *Clay and Clay Mineralogy*, 32, 337-349.
- Środon, J., Drits, V. A., McCarty, K. K., Hsieh, J. C. C. ve Eberly, D. D., 2001. Quantitative X-Ray Diffraction Analysis of Clay-Bearing Rocks from Random Preparations, *Clay and Clay Minerals*, 49, 514-528.
- Środon, J. Clauer, N., Huff, W., Dudek, T. ve Banaś, M., 2009. K-Ar dating of the Lower Palaeozoic K-bentonites from the Baltic Basin and the Baltic Shield: Implications for the role of temperature and time in the illitization of smectite. *Clay Minerals*, 44, 361-387.
- Sun, S. ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalt, Implications for Mantle Composition and Processes, *Magmatism in the Ocean*

- Basins, A. D. Saunders, M. J. Norry, Eds., Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Swierczewska, A., Zbysek, P., Banas, M. ve Tokarski, A.K., 2015. K-Ar dating of bentonite diagenesis in accretionary-wedge turbidites: case study from western Outer Carpathians, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 177-185.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is it Rift Related or Subduction Related ?, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye’de Tetis’in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım, *TJK Yer Bilimleri Özel Dizisi*, No:1, 75 s.
- Tanyolu, E., 1988. Pulur Masifi (Bayburt) Doğu Kesiminin Jeolojisi, *MTA Dergisi*, 108, 1-17.
- Taslı, K., 1990. Gümüşhane-Bayburt Yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 223 s.
- Taylor, S. R. ve McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, 312 s.
- Teale, C. T. ve Spears, D. A., 1986. The mineralogy and origin of some Silurian bentonites, Welsh Borderland, UK, *Sedimentology*, 33, 757-765.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Hafik Karaçayır Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi, MTA Ens. Derleme Raporu, 6700, Yayınlanmamış, Ankara.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey), Doktora Tezi, University of College, London, UK., 189 s.
- Topuz, G., 2000. Zur Petrologie der Metamophen Gesteine des Pulur-Massivs, Östliche Pontiden, NE-Türkei, PhD Thesis, Universität Heidelberg, 270 s.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. ve Schwarz, W.H., 2004a. Aluminous Granulites from the Pulur Complex NE Turkey: A Case of Partial Melting, Efficient Melt Extraction and Crystallization, *Lithos*, 72, 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A. ve Meyer, H. P., 2007. Variscan Amphibolite Facies Rocks From the Kurtoğlu Metamorphic Complex (Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey), *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 96, 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W. ve Schwarz, W.H., 2004b. Low Grade Metamorphic Rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: Implications for pre-Liassic Evolution of the Eastern Pontides, *International Journal of Earth Sciences*, 93, 72-91.

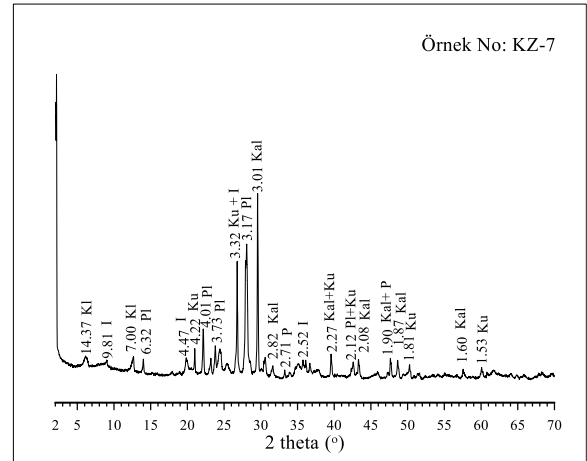
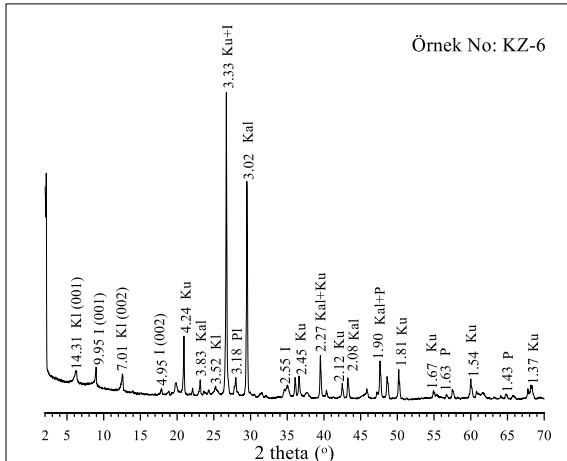
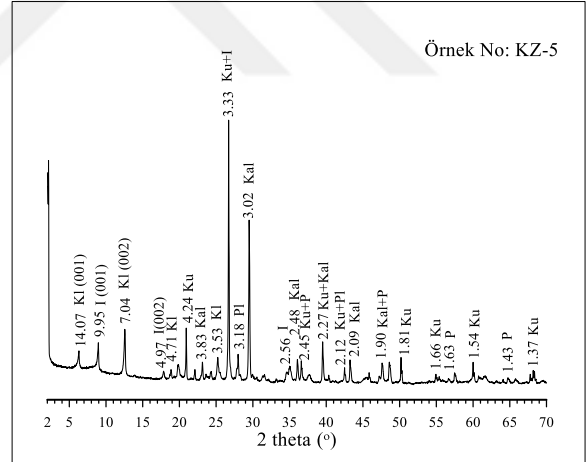
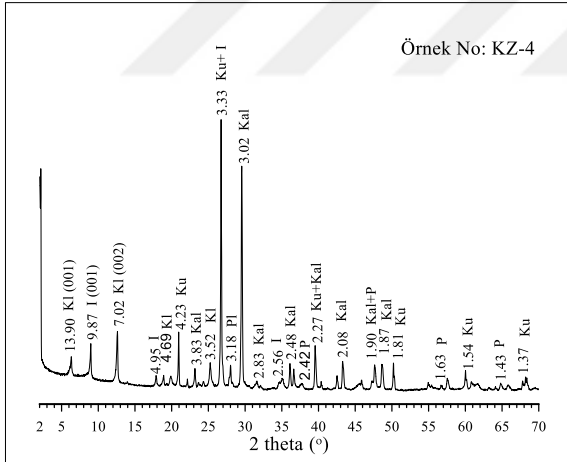
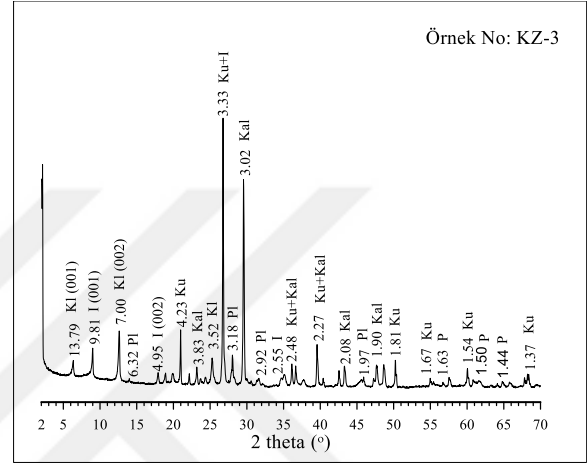
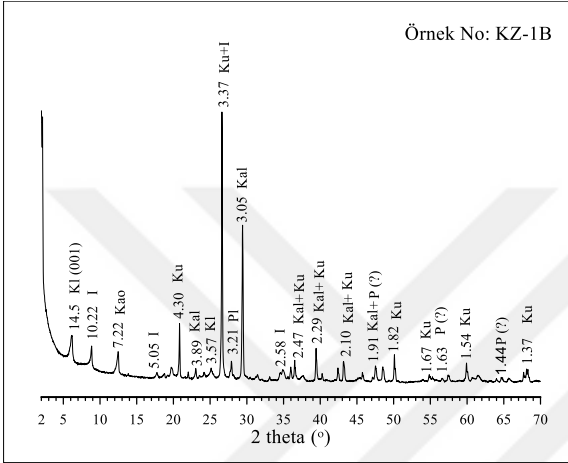
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbeğ, A., Barth, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Carboniferous High-Potassium I-type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane Pluton (NE Turkey), Lithos, 116, 92-110.
- Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö. F., Zack, T. ve Schmitt, A. K., 2013. Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon, Geology, 41, 255-258.
- Turan, M., 1978. Şiran Doğu Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Türk-Japon Ekibi, 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, 72 s.
- Tüysüz, O., 1993. Karadeniz'den Orta Anadolu'ya Bir Jeotravers: Kuzey Noe-Tetis'in Tektonik Evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Bülteni, 5/1, 1-33.
- Uğuz, M. F., Bilgin, A. Z., Tunçdemir, V., Erdem, Y., Atıcı, G., Sevin, M., Demirbağ, H., Evimen, Ö., Duygu, L., Mercan, M., Özden, A. U., Pekgöz, M., Gündoğdu, E. A., Beşter, B., Alkeveli, T., Ergen, A., Ulusoy, E., Gedik, T., Sofracioğlu, D. ve Çobankaya, S. Y., 2011. Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi (Bayburt-Gümüşhane-Trabzon), MTA, Ankara.
- Ünlüce, Ö., 2013. Clay mineralogy and diagenesis of K-bentonites occurring in the Devonian Yılanlı formation from north western Anatolia (Bartın-Zonguldak). Msc Thesis, METU, Ankara, 80 p.
- Valdes, P. J. ve Sellwood, B. W., 1992. A palaeoclimate model for the Kimmeridgian, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 95, 47-52.
- Velde, B., 1965. Experimental Determination of Muscovite, Polymorph Stabilities, The American Mineralogist, 50, 436-449.
- Velde, B., 1992. Introduction to Clay Minerals Chemistry, origins, uses and environmental significance, Chapman and Hall, London, 192 s.
- Venneman, T. W. ve O'Neil, J. R., 1993. A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent, Chemical Geology, 103, 227-234.
- Ver Straeten C. A., 2004. K-bentonites, volcanic ash preservation, and implications for Early to Middle Devonian volcanism in the Acadian orogen, eastern North America, Geological Society of America Bulletin, 116, 474-489.
- Vörös, A. ve Kandemir, R., 2011. A new Early Jurassic brachiopod fauna from the Eastern Pontides (Turkey), Neues Jahrb Geol P-A, 260, 343-363.
- Warr, L. N. ve Cox, S. C., 2016. Correlating illite (Kübler) and chlorite (Árkai) "crystallinity" indices with metamorphic mineral zones of the South Island, New Zealand, Applied Clay Science.

- Weaver, C. E., 1953. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones, Geological Society of America Bulletin, 64, 921-944.
- Wedding, H., 1963. Kelkit Hattı Jeolojisine Ait Düşünceler, Bayburt- Kelkit Çevresinde Jura Stratigrafisi, MTA Dergisi, 61, 30-37.
- Whittington, R. A., 2010. Clay Mineralogy and Illite Crystalinity in the Late Devonian to Early Mississippian Woodford Shale in the Arbuckle Mountains, Oklahoma, USA, Master Thesis, Georgia State University, USA.
- Williams, N. ve Davidson, G., 2004. Submarine Advanced Argillic Alteration at the Basin Lake Prospect Western Tasmania Australia, Economic Geology, 99, 987-1002.
- Wilson, M.J., 1987. A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy, Blackie and Son, London, 384 s.
- Winchester, J. ve Floyd, P. A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements, Chemical Geology, 20, 325-343.
- Winkler, H. G. F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks, 5th ed. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1-348. 12.
- Wray, D. S., 1995. Origin of clay- rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany- a rare earth element study, Chem. Geol., 119, 161-173.
- Wray, D. S., 1999. Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe, Geol. Mag., 136, 361-371.
- Yalçın, H. ve Gümüşer, G., 2000. Mineralogic and Geochemical Characteristics of Late Cretaceous Bentonite Deposits at the North of Kelkit Valley, Northern Turkey, Clay Minerals, 35, 807-825.
- Yıldız, A., Genç, Ö. ve Bektaş, S., 1997. Enstrümantel Analiz Yöntemleri, Hacettepe Üniversitesi, 506 s.
- Yılmaz, C. ve Kandemir, R., 2003. Şenköy Formasyonu: Yeni Bir Formasyon Adlaması, 3. Stratigrafi Çalıştayı Bildiri Özleri, Ankara, 14..
- Yılmaz, C., 1985. Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisan Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 166 s.
- Yılmaz, C., 1993. Accumulation Rates of Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides (NE Turkey), Giornale di Geologia, 55, 2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Alt Jura Çökellerinin Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri (KD Türkiye), Yerbilimleri, 26, 119-128.

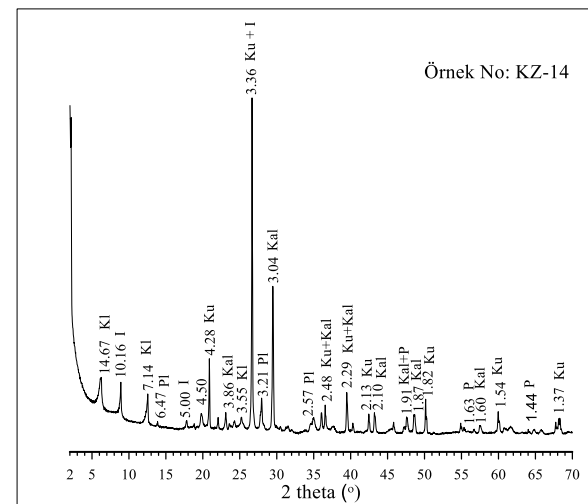
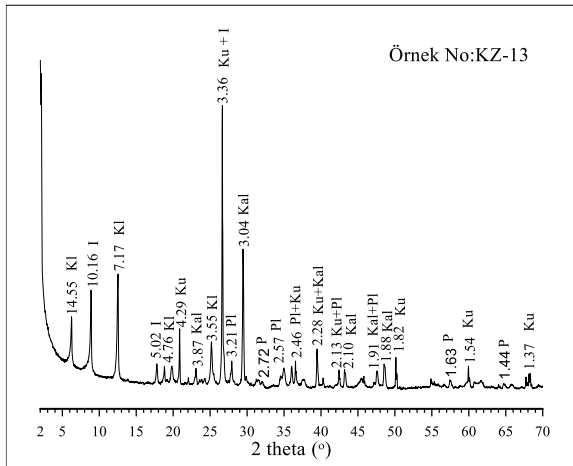
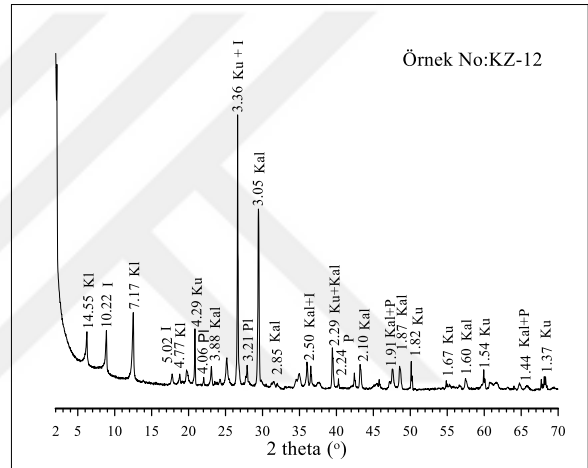
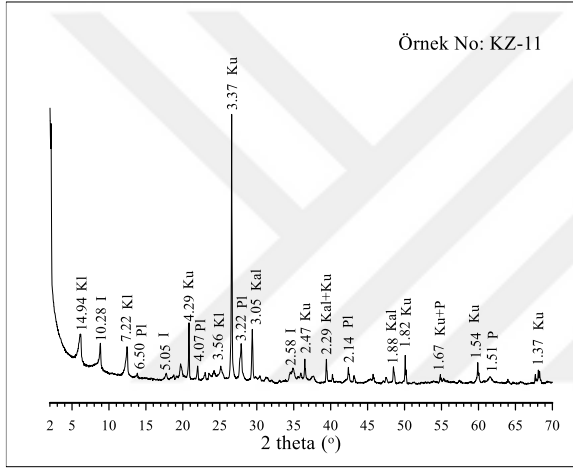
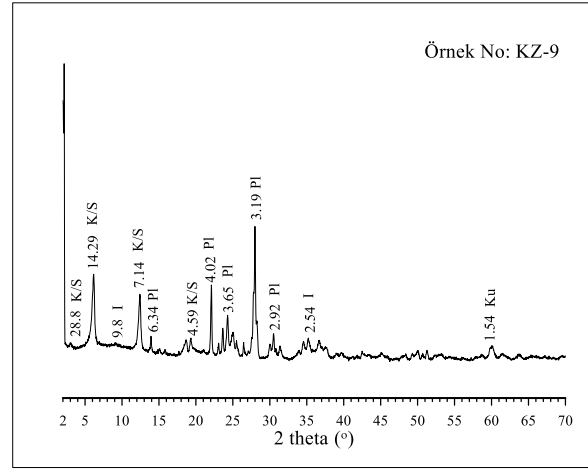
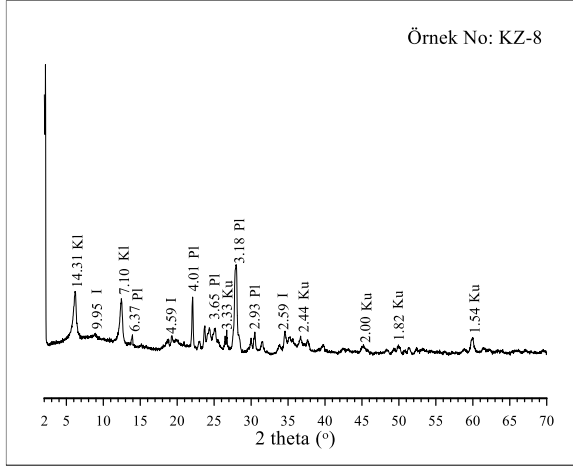
- Yılmaz, C., 1997. Sedimentological Records Cretaceous Platform-basin Transition Gümüşhane Region (NE Turkey), Geologie Mediterran, 24, 1-2, 125-135.
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etmenleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 45, 1, 141-164.
- Yılmaz, C., Özgür, S. ve Taslı, K., 1996. Gümüşhane Yöresi Mesozoyik Çökellerindeki Çok Evreli Riftleşme Kayıtları, KD Türkiye, 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, 11, 170-175.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding Rocks, North-Eastern Anatolia, Doktora Tezi, London University, 260 s.
- Yoder, H.S. ve Eugster, H.P., 1955. Synthetic and Natural Muscovites, Geochimica et Cosmochimica Acta, 8, 225-280.
- Yoshinaga, N. ve Aomine, S., 1962. Imogolite in some Ando soil, Soil Sci Plant Nutr., 8, 22-29.
- Yoshinaga, N., 1968. Identification of Imogolite in the Filmy Gel Materials in the Imaichi and Shichihonzakura Purlice Beds, Soil Science and Plant Nutrition, 14, 238-246.
- Yücel, C., 2013. Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, ⁴⁰Ar-³⁹Ar Jeokronolojisi, Petrokimyası, Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası ve Petrolojisi. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 285 s.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel İ. ve Abdioğlu E., 2014. Volcanic Facies and Mineral Chemistry of Tertiary Volcanics in the Northern Part of the Eastern Pontides, Northeast Turkey: Implications for Pre-Eruptive Crystallization Conditions and Magma Chamber Processes, Mineralogy and Petrology, 108, 439-467.
- Yüksel, S., 1976. Şiran Batı Yöresi Mesozoyik Karbonat Kayaçları ve Eosen Flişinin Petrografik ve Sedimentolojik İncelenmesi, Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Zhang, J. Li, G., ve Zhou, C. 1997 Geochemistry of light colour clayrock layers from the Early Cambrian Meishucun Stage in eastern Yunnan and their geological significance. Acta Petrologica Sinica, 13, 100–110 (in Chinese).
- Zielinski, R. A., 1982. The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: A case study in the Troublesome Formation, Colorado, U.S.A, Chemical Geology, 35, 185–204.

7. EKLER

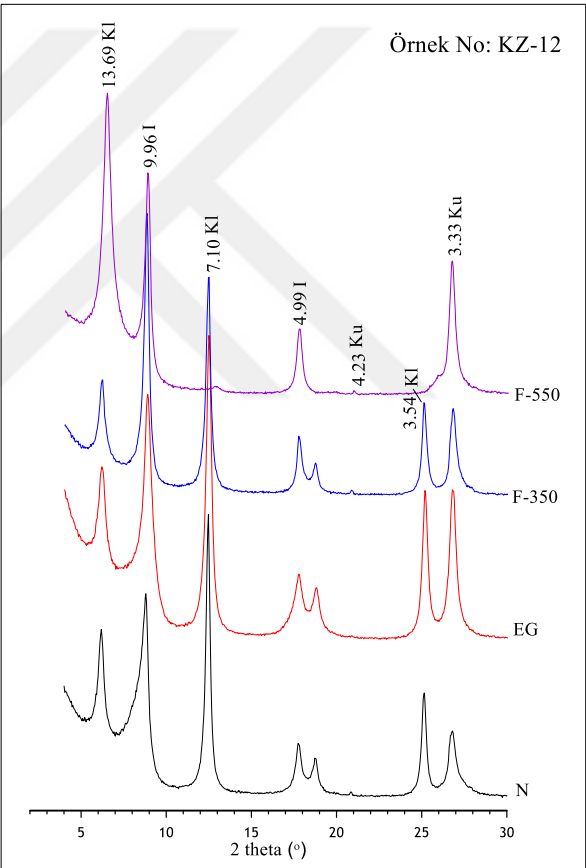
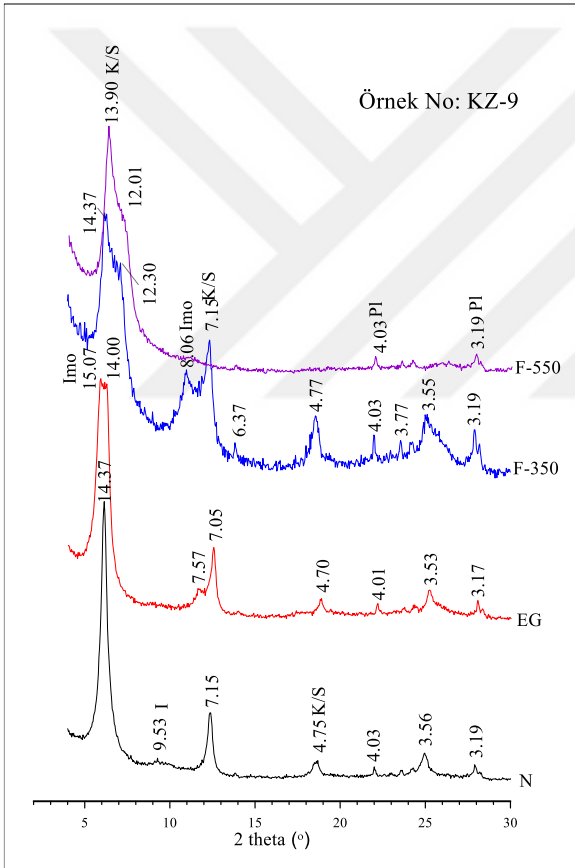
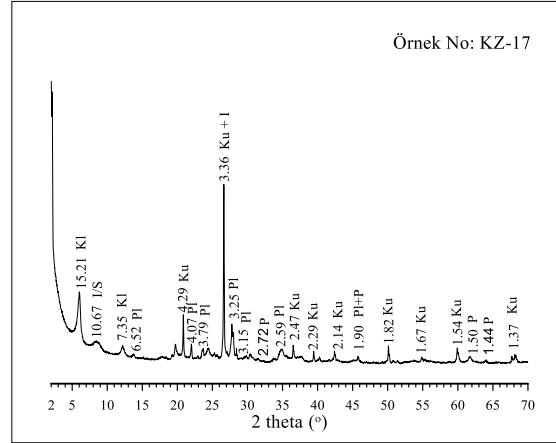
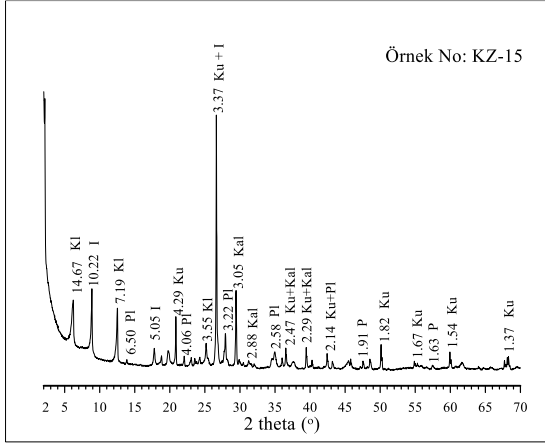
Ek Şekil 1. Kesit I'de yer alan kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında bulunan marın/kiltaşlarının sırasıyla tüm kayaç, yönlü kil fraksiyonları ve yönsüz kil fraksiyonları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kal, kalsit; Kao, kaolen; Kl, klorit; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit)



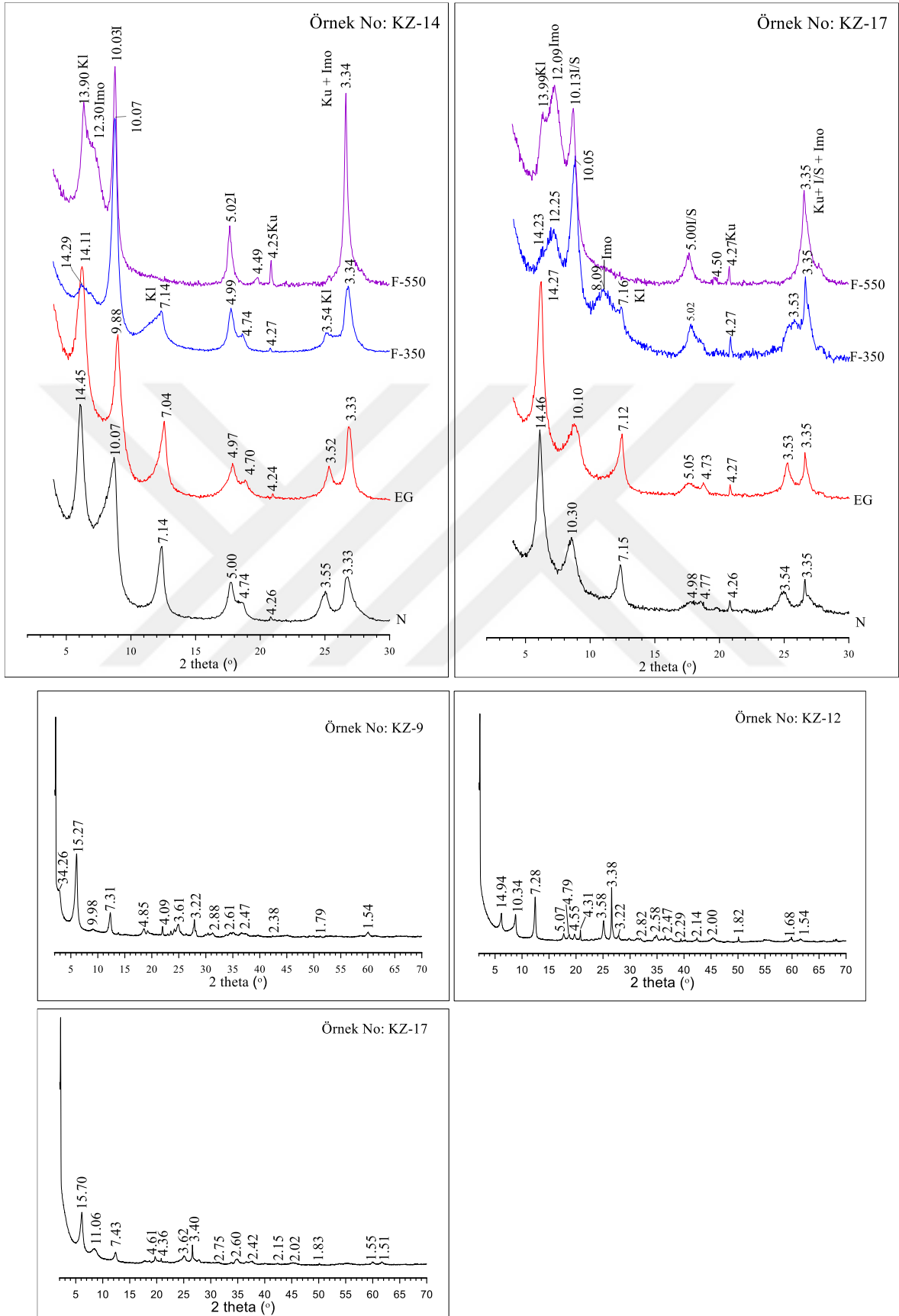
Ek Şekil 1'in devamı



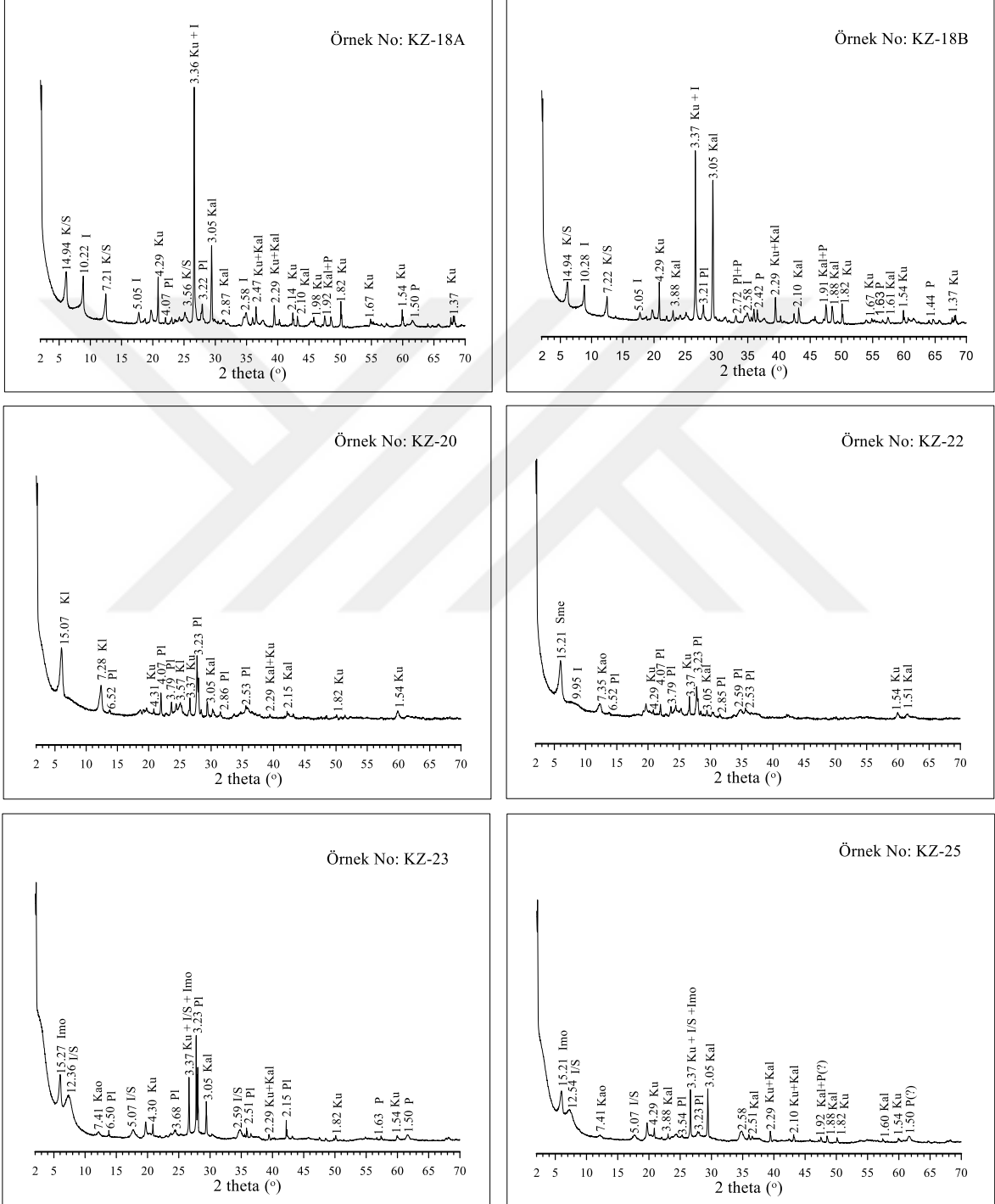
Ek Şekil 1'in devamı



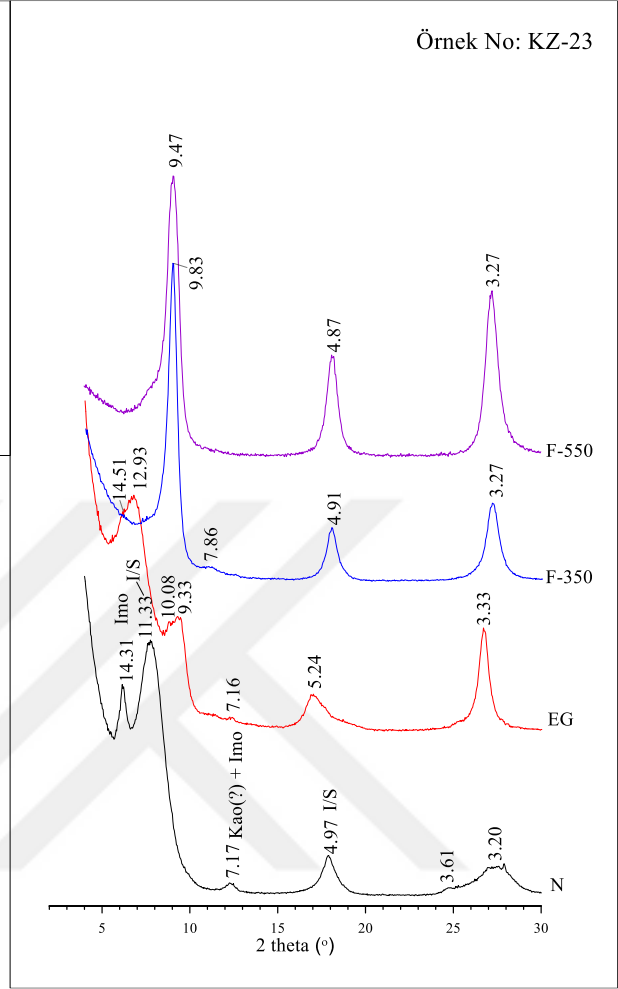
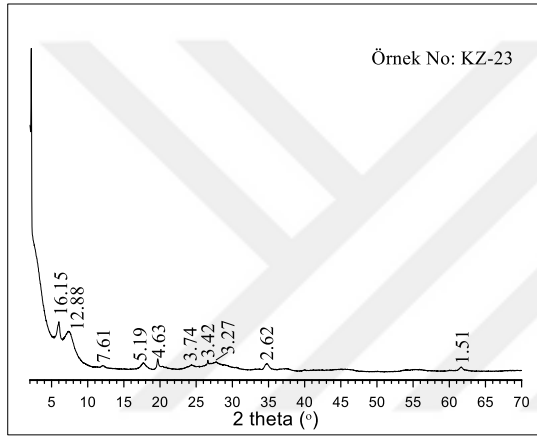
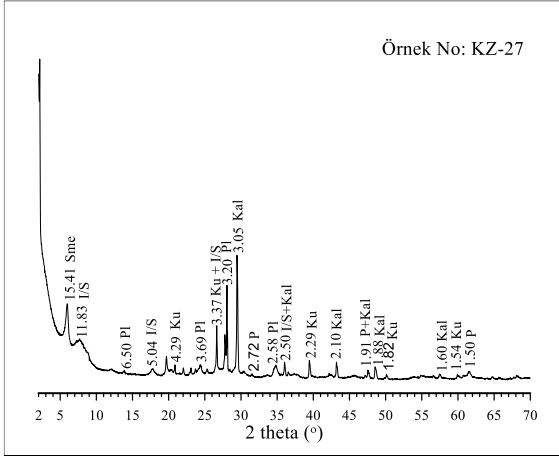
Ek Şekil 1'in devamı



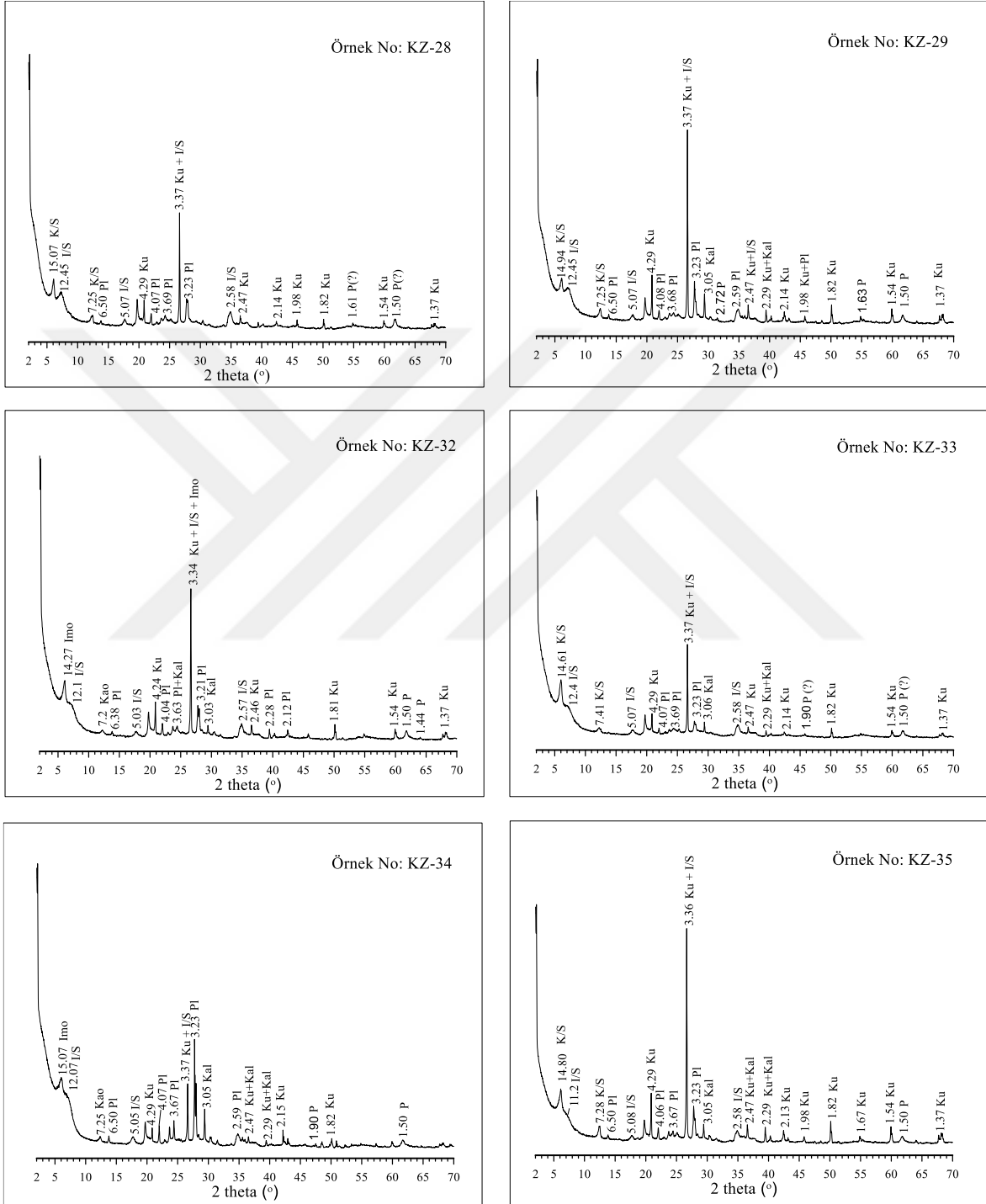
Ek Şekil 2. Kesit II'de yer alan kireçtaşı-kiltaş-kumtaşı ardalanmasında bulunan marn/kiltaşları ve K-bentonitlerin sırasıyla tüm-kayaç, yönlü kil fraksiyonu ve yönsüz kil fraksiyonları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogilit; Kal, kalsit; Kao, kaolen; Kl, klorit; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit)



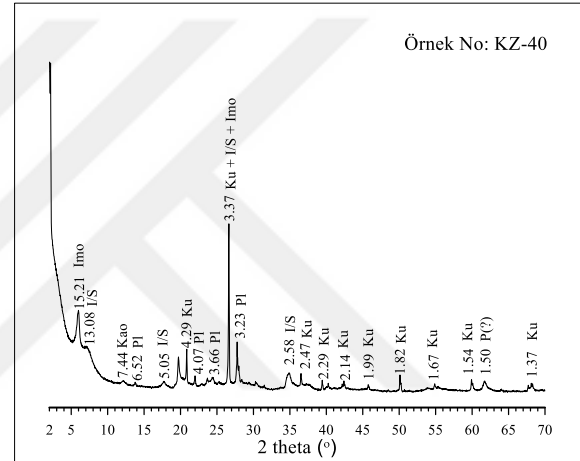
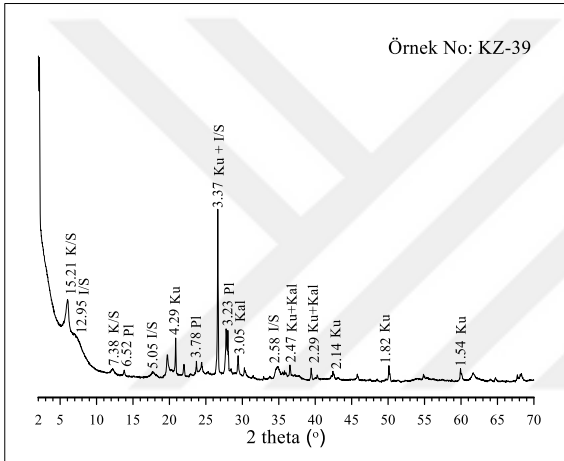
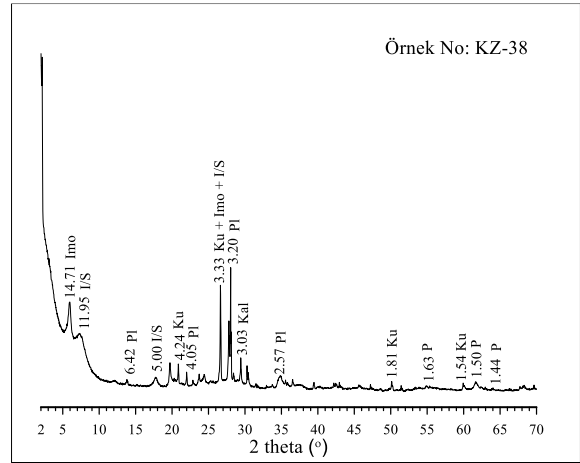
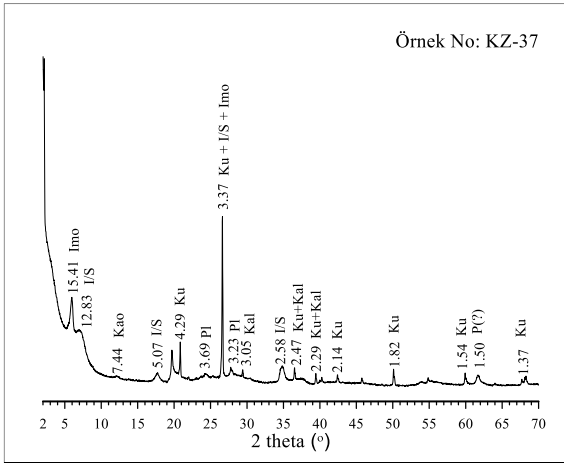
Ek Şekil 2'nin devamı



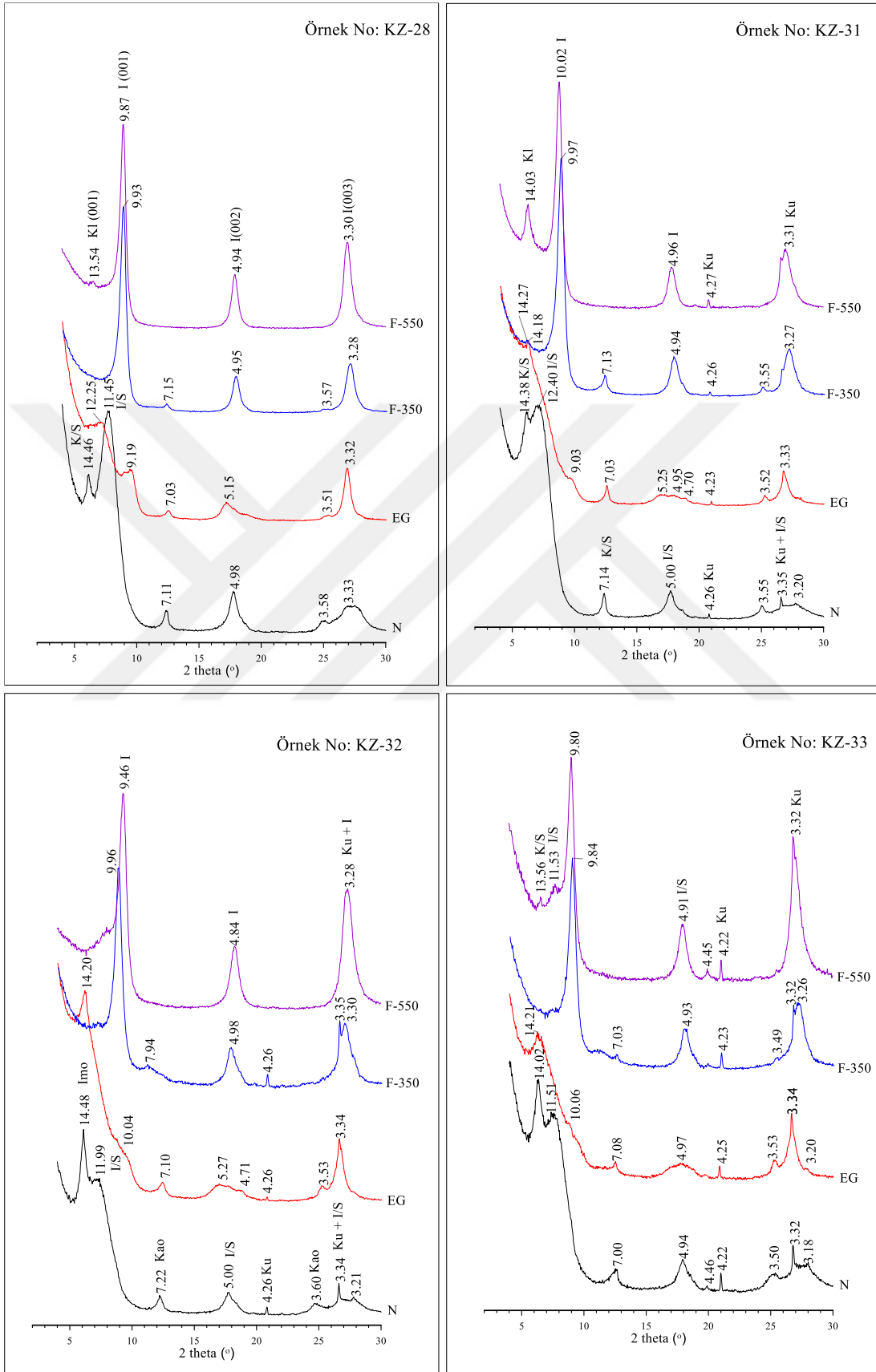
Ek Şekil 3. Kesit III'de yer alan K-bentonitlerin sırasıyla tüm kayaç, yönlü kil fraksiyonu ve yönsüz kil fraksiyonları (I, illit; I/S, illit/simektit; Imo, imogolit; Kal, kalsit; Kao, kaolen; Kl, klorit; K/S, klorit/simektit; Ku, kuvars; P, pirit; Pl, plajiyoklas; Sme, simektit)



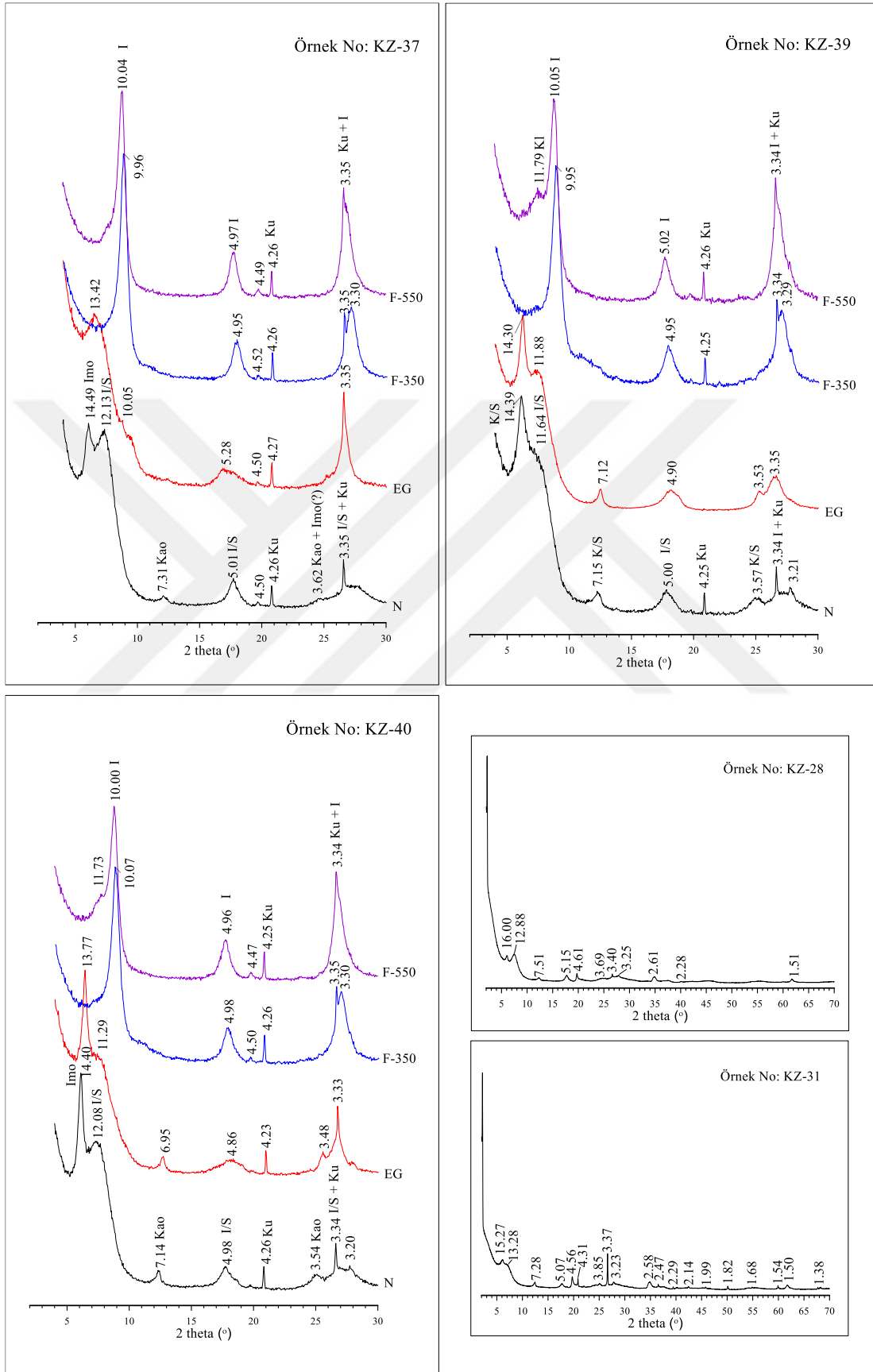
Ek Şekil 3'ün devamı



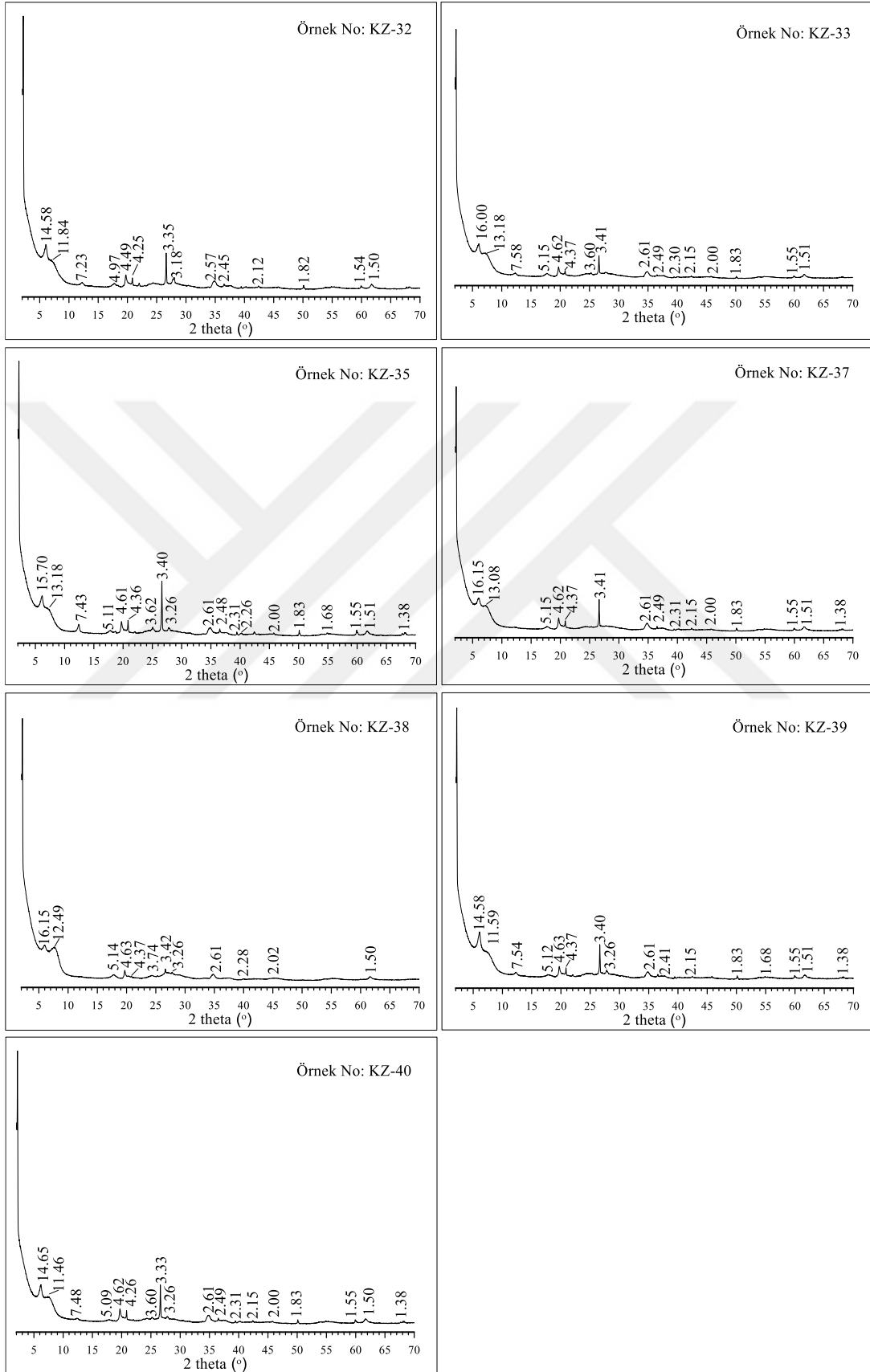
Ek Şekil 3'ün devamı



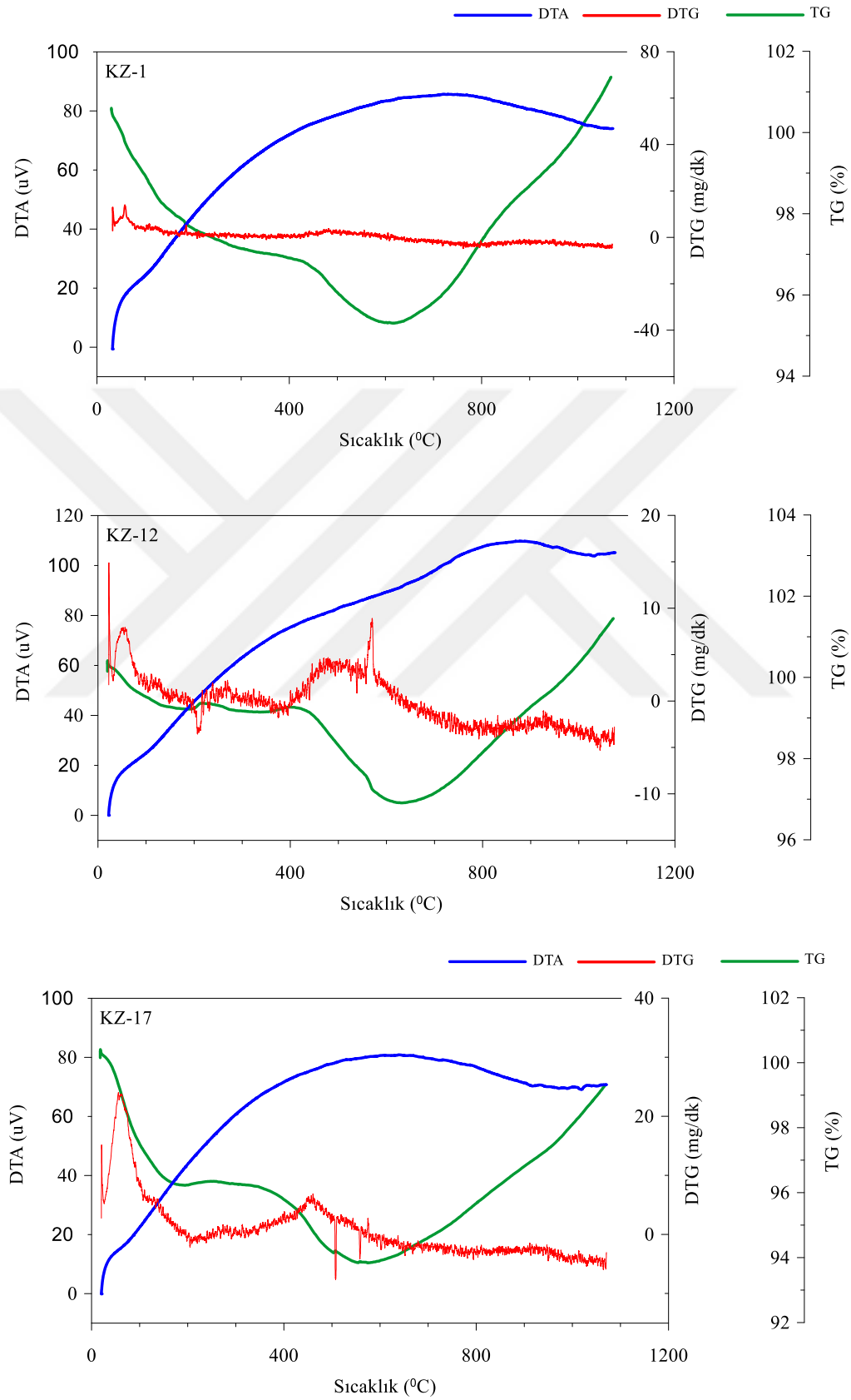
Ek Şekil 3'ün devamı



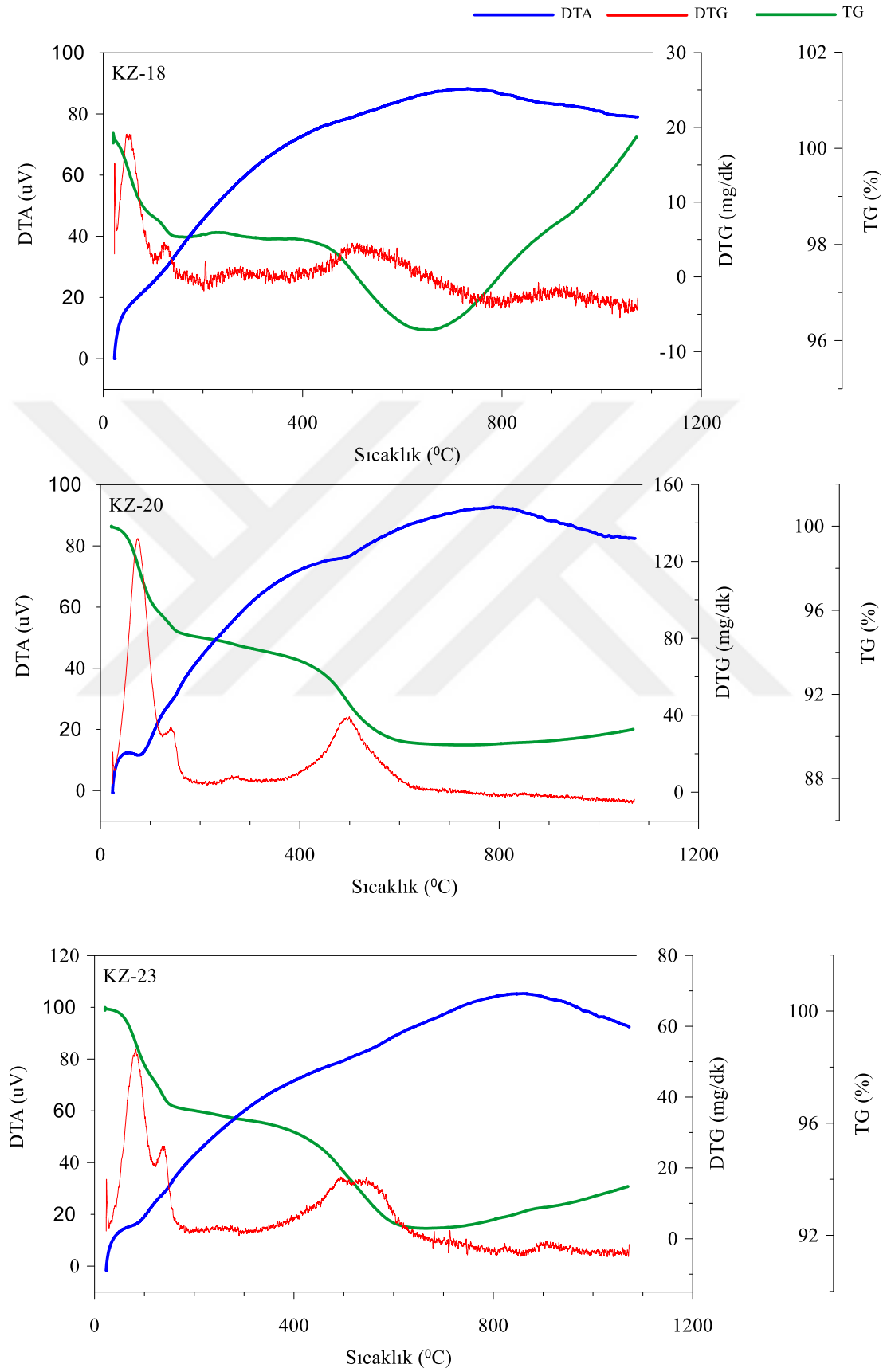
Ek Şekil 3'ün devamı



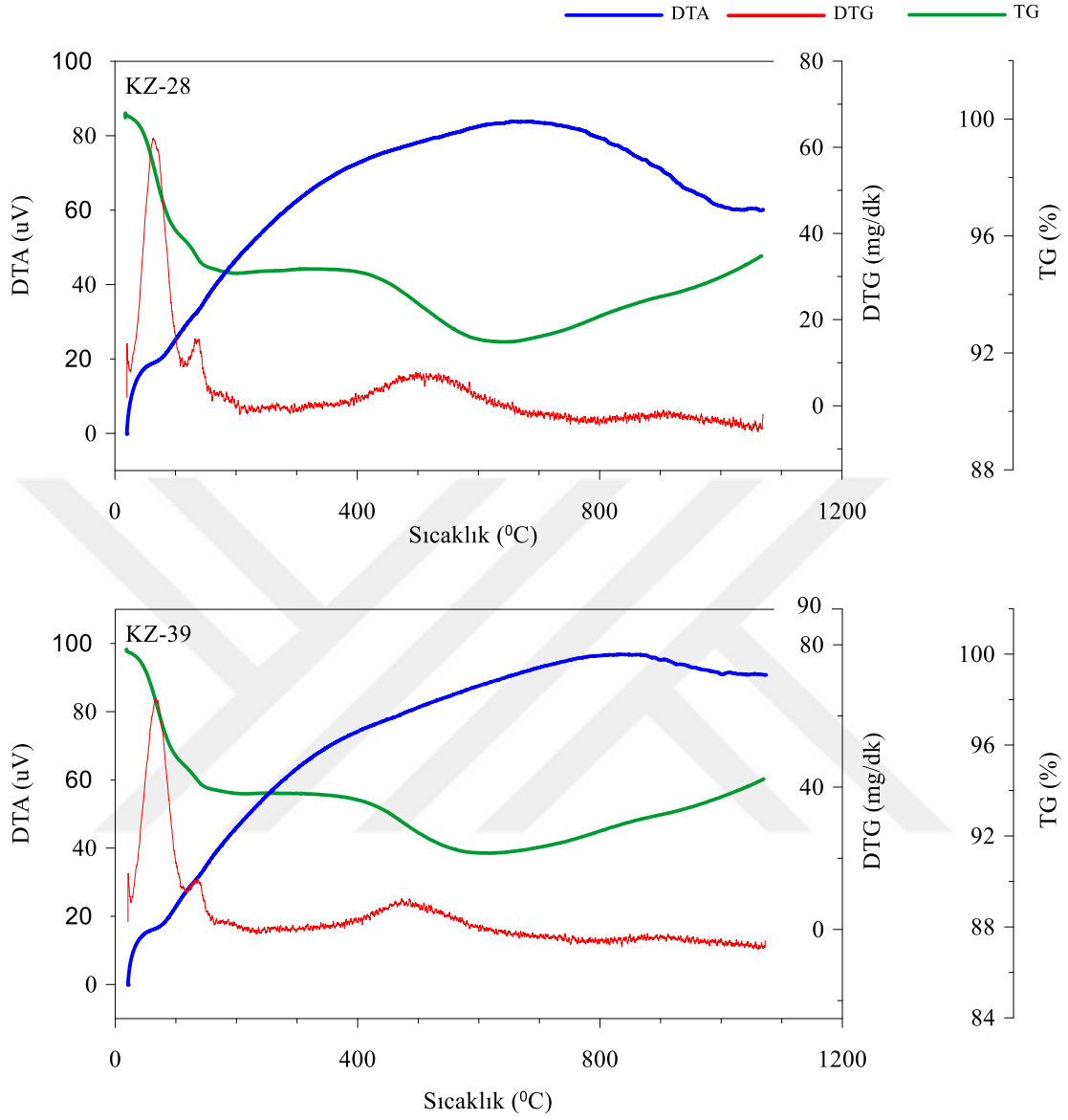
Ek Şekil 4. Kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ardalanmasında yer alan marn/kiltaşlarının ve K-bentonitlerin DTA-TG ve DTG diyagramları



Ek Şekil 4'ün devamı



Ek Şekil 4'ün devamı



ÖZGEÇMİŞ

İlköğretimini 2000-2008 tarihleri arasında Ordu Haki Yener İlköğretim Okulu'nda, lise öğrenimini 2008-2012 tarihleri arasında Ordu Lisesi'nde tamamladıktan sonra 2012 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne başladı ve 2017 yılında mezun oldu. 2017-2018 tarihleri arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi Yabancı Diller Yüksek Okulu İngilizce Hazırlık Programını bitirdi. 2018 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans Programına başladı. İngilizce bilmektedir.