

T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

SARİHAN (BAYBURT) PLÜTONU'NUN PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LİSANS

Gizem KAYAR

HAZİRAN-2024
GÜMÜŞHANE



**T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**SARİHAN (BAYBURT) PLÜTONU'NUN PETROGRAfİK VE JOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ**

**PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE SARİHAN
(BAYBURT) PLUTON**

YÜKSEK LİSANS

Gizem KAYAR

**HAZİRAN-2024
GÜMÜŞHANE**



**T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**SARIHAN (BAYBURT) PLÜTONU'NUN PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİ**

**PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE SARIHAN
(BAYBURT) PLUTON**

YÜKSEK LİSANS

Gizem KAYAR

Danışman: Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

**HAZİRAN-2024
GÜMÜŞHANE**

BİLİMSEL ETİĞE UYGUNLUK BEYANI

Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlamış olduğum “**Sarıhan (Bayburt) Plütonu’nun Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri**” isimli bu tezimin, tamamen kendi çalışmam olduğunu, her alıntıya kaynak gösterdiğimi, alıntı yaptığım tüm çalışmaları kaynakçada belirttiğimi ve Gümüşhane Üniversitesi’nin lisanslı kullanıcısı olduğu intihal yazılım programı ile Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlediği kısıtlara uygun olarak raporladığımı taahhüt ederim. Tezimin kâğıt ve elektronik kopyalarının Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü arşivinde saklanmasına izin verdiğimi onaylarım.

Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği’nin ilgili maddeleri uyarınca gereğinin yapılmasını arz ederim.

27/06/2024

.....
Gizem KAYAR

TEŞEKKÜR

Bu tez Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında, Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Bu tez çalışması kapsamında Sarıhan (Bayburt) Plütону'nun petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

Bu tez çalışmasının başlangıcından bitimine kadarki bütün aşamalarda yardımını ve desteğini esirgemeyen değerli danışman hocam Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ'a içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca saha çalışmaları ve numune alımı esnasında bana yardım ve desteklerini esirgemeyen Onur KURT ve Yeliz KÖSE'ye, değerli mesai arkadaşım Zehra DORUK'a teşekkür ederim.

Ayrıca tez çalışmam boyunca maddi ve manevi olarak bana destek olan kıymetli aile üyelerime teşekkür ederim.

Gizem KAYAR
GÜMÜŞHANE – 2024

ÖZET

Tez kapsamında Sarıhan Plütönu'nun petrografik ve jeokimyasal özelliklerinden yararlanarak kütleyi oluşturan ana magmanın yerleşim zamanı, kaynak alanı, tektonik ortamı fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı gibi petrojenetik süreçleri ele alınmaktadır.

Sarıhan Plütönu, Sarıhan Köyü'nden (Bayburt) başlayarak güneye doğru olan yaklaşık 20 km²'lik bir alanda dairesel şekilli bir kütle olarak mostra vermektedir. Erken Eosen'de (53 My) kıtasal kabuğa yerleşen plütön genellikle kuvarslı diyorit, tonalit, monzonit, kuvars monzonit ve granodiyorit bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Yer yer gözlenen mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) monzodiyorit, aplit daykları ise granitik bileşimli midir. Orta ve ince taneli dokuya sahip kayalarda poikilitik, monzonitik, anti-rapakivi ve mirmekitik gibi mineral dokuları yaygındır.

SiO₂ içeriğindeki artışa karşı ana ve iz elementlerde (MgO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅, La, Sr, Eu, Nb, Y, Yb) gözlenen negatif trendler plütön içindeki bileşimsel değişimin oluşmasında kesirli kristallenme (amfibol, plajiyoklas, Fe-Ti oksit, apatit) ve magma karışımının önemli rol oynadığını ifade etmektedir. MMA'ların varlığı magma karışımını desteklemektedir. Trendlerin çizgisel oluşu aynı kökenden gelen magmaların karışımı ile uyumludur. Yukarıda değinilen jeokimyasal özellikler kaynak alan olarak bazik kayaları öngörmektedir. Bu kaynak alan kayalarının alt kıtasal kabukta mı, yoksa okyanusal kabukta mı yer aldığı sorusu halen devam eden bir tartışma konusudur. Stratigrafik, sedimantolojik, yapısal verilerin yanı sıra Kretase-sonrası yaşanan kısa süreli sıkışma ve devamındaki açılma rejimi Sakarya Zonu kıtasal kabuğunun erken Eosen'deki 45 km'den çok az bir kalınlığa sahip olduğunu öngörmektedir. Bütün bunlar çarpışma sırasında dilim kopması (slab breakoff) veya okyanus ortası sırtın yitimi gibi okyanusal litosfere ait kayaların kısmi ergimesini öngören modelleri öne çıkarmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Sarıhan Plütönu, Adakit, Mafik mikrogranüler anklav, Fraksiyonel kristallenme, Magma karışımı, Tektonik ortam

SUMMARY

Within the context of this thesis, the time of intrusion, source area, tectonic setting of the parental magma as well as the petrogenetic processes such as fractional crystallization and magma mixing are investigated based on the petrographic and geochemical characteristics of the Sarihan Pluton.

The Sarihan Pluton outcrops as a circular shaped body in an area of approximately 20 km² towards the south of Sarihan Village (Bayburt). The pluton, which emplaced in the early Eocene (53 Ma) into the continental crust, generally consists of quartz diorite, tonalite, monzonite, quartz monzonite and granodiorite. The locally observed mafic microgranular enclaves (MMA) are monzodiorite in composition, while the aplite dykes consist of granites. Mineral textures such as poikilitic, monzonitic, anti-rapakivi and myrmekitic are common in the medium- and fine-grained rocks.

Negative trends observed in major and trace element contents (MgO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅, La, Sr, Eu, Nb, Y, Yb) with increasing SiO₂ content imply that fractional crystallization (amphibole, plagioclase, Fe-Ti oxide, apatite) and magma mixing play an important role in the formation of compositional range in the pluton. The presence of MMAs supports magma mixing. The linear trends are compatible with the mixing of magmas coming from the same origin. The geochemical features mentioned above suggest the occurrence of basic rocks in the source area. The question of whether these source area rocks are located in the lower crust or subducted oceanic crust is still a matter of ongoing debate. Stratigraphic, sedimentological and structural data, as well as the short-term compression following the Late Cretaceous and the subsequent extensional regime in the middle Eocene suggest that the Sakarya Zone has had crust thickness in the early Eocene less than 45 km. All these highlight the models such as slab breakoff or mid-ocean ridge subduction that propose partial melting of basic rocks in oceanic lithosphere.

Keywords: Sarihan Pluton, Adakite, Mafic microgranular enclaves, Fractional crystallization, Magma mixing, Tectonic setting

İÇİNDEKİLER

KABUL VE ONAY.....	III
BİLİMSEL ETİĞE UYGUNLUK BEYANI.....	IIIV
TEŞEKKÜR.....	V
ÖZET.....	VI
SUMMARY	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
TABLOLAR DİZİNİ	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XI
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	XIII
1.GENEL BİLGİLER	1
1.1 Giriş.....	1
1.2. Coğrafi Bilgiler	2
1.2.1.Coğrafi Konum	2
1.2.2.Topoğrafya	3
1.2.3.İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.2.4.Ulaşım	4
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi.....	4
1.4. Adakit Petrolojisi	9
2.YAPILAN ÇALIŞMALAR	1
2.1. Giriş.....	1
2.2. Arazi Çalışmaları	1
2.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	1
2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	1
2.3.2. Petrografik İncelemeler ve Resimlerin Çekimi.....	2
2.3.3. Örneklerin Jeokimyasal Analizler İçin Hazırlanması	2
2.3.4. Jeokimyasal Analizler	2
2.3.5. Ar-Ar Tarihlemesi.....	3
2.4. Büro Çalışmaları	3
3.BULGULAR.....	4
3.1. Çalışma Alanının Stratigrafisi.....	4
3.1.1. Pulur Masifi.....	7
3.1.2. Şenköy Formasyonu.....	7
3.1.3. Berdiga Formasyonu	8

3.1.4. Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı	9
3.1.5. Sarıhan Plütonu	10
3.1.5.1. Ad, Yayılım ve Topoğrafik Görünüm.....	10
3.1.5.2. Sınırlar.....	11
3.1.5.3. Litoloji.....	12
3.1.5.4. Sarıhan Plütonu'nun Petrografisi	12
3.1.5.5. Yaş ve Deneştirme	14
3.2. Sarıhan Plütonu'nun Jeokimyası.....	16
3.2.1. Ana ve İz Elementler.....	17
3.2.2. Nadir Yerküre Elementler	22
4.TARTIŞMA	24
4.1. Adakitik Karakter.....	24
4.2. Fraksiyonel Kristallenme	25
4.3. Magma Karışımı	26
4.4. Kaynak Alan	27
4.5. Tektonik Ortamı.....	30
5.SONUÇLAR	33
KAYNAKÇA.....	35
ÖZGEÇMİŞ	45

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. Adakitin temel jeokimyasal özellikleri	10
Tablo 2. Sarıhan Plütonu'nun S.5a numaralı örneğine ait amfibollerin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aşamalı ısıtma yaş verileri.....	16
Tablo 3. Sarıhan Plütonu'na ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.	19
Tablo 4. Sarıhan Plütonu'na ait kayaçların nadir yerküre element(ppm) analizleri.	20



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1. Çalışma sahasının yer bulduru haritası	3
Şekil 2. Okay ve Tüysüz (1999) tarafından oluşturulan Türkiye'nin tektonik birlik haritası ve çalışma sahasının Sakarya Zonu içindeki konumu.....	5
Şekil 3. Sakarya Zonu doğusunun Meso-Senozoyik örtü ve magmatik kayalarının genelleştirilmiş kolon kesiti (Dokuz vd., 2019'dan değiştirilerek alınmıştır).....	7
Şekil 4. Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin genelleştirilmiş kolon kesiti.....	5
Şekil 5. Çalışma Sahasında Sarıhan Plütunu'nu ve çevre kayaçlarla olan ilişkisini gösteren jeolojik harita.	6
Şekil 6. Sarıhan Plütunu'na ait farklı yapı ve litolojilerin arazideki görünüşleri. a) Plüton'da topoğrafyaya paralel olarak gelişen rahatlatma çatlakları, b) Aplit daykısı içerisinde daha belirgin olarak gözlenen makaslama çatlakları, c) Mafik mikrogranüler anklavın görünümü. İçerisine taneli ana kaya parçasını almış olarak görülüyor. d) keskin dokanıklı aplit daykısının görünümü.	11
Şekil 7. Sarıhan Plütunu'nda bulunan a) halkalı zonlu plajiyoklas b) biyotit ve amfibol c) orta taneli mineraller d) poikilitik doku e-f) mafik mikrogranüler anklavların ince kesit görüntüleri. (Bi: Biyotit, Pl: Plajiyoklas, Af: Amfibol, Kf: Alkali Feldspat)	13
Şekil 8. Sarıhan Plütonuna ait zirkon U-Pb ortalama yaş diyagramı.....	15
Şekil 9. Sarıhan Plütunu'nu temsilen seçilen S.5a örneğinin ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar amfibol plato yaşı. AOYP: Ağırlıklı Ortalama Plato Yaşı, MSWD: mean square weighted deviate, TIY: Toplam izokron Yaşı, NIY: Normal İzokron Yaşı.....	16
Şekil 10. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin a) Na ₂ O+K ₂ O-SiO ₂ (TAS) (Middlemost, 1994), b) K ₂ O-SiO ₂ (Peccerillo ve Taylor, 1976), c) Th(ppm)-Co(ppm), d) İndeks diyagramı [A/CNK (molar oranı Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O))- A/NK(molar oranı Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O))] (Shand, 1948) diyagramları.....	21
Şekil 11. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin SiO ₂ 'e karşın ana oksit ve iz element değişim (Harker) diyagramları.....	22
Şekil 12. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin kondirite oranlanmış iz element diyagramı (a). Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin ilksel (primitif) mantoya (McDough ve Sun, 1995) oranlanmış iz element diyagramı (b).	23
Şekil 13. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin; Sr/Y oranına karşın Y (ppm) içeriği diyagramındaki yerleri (Defant ve Drummond, 1990).....	25
Şekil 14. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin Nb/La'ya karşın La/Yb diyagramındaki konumları.	29
Şekil 15. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin, deneysel olarak üretilen metagrovak, metapelit ve amfibolit alanları ile karşılaştırılması diyagramı.....	30
Şekil 16. Sarıhan Plütonu'na ait örneklerin (a) Nb-Y ve (b) Ta-Yb diyagramlarındaki (Pearce, 1996) konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitoidleri.	31

Şekil 17. Sarıhan Plütönu'na ait örneklerin Rb/10-Hf-Ta*3 ve Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986) tektonik ortam ayırım diyagramlarındaki konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitleri, LCG-PCG: geç (late) ve çarpışma sonrası granitler.32



SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	:Moleküler $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
ADI	:Alkali Doygunluk İndeksi
AK	:Ateşte Kayıp
ANTE	:Ağır Nadir Toprak Elementler
Bi	:Biyotit
BİYLE	:Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
Cm	:Santimetre
$Fe_2O_3^{top}$	: Fe_2O_3 cinsinden toplam demir
HYE	:Hafif Yerküre Elementleri
ICP	:İndüktif eşleşmiş plazma-Emisyon Spektrometresi
ICP-MS	:İndüktif eşleşmiş plazma – Kütle spektrometri
LCG-PCG	:Geç ve Çarpışma Sonrası Granitleri
Km	:Kilometre
Mg#	:Magnezyum numarası
Mm	:Milimetre
MMA	:Mafik Mikrogranüler Anklav
My	:Milyon Yıl
ORG	:Okyanus Ortası Sırtı Granitleri
PL	:Plajiyoklas
Ppm	:Milyonda bir
Syn-COLG	:Çarpışma ile eş zamanlı Granitler
TAS	:Toplam Alkali Silika
VAG	:Volkanik Yay Granitleri
WPG	:Levha İçi Granitleri
YÇAE	:Yüksek Çekim Alanlı Elementler

1. GENEL BİLGİLER

1.1 Giriş

Bayburt ili ve çevresinde pek çok araştırmacı tarafından genel jeoloji, stratigrafi, sedimantoloji ve petroloji içerikli çok sayıda çalışma yapılmıştır (Ketin, 1950,1951,1966; İlker, 1965; Tokel, 1972; Ağar, 1975; Burşuk, 1975; Norman, 1976; Özer, 1984; Musaoğlu, 1987; Akdeniz, 1988; Keskin vd. 1990, 1991; Gürsoy vd. 1993; Yılmaz, 1993; Okay vd. 1997; Yılmaz, 2002; Arslan vd. 2005; Çakmak, 2013; Öztürk, 2014; Çakmak ve Kaygusuz, 2014; Kaygusuz ve Öztürk, 2015; Çiftçi, 2017; Güloğlu, 2017; Turhan, 2017 ; Kaygusuz vd. 2018; Kurt 2018; Selvi, 2019; Sarı 2021; Delimehmet 2022). Bu tez çalışması kapsamında Sarıhan Plütunu'nun petrografik ve jeokimyasal özellikleri yanı sıra plütunu oluşturan ana magmanın yerleşim zamanı, kaynak alanı, kristallenme süreçleri ve tektonik ortamı gibi petrojenetik ve tektonik süreçler ele alınmıştır.

Doğu Karadeniz dağ kuşaağı; Neotetis'in kuzey kolunun kuzeydeki Sakarya Zonu (Avrasya Plakası) altına doğru kuzey yönlü yitimi, güneydeki Anatolid-Torid Platformu'nun geç Paleosen-erken Eosen'de Sakarya kıtası ile çarpışması ve orta Eosen'deki açılma rejimi sonucu oluşan çok iyi korunmuş bir yay sistemidir "(Şengör ve Yılmaz, 1981; Robinson vd., 1995; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999)". Bu nedenle yaygın olarak yitim, çarpışma ve çarpışma sonrası açılmalı dönemlerde oluşmuş plütomatik ve volkanik kütleler içerir.

Bu tezin konusunu, Bayburt ilinin 24 km kadar güneyinde yer alan ve Mesozoyik yaşlı birimleri keserek yerleşen adakit veya adakit-benzeri plutonik kütlelerden biri olan Sarıhan Plutonu oluşturmaktadır. Erken Eosen yaşlı adakitik özellikler sunan stoklar"Sakarya Zonu'nun (Okay ve Tüysüz, 1999) doğusunda"Gümüşhane'den Artvin'e kadar uzanan alanda yaygın olarak görölmektedir. Geç Kretase ile orta Eosen arasında meydana gelen kuzey yönlü yitim, kıta-kıta çarpışmasına bağlı kabuk kalınlaşması, okyanusal dilim kopması ve çarpışma sonrası açılma olaylarından biri ile ilişkilidirler. 0.2 km² den 15 km² ye kadar değişen alanlarda yüzeyleyen bu stoklar genellikle Sakarya Zonu'nun güney kesimlerinde ve daha güneydeki Ankara-Erzincan Süturu içerisinde kalan alanlarda yüzeylemektedirler. Mesozoyik birimlerini kesiyor olmaları, adakitik kayaların geç Kretase sonrası yaşlı olmaları gerektiği sonucuna götürmektedir. Sakarya Zonu doğusundaki"erken Eosen yaşlı adakitik" kayaların varlığından öncelikle Topuz vd.

(2005) bahsetmiştir. 2010 yılından sonra adakitik kayalar üzerine yapılmış araştırmaların sayısında hızlı bir artışın olduğu görülmektedir (Karşlı vd., 2010, 2011; Topuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2011, 2013; Dokuz vd., 2013, Gücer, 2021).

Adakit; ilk defa Defant ve Drummond (1990) tarafından genç (≤ 25 my) okyanusal litosferin yitimi sırasında kısmi ergimesi sonucu oluşan kayaçları tanımlamak için kullanılan bir terimdir. Bu tanıma göre ‘adakit’, yitim zonlarında okyanusal kabuğun kısmi ergimesi sonucu oluşan kendine özgü jeokimyasal bileşime sahip kayaçlar için kullanılmaktadır. Adakit aynı zamanda petrolojik bir terimdir. Diğer bir ifade ile, tek bir litolojiye karşılık gelebileceği gibi birden fazla litolojiye de karşılık gelebilir. Örneğin, modal Kuvars-Alkali Feldspat-Plajiyoklas (K-A-P) diyagramında (Streckeisen, 1976) kuvarslı diyorit, tonalit ve granodiyorit gibi düşük veya çok düşük K’lu kayalar ile benzer modal mineralojik bileşimlere sahip oldukları görülmektedir.

Daha sonraki yıllarda, adakitın tanımı literatürde önemli ölçüde problemli olarak gelişmeye başladı. Jeokimyasal karakteristikleri açısından adakite benzeyen ancak yitim zonlarında okyanusal dilimin ergimesi ile ilgili olmayan çok sayıda magmatik kayacın varlığı ortaya konmuştur. Bu kayaçların olası bir kökeni, kalınlaşan alt kabuğun doğrudan kısmi ergimesidir (Atherton vd., 1993; Arculus vd., 1999; Yumul vd., 1999; Perford vd., 1996). Genellikle çarpışma kuşaklarında bazik alt kabuk kayalarının kısmi ergimesi sonucu oluşan bu kayaları yitim zonlarında oluşan adakitlerden ayırmak için, *adakitik* veya *adakit-benzeri* terimleri kullanılmaktadır (Xiong vd., 2001; Chung vd.; 2003; Hou vd., 2004; Wang vd.; 2005). Adakitik kayalarla ilgili ileri sürülen diğer bir mekanizma ise; alt kabuğun delaminasyon sonucu manto içine gömülmesi ve kısmi olarak ergimesi sonucu oluşan eriyiklerin manto ile etkileşime girmesi şeklindedir (Kay ve Kay, 1993, 2002; Xu vd., 2002; Gao vd., 2003; Wang vd., 2004; Wang vd., 2006; Xu vd., 2006). Bütün bu süreçlerin adakitlerin orijinal tanımlarındaki tektonik ortamın dışındaki ortamlara işaret ediyor olması, petro-tektonik önemleri ile ilgili önemli şüphelerin ortaya çıkmasına yol açmıştır.

1.2. Coğrafik Bilgiler

1.2.1. Coğrafik Konum

Çalışma sahası, Bayburt’un yaklaşık 40 km güneyinde bulunmakta olup Trabzon H44-d3 ve H44-d4 paftaları içerisinde yer alır. Çalışma sahasının büyük kısmı Bayburt il sınırında olup Otlukbeli Ofiyolitik Melanjının bulunduğu kısım ise Erzincan il sınırları içerisinde bulunmaktadır. Sarıhan Plütону yaklaşık olarak 20 km²’lik bir alanda mostra vermektedir.

1.2.2. Topoğrafya

Çalışma sahası engebeli bir topografyaya sahip olup, kuzeye doğru yükselti artmaktadır. Bölgedeki önemli yükselti; Öküz Tepesi (2240 m), Avlon Tepesi (2272 m), Armut Tepesi (2165 m), Alevi Tepesi (2322 m), İkiz Tepesi (2247 m), Küçükakbak Tepesi (2208 m), Gezbeli Tepesi (2488 m), Yılanlı Tepesi (2368 m)'dir.



Şekil 1. Çalışma sahasının yer bulduru haritası

1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Bölgede Doğu Karadeniz ile Doğu Anadolu iklimleri arasında karasal iklim özelliği daha baskın olan bir geçiş iklimi hâkim olup, Kuzeyde yer alan Karadeniz Sıra Dağları, Karadeniz iklimimin etkilerinin bölgeye ulaşmasını engellemektedir. Bölgede yağış en fazla bahar aylarında, en az yaz mevsiminde görülmekte olup kar yağışları çok fazla görülmektedir. Yaz sezonu sıcak ve kurak olarak, kış sezonu ise soğuk ve yağışlı olarak geçmektedir.

Çalışma sahası bitki örtüsü bakımından fakir olup, yükseltinin az olduğu yerlerde çayırlar ve ormanlar gözlenmektedir. Bölge halkının esas geçim kaynakları arıcılık ve hayvancılık olup; fasulye, patates, mısır gibi sebzeler ile de gelir elde edilmektedir.

1.2.4. Ulaşım

Çalışma sahası Doğu Karadeniz Bölgesi, Bayburt il sınırları içerisinde Sarıhan Köyü ve civarında yer almakta olup Bayburt il merkezine 36 km uzaklıktadır. Çalışma sahasına ulaşım stabilize yol ile sağlanmaktadır.

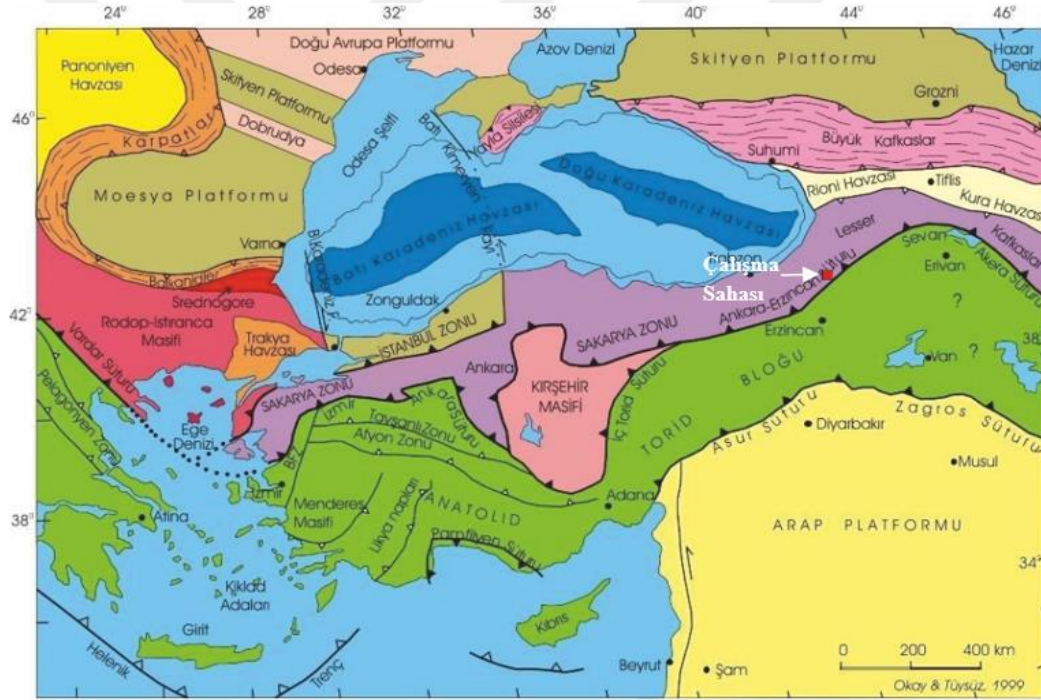
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

Alp-Himalaya Orojenik Kuşağının orta kesimlerinde bulunan Türkiye, Neotetis sutur zonları ile birbirinden ayrılan tektonik birliklerin yanı sıra, Pan-Afrikan, Variskan, Kimmeriyen gibi orojenik dönemleri temsil eden birimleri içermesi nedeniyle önemli bir konumda bulunur. Paleo-Tetis ve Neo-Tetis okyanuslarının farklı kolları, farklı zaman dilimlerinde açılma-kapanma sırasında gelişen aktif/pasif kıtaların kenar çökelleriyle yay ve suture karmaşıklardan meydana gelmiş kıta parçaları Tersiyer döneminde bir araya gelerek oluştuğunu belirtilmiştir (Okay, 2008; Göncüoğlu, 2010). Kadomiye, Variskan, Kimmeriyen gibi daha eskiye dayanan orojenik dönemleri temsil eden ürünlerin (örneğin metamorfik masifler, magmatik kompleksler ve onları üzerleyen örtü birimleri) Alpin tektonik ünitelerinin taban kısmında bulunmaktadır.

Çalışma alanının da içerisinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesine “Pontidler” isim olarak Hamilton (1842) tarafından isimlendirilmiştir. Türkiye’yi ofiyolit kuşaklarının uzanımlarını dikkate alarak kuzey kısmından güney kısmına doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olmak üzere dört tektonik birlik olarak tanımlamıştır (Ketin, 1966). Takip eden yıllarda Ketin ve Canitez (1972) Pontidleri, “Doğu Pontidler” ve “Batı Pontidler” olarak ikiye ayırmıştır. Bektaş vd. (1995 ve 1999) fasiyes değişimlerini ve farklı litolojik özellikleri dikkate alarak Doğu Pontidler’i, güneyden başlayarak kuzeye doğru doğru Eksen Zonu, Kuzey Zon ve Güney Zon şeklinde üç alt birliğe ayırmıştır. Güney zonunda volkaniklerle ardalanmış sedimanter kayaların baskın olduğu, magmatik aktiviteler daha az gelişmiştir. Kuzey zonda ise magmatik aktiviteye bağlı kayalar daha yoğun gözlenirken ara seviyeler halinde çökelmiş tortul kayalarda bulunur. Eksen zonu ise Jura yaş öncesi metamorfik kayaların ve geniş yayılımlar gösteren ultramafik kütleleri ile karakteristik özellikler sunmaktadır.

Şengör ve Yılmaz (1981) yeni verilerin elde edilmesi ile Ketin’in tektonik birlik haritasını geliştirmişler ve Türkiye’yi (1) Batı Pontidler (veya İstanbul Zonu), (2) Sakarya

Kıtası, (3) Doğu Pontidler, (4) Kırşehir Bloku, (5) Anatolid-Torid Bloku, (6) Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı ve (7) Arabistan Platformu şeklinde tektonik birliklere ayırmışlardır. En son tektonik birlik sınıflaması ise 18 yıl kadar sonra Okay ve Tüysüz (1999) tarafından yapılmıştır. Okay ve Tüysüz'e göre Türkiye'nin tektonik birlikleri (1) Rodop-İstranca Masifi, (2) İstanbul Zonu, (3) Sakarya Zonu, (4) Kırşehir Masifi, (5) Anatolid-Torid Bloku ve (6) Arabistan Platformu şeklindedir (Şekil 2). Ketin'in Pontidler olarak ayırdığı tektonik birlik içerisinde Sakarya Zonu, İstanbul Zonu ve İstranca Masifi olarak üç farklı tektonik birlik ayırmışlardır. Bu sınıflamada kullanılan Pontidler, Batı, Orta ve Doğu Pontidler gibi ifadeler Sakarya Zonu'nun sırasıyla batı, orta ve doğu atfen kullanılan coğrafi isimlerdir. En son yapılan tektonik birlik sınıflaması olması nedeniyle bu çalışma sırasında Okay ve Tüysüz (1999)'un haritası kullanılmıştır. Çalışılan alanın Sakarya Zonu olarak isimlendirilen tektonik birliğin doğu kısmında Bayburt ilinin güneyinde Sarıhan Köyü civarında yer almaktadır (Şekil 2).



Şekil 2. Okay ve Tüysüz (1999) tarafından oluşturulan Türkiye'nin tektonik birlik haritası ve çalışma sahasının Sakarya Zonu içindeki konumu.

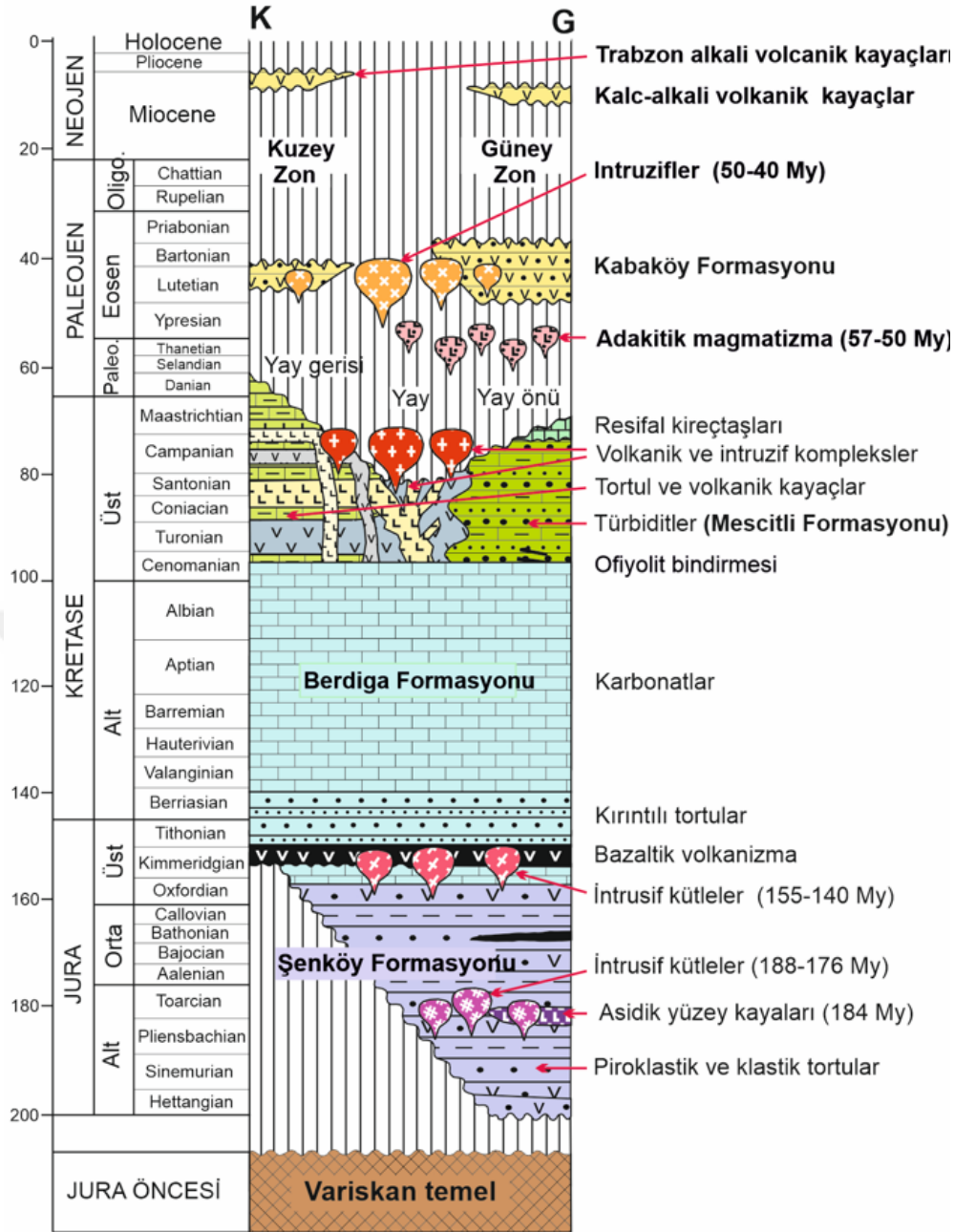
Sakarya Zonu doğusundaki en yaşlı birimleri özellikle güney kesimlerinde açığa çıkan Pulur masifi (Topuz ve Altherr, 2004; Topuz vd., 2004a, 2004b), Kurtoğlu metamorfiti (Topuz vd., 2007) ve Karadağ metamorfiti (Dokuz, 2000; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Ustaömer ve Robertson, 2010), Kopuzsuyu metamorfitleridir. Bu metamorfik kütleler Gümüşhane Batoliti (Tokel, 1972; Coğulu, 1975; Yılmaz, 1976; Özdoğan, 1992; Topuz vd. 2010) ve Köse Batoliti (Dokuz, 2011) ve gibi yine Karbonifer yaşlı granitik ve

Cebre Riyoliti (Dokuz vd., 2017a) gibi volkanik kütleler tarafından kesilmişler. Fosilli Paleozoyik yüzeylemeleri Sakarya Zonu'nun (Tokat'ın) doğusunda yalnızca Demirözü (Bayburt) bölgesinde bulunmaktadır. Permo-Karbonifer yaşlı bu kayaların stratigrafik ilişkilerinin ortaya koyulmasına yönelik ilk çalışmaları MTA'nın ekiplerince yapılmıştır (Ketin, 1951; Ağar, 1977; Akdeniz, 1988; Robinson vd., 1995; Kandemir ve Lerosey-Aubril, 2011). Düşük dereceli metamorfizmler ve Cebre Riyoliti üzerine uyumsuz olarak oturmaktadırlar. Sekansiyel ardışıklı kumtaşı, silttaşı, marn/kiltaşı ve kireçtaşıdan oluşan Çatalçeşme Formasyonu üzerine uyumlu olarak konglomera ile başlayan ve üste doğru bordo renkli kumtaşı ve kiltası ile devam ederek son bulan Hardişı Formasyonu gelmektedir (Dokuz vd., 2023).

Ağvanis masifi (Okay, 1984; Altınkaynak, 2000), Tokat metamorfik masifi (Alp, 1972; Özcan vd., 1980; Rojay, 1993; Tüysüz 1996; Yılmaz vd., 1997; Eyüboğlu, 2006) gibi metamorfik kütlelerin metamorfizma yaşı ise Geç Triyas olarak değerlendirilmektedir. Eklenir prizma kompleksleri olarak değerlendirilen bu Permo-Triyas yaşlı oluşuklar Sakarya Zonu'nun orta kısımları ve batı kısımlarında yaygın olarak görülürler. Erken Jura uyumsuzluğu üstüne gelen Mesozoyik çökeller, Variskan temeline ait kayalar (metamorfizmleri, granitoidleri ve Cebre Riyolitleri), Permo-Karbonifer istifler (Çatalçeşme Formasyonu ve Hardişı Formasyonu, Çamdere Ofiyolitik Karışığı) uyumsuz şekilde örtmektedir (Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009).

Sakarya Zonu'nun orta kısımlarında ve batı kısımlarında yaygın şekilde görülen Permo-Triyas yaşlı eklenir prizma kompleksleri (Şekil 5) Sakarya Zonu doğusunda bilinmemektedir. Erken Jura uyumsuzluğu üstüne gelen Mesozoyik çökeller, Variskan temeline ait kayalar (metamorfizmler, granitoid ve Cebre Riyolit), Permo-Karbonifer istifler (Çatalçeşme Formasyonu ve Hardişı Formasyonu, Çamdere Ofiyolitik Karışığı) uyumsuz şekilde örtmektedir (Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009). Şekil 3'de Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı örtü kayalarının stratigrafik konumları ve yapısal ilişkileri görülmektedir.

Genellikle volkani-klastik ve sedimanter kayalar ile temsil edilen Erken-Orta Jura yaşlı kayalar Sakarya Zonu'nun kuzeyinde seyrek ve küçük alanlar halinde yüzeylemektedir (Boynukalın, 1990; Eyüboğlu vd., 2006; Şen, 2007). Sakarya Zonu'nun güney kısımlarında ise, kuzeydeki alanlardan farklı olarak, Erken-orta Jura daha geniş alanlarda yüzeyleme vermekte ve sedimanter ağırlıklı bir istif ile temsil edilmektedir (Dokuz, 2000; Kandemir, 2004; Dokuz ve Tanyolu, 2006).



Şekil 3. Sakarya Zonu doğusunun Meso-Senozoyik örtü ve magmatik kayalarının geliştirilmiş kolon kesiti (Dokuz vd., 2019'dan değiştirilerek alınmıştır).

Bu çökellere bazaltik ve andezitik volkanitler ve intrüzifler sık sık eşlik ederken (Dokuz vd., 2006; Eyüboğlu vd., 2016; Karşı vd., 2016), asidik volkanitler ve intrüzifler daha seyrek olarak eşlik etmektedir (Dokuz ve Sünnetçi, 2019). Bunun yanı sıra, son çalışmaların (Dokuz vd., 2010; Ustaömer vd., 2013; Dokuz vd., 2017b) Jura magmatizması Erken-Geç Jura olarak iki evrede gelişmekte olduğunu göstermektedir. Geç Jura magmatizmasının, yitim ilişkili Erken Jura magmatizmanın aksine, çarpışma sonrası slab breakoff (okyanusal dilim kopması) mekanizması ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir (Dokuz vd., 2010, 2017b; Karşı vd., 2022).

Geç Jura-Erken Kretase dönemindeki Sakarya Zonu'nun tamamında magmatik ve tektonik açısından duraylılık dönemine denk geldiği ve bölgenin tamamında karbonat çökelimleri egemen olduğunu belirtmiştir (Dokuz vd., 2017). İlk olarak Pelin (1977) tarafından Sakarya Zonunun doğusundaki Berdiga Formasyonu olarak isimlendirilen karbonatlı kaya, kuzey kısımlarında çoğunlukla masif tabakalı, gri-bej renklerinde, yanal devamlılık göstermeyen kireçtaşı ile temsil edildiğini belirtmiştir (Taslı, 1984). Mağmatik yayın güney kısmında “Berdiga Formasyonu” çoğunlukla gri-bej renklerinde, kalın, yer yer masif katman gösteren, zengin bentik foraminifer fosil bulunduran, taban kısımları yer yer dolomitten üst kısımlarda ise çört yumru ve bantlı kireçtaşıdan oluşan, sıg denizel istif özellikleri sunduğu belirtilmiştir (Taslı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 2002).

Geç Kretase döneminde, Sakarya Zonunun doğu kesiminde kuzey kısmından güney kısmına doğru litolojisinde önemli olarak farklılık göstermektedir. Kuzey kısmında şiddetli magmatizma ürünü volkanik kayaç ve granitik intrüzyonları baskın litolojiyi oluşturduğunu belirtmişlerdir (Bektaş, 1984; Jica, 1986; Gedik vd., 1992; Köprübaşı, 1993; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Güngör vd., 1997; Köprübaşı vd., 2000; Kaygusuz, 2000; Boztuğ vd., 2002; Şahin vd., 2004; Karanlı vd., 2010a; Sipahi, 2011; Boztuğ vd., 2006; Kaygusuz vd. 2008, 2009, 2010, 2013; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Kaygusuz ve Şen, 2011, Sipahi ve Sadıklar, 2013; Sipahi vd, 2013; Aydınçakır ve Şen, 2013; Aydın, 2014; Aydın vd., 2020; Karanlı vd., 2021; Oğuz-Saka vd., 2023). Magmatizmanın duraksadığı dönemde tortul ara seviyenin çökelimleri söz konusudur. Güney kısma doğru gidildikçe magmatizmanın şiddeti azalmakta ve volkanik klastiklerin baskın olduğu istifler yerini sedimanter kayaçların baskın olduğu istiflere bırakır. En güney kısmında Bayburt-Amasya hat boyunca local olarak yüksek K’lu kalk-alkali ve alkali karakterli magmatik kayalar gözlemlendiğini belirtmişlerdir (Altherr vd., 2008; Topuz vd., 2010; Eyüboğlu, 2010; Karanlı vd., 2018).

Senozoyik dönemde Sakarya Zonu doğusunun güney kısımda sedimanter, yay ve kuzey kısımda magmatik ağırlıkta olan bir istif ile temsil edildiği belirtilmiştir. Güneyde kısımda Senozoyik magmatizmasının Kop Dağlarından ve Erzincan hattının üzerinde “geç Paleosen döneminde başladığı ve kuzey kısmına doğru ilerlemesi ile erken Eosen dönemde Gümüşhane-İspir hat boyunca asidik magmatizma ve volkano-sedimanter istifler özellikli ürün oluştuğunu belirtilmiştir (Tokel, 1977; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006; Karanlı vd., 2007; Temizel ve Arslan, 2009; Aslan, 2010; Karanlı vd., 2010b, 2011a; Kaygusuz vd., 2011; Topuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2011a, b; Dokuz vd., 2013). Sakarya Zonu'nun kuzey kesimlerinde

Senozoyik dönemde magmatizmalar güney kesimlerindeki göre şiddetleri artmakata ve bu dönemlerde kalk-alkali granitik ve bazik volkanik kayacın oluştuğu belirtilmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Şen vd., 1998; Karlı vd., 2011b; Temizel vd., 2012, 2014; Arslan vd., 2013; Temizel vd., 2016; Dokuz vd., 2019). Sahil kısımlarında ise Neojen yaşlı alkalin volkanizmalar bölgenin magmatik faaliyetlerinin son ürünlerinin oluştuğunu belirtmişlerdir (Aydın, 2003, Aydın vd., 2008, 2009; Yücel vd., 2017). Güney kısmında Neojen tortullar jipsli, tuzlu sığ deniz, lagün ve gölsel fasiyes şeklinde olduğu gözlemlendiğini belirtmişlerdir (Erentöz, 1974; Ketin, 1983; Cicereli, 2015).

1.4. Adakit Petrolojisi

Adakit; Defant ve Drummond (1990) tarafından genç (≤ 25 my) okyanusal litosferin yitimi sırasında oluşan volkanik yay kayalarını tanımlamak için kullanılmıştır. İlk olarak tanımlandıkları yer olan Aleutian yayındaki Adak adasına atfen adakit olarak adlandırılmıştır. Yitim zonunda eklojite veya amfibolite dönüşmüş okyanus kabuğu bazaltının kısmi ergimesi, karakteristik özellikleri Tablo 1’de verilen adakiti oluşturmaktadır. Adakitın tanımlanması, okyanusal dilimin mantoya gömüldükten sonraki durumunu ve bu nedenle yaklaşan kenarlardaki kabuksal döngüye işaret ettiği için, yay magmatizmasının anlaşılmasında önemli bir gelişmeyi temsil etmektedir. Ayrıca, kalkanlarda kıtasal kabuğun önemli bir bölümünü oluşturan Arkeen yaşlı tronjemit-tonalit-granodiyoritlerin (TTG) oluşumlarını açıklayan bir mekanizma da önermektedir ve bu nedenle kabuksal gelişim proseslerine bir yaklaşım sunmaktadır (Drummond ve Defant, 1990; Martin, 1999; Smithies, 2000; Kamber vd., 2002; Condie, 2005; Rollinson ve Martin, 2005). Diğer taraftan, dünya ölçeğinde bilinen Cu-Au mineralizasyonunun büyük çoğunluğu ile genetik olarak bağlantılı olmaları adakitlere büyük bir ekonomik önem atfetmektedir (Thiéblemont vd., 1997; Sajona ve Maury, 1998; Defant ve Kepezhinskas, 2001; Oyarzun vd., 2001; Mungal, 2002). Sonuç olarak adakit, çok fazla sayıda araştırmaya ve bilimsel gelişmeye yol açmıştır.

Bununla birlikte, adakitle ilgili güncel literatüre bakıldığında adakitın tanımının önemli ölçüde problemli olarak geliştiği görülmektedir. Kimyasal karakteristikleri adakite benzeyen fakat okyanusal dilimin ergimesi ile ilgili olmayan çok sayıdaki magmatik kayaç teriminin petrojenetik önemi ile ilgili önemli şüpheler ortaya çıkarmıştır. Bu kayaları gerçek adakitlerden ayırmak için *adakitik* veya *adakit-benzeri* terimleri geliştirilmiştir. Bu adakit-benzeri kayaçların olası bir kökeni, kalınlaşan alt kabuğun doğrudan kısmi ergimesidir (Atherton vd., 1993; Arculus vd., 1999; Yumul vd., 1999; Perford vd., 1996; Xiong vd., 2001; Chung vd., 2003; Hou vd., 2004; Wang vd., 2005).

Diğer bir grup adakit-benzeri kayaçlar ise; alt kabuğun delaminasyonu sonucu manto içine gömülmesi sırasında ergimesi sonucu oluşan eriyiklerin manto ile etkileşimi yoluyla oluştuğu öne sürülmektedir (Kay ve Kay, 1993, 2002; Xu vd., 2002; Gao vd., 2003; Wang vd., 2004; Wang vd., 2006; Xu vd., 2006). Bütün bu süreçler adakitlerin orijinal tanımlarındaki petro-tektonik ortamın dışındaki ortamlara işaret etmektedir. Bu ise adakitlerin petro-tektonik önemleri ile ilgili önemli şüphelerin ortaya çıkmasına yol açmıştır.

Tablo 1. Adakitin temel jeokimyasal özellikleri

Karakteristikler	Yiten okyanusal kabuk eriyiği ile olası bağlantısı
Yüksek SiO ₂ (>56 % ağırlık)	eklojit/granat amfibolit yüksek basınç altında ergimesi
Yüksek Al ₂ O ₃ (≥15 % ağırlık)	yaklaşık %70 SiO ₂ de eklojit veya amfibolit yüksek basınç altında kısmi ergimesi
Düşük MgO (<3 % ağırlık)	düşük Ni ve Cr; ilksel magma manto peridotitlerinden kaynaklanmamışsa
Yüksek Sr (> 300 ppm)	plajiyoklasın ergimesi veya kalıntıda plajiyoklasın olmayışı
Eu anomalisi yok	çok az plajiyoklas kalıntı veya Eu ca tüketilmiş bazaltik kaynak
Düşük Y (< 15 ppm)	kalıntı veya sıvı faz olarak granatın (daha az olarak da hornblend ve klinopiroksenin) varlığının işareti
Yüksek Sr/Y (>20)	normal kristal ayrışması ile üretilenden daha yüksek; granat veya amfibolün kalıntı faz veya sıvı faz olarak varlığının işareti
Düşük Yb (<1.9 ppm)	düşük HREE; granatın kalıntı veya sıvı faz olarak varlığının işareti
Yüksek La/Yb (>20)	HREE e göre zenginleşmiş LREE; granatın kalıntı veya sıvı faz olarak varlığının işareti
Düşük HFSE (Nb, Ta)	yay kayaçlarının çoğunda olduğu gibi; kaynak alanda Ti-fazın veya hornblendin olduğu
Düşük ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (<0.704)	artı düşük ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb, K/La, Rb/La Ba/La ve yüksek ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd; normal MORB işareti

Adakitler ile ilgili birçok araştırmada, granat amfibolit veya eklojitlerde gerçekleştirilen yüksek basınç kısmi ergime deneylerinden elde edilen sonuçlar okyanusal dilimin ergidiğinin ispatı olarak değerlendirilmiştir (Beard ve Lofgren, 1989, 1991; Rapp vd., 1991; Rushmer, 1991; Winther, 1991; Wolf ve Wyllie, 1991; Şen ve Dunn, 1994). Bu deneysel sonuçlar ve elde edilen eriyiklerin (adakitlerin) yüksek Sr/Y ve La/Yb oranları, adakitlerin sadece okyanusal dilimin ergimesi sonucu oluşabileceği şeklinde araştırmacıları yanlış bir yöne yönlendirmiş olabilir.

Diğer taraftan, kıtasal kökenli bazik kayalar üzerinde gerçekleştirilen kısmi ergime deneyleri sırasında elde edilen eriyiklerin (kayaçların) adakitler ile benzer bileşimli olduğu görülmüştür. Bu durum araştırmacıları, bahsi geçen jeokimyasal karakteristiklerin

özel bir tektonik ortamı tanımlamadığı sonucuna götürmüştür (Garrison ve Davidson, 2003). Yukarıda da bahsedildiği üzere, okyanusal kökenli adakitler ile karıştırılmamaları için adakitik ya da adakit benzeri kayaçlar şeklinde tanımlanmışlardır. Bu kayaçların olası bir kökeni, kalınlaşan alt kabuğun kısmi ergimesidir (Atherton vd., 1993; Arculus vd., 1999; Yumul vd., 1999; Rudnick , 1995; Perford vd., 1996; Xiong vd., 2001; Chung vd; 2003; Hou vd., 2004; Wang vd; 2005). Bu mekanizma ile oluşan adakitik kayalar düşük Mg' lu ve yüksek FeO/MgO oranlarına sahiptirler. Bunun yanı sıra, adakitik kayaların oluşumu sırasında manto peridotitlerinin rolüne işaret eden yüksek Mg (Cr, Ni) içeriğine ve düşük FeO/MgO oranlarına sahip alt kabuk kökenli adakitler de vardır. İkinci grup adakitik kayaçların manto içerisine delamine olmuş alt kabuk malzemesinden türeyen eriyiklerin peridotitler ile etkileşimi sonucu oluştukları ileri sürülmektedir (Xu vd., 2000, 2002; Zhang vd., 2001; Xu vd., 2001; Qu vd., 2004; Xiong vd., 2001; Chung vd., 2003; Hou vd., 2004; Wang vd., 2005). Adakitik kayaçların alt kabuk kökenli oldukları büyük oranda, Çin'li araştırmacılar tarafından yürütülen bir tartışmadır. Bunun en önemli dayanağı, adakitik kayaçların Sr ve Nd gibi izotop oranlarının kıtasal kabuk ile çok benzer, adakitlerden ise çok farklı olmasıdır. Adakitler yiten okyanusal kabuktan bolca Sr ve Nd ürettikleri için okyanusal kabuğun izotopik bileşimine benzer izotopik oranlara sahiptirler. Çin'deki adakitik kayaçların yiten okyanusal kabuk kökenli olmadığına dair diğer önemli bir argüman, bu kayaçların oluşumu sırasında yay ortamının olmayışı gibi tektonik ve jeofiziksel verilere dayandırılmaktadır (Zhang vd., 2001; Xu vd., 2002; Gao vd., 2004; Wang vd., 2004, 2005). Bütün bunlar adakit ve adakitik (adakit benzeri) ayrımının sağlıklı bir şekilde yapılabilmesi için radyojenik izotop, jeofiziksel yöntemler ve detaylı saha çalışması gibi destekleyici ilave kanıtlara ihtiyaç olduğunu göstermektedir. Bu tür destekleyici veriler olmasaydı Çin, güney Filipinler ve kuzey Andlar'da adakit-benzeri (adakitik) olarak tanımlanan çok sayıdaki magmatik kütle kolay bir şekilde adakit (yiten okyanusal dilimin ergimesi ürünü) olarak değerlendirilebilirdi (Garrison ve Davidson, 2003).

Bazaltik magmanın bütünüyle farklılaşması, adakitik kayaçların diğer bir olası kaynağı durumundadır. Daha önce adakit lokasyonlarından biri olarak bahsedilen güney Filipinler'deki okyanusal kabuk kökenli adakitler birçok alanda mostra verirler (Sajona vd., 1993, 1994, 2000). Detaylı araştırmalar bu alanların (Camiguin adaları) birindeki adakitlerin oldukça küçük, genç (< 2 my) volkan yığıntılarındaki bazalt, bazaltik andezit ve nadir olarak da riyolit akıntıları ile ara tabakalı andezit ve dasitler olduklarını göstermektedir (Sajona vd., 1993, 1994, 2000; Castillo vd., 1999). Bu adakit ve dasitler Sr/Y-Y diyagramındaki kimyasal karakteristiklerine dayandırılarak okyanusal kabuk

kökenli olarak tanımlanabilirken, diğer lav akıntıları ile mekansal ve zamansal birliktelikleri ve Camiguin Adası lavları ile izotopik bütünlükleri, güçlü bir şekilde bu kayaçların jenetik olarak bazalttan riyolite kadar değişen yay kayaları ile bağlantılı olduklarını öngörmektedir (Castillo vd., 1999). Model sonuçları, bu andezit ve dasitlerin ana magmalarının metasomatize olmuş manto kamasından türedikten sonra hornblend ve klinopirksen ayrışmasına maruz kaldıkları, daha sonra da periyodik olarak magma odasına gelen primitif magmalar ile karıştıkları veya bu olayların bir kombinasyonu sonucu oluştuğunu göstermektedir (Castillo vd., 1999). Benzer şekilde, Macpherson vd. (2006) güney Filipinler'de (Surigao Adası) daha önce adakit olarak rapor edilen kayaçların (Sajona vd., 1993, 1994, 2000) okyanusal kabuk kökenli olmadıkları sonucuna varmışlardır. Bu adakitik kayaçlar için ilksel yay magmalarının en üst manto koşullarında yüksek basınç altında kesirli kristallenmesi öngörülmektedir (Müntener vd., 2001). Bu nedenle Macpherson vd. (2006); tektonik argümanlar ile birleştirerek, Siguaro adakitik kayaçlarının büyük olasılıkla metasomatize mantodan türeyen bazaltik magmanın alt kabukta kapanlanması ve yüksek basınç altında kristal ayrışması yoluyla oluştukları sonucuna varmışlardır.

Sonuç olarak Çin'deki adakitik kayaçlara benzer şekilde, güney Filipinler'deki (Camiguin ve Surigao) adakitik kayaçların da okyanusal kabuk kökenli olmadıkları detaylı arazi gözlemleri, jeokimyasal ve Sr-Nd-Pb izotopik verileri ile de desteklenmektedir (Castillo vd., 1999; Mcpherson vd., 2006). Ayrıca, Surigao'da ve Mindano'nun farklı alanlardaki adakitik kayaçlar ile birlikte rapor edilen Cu-Au mineralizasyonunun Os izotopik sonuçları da okyanusal kabuk kökenli olmadıkları görüşünü desteklemektedir (Dreher vd., 2005). Kısaca, güney Filipinler'de ve olasılıkla da başka yerlerde rapor edilen adakitlerin bazılarının okyanusal kabuk kökenli oldukları görüşü şüphelidir (Castillo vd., 1999; Garrison ve Davidson, 2003; Solidum vd., 2003; Dreher vd., 2005; Macpherson vd., 2006).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

Çalışılan plütonik kütle Türkiye'nin en büyük Tektonik birliklerinden biri olan Sakarya Zonu'nun doğusunda ve güney sınırına yakın bir konumda bulunmaktadır (Şekil 2). Bayburt ilinin 23 km kadar güneyinde Merkez ilçeye bağlı Sarıhan Köyü civarında yer almaktadır. Sakarya Zonu'nun doğusu jeokimyasal olarak adakitik özellik sunan küçük ölçekli magmatik stokların yaygın olarak görüldüğü bir bölgedir. Bu tez kapsamında en geniş yüzeyleme alanına sahip adakitik stoklardan biri olan Sarıhan Plutonu incelenmiştir. Tezin ortaya çıkması sırasında yapılan çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç ana başlık altında toplanabilir.

2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışması ile sahasındaki birimlerin topografik özellikleri, yapısal unsurları, litolojik içerikleri ve alansal değişimleri incelenmiş ve birimler arasındaki dokanak ilişkileri tespit edilmeye çalışılmıştır. Önceki çalışmalarda da dikkate alınarak özellikle Sarıhan Plutonu'nun sınırları ve stratigrafik konumu belirlenmiş ve alanın jeoloji haritası çıkarılmıştır. Plutonu oluşturan kaya türlerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini ortaya çıkarmak için ana kütle, mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) ve aplit dayklarından örnekler alınmıştır.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması

Sarıhan Plütunu'nun mineralojik ve dokusal özelliklerini araştırmak üzere birimden alınan 30 adet kayaç örneğinin ince kesitleri Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında hazırlanmıştır. Sarıhan Plütunu'nu temsilen seçilen kaya örneklerinden kesilen 0.5x2x4 cm boyutundaki plakaların öncelikle bir yüzeyleri pürüzsüz hale getirildikten sonra 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 cm ebatlarındaki cam plaka üzerine Kanada balzamu yardımıyla yapıştırılmıştır. Cam plaka üzerine yapıştırılan kaya plakaları, çeşitli aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığa kadar inceltilerek petrografik incelemeler için hazır hale getirilmiştir.

2.3.2. Petrografik İncelemeler ve Resimlerin Çekimi

Sarıhan Plütonuna ait örneklerden hazırlanan 30 adet ince kesit Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarı'ndaki Leica marka Polarizan Mikroskop yardımıyla ayrıntılı olarak incelenmiştir. İncelenen örneklerin mikroskopik görüntüleri Leica marka Polarize Mikroskoba bağlı aynı marka düzenekte mevcut olan Fotoğraf Ünitesi ile çekilmiştir.

2.3.3. Örneklerin Jeokimyasal Analizler İçin Hazırlanması

Örneklerin kimyasal analize uygun hale getirilme işlemleri Gümüşhane Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvar'ında gerçekleştirilmiştir. Yapılan mikroskopik incelemeler sonucundan alterasyondan en az etkilenmiş kayalardan 18 adet örnek seçilmiş, bunlar çekiç vasıtasıyla daha küçük boyutlara getirilmiştir. Daha sonra bu kaya parçaları Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvar'ındaki çeneli kırıcı yardımıyla mm boyutuna kadar küçültülmüştür. Bundan sonraki aşamada örnekler Gümüşhane Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvar'ında bulunan tungsten karpit alaşımlı halkalı öğütücü kullanılarak 200 mesh elekten geçebilecek boyutta toz haline getirilmiştir. Bu çalışmalar yapılırken örneklerin minimum seviyede dahi olsa kirlilikten etkilenmemeleri için azami dikkat gösterilmiştir. Halkalı öğütücüde toz haline dönüştürülen numuneler çeyreklemeye yöntemi kullanılarak 15-20 gr'lık paketler oluşturulmuş ve ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmak üzere laboratuvara gönderilmiştir.

2.3.4. Jeokimyasal Analizler

Çalışma sahasından toplanan Sarıhan Plütonu'na ait 18 adet örneğin ana, iz ve nadir yer küre element analizleri Kanada'da Acme Analiz (Vancouver, BC) laboratuvarında gerçekleştirilmiş olup, ana ve iz elementler ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemiyle, Nadir yer küre elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemiyle analiz edilmiştir. Ana ve iz element analizleri için öğütülerek toz haline getirilen örneklerden 0.2 gr alınarak 1.5 gr LiBO₂ ile karıştırılmış ve %5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözündürülerek analiz edilmiştir. Nadir yer küre element analizleri için ise 0.250 gr toz örnek dört farklı asit içinde çözündürülerek analiz edilmiştir. Ana elementler % ağırlık olarak hesaplanırken iz ve nadir yer küre elementler ppm olarak hesaplanmıştır. Ateşte kayıp (AK), örnekler 1000 °C'lik fırında

kızdırıldıktan sonra ağırlık farkından hesaplanmış olup, toplam Fe içeriği, Fe_2O_3 cinsinden ifade edilmiştir.

2.3.5. Ar-Ar Tarihlemesi

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma tekniği amfibol, biyotit, feldspat ve klinopiroksen gibi minerallerde kademeli ısıtma yöntemi ile gerçekleştirilen bir radyometrik tarihleme metodudur. Determinasyonlar, Oregon Devlet Üniversitesinde (Corvallis, Oregon, ABD) bulunan MAP-215/50 kütle spectrometresine bağlı 10 W CO_2 lazer prob cihazı kullanılarak 300–600 μm ebatlarındaki amfibol separatları üzerinde gerçekleştirilmiştir. Taze örnekler alüminyum yüzeyli küçük çeneli kırıcı ile tane boyları küçültüldükten sonra 300–600 μm boyutunu elde etmek için elekten geçirilirler. Separatlar daha sonra 50 $^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtılan bir ultrasonik banyoda hafif asid liçi (1 N HNO_3) ile 20 dakika boyunca temizlenir. Son olarak, temizlenmiş parçalar ultra temiz suyla yıkanır ve bir fırında ($\sim 40^\circ\text{C}$) kurutulur. Numuneler Cu folyo ile sarılır, içi boşaltılmış kuvars tüplere yüklenir, FCT-3 biyotit monitör standardı paketleri ile dönüşümlü ve TRIGA (Eğitim, Araştırma, İzotoplar, Genel Atomik) reaktöründe İç-Işınlama Tüpünde (ICIT) 6 saat boyunca ışınlanır. Işınlama parametresi J'nin değerleri her bir numune için, ölçülen monitörler arasındaki polinom enterpolasyon yoluyla hesaplanır. J için tahmin edilen belirsizlikler % 0.25 ile % 0.3 arasındadır. Işınlanmış numunelerden 80 mg'lık kısımlar daha sonra Cu-plaşıtlara yüklenir ve bunlar daha sonra CO_2 lazer dalga boyuna karşı şeffaf bir ZnS penceresiyle donatılmış bir numune odasına pompalanır. Malzeme odaklanmamış bir ışınla (eşit şekilde ısıtmak için) önceden belirlenmiş bir düzende taranır software bir yazılımla kaydedilir. Gaz temizliği bir dizi Zr-Al alıcıyla gerçekleştirilir. Tüm argon yaşları, $5.530 \pm 0.0979 \times 10^{-10}$ yıl $^{-1}$ (2σ) bozunum sabiti kullanılarak hesaplanır.

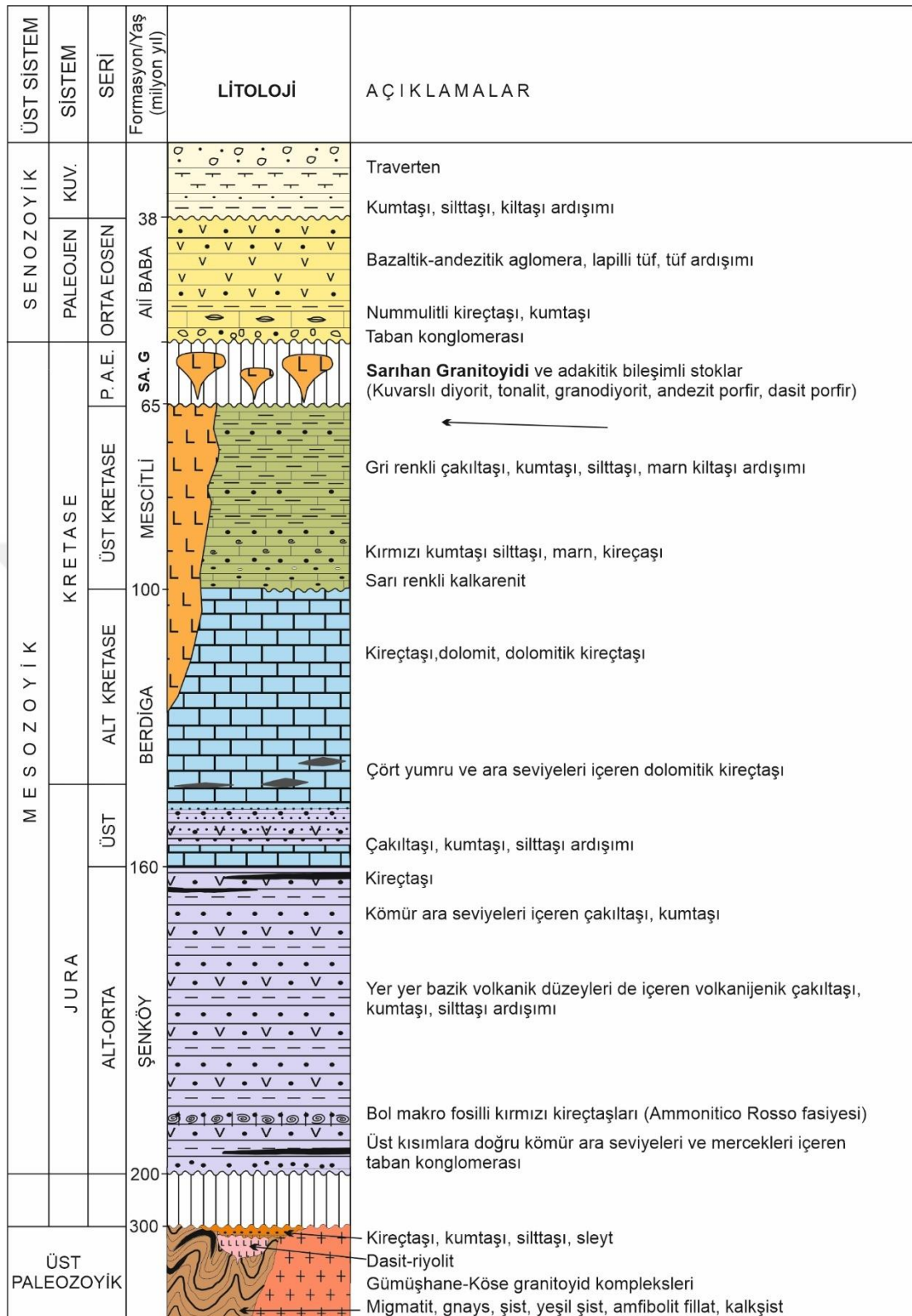
2.4. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen veriler büro çalışmaları aşamasında değerlendirilmiş olup, jeolojik harita, stratigrafik dikme kesit çizim programları çizilmiş ve tablolar oluşturulmuştur. Sarıhan Plütону'na ait örneklerden elde edilen veriler farklı tanımlama ve sınıflama diyagramları kullanılarak yorumlanmış ve literatür çalışmaları ile karşılaştırılarak sonuçlar ortaya konmuştur. Sonuç olarak elde edilen tüm veriler ve dokümanlar değerlendirilip yorumlanarak Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün tez yazım kurallarına uygun bir şekilde tezin yazımı gerçekleştirilmiştir.

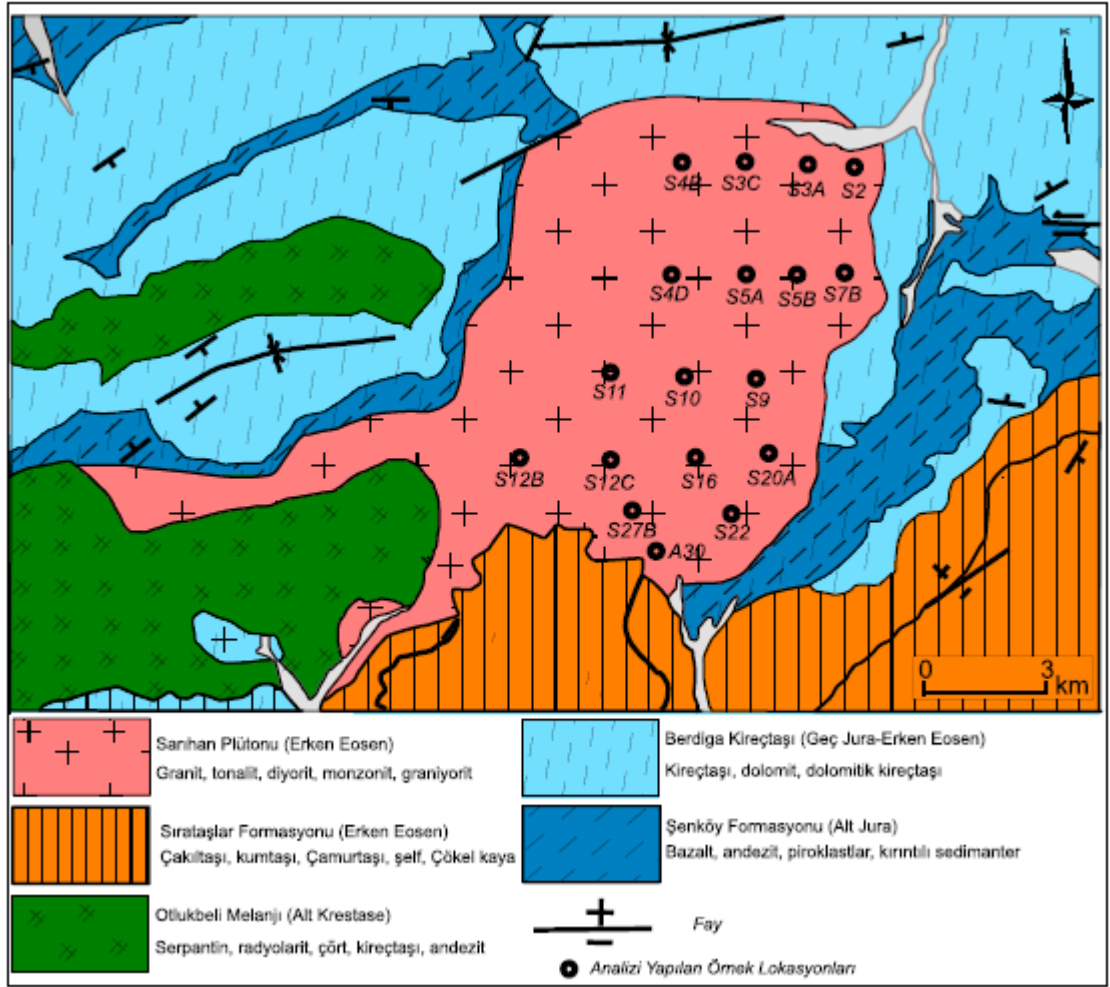
3. BULGULAR

3.1. Çalışma Alanının Stratigrafisi

Çalışma sahası Sarıhan (Bayburt) ve çevresini kapsamakta olup, Sakarya Zonu doğusunda Doğu Pontidler olarak da bilinen dağ kuşağı içerisinde yer alır. Çalışma sahasının en yaşlı birimini orta Karbonifer döneminde genellikle orta-yüksek dereceli metamorfizma koşullarında başkalaşıma uğramış kayalardan oluşan Pulur Masifi oluştururken, bu alanın daha kuzeyinde fillat, kalkşist, kuvarsit, şist ve metagranit gibi düşük dereceli metamorfik kayalar içeren Kurtoğlu Metamorfikleri yer alır (Topuz vd., 2007). Demirözü dışında kalan yerlerde Karbonifer yaşlı metamorfikler Erken-Orta Jura yaşlı, alan içinde genellikle kırıntılı sedimanter kayalar ile temsil edilen Şenköy Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. İstif Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu'na geçiş yapmakta ve üste doğru mafik-ultramafik blokların yanı sıra kireçtaşı ve kumtaşı blokları içeren Orta Kretase yaşlı Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı ile devam etmektedir. Erken Eosen yaşlı Sarıhan Plutonu hem Geç Jura karbonatlarını hem de Geç Kretase yaşlı Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı'na ait kayaları keserek yerleşmiştir.



Şekil 4. Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin genelleştirilmiş kolon kesiti. (Tunçdemir 2012'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 5. Çalışma Sahasında Sarıhan Plütunu'nu ve çevre kayalarla olan ilişkisini gösteren jeolojik harita.

3.1.1. Pulur Masifi

Sakarya Zonu'nun en yaşlı birimini oluşturan, Bayburt'un güneyinde geniş alanlarda yüzeylenen ve metamorfik temel kayaçları olarak bilinen Pulur Masifi, ilk kez Ketin (1951) tarafından adlandırılmıştır. Masif içinde en yaygın görülen litolojiler orta-tüksek dereceli şist ve gnayslardır (Topuz vd., 2004a). Bunlara daha az oranlarda yüksek dereceli migmatitler, düşük dereceli fillat, metaçört, mermer, metakumtaşı, yeşil şist, meta gabro ve meta peridotitler de eşlik etmektedir (Topuz vd., 2004a; Dokuz vd., 2011,2015). Bu düşük dereceli metamorfikler Cebre Riyoliti tarafından kesilmiş (Dokuz vd., 2017) ve her ikisi üzerine uyumsuz olarak metamorfize olmamış Geç Karbonifer-erken Permiyen yaşlı karbonatlar gelmiştir (Okay ve Levent, 1996; Dokuz vd., 2023) dan belirgin yönlü yapısı ile ayırt edilmektedir. Pulur Masifi içerisindeki mermerlere daha az oranlarda fillat ve meta kırıntılılar (meta-kumtaşı, meta-silttaşı, meta-çakıltası) eşlik etmektedir.

Pulur Masifi'nin yaşı, Pulur Masifinin üzerine uyumsuz olarak gelen en yaşlı birimin Geç Karbonifer yaşlı olması nedeniyle erken Karbonifer-öncesi olarak sınırlandırılabilir (Okay ve Leven, 1996; Dokuz vd., 2023). Pulur Masifi'nde radyometrik yaşlandırma çalışmaları da yapılmış olup, Pulur masifi içerisindeki yüksek dereceli metamorfiklerin metamorfizma yaşını 332 my (orta Karbonifer) olarak belirlenmiştir (Topuz vd., 2004a). Benzer şekilde Kurtoğlu metamorfiklerinin metamorfizma yaşları da orta Karbonifer olarak belirlenirken. Buna karşılık, meta kırıntılılardan elde edilen zirkon U-Pb yaşları bunların protolitlerinin yaşlarının orta-Geç Ediyakaran'dan erken Karbonifer'e kadar değiştiğini ortaya çıkarmıştır (Dokuz vd., 2022).

Pulur Masifi, stratigrafik konumu ve litolojik içeriği bakımından Erzincan-Reşadiye yöresinde Ağvanis Masifi (Okay, 1984; Altınkaynak, 2000), Artvin-Yusufeli yöresindeki Karadağ Metamorfikleri ile denestirilir özelliklere sahiptir (Dokuz,2000; Ustaömer ve Robertson, 2010). Buna karşılık Tokat-Zile-Çekerek yöresinde Tokat Metamorfik Masifi'ne ait düşük dereceli metamorfik kayaçların ise metamorfizma yaşları geç Triyas olarak değerlendirilmektedir (Alp, 1972; Özcan vd., 1980; Rojay, 1993; Tüysüz 1996; Yılmaz vd., 1997).

3.1.2. Şenköy Formasyonu

Çalışma sahasında gri, kırmızımsı, kahverengi çakıltası, marn, şeyl, kumtaşı, silttaşı, tuf, tufit aralanması şeklinde devam eden, kırmızı renkli bol fosilli kireçtaşı bant ve mercekleri, asidik- bazik lav, dayk ve siller içeren Erken Jura yaşlı formasyon ilk

olarak Ağar (1977) tarafından Hamurkesen Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Eren (1983) tarafından Zimonköy Formasyonu, Seymen (1975) tarafından Karatepe Formasyonu, Yüksel (1976) tarafından Telmeyaylası formasyonu, Pelin 1977 tarafından Hacıören Formasyonu, Kesgin (1983) tarafından Balkaynak Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İlk defa Kandemir (2004) tarafından Bayburt ve Gümüşhane yöresinde Doktora tezi düzeyinde ayrıntılı olarak çalışılmış ve birime tip yeri olan  iran ilçesine bağlı  enk y mevkiine atfen  enk y Formasyonu adı verilmiştir. Bu tez çalışması sırasında da bu adın kullanılması uygun görülmüştür.

Formasyon  akıltaşı, marn, kıltaşı ve kumlu kireçtaşı ile “Calcareo Ammonitico Rosso” fasiyesinde (CAR) gelişmiş bol ammonit, belemnit, sünger ve gastropod içerir ve başlıca litolojisini kırmızı renkli kireçtaşları oluşturmaktadır (Yılmaz 2002, Kandemir, 2004; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009). Bu litolojilere yer yer ara seviyeler halinde andezit, bazalt, diyabaz, t f ve aglomeralar da eşlik eder.

Formasyonun tabanında sığ denizel bataklık ortamını karakterize eden kumtaşı, kıltaşı ve kömür mercekleri yer alır. Daha  st kesimlere doğru gidildikçe kumtaşı, kıltaşı ardalanmasından oluşan türbiditik özellikler sunmaya ba lar. Bu türbiditik özellik denizel ortamın derinle tiğini ve tektonik olarak aktif bir döneme geçildiğini göstermektedir. Birim içerisinde ara düzeyler halindeki volkanik kayalar magmatizmanın zaman zaman etkili olduğunu ve deniz tabanına kadar çıktığını göstermektedir. Formasyonun yanal yönde kısa mesafelerde ani kalınlık değişimleri göstermesi, bazı yerlerde tabakaların Karbonifer ya lı temel kayalarına kadar gelerek aniden sonlanması, birimi oluşturan kırıntılı malzemenin açılmalı rejimlerde gelişen blok (normal) faylı bir rift havzasında biriktiğini kanıtlar (Yılmaz, 1995).

Kandemir (2004) birimin stratigrafik konumu, kendi çalışması ve daha önceki çalışmalar sırasında elde edilen paleontolojik verilere dayanarak  enk y Formasyonu’nun çökelme ya ını Erken-Orta Jura olarak vermiştir.  enk y Formasyonu’na ait litolojiler üstüne gelen Berdiga Formasyonu’na ait karbonatlar tarafından uyumlu olarak örtülür (Pelin, 1977).

3.1.3. Berdiga Formasyonu

İlk kez Ağar (1977) tarafından Hozbirikyayla Formasyonu olarak tanımlanan bu birim Pelin (1977) tarafından Berdiga dağlarında yapılan çalışmada Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Berdiga Formasyon Alp, (1972)’nin Ferhatkaya formasyonu, Tokel (1972)’in Ku akkaya formasyonu, Seymen (1975)’in Hank ntepe formasyonu,

Yüksel, (1976)'nın Çalıktaş formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Zinav Kireçtaşı, Bulut (1989)'un Ataköy formasyonu, Kurt (2006)'nın Şahinkaya formasyonu olarak adlandırdığı formasyonlar ile deneştirilebilir özelliklere sahiptir.

Berdiga Formasyonu tabanda koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı dolomitik kireçtaşları ile başlayıp üste doğru açık gri renkli, masif kısmen karstik boşluklu, killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşmakta olup, tabanda, terrijen bileşenlerini kuvars ve feldispat parçalarının oluşturduğu bol ooidli tane taşları ile karakteristiktir. Üste doğru bol bentik foraminiferli tane taşı/istif taşı alt seviyesine geçiş yapmakta olup, bu alt fasiyes aralıklı olarak istifin sonuna kadar devam eder (Yılmaz, 2002). Bununla birlikte daha sonraki yıllarda Gümüşhane ve Olur (Erzurum) yörelerinde yapılan çalışmalarda birimin taban seviyesine yakın kısımlarda mikritik kireçtaşları arasında yer yer kırıntılı bir fasiyesin eşlik ettiği bazaltik bir seviyenin varlığı tespit edilmiştir (Koch, vd., 2008). Dokuz vd. (2017b) tarafından bu bazaltik düzeyin okyanusal dilim kopması sonucu kıta altı mantonun ergimesiyle oluşan bazaltik magmanın karbonatların çökelişi sırasında deniz tabanına yükseldiği şeklinde değerlendirilmektedir.

Çalışma sahasında genellikle kalın tabakalı ve masif yapısı, grimsi, kirli beyaz, bej renkli kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları birimleri şeklinde yüzeylenir. Daha önce yapılan çalışmalarda formasyon Baykal (1952) tarafından Jura-Erken Kretase olarak, Yılmaz (1972) tarafından ise Geç Kretase, Pelin (1977) tarafından Geç Jura-Erken Kretase olarak belirlenmiştir. Kurt (2006), formasyondan topladığı örneklerde, *Pseudocylammina* sp. *Trocholina* sp. *Salpingoporella* sp. *Nautiloculina* sp. *Deberina hahounerensis* FOURCADE, *RAOULT*, *VILA*, *Hedbergella sigali* MOULLADE, *Cuneolina* sp. *Pseudotextularella* sp. *Neotrocholina* sp. *Globigerinelloides* sp. *Hedbergella* sp. fosillerini saptayarak birimin yaşını Malm-Erken Kretase olarak vermiştir.

Berdiga Formasyonu, Şenköy Formasyonu üzerinde uyumlu bir biçimde yer alırken, Otlukbeli Ofiyolitik Melanjını uyumlu bir biçimde üzerlemektedir.

3.1.4. Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı

Yaygın olarak Otlukbeli civarında görülen birim Korkmaz ve Baki (1984) tarafından bu isimle adlandırılmıştır. Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı başlıca radyolarit, çört, kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, serpantin, gatro ve spilitleşmiş bazalt bloklarından oluşmaktadır. Bloklı yapısı ve bazalt ve kireçtaşı blokları dışında kalan kesiminin genellikle kırmızımsı ve koyu kahverengimsi renkler göstermesiyle diğer birimlerden kolayca ayırt edilebilmektedir. Melanj içerisinde yer yer ince katmanlı kırmızı renkli

biyomikrit mercekleri de görülmektedir. Serpantinit blokları yeşil, koyu yeşil, siyahımsı renklerde ve masiftirler. Bazaltlar ise koyu gri, koyu kahve, siyah renklerde, masif ve yastık yapılı olup, yastık bazaltların kenarları camsı, iç kısımları ise porfiritik dokuludur. Kireçtaşları gri, koyu gri, bej, koyu kırmızı-kahve ve siyahımsı renklerde ve genelde mikritik dokulu olup, bolca ince kalsit dolgulu çatlaklar mevcuttur. Radyolaritler siyahımsı, koyu kahve-kırmızımsı renklerde ve genellikle 5-10 cm kalınlıkta bantlar ve bloklar halinde bulunurlar. Melanj nadir olarak içerisinde killi kireçtaşı, bazaltik ve andezitik tüf ve aglomera seviyeleri de bulundurmaktadır. Farklı araştırmacılar (Özer, 1983; Akdeniz vd., 1997; Robinson vd., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997) tarafından yapılmış olan paleontolojik ve sedimantolojik çalışmalar sonucunda birimin içindeki tortulların Pliyensbachiyen ile Kimmericiyen arasında denizel bir ortamda çökelmiş olduğu belirlenmiştir. Volkanik kayaçların da yastık yapıları sunmaları volkanik faaliyetlerin su altı ortamda oluştuklarının işareti olarak değerlendirilmiştir. Otlukbeli ofiyolitik melanjı, Berdiga kireçtaşları üzerinde uyumlu bir biçim de yer almaktadır ve Sarıhan Plutonu tarafından kesilmektedir.

Otlukbeli Ofiyolitik Melanjı kuzeydoğu yönünde devam ederek Bayburt'un Maden Köyü'ne kadar uzanmaktadır. Aynı şekilde güney batıya doğru devam ederek Ankara-Erzincan Suture Zonundaki ofiyolitik melanjlar ile birleşmektedir. Bu anlamda Ankara-Erzincan Suture Zonu'ndaki melanjlar ile denestirilebilir stratigrafik konuma ve litolojik içeriğe sahiptir.

3.1.5. Sarıhan Plütönu

3.1.5.1. Ad, Yayılım ve Topoğrafik Görünüm

Sarıhan Plütönu adını, Trabzon H44-d3 ve H44-d4 paftalarının sınırları içerisinde bulunan Sarıhan Köyünden almaktadır. Ketin (1951,1966); Sarıhan Plütönu'nu Haho graniti olarak adlandırmış ve yaşının Paleozoyik olduğunu belirtmiştir. Köyün yeni isminin Sarıhan olmasından sonra yörede çalışma yapan Aslan (1998), granitik kayaçları Sarıhan Granitoidi olarak tanımlanmıştır. Bu çalışma sırasında Sarıhan Plütönu ismi kullanılmıştır.

Tez kapsamında çalışılan Sarıhan Plütönu, Sarıhan Köyü'nden başlayarak güneye doğru olan alanda yaklaşık dairesel şekilli bir kütle olarak mostra vermektedir. Yaklaşık 20 km² lik bir mostra alanına sahip birimin üst kısımlarında topografyaya paralel 30-50 cm aralıklı olarak gelişen rahatlama çatlakları yaygın olarak görülür (Şekil 6a). Makaslama sistemine ait çatlak takımlarından biri diğerine göre daha belirgindir. Düşey

konumlu olan bu çatlak takımındaki çatlakların aralıkları 20-70 cm arasında değişmektedir (Şekil 6b).

Sarıhan Plütunu içerisinde yaygın olarak magma karışımına işaret eden mafik mikrogranüler Anklavlar (MMA) (Şekil 6c) ve aplit damarları (Şekil 6d) da görülmektedir. Arazi gözlemlerinde sağlam bir görünüme sahip olan Sarıhan Plütunu güney kısımlara doğru gidildikçe yer yer yoğun arenalaşma ve hidrotermal ayrışmaya bağlı olarak oldukça kolay bir şekilde parçalara ayrılmakta ve toprak şeklinde gözlenmektedir. Sarıhan Plütunu'nun kenar kesimlerinde, skarn mineralizasyonları ve kontak metamorfizma etkisiyle epidotlu boynuztaşı, mermer gibi kayaçlar ile manyetit, pirit ve kalkopirit gibi cevherleşmeler oluşmuştur.



Şekil 6. Sarıhan Plütunu'na ait farklı yapı ve litolojilerin arazideki görünüşleri. a) Plütun'da topoğrafyaya paralel olarak gelişen rahatlatma çatlakları, b) Aplit daykısı içerisinde daha belirgin olarak gözlenen makaslama çatlakları, c) Mafik mikrogranüler anklavın görünümü. İçerisine taneli ana kaya parçasını almış olarak görülüyor. d) keskin dokanıklı aplit daykının görünümü.

3.1.5.2. Sınırlar

Orta Eosen yaşlı Sarıhan Plütunu dairesel şekilli bir kütle olarak mostra vermektedir. Sarıhan Plütunu, Orta Kretase yaşlı Otlukbeli Ofiyoloitik Melanjı ile Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonuna ait kireçtaşları ile intrüzif dokanak

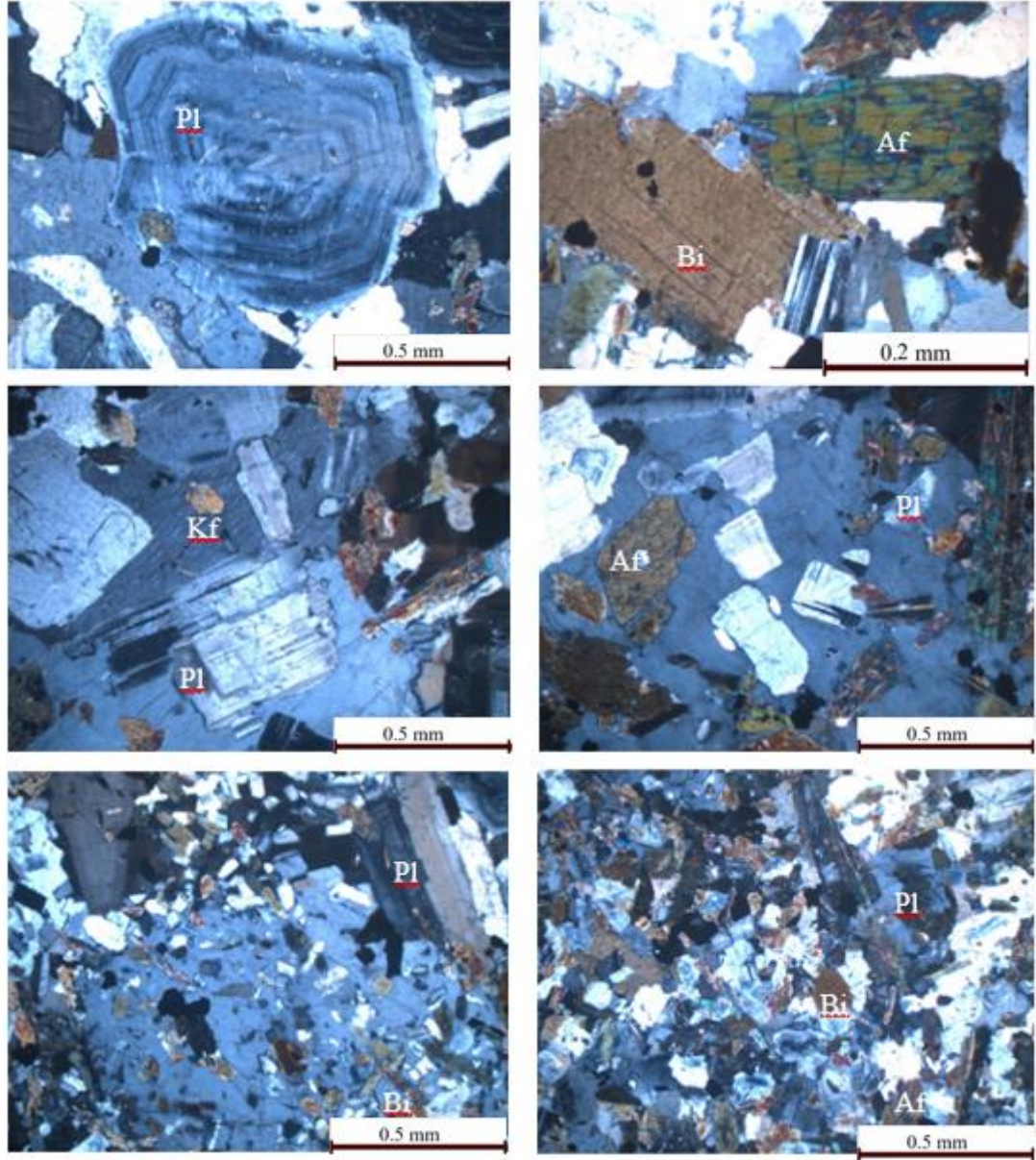
oluşturur. Özellikle Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşları ile olan dokanağı boyunca kontak metamorfizma izleri ve skarn mineralizasyonları görülmektedir. Çalışma sahasında, sokulum kayaçlarına bağlı olarak pirometazomatik cevherler görülmektedir. Birimin üzerine güncel akarsu alüvyonları uyumsuz olarak gelmektedir.

3.1.5.3. Litoloji

Sarıhan Plütunu ana kayaç olarak tonalit-granodiyorit yanı sıra mafik mikrogranüler anklavlar ve 0.5 m genişliğe ulaşan aplit daykları da içermektedir. Kuvarslı diyoritten granite kadar giden geniş bir bileşimsel aralık sunmaktadır. Bununla birlikte tonalit ve granodiyorit baskın litolojilerdir. Aplit daykları ile ana kaya arasındaki dokanaklar oldukça belirgin ve keskin (çizgisel) iken MMA'lar ile ana kütle arasındaki dokanaklar hem keskin hem de tedrici geçişli olabilmektedir. MMA'ların varlığı ana magma ile henüz tam olarak karışmamış mafik magmanın kristalleniş kalıntısı olduğun için magma karışımının işaretçisi olarak değerlendirilmektedir. Ana kütleyi oluşturan kuvarslı diyorit, kuvarslı monzonit, tonalit ve granodiyorit gibi litolojiler arasında herhangi bir intruzif dokanak bulunmamaktadır. Litolojik çeşitlilik minerallerin modal bolluklarındaki değişimlere bağlı olarak ortaya çıkan bir durum oluşmuştur. Bu nedenle farklı litolojiler arasındaki sınırlar tedrici geçişlidir ve kesirli kristallenmenin bir sonucu olarak oluştuğu değerlendirilmektedir.

3.1.5.4. Sarıhan Plütunu'nun Petrografisi

Sarıhan Plütunu, tonalit, kuvarslı diyorit, kuvars monzonit, monzonit ve granodiyorit gibi ana kütleyi oluşturan kayaçlar ile monzodiyorit bileşimli mafik mikrogranüler anklavlardan oluşmaktadır. Bunlara yer yer granitik bileşimli aplit daykları da eşlik etmektedir. Ana gövdeyi oluşturan kayaçlar genelde orta taneli olup bol miktarda çıplak gözle görülebilir büyüklüklerde plajiyoklas ve kuvars içerirler. Koyu renkli mineraller ise daha az oranlarda olup açık renkliler içerisine homojen olarak dağılmış taneler halinde görülmektedirler. Bu birlikteliğe rağmen, amfibol mafik mikrogranüler anklavlar ile kuvarslı diyorit gibi koyu renkli kayalarda daha yüksek oranlarda bulunur. Granodiyorit gibi açık renkli kayalarda ise biyotit daha yüksek oranlarda yer alır. Genellikle orta taneli dokuya sahip Sarıhan Plütunu kayaçlarında poikilitik, monzonitik, anti-rapakivi ve yer yer de mirmekitik dokular görülebilmektedir.



Şekil 7. Sarıhan Plütönu'nda bulunan a) halkalı zonlu plajiyoklas b) biyotit ve amfibol c) orta taneli mineraller d) poikilitik doku e-f) mafik mikrogranüler anklavların ince kesit görüntüleri. (Bi: Biyotit, Pl: Plajiyoklas, Af: Amfibol, Kf: Alkali Feldspat).

Sarıhan Plütönu'na ait bütün kayalar, minerallerin bulunma oranları değişmekle birlikte, benzer mineral birlikteliği sergilerler. Plajiyoklas, kuvars, amfibol ve biyotit kayaların çoğunluğunda gözlenen mineral parajenezidir. K'lu feldspat mafik mikrogranüler anklavlar ile çoğu kuvarslı diyoritler ve tonalitlerde gözlenmez veya çok küçük taneler halindedir. Aplitlerde ise koyu renkli mineraller, özellikle de amfibol, hemen hemen hiç bulunmaz. Bunlar ince taneli K'lu feldspat, kuvars ve daha az oranlarda da plajiyoklas içerirler. Apatit, titanit ve zirkon tali mineraller olarak, klorit, serizit ve kalsit ise ikincil mineraller olarak bulundurmaktadır. Plajiyoklaslar genellikle kare ve

dikdörtgen şekilli latalar halinde olup çoğunlukla halkalı zonlu yapı gösterirler. Norma zonlu yapı kesirli kristallenmeye bağlı olarak oluşurken ters zonlanma magma karışımının bir sonucu olarak oluşabilmektedir (Vernon, 1990; Hibbard, 1991; Waight vd., 2000). Bu durumda magma karışımı yönündeki öngörünün plajiyoklaslar üzerinde gerçekleştirilecek olan mikrokimyasal analizlerle veya diğer dokusal özelliklerle desteklenmesi gerekir. Anklavlar ile kuvarslı diyoritlerdeki iri plajiyoklaslar bol miktarda daha küçük boyutlarda amfibol, biyotit ve plajiyoklas kristalleri içerirler (Şekil 8e, f). K'lu feldspat genellikle öz şekilsizdir. İri K'lu feldspatların plajiyoklaslara kıyasla inklüzyon halinde daha iri amfibol, biyotit ve plajiyoklasın bulunduğu monzonitik doku yaygındır (Şekil 8c, d).

Amfibol ve biyotit mafik bileşenler olup, koyu renkli kayalarda biyotite kıyasla amfibol daha yüksek oranlarda bulunur (Şekil 8b). Amfibol genellikle özşekli, yarı özşekli ve yer yer baklava dilinimi gösteren kristaller şeklinde bulunur. Yer yer kenarları boyunca kemirilme sonucu oluşan koy yapıları sunmaktadır. Bu özelliklerinin oluşumunda genellikle magma karışımının etkili olduğu iddia edilmektedir (Vernon, 1990; Hibbard, 1991; Waight vd., 2000). Biyotit ise daha çok yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halindedir. Zonlanma göstermeyip, yer yer magma karışımlarına işaret eden kemirilme koyları gözlenmektedir (Şekil 8b).

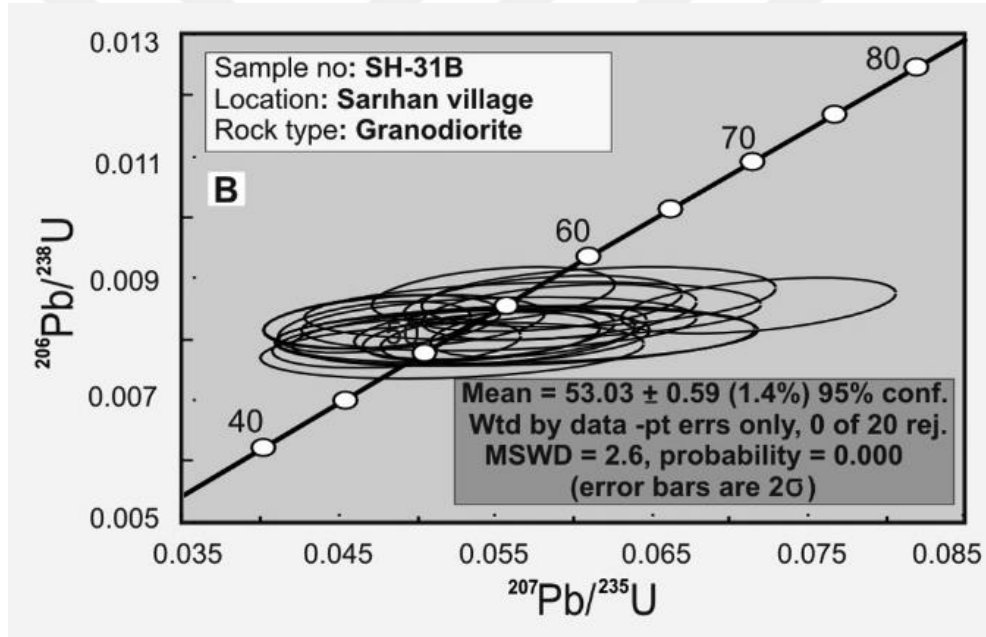
3.1.5.5. Yaş ve Deneştirme

Sarihan Plütunu'nun yaşı Aslan (1998, 2005) tarafından arazi gözlemleri ve stratigrafik verilere dayanarak Geç Kretase olarak ileri sürmüştür. Ancak Gümüşhane Merkeze bağlı Kale Köyü kuzeyinde benzer litolojik özelliklere sahip bir kütlenin orta Eosen yaşlı volkani-klastik birimin tabanına taban konglomerası şeklinde çakıl verdiği görülmektedir. En genç birim olarak da Geç Kretase yaşlı türbiditik kayaları keserek yerleştikleri birçok yerde görülmektedir. Bu stratigrafik ilişkiler adakitik kütlelerin kabuğa yerleşimini Kretase sonrası-orta Eosen öncesi şeklinde dar bir zaman dilimine sıkıştırmaktadır.

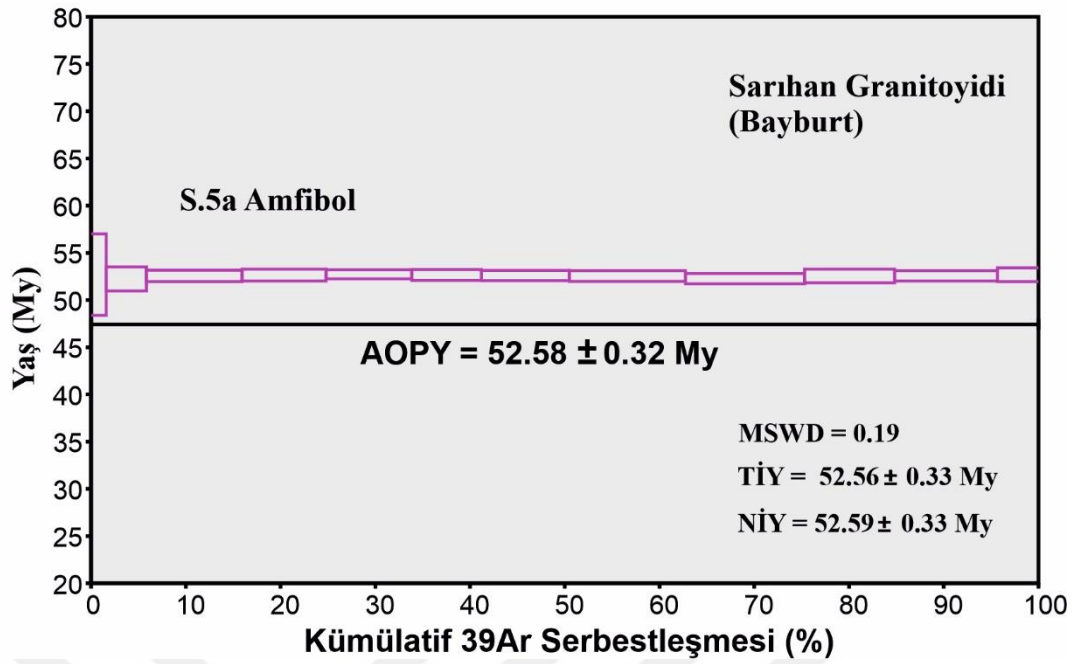
Daha sonra Eyüboğlu vd. (2011a) tarafından felsik intrüzyonlara yönelik yapılan çalışmada, birimden alınan bir örneğin zirkonlarında U-Pb yaşlandırma metodu ile yapılan yaşlandırmada kütlenin intrüzyon yaşı 53 milyon yıl (erken Eosen) olarak elde edilmiştir (Şekil 8). Benzer bir yaş verisi bu çalışma kapsamında elde edilmiştir. Birimden alınan S.5a numaralı örnek $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -amfibol yöntemi ile yaşlandırılmıştır. Seçilen amfiboller üzerinde aşamalı ısıtma yöntemi uygulanarak 12 adet yaş basamağı elde edilmiştir. Elde edilen yaş basamaklarının tamamı 52.58 ± 0.32 milyon yıla karşılık gelen

tek bir ağırlıklı ortalama plato yaşı (AOPY) üretmiştir (Şekil 9). Yaşlandırma ile ilgili veriler Tablo 2’de listelenmiştir. Zirkon yaşı ile uyumlu olan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşı, plütonun ısısının yaklaşık 550 C’nin altına indiği andan itibaren geçen süreyi ölçen bir zaman değeri olduğundan plütonun soğuma yaşı olarak kabul edilmektedir.

Sakarya Zonu doğusundaki adakitik kayalara yönelik 2005 yılından sonra yapılmış çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Genellikle Sakarya Zonu’nun güneyinde ve sutur zonuna yakın kesimlerde daha yaygın olarak görülür. Adakitik kütleler genellikle 5 km² den daha küçük stoklar halindedir. Yaklaşık 20 km² lik mostra alanı ile Sarıhan Plütonu bu grubun büyük üyesi durumundadır. Önceki çalışmalar sırasında elde edilen radyometrik yaşlar Sakarya Zonu’ndaki adakitik magmatizmanın 55 ila 50 milyon yıl arasında yoğunlaştığını göstermektedir (Topuz vd., 2005; Karşı vd., 2010, 2011; Topuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013).



Şekil 8. Sarıhan Plütonuna ait zirkon U-Pb ortalama yaş diyagramı. (Eyüboğlu vd. (2011a)’den alınmıştır).



Şekil 9. Sarıhan Plütönu'nu temsilen seçilen S.5a örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amfibol plato yaşı. AOYP: Ağırlıklı Ortalama Plato Yaşı, MSWD: mean square weighted deviate, TIY: Toplam izokron Yaşı, NIY: Normal İzokron Yaşı

Tablo 2. Sarıhan Plütönu'nun S.5a numaralı örneğine ait amfibollerin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aşamalı ısıtma yaş verileri

T ° C	$^{40}\text{Ar}(r)/^{39}\text{Ar}(k)$	1 σ	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	K/Ca	$\pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(r)(\%)$	$^{39}\text{Ar}(k)(\%)$	Yaş My	$\pm 2\sigma$
750 °C	16.290597	0.20144	25.42218	0.43027	0.03103	0.999	± 0.152	64.06	4.24	52.24	± 1.27
900 °C	16.390813	0.0958	19.94896	3.95562	0.01323	0.108	± 0.009	81.95	10.1	52.56	± 0.61
950 °C	16.421691	0.10062	18.40777	5.351	0.00833	0.08	± 0.006	88.89	8.87	52.66	± 0.64
1000 °C	16.446603	0.07662	17.95103	5.50797	0.00675	0.078	± 0.006	91.28	9.06	52.74	± 0.48
1050 °C	16.422735	0.09022	18.23099	5.31723	0.00772	0.081	± 0.006	89.76	7.34	52.66	± 0.57
1100 °C	16.40942	0.08542	17.778	6.31005	0.00653	0.068	± 0.005	91.91	9.29	52.62	± 0.54
1150 °C	16.386156	0.09003	17.79649	6.7623	0.00681	0.063	± 0.005	91.66	12.27	52.55	± 0.57
1200 °C	16.303539	0.08733	17.5652	6.37275	0.00619	0.067	± 0.005	92.42	12.56	52.28	± 0.55
1250 °C	16.392201	0.11414	17.57178	5.70085	0.00571	0.075	± 0.006	92.93	9.51	52.56	± 0.72
1325 °C	16.392201	0.08646	17.43124	6.08046	0.00533	0.07	± 0.006	93.68	10.85	52.58	± 0.55
1400 °C	16.392201	0.11522	17.28742	5.81356	0.00465	0.074	± 0.006	94.67	4.35	52.69	± 0.73

3.2. Sarıhan Plütönu'nun Jeokimyası

Sarıhan Plütönu'nun jeokimyasal özellikleri, petrojenetik süreçleri ve kaynak alan karakteristiklerini incelemek için birimin litolojik içeriğini temsil edecek şekilde seçilen toplam 18 adet kayaç örneği, ana oksit (% ağı.), iz element ve nadir yerleşim element (ppm) içerikleri bakımından analiz edilmişlerdir (Tablo 3 ve 4).

3.2.1. Ana ve İz Elementler

Sarıhan Plütону'na ait örneklerin ateşte kayıp (AK) 0.2 ila 1.4 (% ağı.) arasında değişmektedir. Yüksek AK değerleri monzodiyorit bileşimli 3 adet MMA ile bir adet diyorit örneğine aittir. Ana kütleyi oluşturan granodiyorit ve tonalit bileşimli kayalar genelde %1'den daha düşük AK değerlerine sahiptirler. Düşük AK değerleri nedeniyle kayaçların ana oksit içeriklerinde herhangi bir düzeltme (%100'e tamamlama) yapılmamıştır.

Sarıhan Plütону'na ait ana kütleyi oluşturan kayaçların SiO₂ içerikleri % 57.43 ila 72.04 arasında değişirken, mafik mikrogranüler anklavların (MMA) SiO₂ içerikleri % 54.14 ila 55.9 arasında, aplit dayklarının SiO₂ içerikleri ise % 76.27 - 76.83 arasında değişim göstermektedir. Ana kaya ve aplit örneklerinin TiO₂ (% ağı.) içerikleri % 0.11 - 0.85 aralığında değişirken, MMA'ların TiO₂ içerikleri ise % 0.93 ila 1.07 arasında değişmektedir. Al₂O₃ (% ağı.) içeriği ana kayaçlarda % 12.64 ile 16.79 aralığında değişim gösterirken, MMA'ların Al₂O₃ (% ağı.) içerikleri % 15.57 ila 17.27 aralığında değişim göstermektedir. Ana kütleyi oluşturan kayaçlar ve aplit dayklarının magnezyum numarası (Mg#) değerleri 46'dan düşük fakat 10.58 - 45.5 arasında değişen nispeten geniş bir değişim aralığı sunarlar. MMA'lara ait örnekler ise 41.5 - 46.03 arasında değişen Mg# değerlerine sahiptirler.

Magmatik kayaçların jeokimyasal bileşimlerine göre sınıflandırılmaları için birçok araştırmacı tarafından hazırlanan farklı sınıflama diyagramları bulunmaktadır (Irvine ve Baragar, 1971; Le Maitre vd., 1989; Hastie vd., 2007). Bu sınıflama diyagramlarının bazılarında yararlanılarak Sarıhan Plütону'nun litolojik içeriği jeokimyasal olarak tespit edilmeye çalışılmıştır. Sarıhan Plütону'na ait örnekler Le Maitre vd., (1989)'nin Na₂O+K₂O (toplam alkali)'ye karşı SiO₂ diyagramına düşürüldüğünde, 2 örnek dışında kayaçların subalkali kısımda ancak subalkali-alkali çizgisine (geçişine) yakın konumlandıkları görülmektedir. Bileşimsel olarak ana kütlenin genellikle monzonit ve kuvars monzonit bileşimine sahip olduğu görülmektedir. Mafik mikro granular anklavlar (MMA) monzodiyorit, aplit daykları ise granit alanında konumlanmaktadır (Şekil 10a). Magmatik kayaçların K₂O içeriğine göre genel karakteristiklerinin belirlendiği SiO₂-K₂O diyagramında (Şekil 10b), monzonitik (monzonit + kuvars monzonit) bileşimli ana kütlenin genellikle okta-K'lu kalk-alkali karakterli olduğu görülmektedir. Aplit daykları ise yüksek K'lu kalk-alkali özelliğe sahiptirler. Örnekler, Hastie vd. (2007)'nin Co karşı Th sınıflandırma diyagramında (Şekil 10c), ana kütle ve anklavlar genelde kalk-alkali-şoşonitik geçişinde toplanırken, aplit dayklarını temsil eden örneklerin yüksek-K ve şoşonitik alanında toplandıkları

görülmektedir. Alumina Doygunluk İndeksi (Aluminum Saturation Index-ASI) [= molar $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$]] değerleri ana kayalarda 0.77 ile 1.04 arasında, anklavlarda ise 0.69 ile 0.77 arasında değişim göstermektedir. Monzonit ve kuvars monzonit bileşimli ana kayalar ile MMA'lar 1'den daha düşük ASI değerleri ile metalumin karakterlidirler (Şekil 10d). Buna karşılık granitik bileşimli aplit daykları ise 'den büyük ASI değerleri ile peralümin özellik sunmaktadırlar.



Tablo 3. Sarıhan Plütonu'na ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

	MMA			ANA KÜTLE												APLİT DAYKI		
Kayaç Adı	Monzodiyorit			Diyorit	Monzonit	Kuvarsmonzonit	Tonalit					Granodiyorit				Granit		
Örnek No	S-3A	S-4B	S-12B	S-7B	S-12C	S-22	S-2	S-3C	S-5A	S-10	S-11	S-16	S-20A	S-27B	S-30	S-4D	S-5B	
SiO ₂	55.9	55.43	54.14	60.9	57.43	63.52	63.99	64.17	63.19	63.63	64.57	66.9	69.51	70.08	67.38	76.83	76.27	72.04
TiO ₂	0.93	1.04	1.07	0.71	0.85	0.53	0.55	0.54	0.56	0.55	0.56	0.4	0.281	0.26	0.39	0.11	0.12	0.29
Al ₂ O ₃	15.67	17.27	15.57	15.72	16.44	16.1	16.44	16.46	16.52	16.79	16.29	16.54	16.07	16.07	16.56	12.64	12.8	14.05
Fe ₂ O ₃	6.46	6.23	7.48	4.64	5.92	3.93	3.99	3.87	4.1	3.73	3.81	3.18	2.47	2.45	3.06	0.93	1.11	2.07
MgO	5.51	4.42	5.99	3.87	4.46	2.39	2.27	2.3	2.5	2.34	2.46	1.1	0.96	0.66	1.28	0.11	0.18	0.92
MnO	0.13	0.14	0.14	0.07	0.14	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03
CaO	7.41	7.13	7.34	6.19	6.34	4.94	4.79	4.89	5.27	4.86	4.82	3.74	3.38	3.16	4.24	0.66	0.82	2.15
0K ₂ O	1.79	1.79	1.9	2.09	2.12	2.72	2.4	2.3	2.2	2.34	2.34	2.29	1.86	2.16	1.78	4.88	5.07	4.16
Na ₂ O	4.11	4.54	4.19	4.07	4.34	4.48	4.33	4.26	4.29	4.43	4.23	4.65	4.7	4.7	4.52	3.51	3.23	3.59
P ₂ O ₅	0.59	0.64	0.48	0.43	0.4	0.28	0.3	0.28	0.3	0.29	0.28	0.16	0.09	0.08	0.13	0.02	0.03	0.12
Cr ₂ O ₃	0.023	0.012	0.023	0.015	0.015	0.007	0.007	0.007	0.01	0.006	0.007	0.003	0.004	0.002	0.003	0.002	0.004	0.004
Ni	22.3	12.3	18.9	12	21.2	13.1	13.6	13.9	2.9	11.9	13.5	5.4	7.7	3.3	5.5	3	4.5	9.6
Sc	16	17	20	11	14	7	8	7	8	7	7	4	4	3	5	1	1	3
AK	1.3	1.2	1.3	1.1	1.4	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.4	0.8	0.5	0.2	0.4	0.2	0.3	0.5
Toplam	99.83	99.84	99.63	99.81	99.82	99.72	99.83	99.83	99.82	99.82	99.83	99.83	99.84	99.84	99.81	99.9	99.94	99.93
Ba	576.9	612	423.5	727.3	677.2	798	771.4	791.7	713.7	683.8	905.9	611	616	691	603	148.4	733.5	582.2
Co	23.5	19.5	21.3	16.6	17.3	10.8	11.4	11.3	10.7	11.2	12.5	5.8	4.8	3	6.6	1	1.9	4.9
Cs	3.5	2.4	4.2	1.9	3.7	3	2.6	2.5	2.1	2.7	3.6	2	2	2.6	2.4	2.7	7.8	5.6
Ga	21.4	22.3	17.3	18.8	19.2	19.6	22.3	19.3	18.8	18.2	17.2	19.1	17.7	16.9	20.3	14.7	14.5	14.1
Hf	4.5	3.4	3.8	3.1	3.4	4	3.4	2.6	3.5	3.2	3.8	3.7	2.8	3.1	3.4	3.5	2.7	3.7
Nb	13.8	16.1	18	12.3	13.8	12.6	11	9.5	10.5	10.5	9.9	8.7	3.9	6.4	5.8	13.7	13.3	12.1
Rb	58	52.9	83.9	52.4	66	76.1	69.9	64.5	61.8	71	68.7	68.7	58	72.9	52.8	265.1	185.2	137.2
Sr	957.2	940.8	714.7	1085.4	874.8	974.2	1009.2	1046.2	1038.6	1013.7	986.4	669.1	605	583.7	761.8	90.5	169.6	455.9
Ta	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	1	0.6	0.4	0.6	0.7	0.6	0.6	0.2	0.6	0.3	1.4	1.3	1.3
Th	7.8	10.3	8.5	13.4	10.5	15.9	14	14.5	11	17.7	12.7	6.8	4.6	6	5.9	29.6	26.4	31.1
U	1.9	2.7	2.9	1.7	1.9	3.3	1.4	1.8	1.9	2.2	1.6	2	1.5	2	1.6	7.6	7.5	3.1
V	158	152	177	113	136	84	86	85	89	87	85	41	35	23	52	9	14	36
W	0.4	0.3	2	0.4	0.6	<0.5	0.9	0.6	0.7	1	0.9	<0.5	2.9	1.2	<0.5	0.7	0.8	1.4
Zr	158.7	144.8	132.5	125.9	123.7	153.9	131.4	106.6	122	123.7	121.1	126.1	101.4	107.8	126	60	60	89.2
Y	15.6	15.5	18.8	11.3	14.4	8.7	8.7	9.7	9.1	9.5	8.4	9	5.4	6.9	6	2.2	3.2	5.1
Pb	2	3	25.3	2.3	3.2	1.4	1.7	4.4	1	2.3	1.7	2	1.1	1.4	1.1	1.7	18.2	4.4
K ₂ O+Na ₂ O	5.9	6.33	6.09	6.16	6.46	7.2	6.73	6.56	6.49	6.77	6.57	6.94	6.56	6.86	6.3	8.39	8.3	7.75
Mg#	46.03	41.5	44.46	45.5	42.9	37.8	36.3	37.3	37.9	38.5	39.2	25.07	27.9	21.22	29.49	10.58	13.95	30.76
K ₂ O/Na ₂ O	0.43	0.39	0.45	0.51	0.49	0.61	0.55	0.54	0.51	0.53	0.57	0.49	0.39	0.45	0.39	1.39	1.56	1.15

AK (ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği.

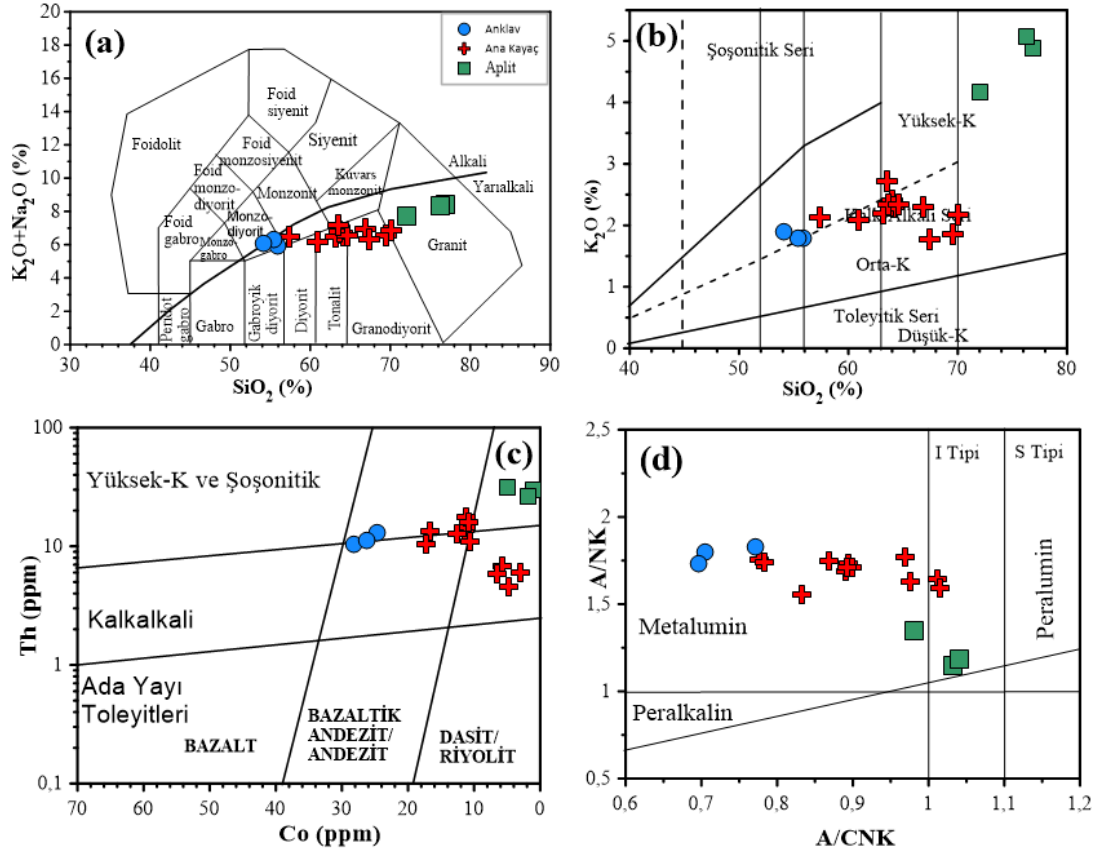
A/CNK= Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O)

Mg# = 100xMgO/(MgO+Fe₂O₃x0.889).

Tablo 4. Sarıhan Plütönu'na ait kayaçların nadir yerköre element(ppm) analizleri.

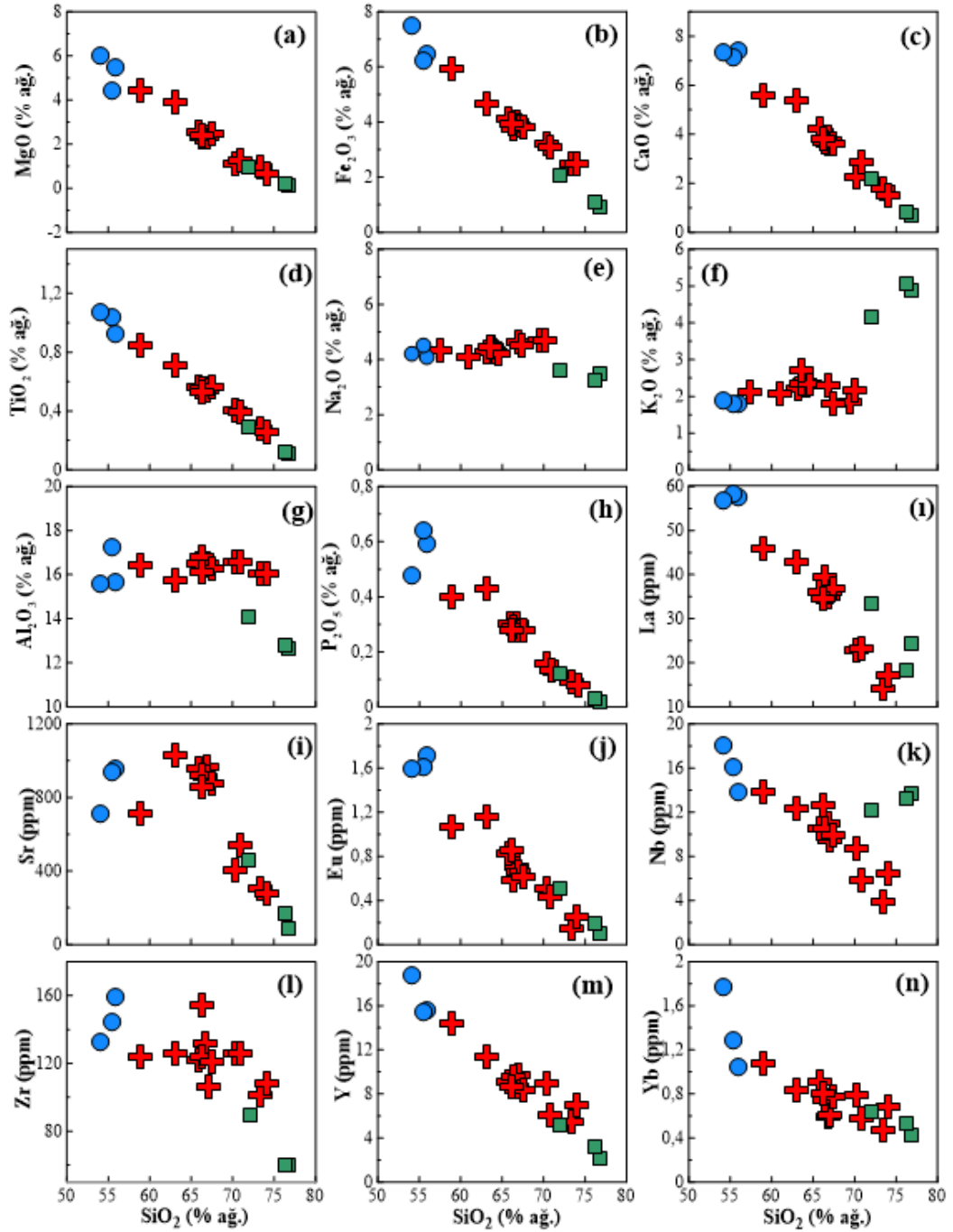
	MMA			ANA KÜTLE												APLİT DAYKI		
Kayaç Adı	Monzodiyorit			Diyorit	Monzonit	Kuvarsmonzonit	Tonalit					Granodiyorit				Granit		
Örnek No	S-3A	S-4B	S-12B	S-7B	S-12C	S-22	S-2	S-3C	S-5A	S-10	S-11	S-16	S-20A	S-27B	S-30	S-4D	S-5B	S-9
La	57.5	58.4	56.7	42.8	45.9	34.5	34.8	35.9	35.9	39.6	36.8	22.9	14.3	17.1	23.1	24.3	18.4	33.4
Ce	133.9	130.7	128.5	91	93.8	65.8	76.4	72.5	76.7	75.5	70.7	41.4	25	30.5	41.8	34.5	24.4	59.1
Pr	13.8	13.06	13.01	9.36	9.69	7.4	7.09	6.87	7.5	7.82	7.1	4.64	2.71	3.33	4.56	2.41	2.09	5.09
Nd	46.7	44.9	42.7	28.8	31.8	26.1	23.9	22.8	21.9	22.6	24.6	16.1	9.5	11.9	16.7	4.5	0.6	12.2
Sm	6.8	6.8	6.7	5.3	5	3.79	2.8	2.8	3.3	3.7	3.4	2.68	1.62	1.96	2.48	0.7	1.2	2
Eu	1.71	1.61	1.59	1.32	1.25	1.08	0.96	0.93	1.06	0.87	0.89	0.81	0.51	0.6	0.74	0.1	0.19	0.51
Gd	4.09	3.81	4.09	2.83	3.21	2.71	1.97	2.22	2.49	2.2	2.31	2.16	1.33	1.65	1.74	0.43	0.68	1.15
Tb	0.71	0.72	0.78	0.57	0.53	0.34	0.36	0.43	0.45	0.31	0.35	0.33	0.2	0.24	0.23	0.03	0.11	0.18
Dy	3.82	2.96	3.79	2.87	2.66	1.63	1.96	1.75	1.72	1.97	1.29	1.73	1.03	1.3	1.28	0.27	0.75	1.05
Ho	0.53	0.57	0.62	0.35	0.46	0.3	0.32	0.32	0.3	0.28	0.22	0.31	0.2	0.24	0.2	0.07	0.1	0.1
Er	1.47	1.31	1.96	1.25	1.6	0.78	0.88	0.7	0.87	0.87	0.83	0.85	0.48	0.64	0.55	0.21	0.31	0.57
Tm	0.19	0.17	0.24	0.15	0.15	0.12	0.11	0.12	0.15	0.1	0.1	0.13	0.08	0.09	0.08	0.04	0.06	0.1
Yb	1.04	1.28	1.77	0.83	1.08	0.81	0.59	0.6	0.91	0.74	0.77	0.79	0.47	0.68	0.57	0.42	0.53	0.63
Lu	0.16	0.22	0.27	0.16	0.19	0.13	0.11	0.12	0.14	0.11	0.27	0.12	0.08	0.1	0.08	0.06	0.09	0.08
(La/Lu)N	37.3	27.5	21.8	27.7	25.1	27.5	32.8	31.1	26.6	37.4	31.8	19.8	18.5	17.7	29.9	42.1	21.2	43.3
(La/Sm)N	5.32	5.41	5.32	5.08	5.77	5.72	7.82	8.07	6.84	6.73	6.81	5.37	5.55	5.49	5.86	21.8	9.65	10.5
(Gd/Lu)N	3.18	2.15	1.88	2.20	2.10	2.59	2.22	2.30	2.21	2.49	2.39	2.24	2.07	2.05	2.70	0.89	0.94	1.78
(La/Yb)N	37.3	30.8	21.6	34.8	28.7	28.7	39.2	40.4	26.6	36.2	32.3	19.6	20.5	16.9	27.4	39.1	23.5	35.8
(Tb/Yb)N	2.91	2.41	1.88	2.93	2.09	1.79	2.61	3.06	2.11	1.79	1.94	1.78	1.82	1.51	1.72	0.31	0.88	1.22
Eu=Eu/Eu*	0.92	0.88	0.86	0.94	0.89	0.98	1.19	1.10	1.08	0.86	0.92	0.99	1.03	0.99	1.04	0.52	0.58	0.94

$$Eu^* = (Sm+Gd)_N / 2$$



Şekil 10. Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin a) $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (TAS) (Middlemost, 1994), b) K_2O-SiO_2 (Peccherillo ve Taylor, 1976), c) Th(ppm)-Co(ppm), d) İndeks diyagramı [A/CNK (molar oranı $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$)- A/NK (molar oranı $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$)] (Shand, 1948) diyagramları.

Sarıhan Plütunu'na ait örnekler SiO_2 'e karşı ana oksit ve iz element değişim diyagramlarında çok belirgin ve düzenli yönsemeler göstermektedirler. MgO , $Fe_2O_3^{top}$ CaO , TiO_2 ve P_2O_5 içerikleri SiO_2 artışına karşı çok belirgin negatif yönsemeler gösterirken, K_2O içerikleri pozitif yönlü değişim göstermektedir. Özellikle monzonitik örnekler ve MMA'ların Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O içerikleri SiO_2 artışına karşın çok hafif pozitif bir yönseme gösterirken, aplit daykları görece daha yüksek K_2O içerikleri ile pozitif, daha düşük Al_2O_3 ve Na_2O konsantrasyonları ile negatif olarak ayrılmaktadırlar (Şekil 11a-h). Büyük iyon yarı çaplı elementleri (BİYE) temsilen Sr, nadir yer küre elementler La, Yb ve yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) Nb, Zr ve Y çok belirgin negatif yönseme göstermektedirler (Şekil 11i-n). Granit ve aplit dayklarına ait örnekler yüksek Nb içerikleri ile lineer negatif yönsemeden sapma göstermektedirler (Şekil 11i). Ana ve iz elementlerdeki negatif trendler bileşimsel aralığın oluşmasında kesirli kristallenmenin etkin olduğuna işaret etmektedir.



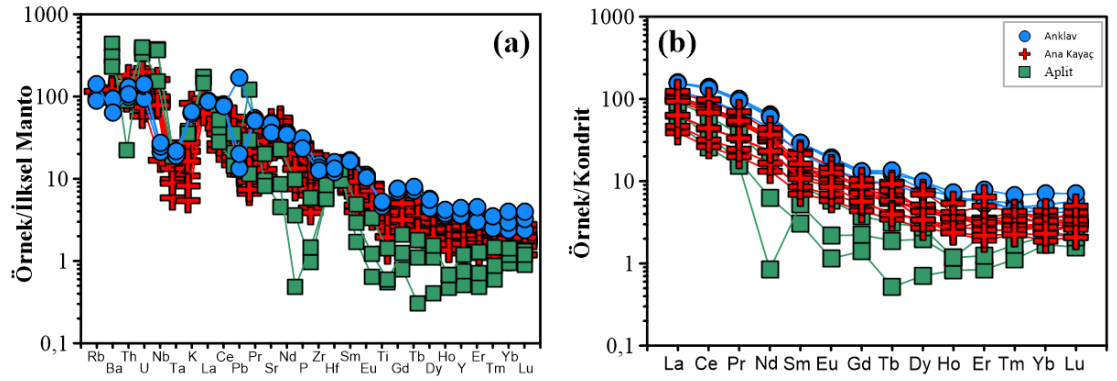
Şekil 11. Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin SiO₂'e karşın ana oksit ve iz element değişim (Harker) diyagramları. (Semboller Şekil 10'daki gibidir.)

3.2.2. Nadir Yerküre Elementler

Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin ilksel (primitif) mantoya (Taylor ve McLennan, 1985) normalize edilmiş desenleri Şekil 12a'da görülmektedir. Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (BİYE) (Rb, Ba, Th ve K)'in Zr, Hf, Nb, Ta, Ti gibi yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) ve nadir yerküre elementlere (NYE) kıyasla daha yüksek oranlarda zenginleştikleri görülmektedir. Ayrıca YÇAE elementlerden Nb, Ta ve Ti negatif anomaliler Pb ise belirgin pozitif anomali göstererek diğerlerinden ayrılmaktadır. Şu ana

kadar bahsedilen özelliklerin tamamı yitim ilişkili tektonik ortamlarda oluşan kayaçların özellikleri ile benzerdir.

Sarıhan Plütönu'na ait örneklerin kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) normalize edilmiş NYE diyagramı (Şekil 12b) sağ tarafa eğimli desenler sunmaktadır. Desenlerin eğimleri hafif-orta NYE'lerden ağır NYE'lere geçişte bir miktar azalarak yataya yaklaşmaktadır. Hafif ve ağır NYE'ler önemli oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Lu_N = 17.7-43.3$). Evropiyum (Eu)'da hafif negatif anomaliler göze çarpmaktadır ($Eu/Eu^* = 0.52-1.19$).



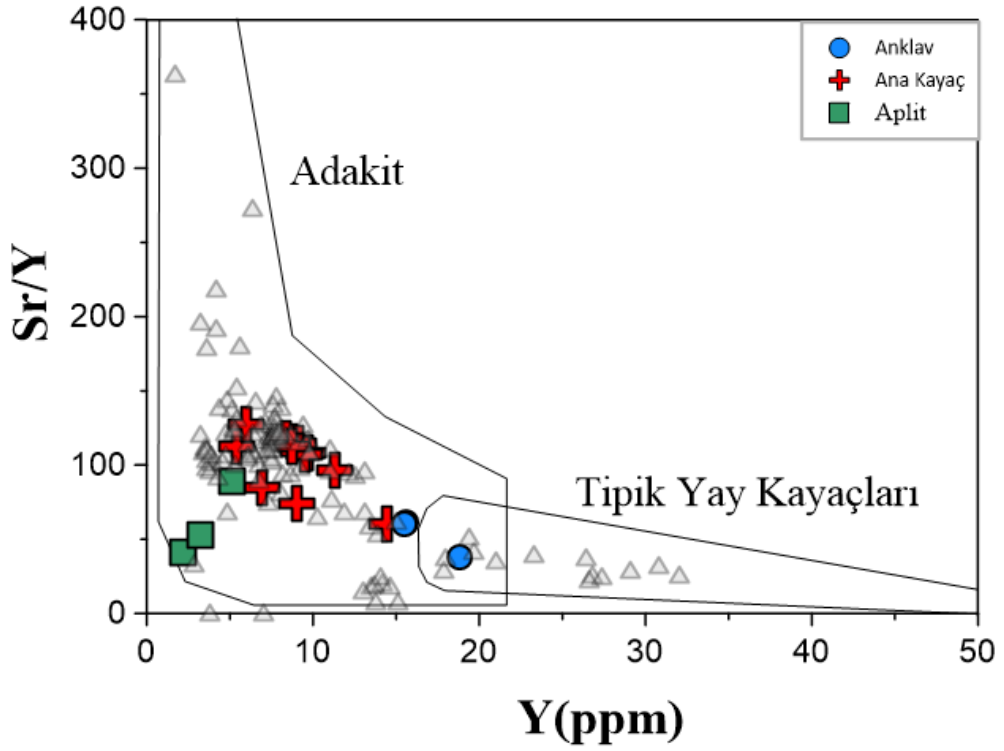
Şekil 12. Sarıhan Plütönu'na ait örneklerin kondirite oranlanmış iz element diyagramı (a). Sarıhan Plütönu'na ait örneklerin ilksel (primitif) mantoya (McDough ve Sun, 1995) oranlanmış iz element diyagramı (b).

4. TARTIŞMA

4.1. Adakitik Karakter

Adakit terimi başlangıçta yiten genç (< 20 my) okyanusal kabuğunun kısmi ergimesiyle oluşan, yüksek SiO_2 , Sr ve Sr/Y, düşük Y ve Yb içerikli andezitik-dasitik bileşimli kayalar için kullanılmıştır (Defant ve Drummond, 1990). Ancak daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalarda önerilen bu oluşum modeline alternatif oluşum modelleri ile adakitlerle benzer bileşimlere sahip kayaların oluşabildiği yoğun olarak tartışılmıştır. Bu alternatif modeller; (1) kalınlaşmış alt kabuğun (Atherton ve Petford, 1993; Kay ve Kay, 1993; Chung vd., 2009) ve delaminasyona uğramış alt kabuğun (Xu vd., 2002; Gao vd., 2004; Wang vd., 2006) kısmi ergimesi, (2) manto türevli mafik magmanın bir miktar kabuksal kontaminasyonun etkisinde fraksiyonlaşması (Castillo vd., 1999; Macpherson vd., 2006), (3) kabuk türevli asidik ve manto türevli bazik magmanın karışımı (Guo vd., 2007; Streck vd., 2007; Qin vd., 2010) ve (4) okyanusal dilim kopması sırasında okyanusal kabuğun kısmi ergimesi (Pe-Piper ve Piper, 1994; Dokuz et al., 2013, 2019) şeklinde sıralanabilir.

Sarıhan Plütonu'na ait örnekler adakitlere benzer yüksek Sr/Y (38-127) oranları ve düşük Y (< 18 ppm) ve Yb (< 1.77 ppm) değerleri sunmaktadırlar. Al_2O_3 konsantrasyonları, aplit daykları ve bir örnek hariç, % 15 büyüktür ve % 15.67 – 17.27 arasında değişmektedir. Benzer şekilde MMA'lar hariç SiO_2 içerikleri % 56'dan büyük, MgO içerikleri ise % 3'den küçüktür. Adakitlere benzer şekilde Eu anomalisi belirsiz veya yoktur. Tipik adakitler ile kıyaslandığında, onlardan farklı olarak daha düşük eğimli veya yataya yakın ağır NYE profilleri sunarlar. Sr/Y – Y değişim diyagramında Defant ve Drummond (1990) tarafından adakitler için tanımlanan alanında toplanmaktadırlar (Şekil 12). Bu özellikleri dikkate alındığında, bileşimsel olarak tipik bir adakit olmamakla birlikte, adakitlere benzedikleri ifade edilebilir.



Şekil 13. Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin; Sr/Y oranına karşın Y (ppm) içeriği diyagramındaki yerleri (Defant ve Drummond, 1990). (Diğer veriler Karslı vd., 2011, Topuz vd., 2011, Eyüboğlu vd., 2011, Dokuz vd., 2013'ten alınmıştır).

4.2. Fraksiyonel Kristallenme

Fraksiyonel kristallenme magmatik farklılaşma süreçleri içinde en önemlisidir. Magmanın sınırlı veya tek bir sıcaklık derecesinde kristallenmediğini, katılaşma/kristallenme süreçlerinin bir sıcaklık aralığı içerisinde cereyan ettiğini, dolayısı ile kristallen mineralerin kimyasal bileşimlerinin magma sıcaklığının azalmasıyla birlikte devamlı olarak değiştiği görüşüne dayanır. Plajiyoklasın kristallenmesi sırasında olduğu gibi, mineralin sürekli olarak kimyasal bileşimine uygun elementleri magmadan alarak dengeli bir şekilde büyümeleri olayına sürekli reaksiyon serisi denilmektedir. Diğer taraftan ferromagnezyen minerallerin kristallenmesi sırasında olduğu gibi, kristallen mineralin magma ile reaksiyona girerek kenardan başlayarak kısmen veya tamamen daha düşük sıcaklık mineraline dönüşmesi şeklindeki kristallenme durumuna ise süreksiz reaksiyon serisi adı verilmektedir. Böylece başlangıçta kaynak ile dengeli bileşime sahip olan magmanın bileşiminin giderek farklılaşması ve daha asidik bir bileşime ulaşması sağlanmaktadır.

Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin monzodiyoritten granite kadar giden geniş bir değişim aralığı göstermeleri ana magmanın kütle içerisinde fraksiyonel kristallenme yolu

ile farklılaşmış olduğunun en önemli işareti durumundadır. Bileşimler arası geçişlerde intruzif dokanakların olmayışı, bileşimsel farklılaşmanın (asidik kayaların) fraksiyonel kristallenme yolu ile oluştuğuna önemli bir dayanak teşkil etmektedir. Ayrıca, Sarıhan Plütunu'nun ilksel magmatizması kabuğun daha derin kısımlarındaki bir magma odasında bir miktar bekledikten sonra şu anki magma odasına yerleşmiş olabilir. Bu durumda ilk magma odasında amfibol ve kalsik plajiyoklasa ilave olarak klinopiroksen de fraksiyonel kristallenmeye eşlik etmiş olabilir. İkili değişim diyagramlarında SiO_2 içeriğindeki artışa karşılık Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 ve P_2O_5 içeriklerinin lineer bir şekilde azalması (negatif korelasyon göstermesi) fraksiyonel kristallenme ile uyumludur. Amfibol, kalsik plajiyoklas ve Fe-Ti oksit in fraksiyonel kristallenmesi bu yönsemelerin oluşmasını açıklayabilir. TiO_2 ve P_2O_5 içeriklerinde gözlenen negatif korelasyonlar titanit ve apatit fraksiyonlaşması ile ilgilidir. Ağır nadir yerküre elementleri (ANTE, Yb), Zr tüketilmesi, zirkon, allanit ve titanit gibi aksesuar minerallerin fraksiyonlaşmasının bir sonucu olarak değerlendirilebilir. Na_2O ve K_2O içeriklerinde gözlenen hafif pozitif yönsemeler asidik kayalara doğru gidildikçe sodik plajiyoklasın giderek kalsik plajiyoklasın yerini, biyotitin de amfibolün yerini aldığını veya K'lu feldspatın giderek artan oranlarda biriktiğini ifade edebilir.

La, Sr, Eu içeriklerinin artan SiO_2 'ye karşı azalmaları ve hafif negatif Eu anomalisi plajiyoklas ve amfibol fraksiyonlaşmasına işaret eder. Nb, Zr, Y ve Yb içeriklerindeki negatif yönsemeler de amfibol ve Fe-Ti oksit ayrışması ile uyumludur.

4.3. Magma Karışımı

Aktif kıta kenarlarındaki plütonların birçoğu, farklı bileşimdeki kaynaktan farklı derecelerde kısmi ergime yoluyla oluşan magmaların değişik oranlarda karışımı ürünü olabilirler. Bununla birlikte, I-tipi granitoidlerin genellikle manto kaynaklı bazaltik ana magma ile kabuktan türeyen silisçe daha zengin magmanın karışımı (mixing), manto veya alt kabuk kaynaklı magmanın kıtasal bileşenlerle etkileşimi veya asimilasyonu ve takiben fraksiyonel kristallenme (AFC) yoluyla oluştukları kabul edilmektedir (e.g., Grove ve Donnelly-Nolan, 1986; Hildreth ve Moorbath, 1988). Ayrıca, nispeten yüksek silis içerikli magmaların, bazı durumlarda alt kıtasal kabuktaki kayaların suyunu kaybederek ergimesi ve takriben fraksiyonel kristallenmeye uğraması sonucu oluştukları da kabul edilir (Chappell ve White, 1992; Holtz ve Johannes, 1991; Rapela ve Pankhurst, 1996).

Sarıhan Plütunun'da yaygın olarak gözlenen MMA'lar, granitoidin oluşumu sırasında magma karışım (mixing) süreçlerinin etkili olduğunun en açık delili

durumundadır. MMA'lar ana kaya ile keskin sınırlı olabildikleri gibi geçişli-girintili sınırlara da sahip olabilmektedirler. Geçişli sınırlara sahip olanlar keskin sınırlara sahip olanlara kıyasla dokusal olarak daha iri tanelidir. İnce taneli ve keskin sınırlı olanlar magma karışımının erken safhalarını temsil ederken iri taneli olanlar daha ileri safhalarını temsil etmektedirler. Anklavlara ait minerallerde poikilitik doku ve ana kayaya ait minerallerde gözlenen monzonitik ve anti-rapakivi dokuları magma karışımına işaret edebilir.

Kimyasal analizleri MMA'ların monzodiyorit bileşimli olduklarını ortaya koymaktadır ($\text{SiO}_2 = \% 54.1 - 55.9$). Orta MgO konsantrasyonları ($\% 4.4 - 5.9$) ve Mg-numaraları ($\text{Mg\#} = 4.4 - 4.9$) mafik mikrogranüler anklavların da manto ile dengeli bir bileşime sahip olmadıklarını göstermektedir. Harker diyagramlarındaki lineer yönsemeler (Şekil 10) fraksiyonel kristallenmenin yanı sıra magma karışımı ile de oluşabilirler. Ancak farklı kaynaklardan magmaların karışması halinde bu yönsemeler kısmen kavisli bir geometriye sahip olmaktadır. Sarıhan Plütonundaki gibi lineer trendler daha çok aynı kaynaklı magmaların karışması halinde gerçekleşmektedir. Bu durum ana kaya ile MMA'ları oluşturan magmaların aynı kaynaktan kaynaklandığını gösterebilir.

4.4. Kaynak Alan

Sarıhan Plütonu'na ait kayaçlar genellikle orta K'lu kalk-alkali ve daha az olarak da yüksek K'lu kalk-alkali ve I tipi jeokimyasal özellikler sunmaktadırlar (Şekil 9b, d). Orta-K'lu I-tipi granitoidik magmalar genellikle alt/orta kabuktaki meta-magmatik kayaçların ya da kıta altı (subcontinental) litosferik manto kaynağın ürünü olarak yorumlanırlar (Chappell ve White, 1992; Roberts ve Clemens, 1993). Kıtasal alt kabuk kökenli adakitler, tipik olarak yüksek SiO_2 , K_2O içerikleri ve düşük Mg# değerleri ile karakteristiktir (Mg# <45; Şen ve Dunn, 1994; Rapp ve diğ., 1999). Sarıhan Plütonu'na ait MMA'lar göreceli olarak düşük SiO_2 ($\%54.14 - 55.9$), Ni (12.3 – 22.3 ppm) içeriklerine ve yüksek Mg# (44.4 - 49.0) değerlerine sahip oldukları için kaynak alan karakteristiklerine ait ipuçları barındırabilecek kayaçlar durumundadırlar. Aynı şekilde ana kütleyle ait bir örnek (S.12c) anklavlara yakın bir SiO_2 ($\% 57.43$) içeriğine sahiptir. Ana kütleyle ait diğer kayaçlar $\% 60$ 'dan daha yüksek SiO_2 içerikleri ile mineral fraksiyonlaşması ile ayrılmış ürünler durumundadırlar. Bu nedenle doğrudan kaynak alan karakteristiklerini yansıtabilme kabiliyetine sahip değildirler. Manto peridotitlerinin kısmi ergimesi ile oluşan ilksel magmalar $\% 8$ 'den daha yüksek MgO içeriklerine, 65 'den büyük Mg# değerlerine ve 250 ppm den daha yüksek Ni içeriklerine sahiptirler.

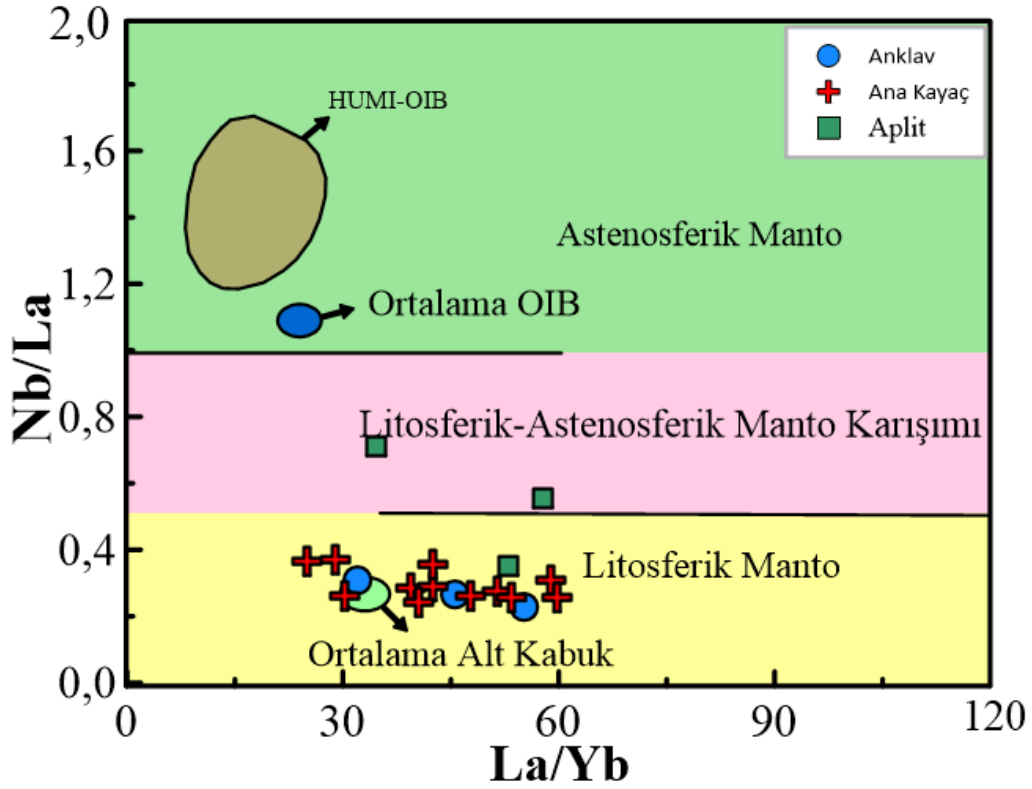
MMA'lara ait yukarıda belirtilen konsantrasyonlar ve Mg# değerleri manto peridotitleri ile dengeli olamayacak kadar düşüktür. Bununla birlikte ana magmanın manto kaynaklı olduğunun kabul edilmesi durumunda, kayaçların ilksel magmadan itibaren önemli oranlarda farklılaşmış ürünler olduğunu ifade etmektedir.

Diğer taraftan MMA'lar ortaç bileşimli ($\text{SiO}_2 = \% 54.1-55.9$) ve K_2O içeriği bakımından orta K'lu kalk-alkali olmalarına rağmen orta-yüksek kalk-alkali geçişine yakın toplanmaları (Şekil 9c), düşük MgO, Ni içerikleri ve Mg# değerleri kabuksal kökenli bazik toleyitik bir kaynak alanla uyumludur. Yapılan farklı deneysel çalışmalarda, kısmi ergime derecesi dikkate alınmaksızın mafik alt kabuğun kısmi ergimesiyle metalumin granitik kompozisyonlu ergiyiklerin oluşabileceği savunulmaktadır (Rushmer, 1991; Tepper ve diğ., 1993; Robert ve Clemens, 1993; Wolf ve Wyllie, 1994; Rapp ve Watson, 1995).

Kesirli kristallenme yolu ile farklılaşmış ürünlerin kaynak alanlarının araştırılmasında doğrudan elementer değerler yerine benzer davranışlar sergileyen elementlerin oransal değerleri daha faydalı bilgiler verebilmektedir. Mantodan türeyen magmalar için ortalama Nb/Ta oranları 17.5, kabuktan türeyen magmalar için ise 11-12 arasında değişmektedir (Green, 1995). Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin Nb/Ta oranları 9-24 arasında olup, bu değerler kabuk ve mantodan türeyen magmalarla uyumludur. Eby (1992)'ye göre Y/Nb oranları manto ($\text{Y/Nb} < 1.2$) ve kabuk kökenli ($\text{Y/Nb} > 1.2$) granitoidleri birbirlerinden ayırt etmede kullanılabilir. Sarıhan Plütunu'na ait örnekler geniş bir aralıkta değişen Y/Nb oranlarına (0.4-1.4) sahip olduğundan hem manto hem de kabuk kökenli magmalarla uyumlu gözükmektedirler.

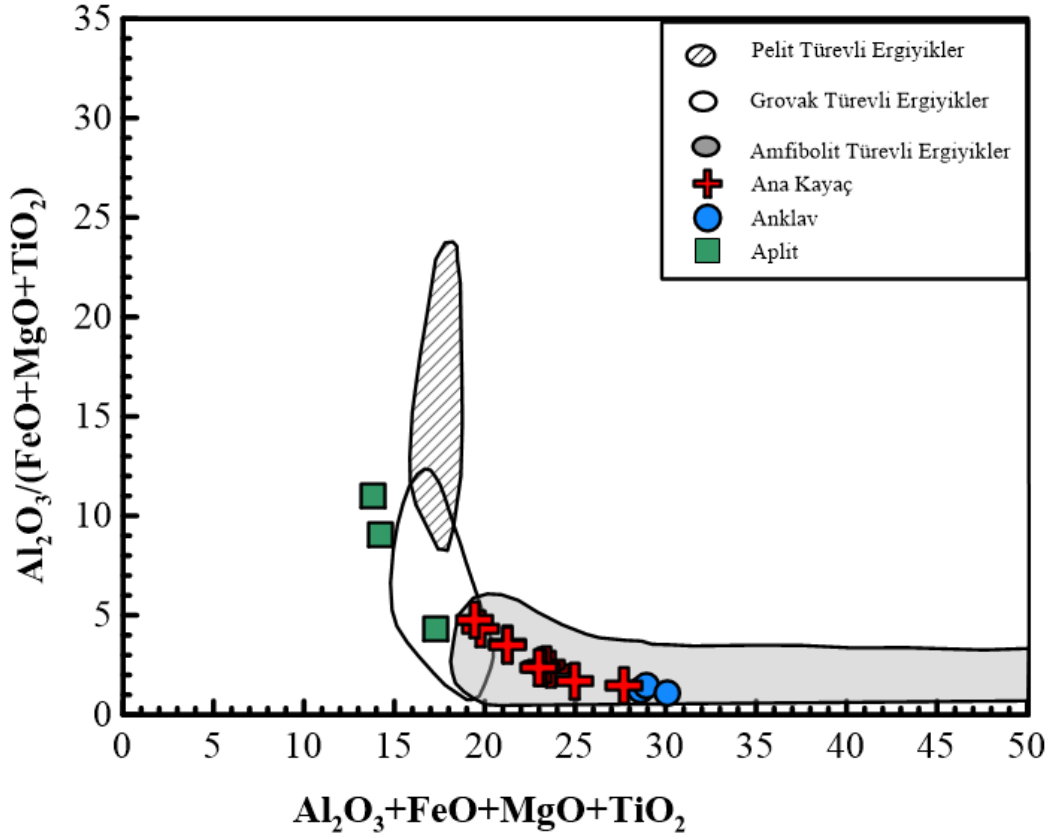
Benzer şekilde düşük Nb/La oranları (< 0.5) litosferik manto kaynağına, yüksek Nb/La oranları (> 1) OIB benzeri astenosferik manto kaynağına, 0.5-1 arasındaki Nb/La değerler ise litosferik-astenosferik manto kökenli magmaların karışımına işaret etmektedir (Smith vd.1999). Smith vd. (1999)'a göre litosferik manto hafif NTE'lere kıyasla yüksek çekim alanlı elementlerce (örn. Ta ve Nb) daha fazla tüketilmiştir. Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin Nb/La oranları 0.2-0.7 olup, litosferik manto kaynağını ima etmektedir. Zr/Sm oranları kondritler için ~ 25 , N-MORB, E-MORB ve OIB için ~ 28 , alt kabuk için ~ 24 , orta kabuk için ~ 32 ve üst kabuk için de ~ 41 dir (Hofmann, 1988). Sarıhan Plütunu'na ait örnekler 20 – 80 arasında değişen Zr/Sm oranları ile kabuksal kökenli bir magmadan itibaren oluşuma işaret eder. Örneklerin yüksek Sr/Y, La_N/Yb_N oranları ve düşük Y ve Yb içerikleri yüksek basınç altındaki (> 15 kbar) ortamlarda bulunan bazaltik bir kaynaktan itibaren kısmi ergime yoluyla oluşan magmalar ile benzerdir (Şen vd., 1994, Defant ve Drummond, 1990). Aynı şekilde Sarıhan Plütunu'na

ait örnekler, düşük $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ ve yüksek $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$ değerleri ile çoklukla amfibolit türevli ergiyik alanına düşmektedirler (Şekil 14).



Şekil 14. Sarıhan Plütunu'na ait örneklerin Nb/La'ya karşın La/Yb diyagramındaki konumları.

Bütün veriler birlikte değerlendirildiğinde, plütunun ana magmasının oluşumu sırasında amfibol ve plajiyoklas içeren mafik (bazaltik) kabuk malzemesinin dehidrasyona uğrayarak önemli ölçüde katkı sağladığı değerlendirilebilir. Ancak kaynak kaya olabilecek bazaltik bileşimli kayalar hem alt kabukta (granülit) hem de yiten okyanusal litosferin mafik okyanusal kabuğunda yer almaktadır. Bazı araştırmacılar Sakarya Zonu doğusundaki erken Eosen yaşlı adakit-benzeri kayaların granülitik alt kabuktan kaynaklandığını ileri sürerken (Topuz vd., 2005; 2011; Karlı vd., 2010, 2011), diğer bazıları da okyanusal litosfere ait bazaltlardan itibaren kaynaklandıklarını, kısmen farklılaşmış adakitler olduklarını öne sürmektedirler (Eyüboğlu vd., 2011; Dokuz vd., 2013, 2019). Sarıhan Plütunu erken Eosen'de Sakarya Zonu kıtasal kabuğuna yerleşen adakit veya adakit benzeri bir kütledir. Okyanusal kabuktan mı veya alt kıtasal kabuktan mı kaynaklandığı sorusu en net olarak Sakarya Zonunda erken Eosen'de etkin olan tektonik rejimin, süresinin ve çarpışan unsurların açığa kavuşturulması ile mümkün görünmektedir.



Şekil 15. Sarıhan Plütünü'na ait örneklerin, deneysel olarak üretilen metagrovak, metapelit ve amfibolit alanları ile karşılaştırılması diyagramı. Veriler, Patiño Douce (1999)'dan alınmıştır.

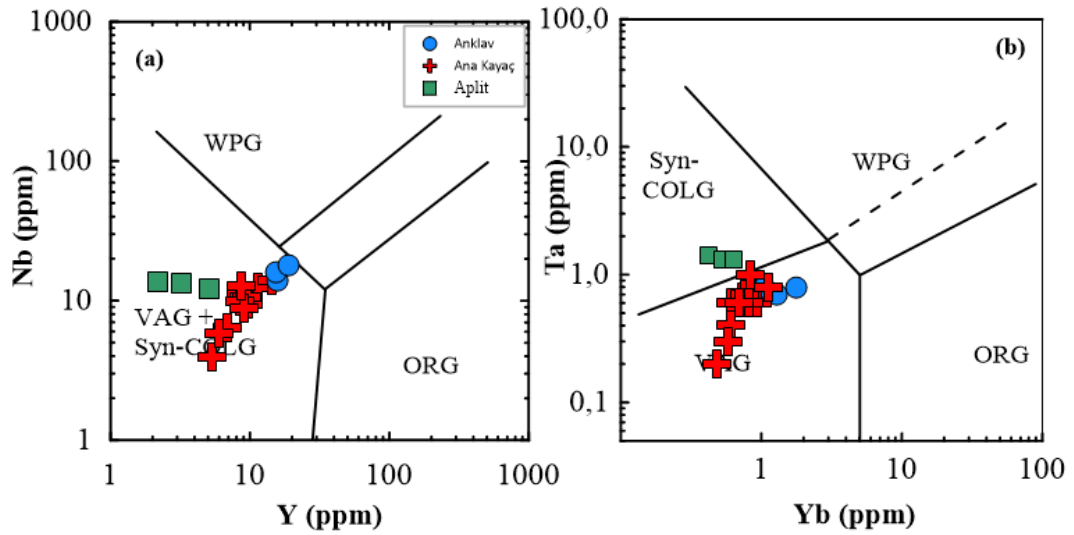
İki kıtasal dilimin Kretase sonununda ($\square$ 67-65 my) eklemlenmesini takiben kısa süreli yumuşak kompresif rejim ($\square$ 10 my) ve orta Eosen'de etkin olan açılmalı (ekstansiyonel) rejim sonucu bölgenin su altına inmesi, alt kabuk kaynaklı adatik magma için gerekli kıtasal kabuk kalınlığının (> 45 km) erken Eosen'de oluşmadığı şeklinde değerlendirilmektedir (Dokuz vd., 2013, 2019).

4.5. Tektonik Ortamı

Okyanusal litosferin yitimi sırasında oluşan magmatik kayaçlar BİYE, hafif NYE, Pb gibi hareketli elementler bakımından YÇAE ve ağır NYE gibi görece daha az hareketli elementlere göre bir zenginleşme göstermektedirler. Bu durum yitim sırasında hareketsiz elementler okyanusal dilimde kalmaya devam ederken hareketli elementlerin solüsyonlar halinde okyanusal litosferden ayrılarak manto kamasına aktarılmış olması şeklinde izah edilmektedir (Johnson vd., 1978; Cameron vd., 2003). Benzer jeokimyasal özellikler yitimin bitiminden sonra meydana gelen magmatik kayaçlarda da gözlenmektedir. Bu benzerlik ise yitim ilişkili magmaların kaynak alanı durumundaki manto kamasının aynı

jeokimyasal karakteristiklerini koruyarak çarpışma sonrasına da aktarılmış olmasıyla açıklanmaktadır (Hawkesworth vd., 1995; Wilson vd., 1997; Fan vd., 2003). (Hawkesworth et al., 1995; Wilson et al., 1997; Fan et al., 2003). Jeokimyasal karakteristiklerdeki bu benzerlik tektonik ortam ayırtman diyagramlarına ait yorumlar yapılırken dikkate alınması gereken bir durumdur.

Sarıhan Plütönu'na ait örnekler Pearce vd. (1984) tarafından granitik kayaçlar için oluşturulan tektonik ortam diyagramlarına aktarılmışlardır. Nb-Y diyagramına bakıldığında örnekler volkanik yay ve eş yaşlı çarpışma granitoidleri (Syn+COLG) alanında toplanırlar (Şekil 15a). Ta-Yb diyagramında bakıldığında ise volkanik yay granitoidleri (VAG) ve eş yaşlı çarpışma granitoidleri (Syn+COLG) alanında yer alırlar (Şekil 15b).

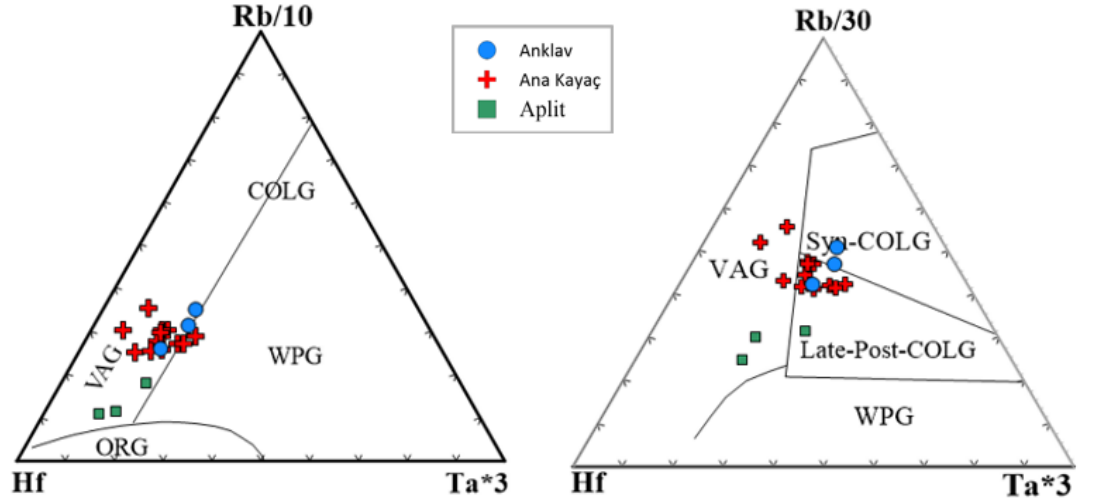


Şekil 16. Sarıhan Plütönu'na ait örneklerin (a) Nb-Y ve (b) Ta-Yb diyagramlarındaki (Pearce, 1996) konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitoidleri.

Sarıhan Plütönu'na ait örnekler Harris vd., (1986)'nın Rb/10-Hf-Ta*3 ve Rb/10-Hf-Ta*3 diyagramlarına aktarıldığında genel olarak volkanik yay granitoidleri ve çarpışma eş-yaşlı granitoidler alanına düşmektedirler. Pearce vd. (1984) diyagramlarından elde edilen sonuçlar ile uyumludurlar.

Tektonik ortam diyagramlarından elde edilen sonuçlar hem yitim ilişkili ve hem de çarpışma eş-yaşlı tektonik ortamlarda oluşan magmatik kütlelere benzer iz element değerleri ve oranları sunmaktadırlar. Bu nedenle tektonik ortamla ilgili son kararı vermeden önce ortamın stratigrafik, sedimentolojik ve bölgesel tektonik veriler ile de doğrulanması veya uyumlu olması büyük önem arz etmektedir. Bu veriler de dikkate

alındığında yitimin sonlanmasını takiben meydana gelen çarpışma eş-yaşlı tektonik ortamda okyanusal dilimin ergimesi yolu ile oluşum jeokimyasal veriler ve bölgesel dinamiklerle daha uyumlu gibi görünmektedir (Dokuz vd., 2013, 2019).



Şekil 17. Sarıhan Plütünü'na ait örneklerin Rb/10-Hf-Ta*3 ve Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986) tektonik ortam ayırım diyagramlarındaki konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitleri, LCG-PCG: geç (late) ve çarpışma sonrası granitler.

5. SONUÇLAR

Bu tez çalışması ile Sarıhan Plütону'nun petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş ve aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

1- Sarıhan Plütону Bayburt iline bağlı Sarıhan Köyü güneyinde kalan alanlarda yaklaşık 20 km² lik bir alanda yüzeyleyen erken Eosen yaşlı bir küttedir. Geç Jura yaşlı Berdiga Formasyonuna ait karbonatlar içerisine yerleşmiştir.

2- Sarıhan Plütону ana kaya olarak monzodiyorit, monzonit ve kuvarsmonzonit, tonalit ve granodiyorit bileşimli kayalardan oluşurken anklavlar kuvarlı (gabroyik) diyorit ve monzo diyorit, aplit dayları ise granit bileşimli kayalardan oluşur. Koyu renkli mineraller olarak amfibol ve biyotit; açık renkli mineraller olarak ise kuvars, plajiyoklas ve K-feldispat içerirler. Amfibol MMA'lar ile koyu renkli örneklerde daha yüksek oranlarda bulunurken granodiyorit gibi açık renkli kayalara doğru biyotitin oranı artar. Tali mineraller olarak apatit, titanit ve zirkon içerir. Kalsit, klorit ve serizit ise ayrışma mineralleri olarak yer alırlar.

3- MMA örnekleri (adet) K₂O içeriği bakımından orta-yüksek K geçişli bir karakter sunmaktadırlar. Ana kütleliyi oluşturan örneklerden silika bakımından fakir olan örnek yüksek K'lu iken silika içeriği bakımından daha zengin örnekler, 2 örnek hariç, orta-K'lu karakter sergilemektedirler. Aplit dayları ise yüksek K'lu özellik sunmaktadırlar. Anklavlar ve ana kütleliyi oluşturan kayaların alümina doygunluk indeksleri (genellikle <1) metalümin alandan başlayarak peralümin alana doğru yönsemekte ve geçiş yapmaktadır. Aplitler ise 1 ile 1.1 arasındaki ASI değerleri ile peralümin özellik göstermektedirler.

4- Ana kütleliyi oluşturan litolojiler arasında belirgin dokanak geçişlerinin olmayışı, granite kadar olan bileşimsel farklılaşmada kesirli kristallenmeyi öne çıkarmaktadır. Ana ve iz elementlerdeki lineer trendler de bu durumu desteklemektedir. Amfibol ve Ca'ca-zengin plajiyoklaslar kesirli kristallenme yolu ile ayrımlaşan ana mineraller olurken, K-feldispat ve kısmen de biyotit biriken mineraller durumundadır.

5- Mafik mikro granüler anklavlar magma karışımının en güçlü delilleri durumundadır. Ana ve iz elementlerde gözlenen trendler magma karışımı sonucunda da oluşabilmektedir. Bunların çizgisel oluşu aynı kökenden kaynaklanan mafik-ortaç magmalar ile magma odasındaki magmanın karışmış olabileceğini ima etmektedir. Kayalarda gözlenen poikilitik, monzonitik, anti-rapakivi gibi mineral dokuları da magma karışımı olayları sonucu gelişebilmektedir.

6- Sarıhan Plütönu'na ait kayaçların jeokimyasal özellikleri bir manto kaynaktan ziyade bazaltik bir kaynaktan itibaren oluşumla uyumlu görünmektedir. Bu şekilde kaynak alan oluşturabilecek bazaltik kayaçlar hem alt kıtasal kabukta ve hem de okyanusal kabukta bulunmaktadır. Alt kıtasal kabuğun kısmı ergime sırasında adakitik jeokimyasal karakter üretebilmesi önemli bir kabuk kalınlaşmasına (> 45 km) ihtiyaç duymaktadır. Okyanusal kabuk ise manto derinliklerine gömüldüğünden ergime sırasında gerekli basınç sağlanmış olmaktadır. Ancak burada da manto etkileşiminden kaçmış kabuksal magmalar için sık manto kesimlerinde kısmi ergimeye, dolayısı ile yüksek ısı akısına (termal gradyana) ihtiyaç vardır. Çarpışma sırasında dilim kopması (slab breakoff) veya okyanus ortası sırtın yitimi bu koşulların sağlanabileceği jeodinamik ortamlardır. Kretase sonrası dönemde Sakarya Zonu ile Anatolidler çarpışmış olması erken Eosen yaşlı adakitik kayaçların oluşumu sırasında okyanusal dilim kopması (slab breakoff) modelini öne çıkarmaktadır.

7- Sarıhan Plütönu'na ait kayaçların tektonik ortam diyagramları, iz element ve NYE diyagramları yitim sırasında ve çarpışma sonrası ilk evrede oluşan kayaçlar ile benzerdir. Bu nedenle bu analizlere dayanarak jeotektonik ortam çıkarımında bulunmak yanıltıcı olabilir. O nedenle yapısal, sedimantolojik ve stratigrafik verilerle uyumlu olan durumun öne çıkarılması gerekmektedir. Eosen yaşlı kayaçların erken Eosen yaşlı adakitleri ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örtmesi çarpışma sırasında dilim kopması şeklindeki bir tektonik ortamla daha uyumlu görünmektedir.

KAYNAKÇA

- Ağar, Ü. (1977). Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Akdeniz, N. (1988). Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 71-80.
- Altundaş, S. (2016). Sarıçiçek ve Sarıhan Granodiyoritlerinin yerinde gama-ışını spektrometresi ve manyetik suseptibilite yöntemleriyle incelenmesi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Arslan, M., Aslan, Z. ve Dokuz, A. (2005). Bayburt tüflerinin petrografik, petrokimyasal ve petrolojik özellikleri: Doğu Pontid Güney Zonu'nda Eosen kalkalkalen felsik volkanizması. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 20, 1, 49-68.
- Arslan, M. ve Aslan, Z. (2006). Mineralogy, Petrography and Whole-Rock Geochemistry of Tertiary Granitic Intrusion in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177–193.
- Aslan, Z., Arslan, M. ve Şen, C. (1999). Doğu Pontid'lerin Kuzey ve Güney Zonlarında Yüzeyleyen Eosen Yaşlı Granitik Sokulumların Karşılaştırılmalı Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 223-230.
- Aslan, Z. (1998). Saraycik-Saruhan Granitoid (Bayburt) and petrography and geochemical of around rocks and geocronological 94.
- Aydin, F. (2003). Değirmendere vadisi (Trabzon-Esiroğlu, Kuzeydoğu-Türkiye) volkanitlerinin mineral kimyası, petrolojisi ve petrojenezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 252 s.
- Aydin, F. (2014). Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Macka subvolcanic intrusions: implications for the Late Cretaceous magmatic and geodynamic evolution of the eastern part of the Sakarya Zone, NE Turkey. *International Geology Reviews*, 56 (10), 1246–1275.
- Aydin, F., Karlı, O. ve Chen B. (2008). Petrogenesis of the Neogene alkan Volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249–266.
- Aydin, F., Oğuz-Saka, S., Şen, C., Dokuz, A., Aiglsperger, T., Uysal, İ., Kandemir, R., Karlı, O., Sarı, B. ve Başer, R., (2020) Temporal, geochemical and geodynamic

- evolution of the Late Cretaceous subduction zone volcanism in the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: implications for mantle-crust interaction in an arc setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 192, 1–23.
- Aydınçakır, E. ve Şen, C. (2013). Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 98-117, 172-173.
- Aydınçakır, E. (2014). The Petrogenesis of Early Eocene Non-adakitic Volcanism in NE Turkey: Constraints on the Geodynamic Implications. *Lithos*, 208/209, 361- 377.
- Aydınçakır, E. (2016). Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: Constraints on geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 28(4), 379-411.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Barbieri, M., Conforta. L., Garbarino, C., Masi, U., Nicoletti, M. ve Akıncı , Ö. (2000). Geochemistry of Hydrothermally–Altered Volcanic Rocks of the Upper Volcanic Cycle from the Eastern Pontides (Northeastern Turkey), *Chem. Erde*, 60, 81-95.
- Bektaş, O. (1984). Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi. *K.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, Jeoloji, 3,1,2, 53–62,52.
- Bektaş, O. (1986). Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Back of Eastern Pontides. *MTA Bulletin*, 103,104, 1-15.
- Bektaş, O. (1986). Paleostress and Polyphase Rifting in Arc-Back Arc of Eastern Pontides. *MTA Bulletin*, 103,104, 1-15.
- 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.
- Burşuk, A. (1975). Bayburt yöresinin mikro paleontolojik ve stratigrafik irdelemesi. İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Tasnif No: 00185, İstanbul.
- Castillo, P.R. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos* 134-135, 304-316.
- Castillo, P. R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51 (3), 257-268.
- Cawthorn, R. G. ve O’Hara, M. J. (1976). Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. *American Journal of Science*, 276, 309-329.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J. ve Wyborn, D. (2012). I-type granites. *Lithos* 153, 142-153.
- Chung, S.L., Chu, M.F., Ji, J., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Liu, D., Lee, T.Y. ve Lo, C.H. (2009). The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet:

- geochemical and zircon HF isotopic constraints from post-collisional adakites. *Tectonophysics* 477, 36-48.
- Çakmak, G. (2013). Pelitli (Bayburt) granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.
- Çiftçi, M. (2017). Çakırbağ (Bayburt) Granitoidi'nin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.
- Danacı, F. (2009). Bayburt yöresi Eosen nannoplakton biyostratigrafisi (Doğu Pontidler). Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, s. 226.
- Defant, M.J. ve Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. ve Stewart, R.H. (1992). The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 569–579.
- Delimehmet, Z. (2022). Güneydere (Bayburt) plütunu'nun petrografik ve jeokimyasal özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.
- Dewey, J.F., Pitman, W.B.F. ve Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and Evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84. 3137-3180.
- Didier, J. (1973). Granite and their enclaves: The bearing of enclave on the origin of granites. *Development in Petrology*, Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J. ve Barbarin, B. (1991). The different type of enclaves in granites: Nomenclature. J. Didier ve B. Barbarin (Der.), *Enclaves in Granite Petrology* içinde (ss. 19-23). Amsterdam: Elsevier.
- 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., Tanyolu, E. ve Genç, S. (2006). A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction related rift origin of early Jurassic Demirkent intrusive complex. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 95, 370–394.
- Dokuz, A., Karşı, O., Chen, B. ve Uysal, İ. (2010). Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and

- postcollisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. *Tectonophysics* 480, 259–279.
- 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., Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karşlı, O., Ottley, C. J. ve Kandemir, R. (2011). Early abyssal- and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos* 127, 176–191.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R. ve Akçay, M. (2013). Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1443–1468.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Dilek, Y., Karşlı, O., Meisel, T. ve Kandemir, R. (2015). Geochemistry, Re–Os isotopes and highly siderophile element abundances in the Eastern Pontide peridotites (NE Turkey): Multiple episodes of melt extraction–depletion, melt–rock interaction and fertilization of the Rheic Ocean mantle. *Gondwana Research* 27, 612–628.
- Dokuz, A., Külekci, E., Aydıncakır, E., Kandemir, R., Alçicek, M.C., Pecha, M.E. ve Sunnetçi, K. (2017a). Cordierite-bearing strongly peraluminous Cebre Rhyolite from the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: constraints on the Variscan Orogeny. *Lithos* 278–281:285–302.
- Dokuz, A., Aydıncakır, E., Kandemir, R., Karşlı, O., Siebel, W., Derman, A. S. ve Turan, M. (2017b). Late Jurassic magmatism and stratigraphy in the eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence for the slab breakoff of Paleotethyan oceanic lithosphere. *Journal of Geology* 125, 1–31.
- Dokuz, A ve Sunnetçi, K., (2019). Jurassic acidic magmatism in a back-arc setting, eastern Sakarya Zone, Turkey: Geochemical constraints and an evolutionary model. *Lithos* 332–333, 312–327.
- Dokuz, A., Aydın, F. ve Karşlı, O. (2019). Postcollisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the eastern Sakarya zone, Turkey: Indicators of northern Neotethyan slab breakoff. *GSA Bulletin* 131, 9/10, 1623–1642.
- Dokuz, A., Alçicek, M.C., Tunçdemir, V., Kandemir, R. ve Aydınçakır, E. (2023). post-Variscan autochthonous cover in the eastern Sakarya Zone, Turkey: Evolution of

- the late Carboniferous back-arc ocean to the Triassic Karakaya Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 249, 105621.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. ve Duthou, J.L. (2005). Microgranular Enclaves as Evidence of Rapid Cooling in Granitoid Rocks: the Case of the Los Pedroches Granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.* 149, 247–265.
- Eberz, G.W., Nicholls, I.A., Maas, R., McCulloch, M.T. ve Whitford, D.J. (1990). The NdZr-İsotopic Composition of I-Type Microgranitoid Enclaves and Their Host Rocks from the Swifts Creek Pluton, Southeast Australia. *Chemical Geology. Isotope Geoscience Section* 85, 119–134.
- Eğın, D., Hirst, D. M. ve Phillips, R. (1979) The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşıt river area, Pontid Volcanic Province, Northeast Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 105-123.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M. ve Chung, S.L., (2011) Petrochemistry and U-Pb zircon ages of adakitic intrusions from the Pulur massif (Eastern Pontides, NE Turkey): Implications for slab rollback and ridge subduction associated with cenozoic convergent tectonics in the Eastern Mediterranean, *The Journal of Geology*, 119, 394-417.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L. ve Akaryali, E. (2011). Migrating Magmatism in A Continental Arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean Revisited. *Journal of Geodynamics*, 52, 2–15.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Dudas, F.O., Santosh, M. ve Akaryali, E. (2011a). Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting, *Gondwana Research*, 19, 413-429.
- Eyüboğlu Y., Dudas, F.O., Thorkelson, D., Zhu, D.C., Liu, Z., Chatterjee, N., Yi, K. ve Santosh, M. (2017). Eocene Granitoids of Northern Turkey: Polybaric magmatism in an evolving arc-slab window system. *Gondwana Research*, 50, 311-345.
- Gedik, İ., Kırmacı, M.Z., Çapkınoğlu, Ş., Özer, E.ve Eren, M. (1996). Doğu Pontidlerin Jeolojik Gelişimi. *Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri*, 654-677.
- Gücer, M. A. (2021). Origin, petrogenesis and geodynamic implications of the early Eocene Altınpınar adakitic andesites in the eastern Sakarya Zone, northeastern Turkey. *Geochemistry*, 81(2), 125766.
- Gücer, M. A. ve Sarı, E. (2021). Karbonifer Pamuktaş Plütunu'nun Petrografisi, Jeokimyası ve Petrolojik Özellikleri, Bayburt (KD Türkiye). *Yerbilimleri*, 42(1), 85-120.

- Güloğlu, Z.S. (2017). Arslandede (Bayburt) Granitoidi ve içindeki mafik magmatik anklavların petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.
- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve İnan, S., 1993. Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının tektono-stratigrafik gelişimi. A. Suat Erk Sempozyumu Bildirileri, Ankara, s. 53-64.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. ve Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341-2357.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlker, S. (1965). Bayburt (Gümüşhane) bölgesinde Trabzon H 44-B4 paftasının detay petrol etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No: 4453, Ankara.
- Kandemir, R. (2004). Gümüşhane ve yakın yörelerindeki Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nun çökel özellikleri ve birikim koşulları. Yayımlanmamış doktora tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Kandemir, R., Dokuz, A., Karşlı, O. ve Yılmaz, C. (2009). Petrology and geochemistry of Early Jurassic sandstones: Second International Symposium on the Geology of the Black sea Region, 5-9 October 2009 Congress Center of Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Karşlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C. (2007). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 67-96.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. ve Wijbrans, J.R. (2010a). Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 467-487.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, R.J., (2010b), Generation of the Early Cenozoic Adakitic Volcanism by Partial Melting of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: Implications for Crustal Thickening to Delamination. *Lithos* 114, 109-120.
- Karşlı, O., Dokuz, A. ve Kandemir, R. (2016). Subduction-related Late Carboniferous to Early Permian Magmatism in the Eastern Pontides, the Camlik and Casurluk

- plutons: Insights from geochemistry, whole-rock Sr-Nd and in situ zircon Lu-Hf isotopes, and U-Pb geochronology. *Lithos*, 266, 98-114.
- Kay, R.W. ve Kay, S.M. (1993). Delemination and delemination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177–189.
- Kaygusuz, A. (2000). Bayburt ve çevresinde yüzeylenen kayaçların petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 235, Trabzon.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C. (2011). Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 137-159.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C. (2011). Calc-alkaline I-type plutons in the Eastern Pontides, NE Turkey: U–Pb zircon ages, geochemical and Sr–Nd isotopic compositions. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 7, 1, 59-75.
- Kaygusuz, A. ve Öztürk, M. (2015). Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontide, NE Turkey: implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in the high-K calc-alkaline magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 108, 97–116.
- Kaygusuz, A., Yücel, C., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, I., Çakmak, G. ve Güloğlu, Z.S. (2018). Bayburt kuzeyindeki (Doğu Karadeniz, Türkiye) Senozoyik yaşlı plütonik kayaçların petrografisi, mineral kimyası ve kristallenme koşulları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 157, 1-11.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, M., Küçümen, Ö. ve Erkal, T. (1990). Bayburt dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No: 8995,129 s, Ankara.
- Keskin, İ., Özbek, T., Dönmez, M. ve Küçümen, Ö. (1991). Köse-Gökçedere (Gümüşhane), Demirözü (Bayburt) dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor, 9450.
- Ketin, İ. (1950). Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında. İstanbul Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü. İstanbul.
- Ketin, İ. (1951). Bayburt bölgesinin jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecm., Ser. B.16, 113-127, İstanbul.
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-43.
- Mercan, M. (2009). Dağçatı-Gökler (Gümüşhane-Bayburt) civarının jeoloji özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 49, Adana.

- M.T.A. (1989). Bayburt Dolayının Jeolojisi (Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö., Erkal, T.) MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi, Derleme, Ankara.
- Musaoğlu, A. (1987). Bayburt-Maden-Kop (Gümüşhane) yöresi jeoloji ve maden prospeksiyonu raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Derleme No: 8642, Ankara.
- Oğuz-Saka, S., Aydın F., Karslı, O., Dokuz, A., Aiglsperger., Miggins, D.P., Şen, C., Kandemir, R., Sarı, B. ve Koppers, A.A.P. (2023). Two-stage bimodal volcanism in a Late Cretaceous arc/back-arc setting, NE Turkey: Constraints from volcano-stratigraphy, zircon U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Lithos* 440-441 (2023), 107018.
- Okay, A.I., Şahintürk ve Ö. ve Yakar, H. (1997). Stratigraphy and tectonics of the Pulur (Bayburt) region in the Eastern Pontides. *Mineral Research Exploration Bulletin*, 119, 1-24.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- Özer, E. (1984). Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi. *Karadeniz Üniversitesi Dergisi*, 3 1-2, 77-89.
- Öztürk, M. (2014). Kılıçkaya (Bayburt) Granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane
- Rapp, R.P., Watson, E.B. ve Miller, C.F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51, 1–25.
- Reid, J.,R., Evans, O.C. ve Fates, D.G. (1983). Magma Mixing in Granitic Rocks of the Central Sierra Nevada, California, *Earth Plan., Sci., Lett.*, 66, 243-261.
- Roberts M.P. ve Clemens J.D. (1993). Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology* 21: 825–828.
- Sarı, E. (2020). Pamuktaş (Bayburt) Plütonunun Petrografik ve Petrolojik Özelliklerinin İncelenmesi. Yayımlanmamış yüksek lisans tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.

- Selvi, D. (2019). Gümüşdamla - Erikdibi (Bayburt) ve civarındaki eosen yaşlı volkanik kayaçların petrografisi, jeokimyası ve petrolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Gümüşhane.
- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztuğ, D. (2004). Comparative Petrogenetic Investigation of Composite Kaçar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc, Northern Turkey. *Earth Planets Space*, 56, 429–446.
- Tanyolu, E. (1988). Pulur Masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi (Geology of eastern part of Pulur Massif (Bayburt)). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey* 108,1–18 (in Turkish with English abstract).
- Taylor, S. R. ve McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust; Its Composition and Evolution*. Geoscience Text, Blackwell Scientific Publication.
- Temizel, İ., Abdioğlu Yazar, E., Arslan, M., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z. (2018). Mineral chemistry, whole-rock geochemistry and petrology of Eocene I-type Shoshonitic plutons in the Gököy area (Ordu, NE Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 157, 121–152.
- Tokel, S. (1988). Comparison of Subduction and Syn-Collision Granitoids in Anatolia According to Their Chemical and Metallogenic Characteristics. Abstracts, Symposium for the 20th Anniversary of Earth Sci. at Hacettepe University, 57.
- 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*, 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M. ve Dokuz, A. (2005). Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 441–455.
- Topuz, G., Altherr, R., Wolfgang, S., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasanözbek, A., Mathias, B., 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.
- Tunçdemir, V. (2012). Demirözü (Bayburt) permo-karboniferi: Kırıntılı tortul kayaçların petrografik ve jeokimyasal incelemesi. Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 92 sayfa.

- Winchester, J. A. ve Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Yang, L., Su, L., Song, S., Allen, M. B., Bi, H., Feng, D., Li, W. ve Li, Y. (2019). Interaction between oceanic slab and metasomatized mantle wedge: Constraints from sodic lavas from the Qilian Orogen, NW China. *Lithos*, 348-349, 105-182.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In Robinson, A. G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. *Petrol. Geol. Mem.*, 68, 183-226.

https://web.itu.edu.tr/~okay/geology_turkey_notes/lecture_notes_geology_turkey.pdf

ÖZGEÇMİŞ

Gizem KAYAR, İlköğretimi Dumlupınar İlköğretim Okulunda, lise öğretimini Trabzon 88. Yıl Cumhuriyet Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 2017 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimini tamamladı. 2020 yılında Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitimi Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında Yüksek Lisans eğitimine başladı.

2022 yılında Gümüşhane Afet ve Acil Durum Müdürlüğünde (AFAD) Jeoloji Mühendisi olarak görevine başlamış ve halen devam etmektedir.

