

**HİSARLIKAYA (ANKARA GÜNEYBATISI) YÖRESİ  
VOLKANİK KAYAÇLARININ PETROLOJİK VE  
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**INVESTIGATION OF PETROLOGICAL AND  
GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF HISARLIKAYA  
VOLCANIC ROCKS (SOUTHWEST ANKARA)**

**ASLIHAN KORKMAZ**

**DOÇ. DR. ELİF VAROL MURATÇAY**

**Tez Danışmanı**

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü

YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2020

Aileme ve miniğim Badem'e.

## ÖZET

# HİSARLIKAYA (ANKARA GÜNEYBATISI) YÖRESİ VOLKANİK KAYAÇLARININ PETROLOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

**Aslıhan KORKMAZ**

**Yüksek Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü**

**Tez Danışmanı: Doç. Dr. Elif VAROL MURATÇAY**

**Haziran 2020, 93 sayfa**

Bu çalışma, Ankara ili Temelli semtine bağlı, yaklaşık 20 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplayan Hisarlıkaya mevkiindeki volkanik kayalarda ve bu kayaların içerisinde bulunan ksenolitler üzerinde gerçekleştirilmiş; bunların mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

İncekesit incelemelerinde volkanik kayalarda feldispat, amfibol, biyotit, az miktarda piroksen mineralleri saptanmıştır.

Elektron mikroprop çalışmaları ile, volkanik kayalarda ve ksenolitlerde bulunan minerallerin karakteri belirlenmiştir; volkanik kayalarda bulunan amfibol minerallerinin magneziyohasdingsit, plajiyoklaz minerallerinin andezin-labrador; ksenolitlerde bulunan minerallere bakıldığında ise plajiyoklazların andezin-labrador-oligoklaz, piroksen minerallerinin diyopsit-hedenberjit bileşiminde olduğu, granatların ise andradit-grossular katı karışım ürünleri olduğu saptanmıştır.

Volkanik kayaç ve ksenolitler içindeki uygun mineral birliktelikleri (Amfibol-Plajiyoklaz ve Klinopiroksen-Granat) sayesinde, sıcaklık-basınç hesaplamaları yapılmıştır. Bu hesaplamalara göre volkanik kayalardaki amfibollerin 7,5-8,5 kbar ve 6-7 kbar basınç aralığı ve 852-911°C sıcaklık aralığında olduğu ortaya

konulmuştur. Ksenolit içindeki granatlar için ise, oluşum sıcaklığı 410-470°C olarak belirlenmiştir.

Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının ana element jeokimya sonuçlarına göre kayaçların sub-alkali trakit ve trakiandezitik karakterde olup kalkalkali özellik gösterdiği tespit edilmiştir. Harker diyagramları ile HVK'nın oluşumunda fraksiyonel kristalleşmenin etkili bir süreç olduğu; bunun yanında magma karışımı gibi farklı süreçlerin de etkili olabileceği ortaya konulmuştur. HVK iz ve nadir toprak element verilerinden oluşturulan çoklu element diyagramlarından LILE ve LREE'lerin fazlaca zenginleştiği, Nb (16,7-23 ppm), Ti (2675-3782 ppm) ve HFS elementlerce fakirleştiği görülmektedir. Jeokimyasal özellikler göz önüne alınarak, HVK'nın dalma batmanın etkisiyle metasomatize olmuş, göreceli olarak sığ derinliklerde bulunan spinel peridotit kaynağının düşük dereceli (%3-6) yığın ergimesi sonucunda meydana gelen eriyiklerden oluştuğu öngörülmektedir. Hisarlıkaya volkanik kayaçları aynı zamanda adakitik özellik sergilemektedir. Buna göre, metasomatize olmuş litosferik kaynaktan oluşan eriyiğin, alt kabuk ergimesiyle oluşan bir başka eriyikle karıştığı ve bu eriyiğin yukarı çıkışı sırasında etkin bir kabuksal kirlenmeye maruz kalmadığı ortaya konulmuştur.

Hisarlıkaya volkanik kayaçları (HVK) içinde bulunan ksenolitler makroskopik özelliklerine göre mor-kristalize, yeşil-killeşmiş, siyah-kızıl masif, grafit bantlı ve granat bulunduran olmak üzere 5 temel kategoriye ayrılabilir. Ksenolitlerde farklı mineral birliktelikleri olmak üzere feldispat, kuvars, biyotit, amfibol, grafit, piroksen, granat, epidot ve bol miktarda demir oksit mineralleri bulunmaktadır. Bu ksenolitlerin kökeni araştırıldığında, şekli ve boyutları bilinmeyen sığ yerleşimli bir plütonun çevredeki temel kayaçları metamorfizmaya uğratmış olduğu ve dokanağında kontakt zonunun oluştuğu düşünülmektedir. Çevrede bulunan farklı türdeki temel kayaçların metamorfizmaya uğramasıyla skarn oluşumu dışında kuvars-şist, grafit-şist, gnays, kuvarsit, hornfels gibi metamorfik oluşumlar meydana gelmiştir. Farklı karakterdeki bu ksenolitlerin tamamının, Hisarlıkaya volkanik kayaçlarını oluşturacak olan eriyiğin yükselimi ile yüzeye taşındıkları düşünülmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Hisarlıkaya volkanik kayaçları, trakit, adakit, dalma-batma, ksenolit.

## **ABSTRACT**

# **INVESTIGATION OF PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF HISARLIKAYA VOLCANIC ROCKS (SOUTHWEST ANKARA)**

**Aslıhan KORKMAZ**

**Master of science, Department of Geological Engineering**

**Supervisor: Doç. Dr. Elif VAROL MURATÇAY**

**June 2020, 93 pages**

This thesis has been carried out on the volcanic rocks in Hisarlıkaya, which covers an area of approximately 20 km<sup>2</sup>, located in Ankara-Temelli; and on xenolites of different shapes, sizes, colors and origins in these rocks. The aim of this study is to determine volcanic rock's mineralogical, petrographic and geochemical properties.

With thin section studies it was determined that, the Hisarlıkaya volcanic rocks (HVR) contain feldspar, amphibole, biotite and rarely pyroxene minerals.

With electron microprobe analyzes, the character of minerals have been determined; amphibole minerals in host rock are magnesiohastingsite, plagioclase minerals are andesine-labrador; the pyroxene minerals in xenolites are diopside-hedenberjit, plagioclase minerals are andesine-labrador-oligoclase in composition. Garnets are defined as andradite-grossular solid solution products.

Through the mineral associations in the host rock and xenoliths, temperature-pressure calculations were performed. According to this calculations, pressure values of amphibole minerals in host rock were 7,5-8,5 kbar and 6-7 kbar;

formation temperature range was revealed to be 852-911°C. The formation temperature of garnet crystals in xenoliths was estimated as 410-470°C.

According to major element geochemistry results of HVK, %SiO<sub>2</sub> values vary between 60,99-64,18%. These rocks have sub-alkaline trachyte and trachyandesite character and show a calc-alkaline feature. According to Harker diagrams, fractional crystallization is an effective process in the formation of the HVK; also, different processes such as magma mixing can be effective, too. According to multiple element diagrams which were created from REE and trace element data, it was seen HVK enriched by LILE and LREE, depleted by Nb (16,7-23 ppm), Ti (2675-3782 ppm) and HFS elements. Considering the geochemical properties, HVK may have been derived from the melts formed as a result of the low-grade (3-6%) batch melting of the spinel peridotite source in relatively shallow depths, which was metasomatized with the effect of subduction. HVK also exhibit adakitic feature. The compiled information suggests that the melt formed from the metasomatized lithospheric source is hybridized with a melt formed with lower crust melting, and this hybridized melt is not exposed to effective crustal contamination during the ascension of the melt.

According to the macroscopic features of the xenoliths in the host rocks, they can be divided into 5 basic categories: purple-crystallized, green-clayed, black-red massive, with graphite band and with garnet. Xenoliths contain feldspar, quartz, biotite, amphibole, graphite, pyroxene, garnet, epidote and large amount of iron oxides; they show different mineral associations. The origin of xenoliths seems to be related with shallow pluton with unknown shape and dimensions, located beneath the region, metamorphosed the surrounding rocks and a contact zone formed at its contact. Metamorphic formations such as quartz-schist, graphite-schist, gneiss, quartzite, hornfels have occurred apart from the formation of skarn with the underlying metamorphism of different types of basic rocks in the environment. All these xenoliths that have different characters, are carried with the volcanic activity that will later form the HVR.

**Keywords:** Hisarlıkaya volcanic rocks, trachyte, adakite, subduction, xenolith.

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma 2018-2020 yılları arasında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yüksek Mühendislik tezi olarak gerçekleştirilmiştir. Tez çalışması, yürütücülüğünü Doç. Dr. Elif Varol Muratçay'ın yaptığı devam eden TÜBİTAK 119Y629 numaralı proje kapsamında alınan örneklerden elde edilmiş verilerin değerlendirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu vesile ile çalışmalarımın başından itibaren bana yol gösteren, yardımlarını esirgemeyen, tüm sorularımı sabırla yanıtlayan, bilgi birikimi ve yapıcı eleştirileri ile beni hep ileriye taşıyan, yalnızca tez danışmanı değil aynı zamanda akıl hocam olan Doç. Dr. Elif Varol Muratçay'a, Arazi çalışmalarındaki desteklerinden ve yapıcı eleştirilerinden dolayı Prof. Dr. Abidin Temel, Doç. Dr. Fuat Erkül ve Doç. Dr. Sibel Tatar Erkül'e, Arazi çalışmalarında danışmanımla birlikte bana eşlik eden Dr. Güllü Deniz Külahcı'ya, SEM çalışmalarındaki desteklerinden dolayı Doç. Dr. H. Evren Çubukçu ve Mehmet Özcan'a, Mikroskop incelemeleri sırasında yardımlarını esirgemeyen M.T.A. çalışanı Yüksek Mühendis Meral Gürel'e ve Araştırma Görevlisi Caner Diker'e, Hem arazi çalışmalarında hem de laboratuvarda kırma-öğütme işlemlerinde yardımcı olan Teknisyen Osman Küçükkurt'a , XRD çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Teknisyen Gülay Kılınç'a, İncekesitlerin hazırlanmasındaki katkılarından dolayı Teknisyen Ethem Ersarı ve Teknisyen Vahdet Ateş'e, Şekillerimin oluşturulmasındaki katkılarından ve çalışmam boyunca manevi desteğinden dolayı Umutcan Eryılmaz'a, Çevirideki düzeltmeleri ve fikirleriyle beni aydınlatan kuzenim Metehan Tunç'a, Tezimin tüm aşamalarında eleştirileri, düzeltmeleri ve şekillerin oluşturulmasındaki yardımlarından fazlaca yararlandığım, beni her zaman destekleyen, bana inanan ve bugünlere gelmemi sağlayan, emeklerini ödeyemeyeceğim annem Asiye Korkmaz ve babam Hasan Korkmaz'a,

Sonsuz teşekkürler.

# İÇİNDEKİLER

ÖZET .....	i
ABSTRACT .....	iii
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR .....	xiv
1. GİRİŞ .....	1
1.1. Tezin Amacı ve Kapsamı .....	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı .....	1
1.3. Önceki Çalışmalar .....	2
2. GENEL JEOLojİ .....	7
2.1. Giriş .....	7
2.2. Stratigrafi .....	12
2.2.1. Permiyen Yaşlı Kireçtaşı Blokları .....	12
2.2.2. Triyas Yaşlı Birimler .....	12
2.2.3. Jura-Kretase Yaşlı Birimler .....	12
2.2.4. Neojen Yaşlı Volkanik Kayaçlar .....	13
2.2.5. Pliyosen Yaşlı Birimler .....	15
2.2.6. Kuvaterner Birimleri .....	15
3. MİNERALojİ-PETROGRAFI .....	16
3.1. X-Işınları Difraktometri Çözümlenmeleri ile Mineralojik Değerlendirmeler ...	31
4. MİNERAL KİMYASI.....	32
4.1. Giriş .....	32
4.2. Amfibol Mineralleri .....	32
4.3. Plajiyoklaz Mineralleri .....	34



4.4. Piroksen Mineralleri.....	40
4.5. Granat .....	42
4.6. Sıcaklık-Basınç Hesaplamaları .....	46
4.6.1. Volkanik kayaç İçindeki Amfibol-Plajiyoklaz Mineral Birlikteliği ile Sıcaklık-Basınç Hesaplamaları .....	46
4.6.2. Ksenolit İçindeki Klinopiroksen-Granat Mineral Birlikteliği ile Sıcaklık Hesaplamaları.....	47
5. JEOKİMYA.....	48
5.1. Giriş .....	48
5.2. Çözümleme Yöntemleri .....	48
5.3. Ana Element Jeokimyası .....	48
5.4. İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası .....	58
6. TARTIŞMA.....	65
6.1. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Kökeni ve Oluşumları Boyunca Etkili Olan Süreçler.....	65
6.2. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Manto Kaynağı .....	67
6.3. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Adakitik Özellikleri .....	70
6.4. Ksenolitlerin Kökeni ve Oluşum Süreci .....	75
7. SONUÇLAR .....	80
8. KAYNAKLAR.....	82

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Çalışma alanının yerbulduru haritası ( <a href="https://www.google.com/maps/place/Hisarlıkaya">https://www.google.com/maps/place/Hisarlıkaya</a> ).....	1
Şekil 2.1.	Çalışma alanı ve çevresindeki formasyonların stratigrafik kolon kesiti (Bilgin (2014)'ten değiştirilmiştir). ....	8
Şekil 2.2.	Hisarlıkaya ve çevresinin jeoloji haritası (Akyürek ve diğ. (1997) ve Bilgin (2014)'ten oluşturulmuştur). ....	9
Şekil 2.3.	Çalışma bölgesi ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Bilgin, (2014) ve Çakır ve Üner (2016)'dan değiştirilmiştir). ....	10
Şekil 2.4.	Çalışma alanı ve yakın çevresindeki birimler (KB'ya bakış). ....	13
Şekil 2.5.	Çalışma alanından bir görünüm (K'ye bakış). ....	14
Şekil 2.6.	Çalışma alanındaki volkanik kayalardan görüntüler. ....	14
Şekil 2.7.	Çalışma alanındaki volkanik kayalardan görüntüler. ....	14
Şekil 3.1.	A. ve B. Hisarlıkaya'da yüzeyleyen trakitik volkanik kayacın makroskopik görünümü.....	17
Şekil 3.2.	Volkanik kayalar içinde gözlenen yarı özşekilli, elek dokusu gösteren plajiyoklaz fenokristali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Pl: plajiyoklaz). ....	17
Şekil 3.3.	Plajiyoklaz fenokristallerinde sinosis dokusu (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). ....	18
Şekil 3.4.	Elek dokulu plajiyoklaz fenokristallerinde sinosis dokusu (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). ....	18
Şekil 3.5.	İçerisinde apatit iğneleri gözlenen, cam kapanımlı plajiyoklaz minerali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). ....	18
Şekil 3.6.	Volkanik kayalarda gözlemlenen piroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Prx: piroksen). ....	19
Şekil 3.7.	Amfibol, piroksen ve plajiyoklaz mineralleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). ..	20

Şekil 3.8.	Magma ile reaksiyon sonucu kemirilmiş amfibol minerali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Amf: amfibol). .....	20
Şekil 3.9.	Çevresinde reaksiyon çerçevesi izlenebilen amfibol fenokristalleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	20
Şekil 3.10.	Baklava dilimi gözlenen, özşekilli amfibol, çevresinde plajiyoklaz mikrolitleri ve opak mineraller (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	21
Şekil 3.11.	Biyotit minerallerinin bir araya gelmesi sonucu oluşan glomeroporfirik doku (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	21
Şekil 3.12.	Glomerofirik doku gösteren, altta biyotit, üstte amfibol fenokristalleri; hamurda akma dokusu gösteren plajiyoklaz mikrolitleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	21
Şekil 3.13.	Devitrifiye, cam kapanımlı yarı özşekilli plajiyoklaz fenokristali, psödomorf mafik mineraller (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	22
Şekil 3.14.	A. Volkanik kayaç içindeki minerallerin ksenolit kenar şekline göre dizilim gösterdiği, B. magmanın sıcaklığının etkisiyle kenarlarından itibaren ergimeye başladığı, C. D. ve E. zarf şeklinde değişime uğradığı ve kenar zonlarından itibaren granatların oluştuğu ksenolit örnekleri. ....	23
Şekil 3.15.	A. ve B. Killeşmiş, yeşil renkli ksenolit örnekleri (Ölçek olarak kullanılan demir 1 lira 2,5 cm çapına sahiptir). ....	23
Şekil 3.16.	A. ve B. Mor renkli kristalize ksenolit örnekleri, C. Mor renkli kristalize ve killeşme gösteren ksenolit birleşik görüntüsü.....	24
Şekil 3.17.	A. ve B. Masif yapıda, siyah-kızıl-gri renklere gözlemlenmiş ksenolit örneklerinden görüntüler. ....	25
Şekil 3.18.	Masif yapıda, siyah-kızıl-gri renklere gözlemlenmiş ksenolit örneklerinden görüntüler. ....	25
Şekil 3.19.	A. ve B. Grafit bantlı ksenolit örnekleri. ....	26
Şekil 3.20.	Trakitik kayaç ve ksenolit arasında girift halde gözlenen dokanak (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). ....	26

Şekil 3.21. Volkanik kayaç ve ksenolitlerin keskin kenarlarla ayrılan dokanağı (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	27
Şeki 3.22. Grafit bantlı grafit-şist ksenoliti (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Gr: Grafit). ..	28
Şekil 3.23. Ksenolit içinde biyotit mineralleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol). .....	28
Şekil 3.24. A. Yoğun granat kristali içeren, B. granat, piroksen, plajiyoklaz minerali içeren ksenolitlerin el örneği görüntüleri (Ölçek olarak kullanılan demir 1 lira 2,5 cm çapına ve pensin fotoğrafında gözlenen kısmı 4 cm uzunluğa sahiptir). .....	28
Şekil 3.25. A. Ksenolitlerden ayıklanmış farklı boyutlardaki granat mineralleri, B. dodekahedron ve trapezohedron kristal şekline sahip granat kristali. ..	29
Şekil 3.26. A. Granat mineralinin, B. Granat, plajiyoklaz, piroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (grt: granat; pl: plajiyoklaz; prx: piroksen). .....	29
Şekil 3.27. Granat minerallerinin değişik büyütmelerde A. SEI modu, B. BSE modu SEM görüntüleri. .....	30
Şekil 3.28. A, B ve C. Granat kristalinde makroskobik olarak gözlenen renk değişimleri. .....	30
Şekil 3.29. Ksenolit örneğinin X-ışınları difraktogramı. .....	31
Şekil 4.1. Volkanik kayaç içindeki amfibollerin Si-Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> ) diyagramı (Leake, 1997). .....	34
Şekil 4.2. Volkanik kayalarda bulunan plajiyoklaz minerallerinin An-Ab-Or diyagramı. .....	38
Şekil 4.3. Ksenolitlerde bulunan plajiyoklaz minerallerinin An-Ab-Or diyagramı. . .....	39
Şekil 4.4. Analiz sonuçlarına göre klinopiroksenlerin Wo-En-Fs diyagramı (Morimoto, 1988). .....	40
Şekil 5.1. Hisarlıkaya'da bulunan volkanik kayaç örneklerinin toplam alkali-SiO <sub>2</sub> diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986). Miyashiro (1978) çalışmasına göre kesikli çizgi alkali-subalkali ayrımını göstermektedir (susuz baza göre hesaplanan veriler kullanılmıştır). .....	49

Şekil 5.2.	Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin Irvine ve Baragar (1971)'in AFM üçgen diyagramı ( $\text{FeO}_3\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O-MgO}$ ) .....	52
Şekil 5.3.	Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ diyagramı (Peccherillo ve Taylor, 1976). .....	52
Şekil 5.4.	Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının $\text{SiO}_2$ -ana element Harker diyagramları. ....	54
Şekil 5.5.	Hisarlıkaya volkanik kayaçları içerisindeki ksenolitlerin ana element içeriklerinden oluşturulmuş ACF diyagramı (A: $\text{Al}_2\text{O}_3\text{+Fe}_2\text{O}_3$ )- ( $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ ); C: $\text{CaO-(3.3P}_2\text{O}_5$ ); F: $\text{FeO+MgO+MnO}$ ) (Godfrey, 1958; Barton ve diğ., 1991). ....	58
Şekil 5.6.	Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının $\text{SiO}_2$ -iz element Harker diyagramları. ....	60
Şekil 5.7.	Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının A. İlkse mantoya (Sun ve McDonough, 1989) ve B. Kondrite (Nakamura, 1974) göre normalize edilmiş çoklu element spider diyagramları. ....	61
Şekil 5.8.	Ksenolitlerin A. ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989), B. kondrite (Anders ve Grevesse, 1989) göre normalize edilmiş çoklu element spider diyagramları. ....	63
Şekil 6.1.	HVK örneklerin A. $\text{Ba/La-Th/Yb}$ , B. $\text{Nb/La-Ba/La}$ diyagramı (ÜK=üst kabuk, AK=alt kabuk verisi) (Erkül ve diğ., 2019).....	67
Şekil 6.2.	HVK örneklerinin A. ve B. $\text{Sm/Yb-La/Yb}$ elementlerine göre hesaplanan kısmi ergime modellemesi diyagramı (manto kaynağı modelleme eğrileri Erkül ve diğ., 2019'dan alınmıştır). ....	70
Şekil 6.3.	HVK örneklerinin A. $\text{Sr/Y-Y}$ , B. $(\text{La/Yb})_N\text{-Yb}_N$ (Martin, 1986) diyagramı (BV: Balkuyumcu Volkanitleri (Varol ve diğ., 2007), OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık (Şen ve Şen, 2013), PV: Polatlı volkanik kayaçları (Temel ve diğ., 2010). ....	72
Şekil 6.4.	Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin A. $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ , B. $\text{SiO}_2\text{-Mg\#}$ diyagramı (Wang, 2006) (OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık (Şen ve Şen, 2013)). ....	73

Şekil 6.5.	Hisarlıkaya örneklerinin Zr/Nb-Zr diyagramı .	74
Şekil 6.6.	Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin Th/Y-Nb/Y diyagramı (BV: Balkuyumcu Volkanitleri, OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık, PV: Polatlı Volkanikleri).	75
Şekil 6.7.	A. Hisarlıkaya volkanik kayaçları için oluşturulmuş olası jeodinamik evrim, B. Sığ derinlikte gerçekleşen sokulum ile meydana gelen kontakt metamorfizmayı gösteren temsili diyagram ( <a href="https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc_lang=en">https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc_lang=en</a> ) .	79

## ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. Seçilmiş amfibol örnekleri üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümleme sonuçları (İyon sayıları 23O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar). .....	33
Çizelge 4.2. Seçilmiş plajiyoklaz mineralleri üzerinde yapılmış mikroprop çözümleme sonuçları (İyon sayıları 32O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar). .....	35
Çizelge 4.3. Seçilmiş klinopiroksen mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mikroprop çözümleme sonuçları (İyon sayıları 6O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar). .....	41
Çizelge 4.4. Ksenolitler içinden seçilmiş granat mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mikroprop çözümleme sonuçları (İyon sayıları 24O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar). .....	44
Çizelge 4.5. Hisarlıkaya volkanik kayalar içindeki ksenolitlerde gözlenen granatlar için hesaplanan jeotermometre değerleri (0,5 kbar basınç için). .....	47
Çizelge 5.1. Hisarlıkaya volkanik kayalarının ana-iz ve nadir toprak element çözümleme sonuçları ve CIPW normları. ....	50
Çizelge 5.2. Hisarlıkaya'daki volkanik kayalar içinde bulunan farklı karakterdeki ksenolitlerin ana-iz ve nadir toprak element çözümleme sonuçları ve CIPW normları.....	56
Çizelge 6.1. Adakitik kayalar ile (Defant ve Drummond, 1990) Hisarlıkaya volkanik kayalarının değerlerinin karşılaştırılması. ....	72

## SİMGELER VE KISALTMALAR

### Kısaltmalar

HVK	Hisarlıkaya volkanik kayaçları
My	Milyon yıl
G	Güney
K	Kuzey
KD	Kuzeydoğu
KB	Kuzeybatı
GB	Güneybatı
Pl	Plajiyoklaz
Prx	Piroksen
Amf	Amfibol
Bt	Biyotit
Grt	Granat
Gr	Grafit
kA	kilo Amper
kV	kilo Volt
m	merkez
k	kenar
Ab	Albit
An	Anortit
Or	Ortoklaz
Wo	Vollastonit
En	Enstatit
Fs	Ferrosillit
Adr	Andradit
Grs	Grossular
Uva	Uvarovit
LREE	Hafif nadir toprak elementleri
HREE	Ağır nadir toprak elementleri
LILE	Düşük iyon yüklü, yüksek yarıçaplı elementler
HFS	Düşük iyon yarıçaplı, yüksek yüklü elementler



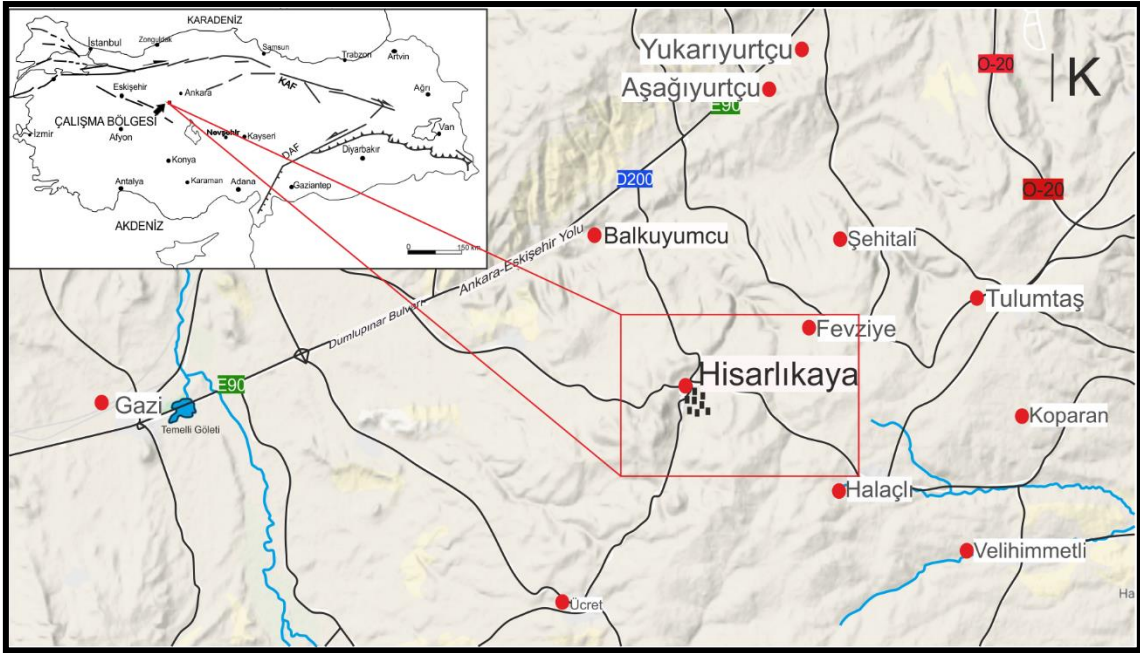
# 1.GİRİŞ

## 1.1. Tezin Amacı ve Kapsamı

Tez çalışmasında Hisarlıkaya mevkiinde yüzeylenen volkanik kayalar ve bu volkanik kayalar içinde gözlenen ksenolitler hakkında bilgi toplanmış, bunların mineralojik, petrografik ve jeokimyasal (major, iz ve nadir toprak elementleri) özelliklerinin ve kayaların oluşumunda etkili olan süreçlerin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu doğrultuda arazi çalışmaları ile bölgeden alınan 48 örnek üzerinde jeokimyasal incelemeler yapılmıştır.

## 1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı

Ankara ilinin güneybatısında bulunan çalışma alanı, Sincan ilçesine bağlı Temelli semtindeki Hisarlıkaya mevkiinde yer almaktadır. Ankara şehir merkezinden 45 km uzaklıkta bulunan çalışma bölgesi, 1/25.000 ölçekli Ankara-İ28c2, İ29a4, İ29d1 numaralı paftalarda yaklaşık 20 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası (<https://www.google.com/maps/place/Hisarlikaya>).

Sincan ilçesinin çevresinde Etimesgut ve Ayaş ilçeleri yer almaktadır. Yörede yaygın olarak görülen step bitki örtüsü genelde dikenli çalılar ve kısa boylu otlardan oluşur, ormanlık alan bulunmamaktadır. Çevrede Ankara Çayı, Mogan Gölü, Temelli ve İkizce göletleri mevcuttur.

Hisarlıkaya mahallesinin çevresinde Ücret, Malıköy, Halaçlı, Fevziye, Şehitali, Aşağıyurtçu, Yukarıyurtçu, Gazi, Velihimmetli, Koparan ve Tulumtaş mahalleleri bulunur. E90 karayolu çalışma alanının kuzeyinden geçmektedir.

### **1.3. Önceki Çalışmalar**

Anadolu, Gondwana ve Avrasya kıtalarının çarpışması sonucu oluşmuş doğu-batı uzanımlı bir yarımadadır (Çakır ve Üner, 2016). Hem Paleotetis hem de Neotetis okyanus kalıntılarının izlenebildiği, verimli bir araştırma sahasıdır. İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonunun kuzeyinde izlenen geniş alanlar kaplayan yığışım bölgesi, Karbonifer'den Triyas'a kadar tarihlenen (Paleotetis) ve Triyas'tan Kretase'ye kadar tarihlenen (Neotetis) iki farklı okyanusal litosfer hakkında bilgi verir; bu sütur zonundaki son kıtasal çarpışmanın batıda Erken Paleosen, doğuda ise Geç Paleosen'de olduğu düşünülmektedir (Okay ve Tüysüz, 1999). İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonunun güneyinde Triyas yaşlı Neotetis okyanusu kalıntı ürünleri de gözlenmektedir (Tekin ve Göncüoğlu, 2007). Sayıt ve diğ. (2017) çalışmasında Neotetis açıldığında Paleotetis okyanusunun henüz kapanmadığını, bu nedenle Neotetis okyanus kabuğunun Orta Triyas'tan daha yaşlı olması gerektiğini belirtmektedir.

Paleocoğrafik verilere göre Paleotetis okyanusu, Gondwana ve Lavrasya kıtaları arasında Karbonifer'den beri bir körfez şeklinde evrimini sürdürmüştür (Şengör, 1987; Stampfli ve Borel, 2002). 240-220 My arasında Paleotetis okyanusunun kuzeye dalması nedeniyle Avusturya, Çin ve Avrupa'ya yayılan Permo-Triyas basenleri ile yay ardı okyanusları açılmıştır (Stampfli ve Borel, 2002).

Orta Anadolu'da Paleotetis okyanusu kalıntıları, Triyas'ta bir araya gelmiş olan Karakaya Karmaşığı olarak izlenmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Karakaya Karmaşığı, yeşil şist ve mavi şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş ürünler içerir ve yalnızca dalma-batma ile ilişkili bölgelerde görülmektedir (Yılmaz, 1981; Göncüoğlu ve diğ., 1997; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Sayıt ve Göncüoğlu, 2013).

Ankara Melanjı Erken Jura'dan itibaren Orta Oligosen'e kadar oluşmuş olup (Norman, 1984); ismini Bailey ve McCallien (1953) çalışmasından almaktadır ve İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonunun merkezinde, Ankara-Çankırı şehirlerinde, 160 km uzunluk ve 50 km genişlikte izlenmektedir (Çakır ve Üner, 2016). Melanj,

kireçtaşı blokları (Karakaya ve Hisarlıkaya Formasyonları), Neotetis ofiyolitleri (Eldivan, Ahlat ve Edige), post ofiyolitik örtü birimleri (Mart ve Kavak Formasyonları) ve tektonik melanj birimlerinden (Hisarköy/Dereköy) oluşmaktadır (Çakır ve Üner, 2016).

Çalışma bölgesi çevresinde yüzeyleyen Karakaya Formasyonunda kumtaşı, silttaşı ve şeyilli matris içinde, genelde sığ denizel kireçtaşları bulunmaktadır. Bu kireçtaşlarındaki fosillerin yaşı Karbonifer, Permian ve Triyas olarak tespit edilmiştir (Çakır ve Üner, 2016). Çalışma bölgesinin de içinde yer aldığı Hisarlıkaya Formasyonu ise üst seviyelerinde kireçtaşı blokları, orta seviyelerinde konglomera, kumtaşı ve şeyl ardalanması, alt seviyelerinde ise koyu renkli şeyller olarak tanımlanmaktadır (Çakır ve Üner, 2016). Mesozoyik boyunca kalınlaşan kıta kabuğunun deniz suyuyla etkileşime geçmesi nedeniyle kireçtaşı oluşumları oldukça fazladır. Karakaya Denizi Triyas'ta okyanusal kabuk oluşturmadan kapanmıştır. Paleotetis okyanusunun kapanma sürecinde Neotetis okyanusu, Karakaya ve Hisarlıkaya Formasyonları arasında oluşan riftleşme ile açılmaya başlamıştır (Çakır ve Üner, 2016).

Triyas veya daha öncesinde açılan İzmir-Ankara okyanusunun kalıntıları Ankara Melanjında korunmaktadır (Sayıt ve diğ., 2017; Marroni ve diğ., 2020; Okay ve diğ., 2020). Anatolid-Torid platformu Rodop-Pontid-Sakarya kıtasının altına dalmış, Kretase ve Paleosen boyunca birbirine doğru hareket etmeye devam etmiştir; Kretase boyunca yığışım prizmasının kalınlığı giderek artmış, faylı, yay trendli ve olistostromların oluşmaya başladığı bir basen gelişmiştir (Rojay ve Süzen,1997).

Kretase ofiyolitleri bazaltik volkanikler, serpantinleşmiş peridotit, diyabaz, yastık lav ve radyolaritler içermektedir (Rojay ve Süzen, 1997). İzmir-Ankara okyanusu Geç Triyas-Erken Kretase döneminde kuzeye doğru hareket ederek Pontid altına dalarak kapanmaya başlamıştır. Anatolid-Torid platformunun Geç Kretase'de başlayan dalma-batma süreci Paleosen içinde tamamlanmış ve Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformu çarpışmış, böylece İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu oluşumunu tamamlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit ve diğ., 2003; Marroni ve diğ., 2020; Okay ve diğ., 2020). Bu kıta-kıta çarpışma sonrası

dönemde, sıkışmanın ve Anadolu bloğundaki Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının etkisiyle Miyosen döneminde yoğun magmatik faaliyetler meydana gelmiştir.

Çalışma alanı olan Hisarlıkaya mevki ve yakın çevresinde de bu magmatik olaylar sürecinde yüzeyleyen volkanik ürünler gözlenmektedir. Bu çevrede farklı konular üzerine yapılmış çalışmalar bulunmakta fakat Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının (HVK) petrolojisi ve jeokimyasal özellikleri üzerine ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır. Stchepinsky (1941), Kargabedir tepe ve Balkuyumcu çevresindeki volkanikleri ve kireçtaşlarını incelemiştir; bu alanda gözlenen volkanik kayaçların andezitik karakterde, kireçtaşlarının da Jura yaşlı, içlerinde bol miktarda fosil içeren birimler olduğunu belirtmiştir. Erol (1954) çalışmasında bu bölgede ilk kez Jura yaşlı kireçtaşlarını Balkuyumcu kalkerleri olarak adlandırmış, volkaniklerin ise bazaltik karakterde olduklarını savunmuştur.

Çalgın (1973) Ankara GB'sındaki magmatik kayaçların Miyosen yaşında olduğunu, bölgede volkanizmanın belirli zaman aralıklarında tekrarladığını belirtmiştir. Çalışmada volkanik kayaçların bölgede oldukça yaygın olarak gözleendiği Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ve bunlar içinde yer yer gözlenen çört, kilaşı çökellerinin üzerine uyumsuz olarak geldiğini ortaya konulmuştur. Ürgün (1974), yine Ankara GB'sındaki andezit, bazalt, dasit, tuf-tüffit ve aglomeraların Miyosen öncesi, Miyosen dönemi, Miyosen sonrası ve Pliyosen döneminde oluştuğunu belirtmiştir.

Batman (1978) çalışmasında, Hisarlıkaya köyü kuzeybatısında yer alan, Ankara volkanitleri içerisinde anlattığı Kaletpe andezitlerinden ve bu kayaçlar içinde gözlenen anklavların varlığından bahsetmektedir, fakat bu kayaçlar üzerine detaylı çalışmalar gerçekleştirilmemiştir.

Çetintaş (1985), Balkuyumcu bölgesinde gözlenen, bir kısmının Üst Kretase bir kısmının ise Jura yaşlı olduğunu ortaya koyduğu sedimanter birimlerin paleontoloji ve stratigrafisi üzerine çalışmıştır. Yazarın çalıştığı bu birimler, üzerini Miyosen yaşlı volkaniklerin örttüğü killi ve çörtlü kireçtaşı bloklarıdır.

Çalışma bölgesi ve çevresindeki Neojen yaşlı birimler Ünal ve Yüksel (1985)'e göre karasal çökeller ve volkanitlerden oluşmakta, daha yaşlı olan tüm birimleri aşıl uyumsuzlukla örtmektedir. Çökeller esas olarak Eosen ve Neojen arasında yer alan tektonik fazın etkisiyle kıvrımlanmış ve bugünkü konumlarını almışlardır,

bölgedeki kıvrımlar kabaca doğu-batı uzanımlı, itilmeler ise güney ve güneybatıya doğrudur.

Balkuyumcu bölgesi ve çevresinin jeoloji haritasını oluşturan Lünel (1987), burada yüzeylenen volkanik kayalar detaylarıyla incelemiştir. Alt-orta-üst trakitik kuvars-andezit, alt-üst dasit, andezit, bazaltik andezit lav akıntıları olmak üzere yedi farklı karakterde lav akıntısı ile Dağdoğanlı ve Kargabedir volkanik çıkış merkezlerinin varlığını ortaya koyan Lünel (1987), bu volkanik oluşumların Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Balkuyumcu volkaniklerinin Pasifik çevresi aktif dalma-batma zonlarındakine benzer şekilde yüksek potasyumlu alkali ve kalk-alkali karakterde olduğunu belirten çalışmacı, volkanik kayaları oluşturan andezit magmasının 150-200 km derinde, dalma-batma süreciyle dalan levhanın ergimesi sonucu oluşmuş olabileceğini yorumlamıştır. Andezitik lav akıntısı içerisinde gözlemlendiği ksenolitlerde mirmekitik plajiyoklaz, yeşil diyopsitik piroksen, apatit ve kahverengi granat mineralleri bulunduğunu belirtmiştir.

Genel olarak Alcı, Kınık ve Orhaniye'nin stratigrafisi ve evrimi üzerine çalışan Koçyiğit (1991), Haymana-Polatlı alanının Kampaniyen-Orta Eosen'de bir yay önü baseni olduğunu belirtmiştir.

Varol (2001), Balkuyumcu (Ankara) bölgesinde bulunan volkanik kayaların bazaltik trakiandezit, trakiandezit, andezit, dasit ve riyolit bileşiminde olduğunu; bu kayaların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı süreçlerinin etkili olduğunu, kabuksal kirlenme etkilerinin ise baskın olmadığını belirtmiştir. Çalışmacı, Balkuyumcu volkanizmasının yaşının Alt Miyosen olduğunu ortaya koymuştur.

Varol ve diğ., (2007) ilk kez, bu bölgedeki volkanik kayaların adakitik karakter taşıdığını ve bu ürünlerin kalınlaşan alt kabuğun ergimesi sonucunda oluştuğunu sonucuna varmıştır.

Temel ve diğ., (2010), Polatlı (Ankara GB'sı) yöresinde gözlenen bazaltik kayalar üzerinde gerçekleştirdikleri çalışmada, söz konusu bu volkaniklerin Erken (19,9 My) – Orta (14,1 My) Miyosen yaşında olduklarını; kökenlerinde herhangi bir

dalma-batma etkisinin görülmediğini ve örneklerin çoğunun magmanın yükselimi sırasında kabuksal kirlenmeye maruz kaldıklarını ileri sürmüşlerdir.

Oyaca, Kedikayası ve Boyalık bölgelerinde adakitik özellikteki kayalar üzerinde çalışan Şen ve Şen (2013) çalışmasında, bu kayaların oluşumunda yitim dilimi (slab) kökenli ergiyiklerin etkili olduğundan bahsetmektedir.

Bu çalışmalar sonucunda anlaşılmaktadır ki; Orta Anadolu, Miyosen dönemde yoğun olarak ve çoğu zaman sedimentasyonla eş yaşlı olarak gerçekleşen volkanizmanın etkileri sonucunda farklı karakterlere sahip ürünlere ev sahipliği yapmaktadır. Bölgede gözlenen bu magmatizma ürünleri, yaklaşan levha sınırlarındaki dalma-batma ve sonrasında gerçekleşen çarpışmanın etkilerini taşımaktadır.

## 2. GENEL JEOLJİ

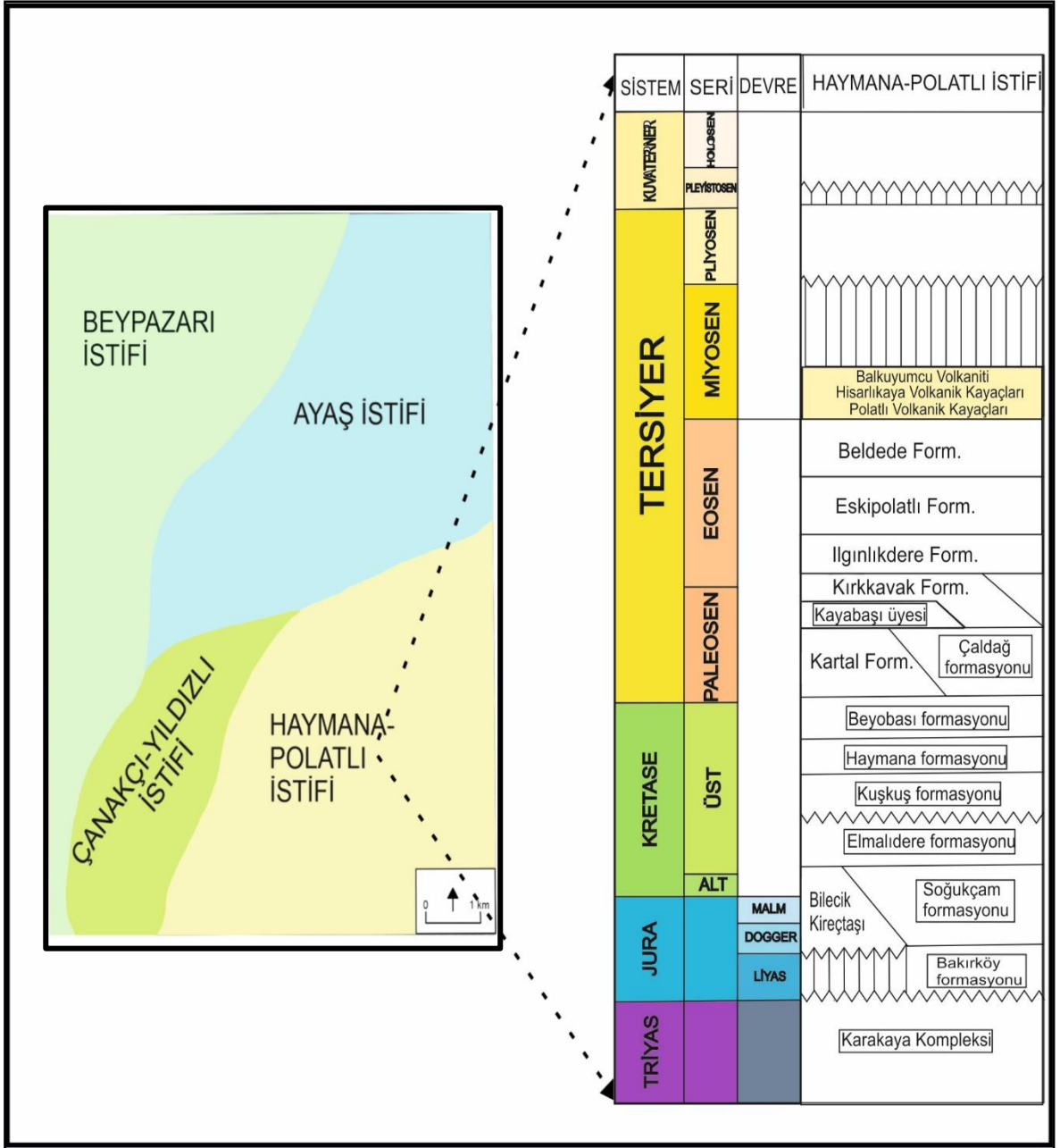
### 2.1. Giriş

Çalışma bölgesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (M.T.A.)'nın 1/25.000 ölçekli haritasında Ankara- İ28c2, İ29a4, İ29d1 paftalarında yer almaktadır. Haymana-Polatlı istifinde yer alan Hisarlıkaya mevkii çevresinde Çanakçı-Yıldızlı istifi, Ayaş istifi, Beypazarı istifi bulunmaktadır (Bilgin, 2014) (Şekil 2.1).

Hisarlıkaya mevkii, Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın kuzey kesiminde yer almaktadır; kuzeyde Sakarya Zonu, batıda Tavşanlı Zonu ve doğuda Kırşehir Masifi bulunur (Okay ve Leven, 1996).

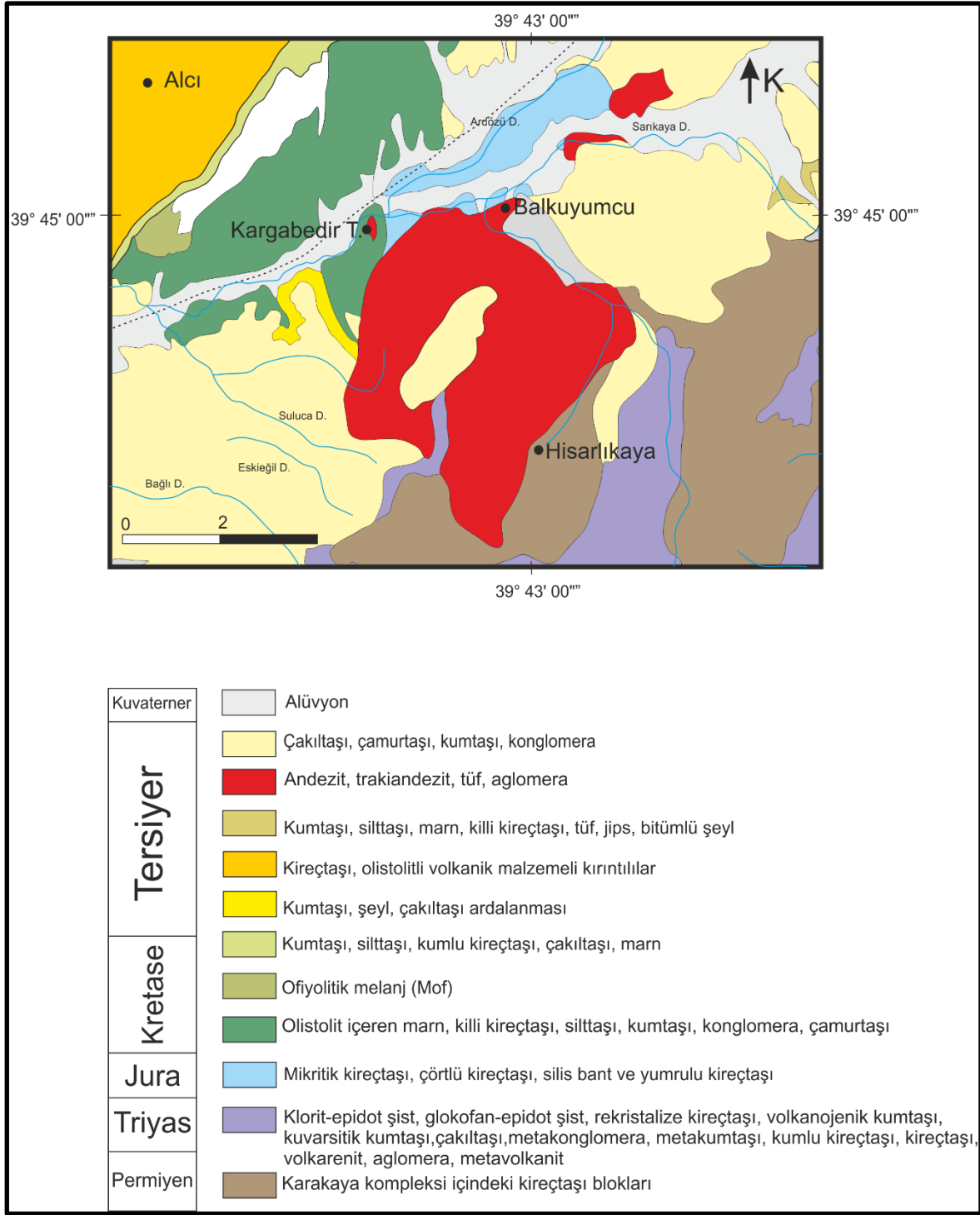
Bölgede gözlenen birimler ve bölgenin genel stratigrafisi Bilgin (2014) tarafından oluşturulmuş M.T.A. raporundan ve Çakır ve Üner (2016) çalışmasından derlenerek, arazi gözlemleri ile birleştirilmiştir. Bu çalışmalara göre, bölgenin jeoloji haritası (Şekil 2.2) ve genelleştirilmiş stratigrafik istifi oluşturulmuştur (Şekil 2.3). Çalışma alanı ve çevresinde Bilgin (2014)'e göre Sakarya Kıtası'na ait birimler temel istifi oluşturur. Temel istif, Karakaya Kompleksi, Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşları, Soğukçam Formasyonu, Elmalidere Formasyonu ve ofiyolitik melanjdan (mof) oluşur.

Bilgin (2014)'e göre Karakaya Kompleksi, kuzeyde şistlerin hâkim olduğu metamorfik kayalar; güneyde düşük metamorfizma geçirmiş çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl, kireçtaşı, tuf, aglomera, spilitik bazalt birimlerinden oluşmaktadır. Formasyonda geniş alan kaplayan Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları ayrı üye olarak ayırtlanmıştır.



**Şekil 2.1.** Çalışma alanı ve çevresindeki formasyonların stratigrafik kolon kesiti (Bilgin (2014)'ten değiştirilerek alınmıştır).





**Şekil 2.2.** Hisarlıkaya ve çevresinin jeoloji haritası (Akyürek ve diğ., (1997) ve Bilgin (2014)'ten değiştirilmiştir).

Yaş	LİTOLOJİK BİRİM	AÇIKLAMALAR
NEOJEN	PLÖSEN	kireçtaşı
MİOSEN		çakıltaşı, kumtaşı, marn, çamurtaşı
OLİGOSEN		andezit, trakit, dasit, bazaltik andezit
PALEOJEN	EOSEN	kumtaşı, çakıltaşı, kumlu kireçtaşı
PALEOSEN		killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı
		şeyl, kumtaşı
		çakıltaşı, kumtaşı, marn, kireçtaşı
		resifal kireçtaşı
KRETASE	ELVALİDERE	kumtaşı, çakıltaşı, marn
		kumtaşı, şeyl
		kireçtaşı, çamurtaşı
		marn, killi kireçtaşı
		(R-J) Triyas ve Jura yaşlı kireçtaşı blokları
		kireçtaşı ve çört arakatkılı kilttaşları
JURA	UST JURA	çört ara katkılı kireçtaşları
	LALELİK	
TRİYAS	AÜT-ORTA TRİYAS	konglomera, kumtaşı ve şeyl araldanması
	HİSARLIKAYA	kireçtaşı
		(P) Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları
		Temel Kayaçlar

Ölçeksiz

**Şekil 2.3.** Çalışma bölgesi ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Bilgin (2014) ve Çakır ve Ünler (2016)'dan değiştirilmiştir).

Çakır ve Üner (2016)'nın yaptıkları çalışmaya göre, Ankara Melanji içine dahil edilen iki formasyondan (Karakaya ve Hisarlıkaya Formasyonları) biri olan Hisarlıkaya Formasyonu çalışma bölgesinde gözlenmektedir. Araştırmacılara göre bu formasyonun alt seviyelerinde koyu gri renkli şeyller, orta seviyelerinde konglomera, kumtaşı ve şeyl araldanması gözlenirken, üst kısımlarında kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Bu birim Lalelik Formasyonu olarak adlandırılan birim ile üzerlenmektedir. Bu formasyon alt tarafta çört ara katkılı kireçtaşları, yukarı doğru kireçtaşı ve çört ara katkılı kilttaşlarından oluşmaktadır (Çakır ve Üner, 2016).

Bayırköy Formasyonu Karayaka ve Hisarlıkaya Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmiştir; çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kumlu kireçtaşı içerir. Formasyona Liyas yaşı verilmiştir (Bilgin, 2014).

Bilecik Kireçtaşları genel olarak neritik kireçtaşlarından oluşur. Formasyon yaşı Kimmericiyen (Üst Jura)-Berriyasiyen (Alt Kretase) olarak belirlenmiştir. Karakaya birimleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelen birim, yanal ve dikeyde Soğukçam formasyonu ile geçişlidir.

Soğukçam Formasyonu, çörtlü kil ara katmanlı, yarı pelajik kireçtaşlarından oluşur ve düzenli bir derin deniz çökeli mi vardır. Formasyon yaşı Kalloviyen (Orta Jura)-Geç Albiyen (Erken Kretase) olarak belirlenmiştir.

Elmalidere Formasyonu, Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarından türemiş olistolitler, marnlı, killi kireçtaşı araldanmaları ve kumtaşı-silttaşı-marn araldanmalarından oluşmuştur. Altındaki Soğukçam Formasyonu üzerine uyumlu olarak yerleşmiştir. Yaşı Senomaniyen-Santoniyen (Geç Kretase) olarak belirlenmiştir.

Ofiyolitik melanj ise, Haymana-Polatlı istifinde izlenememektedir. Başlıca peridotit, gabro, serpantinit, volkanit ve radyolaritten oluşur. İçerisinde metamorfik kayalar ve kireçtaşları bloklar halinde bulunur, yaşı Jura-Kretase (Mastrihtiye öncesi) olarak düşünülmüştür. Bu birimleri uyumsuzlukla üzerleyen Paleosen-Eosen sedimanter birimleri ise, Eosen'den itibaren sedimantasyonla eş yaşlı olarak aktivitesini devam ettiren magmatizma ürünleri ile birlikte bulunmaktadır. Bu magmatik birimler, Alt Miyosen döneminde Balkuyumcu ve çalışma bölgesindeki Hisarlıkaya volkanik kayaları olarak yüzeylemiştir (Varol, 2001; Bilgin, 2014).

## **2.2. Stratigrafi**

Çalışma bölgesinde gözlenen birimler, arazi gözlemleri ve Akyürek ve diğ., (1997)'nin çalışması dikkate alınarak, Triyas yaşlı birimler içinde gözlenen Permian yaşlı kireçtaşı blokları, Triyas yaşlı birimler, Jura-Kretase yaşlı birimler ile Neojen döneminde yüzeylemiş volkanik kayalar, bunlarla eş yaşlı ve/veya volkanikleri üzerleyen Neojen yaşlı sedimanter birimler ve Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri olarak değerlendirilmiştir (Bilgin, 2014) (Şekil 2.4).

### **2.2.1. Permian Yaşlı Kireçtaşı Blokları**

Hisarlıkaya ve yakın çevresinde görülen en yaşlı birim Permian yaşlı kireçtaşı bloklarıdır. Bu bloklar, gri, koyu gri, beyazımsı renklerde ve değişik boyutlarda Triyas yaşlı sedimanter birimler içinde izlenirler. Çoğunlukla fosillidir ve içlerinde kuvars taneleri bulunur. Bu kaya birimine Geç Permian yaşı verilmiştir (Akyürek ve diğ., 1997).

### **2.2.2. Triyas Yaşlı Birimler**

Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı, volkanit, aglomera ve tüften oluşan birimlere Alt-Orta-Üst Triyas yaşı verilmiştir (Akyürek ve diğ., 1997).

### **2.2.3. Jura-Kretase Yaşlı Birimler**

Jura yaşlı birimler alt kısımlarda daha çok fosilli kireçtaşları ile temsil edilirken, yukarılarda daha çok çört ara bantlı ve/veya yumrulu kireçtaşları olarak izlenmektedir. Bu birimler beyaz, krem, bej renklerde gözlenmektedir. Bunların yanında kumtaşı-silttaşı-marn aralanmaları da dikkat çekmektedir; yaşları Kimmericiyen-Titoniyen-Barremiyen olarak saptanmıştır (Akyürek ve diğ., 1997).



**Şekil 2.4.** Çalışma alanı ve yakın çevresindeki birimler (KB'ya bakış).

#### **2.2.4. Neojen Yaşlı Volkanik Kayaçlar**

Volkanik birimler çalışma alanı ve çevresinde farklı lokasyonlarda, farklı boyutlarda yayılım göstermektedir (Şekil 2.5, Şekil 2.6, Şekil 2.7). Bu volkanik birimler Jura-Kretase yaşlı birimleri bazı yerlerde kesmekte, bazı yerlerde ise uyumsuzlukla üzerlemektedir (Koçyiğit ve Lünel, 1987).

Varol (2001) çalışma bölgesine yakın çevrede bulunan Balkuyumcu mevkiinde yaptığı çalışması ile andezit, trakiandezit, bazaltik trakiandezit, dasit ve riyolitik karakterde olduğu tespit edilen volkanik kayaçların K-Ar yaş tayini analizi ile Alt Miyosen (19.9-21.6 My) yaşında olduğunu belirlemiştir. Çalışma konusu olan Hisarlıkaya'da yüzlek veren volkanik kayaçların yaşının da Balkuyumcu volkanitlerine benzer yaşta olduğu düşünülmektedir.

Çalışma bölgesinde gözlenen volkanik birimler pembemsi, grimsi renklere gözlenen andezitik-trakitik birimler olarak göze çarpmaktadır. Akyürek ve diğ., (1997) bu birimlerin bölgede Miyosen'deki karasal koşulların devam ettiği sırada oluşan volkanizmanın ürünleri olduğunu belirtmiştir.

Çalışma bölgesinde yüzeyleyen volkanik kayaçlar içerisinde yoğun miktarda, farklı karakter ve boyutlarda ksenolitler mevcuttur. Bu ksenolitlerin bazılarının içinde bozunmadan kalmış mm-cm boyutlarında granatlar dikkat çekicidir (Varol ve diğ. 2018).



**Şekil 2.5.** Çalışma alanından bir görünüm (K'ye bakış).



**Şekil 2.6.** Çalışma alanındaki volkanik kayalardan görüntüler.



**Şekil 2.7.** Çalışma alanındaki volkanik kayalardan görüntüler.

### **2.2.5. Pliyosen Yaşlı Birimler**

Pliyosen yaşlı birimler gri-kızılımsı renkli, farklı kökenli ve boyutlu konglomera, kumtaşı, çamurtaşından oluşmaktadır (Akyürek ve diğ., 1984). Kumtaşı ve konglomeranın taneleri kuvarsit, bazalt, farklı özellikteki kireçtaşları, metamorfik kayaç parçaları, diyabaz, serpantinit, radyolarit, gabrodan oluşur (Bilgin, 2014). Calvin ve Kleinsorge (1940) çalışmasında, birim içinde Pliyosen yaşlı Mastodon dişi bulunduğundan, formasyon yaşı Pliyosen kabul edilmiştir.

### **2.2.6. Kuvaterner Birimleri**

Kuvaterner yaşlı birimler alüvyonlarla temsil edilir. Alüvyonlar, bölgedeki akarsu yataklarında çakıl, kum, silt boyutundaki malzemelerin bir araya gelmesiyle oluşmaktadır. Bölgedeki en genç oluşuklar Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır.

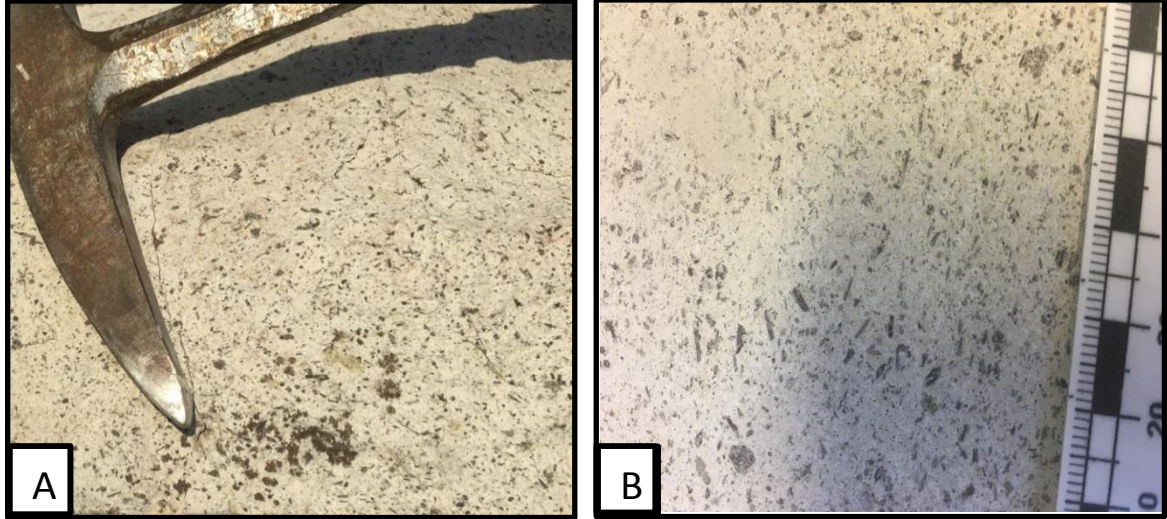
### 3. MİNERALOJİ-PETROGRAFI

Hisarlıkaya mevki ve civarında yapılan saha çalışmaları sırasında grimsi, pembemsi renklerde gözlenen, porfirik dokulu, taze ve bozunmamış 48 adet volkanik kayaç örneği ile birlikte bu kayaçlar içinde gözlenen farklı karakterde olduğu düşünülen ksenolit örnekleri alınmıştır. Örneklerden yapılan incekesitlerin tamamı Hacettepe Üniversitesi ve Orta Doğu Teknik Üniversitesi (ODTÜ) incekesit laboratuvarlarında hazırlanmıştır. Çalışma alanında bulunan volkanik kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla, volkanik kayaç ve ksenolitlerden toplam 52 adet incekesit yaptırılmıştır. Bu incekesitler üzerinde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile incelemeler yapılmıştır.

Volkanik kayaçların taze kırık yüzeyleri grimsi, pembemsi renklerde gözlenmekte ve kayaç hipokristalin porfirik doku göstermektedir (Şekil 3.1). Açık renkte bir hamur içerisinde, 2-3 mm boyutlarında bolca açık renkli mineral ve koyu renkli, tane boyutu iri (1-6mm) prizmatik mineraller makroskopik olarak seçilebilmektedir. Hamur içindeki irili ufaklı fenokristallere bakıldığında koyu renkli minerallerin miktarının, açık renkli minerallere göre daha az olduğu görülmektedir.

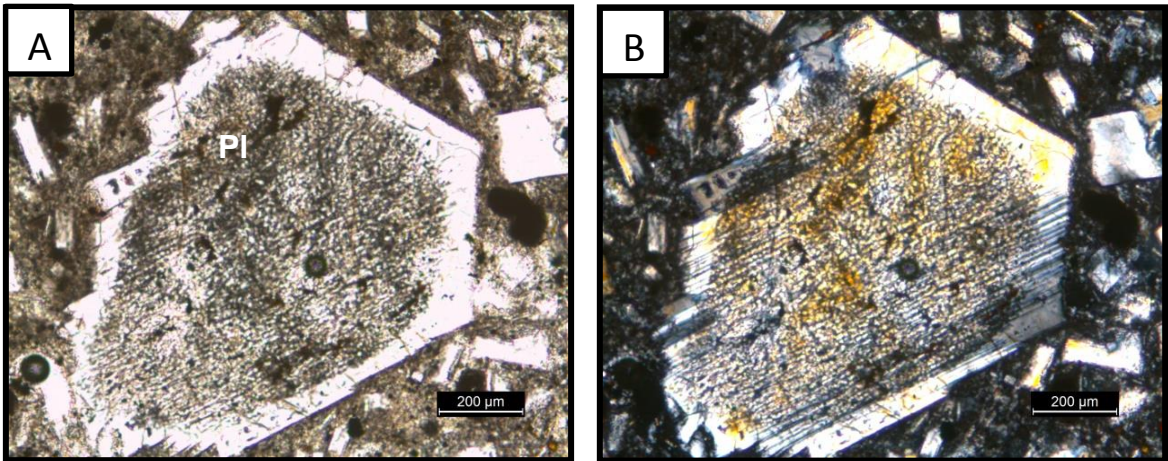
Çalışma alanındaki volkanik kayaçlar, incekesit incelemeleri sonucunda hamurda mikrolitlerin akma dokusu şeklinde yönelme göstermeleri sebebiyle trakitik karakterde kayaçlar olarak tanımlanmıştır. Trakitik kayaçlar **feldispat**, **amfibol**, **biyotit** ve az miktarda **piroksen** mineral birlikteliğine sahiptir.



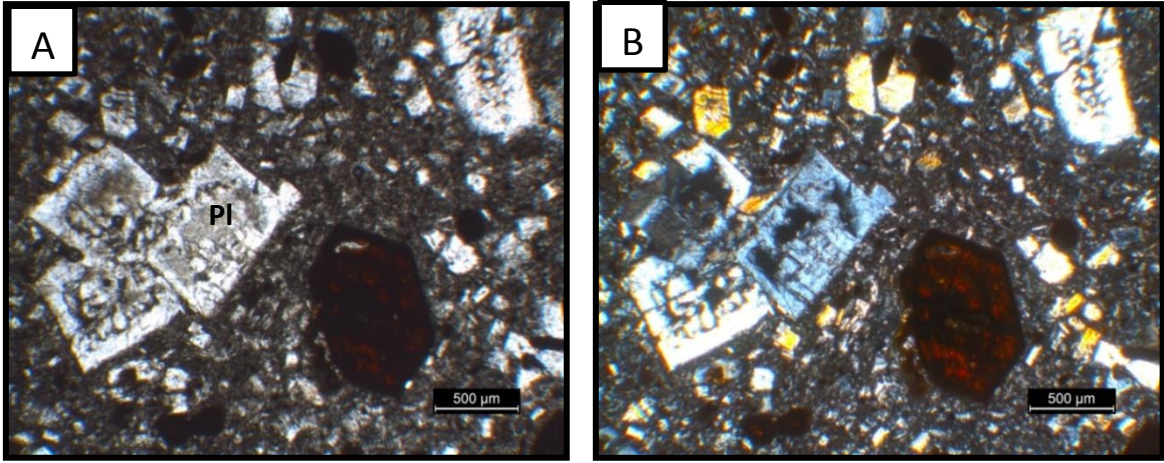


**Şekil 3.1.** A. ve B. Hisarlıkaya'da yüzeylenen trakitik volkanik kayacın makroskopik görünümü.

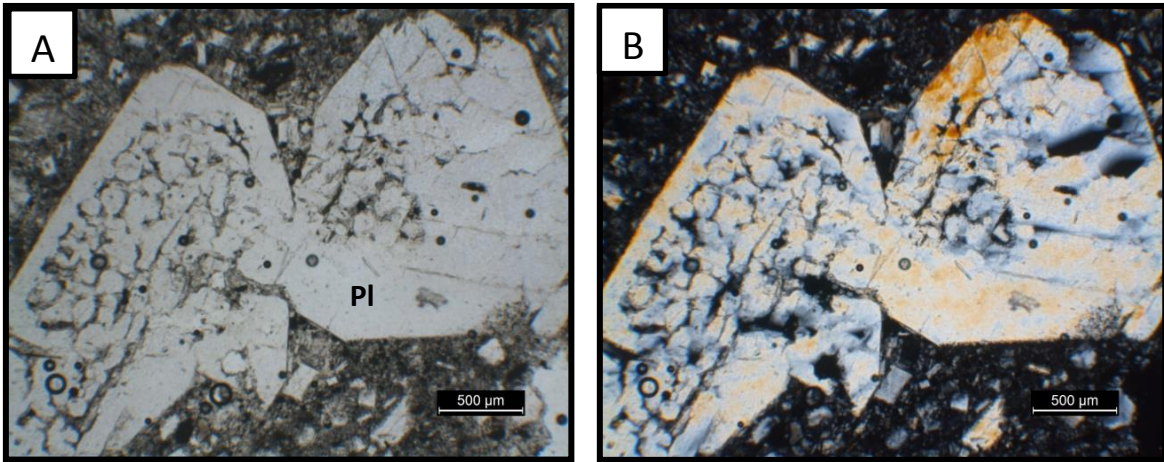
**Plajiyoklaz mineralleri;** hem fenokristal hem de mikrolit şeklinde bolca bulunmaktadır. Polisentetik ikizlenmenin belirgin olarak izlenebildiği plajiyoklaz minerallerinde yaygın olarak devitrifikasyon, elek dokusu ya da cam kapanımları gözlemlenmiştir (Şekil 3.2). Örneklerde plajiyoklaz fenokristallerinin paralel olarak yan yana birlikte bulunduğu sinosis dokusu tespit edilmiştir (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4). Minerallerin bazılarının kenarları kemirilmiş/körfez yapısı sunmaktadır. Bazı plajiyoklaz fenokristalleri içerisinde apatit çubuklarına rastlanmıştır (Şekil 3.5).



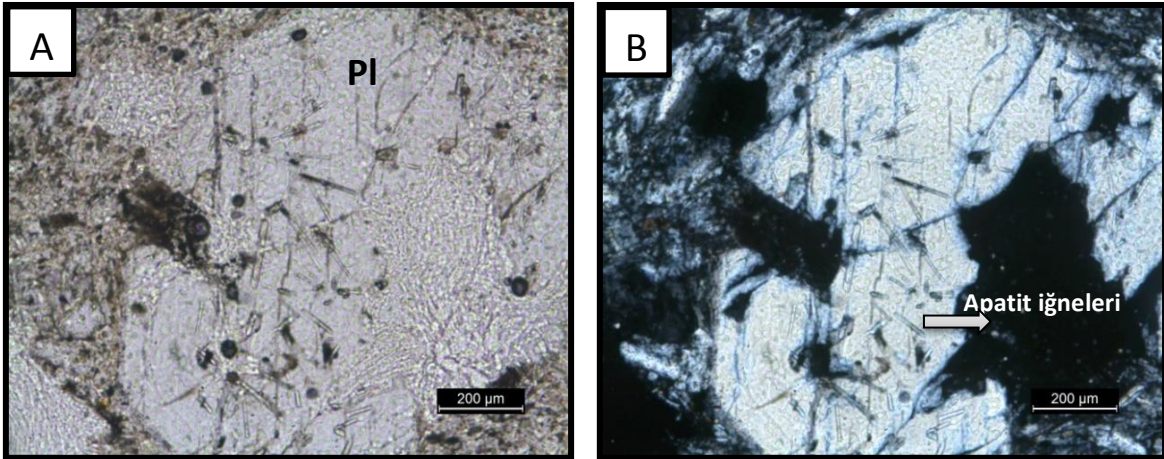
**Şekil 3.2.** Volkanik kayalar içinde gözlenen yarı özşekilli, elek dokusu gösteren plajiyoklaz fenokristali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Pl: plajiyoklaz).



**Şekil 3.3.** Plajiyoklaz fenokristallerinde sinosis dokusu (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



**Şekil 3.4.** Elek dokulu plajiyoklaz fenokristallerinde sinosis dokusu (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



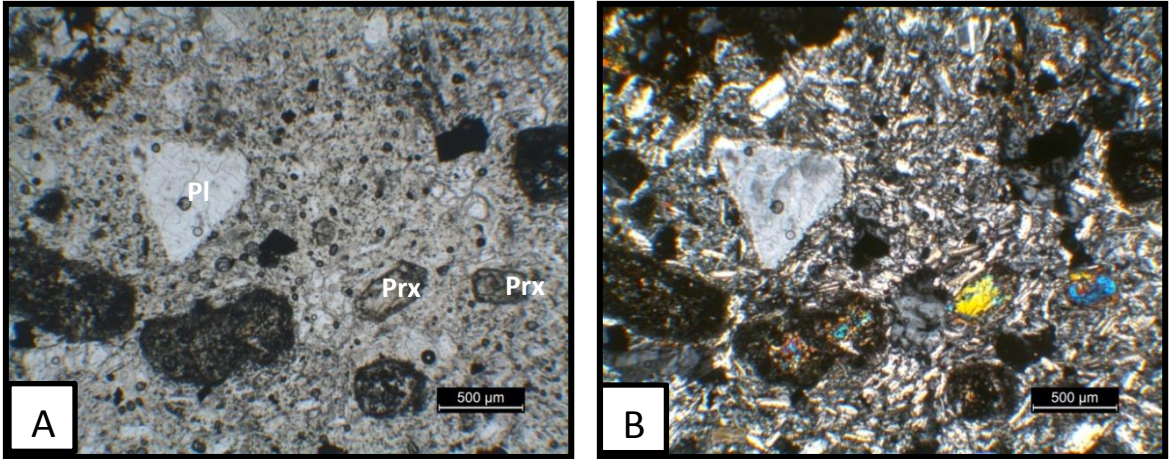
**Şekil 3.5.** İçerisinde apatit iğneleri gözlenen, cam kapanımlı plajiyoklaz minerali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).

Trakit kayaçlarının içerisinde gözlenen mafik mineraller olan piroksen, amfibol ve biyotit pek çok yerde bozunmaya uğramıştır.

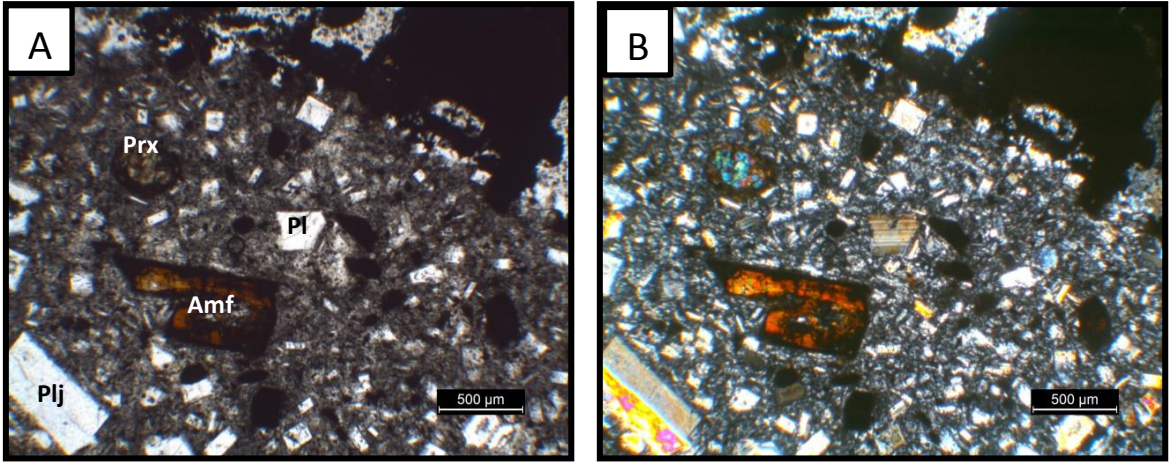
**Piroksen mineralleri;** tek nikelde yeşilimsi renkte, yüksek optik engebeye sahip; çift nikelde canlı girişim renkleri ile izlenmiştir (Şekil 3.6, Şekil 3.7).

**Amfibol mineralleri;** eğik sönme göstermekte, pek çok kesit içinde tamamen ya da kısmen opasitleşmiştir; pek çoğu körfez yapılarına sahiptir (Şekil 3.8). Bazılarında reaksiyon çerçevesi izlenebilmektedir (Şekil 3.9). Altıgen kafa kesiti ya da çubuksu şekillerde görülmüş, bazı yerlerde baklava dilimi şeklinde çift yönlü dilinimler net olarak gözlenmiştir (Şekil 3.10).

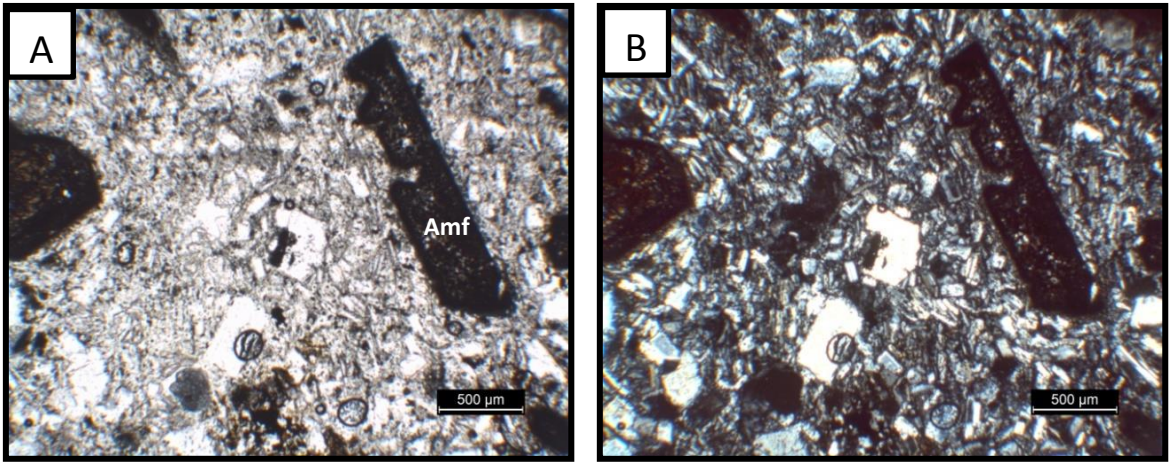
**Biyotit minerallerinin;** daha çok pulsu sönme gösterdikleri, dilinimleri belirgin olanların ise paralel sönme gösterdikleri gözlemlenmiştir. Yaygın olarak opasitleşmiş biyotitler, çubuksu ya da altıgen şekillerde izlenmiştir. Bazı örneklerde biyotitlerin bir araya gelerek glomeroporfirik dokuyu (Şekil 3.11) bazı örneklerde ise biyotitler, amfibol mineralleri ile birlikte glomerofirik dokuyu oluşturduğu görülmektedir (Şekil 3.12). İnce kesitlerde amfibol ve biyotit minerallerinden opasitleşmiş psödomorf kristaller de gözlemlenmiştir (Şekil 3.13).



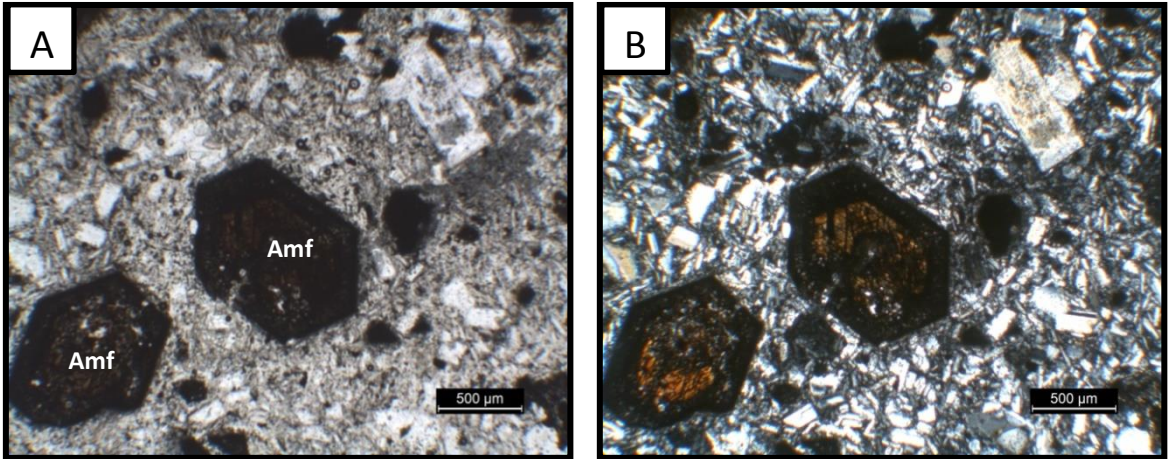
**Şekil 3.6.** Volkanik kayaçlarda gözlemlenen piroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Prx: piroksen).



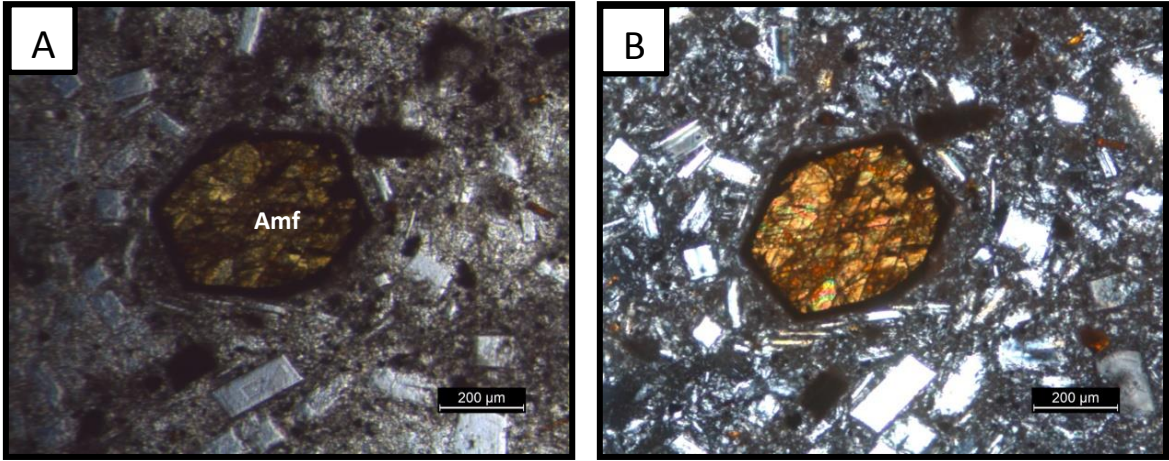
**Şekil 3.7.** Amfibol, piroksen ve plajiyoklaz mineralleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



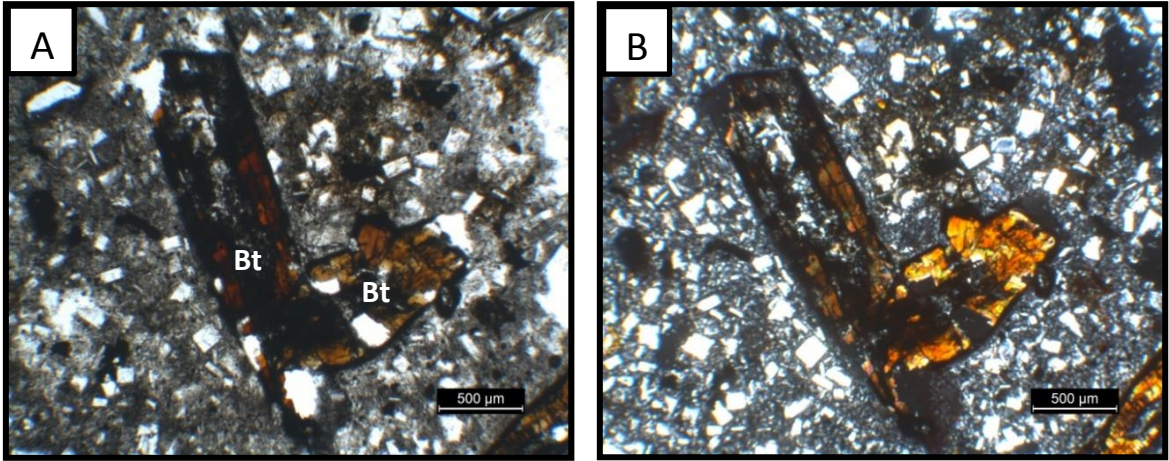
**Şekil 3.8.** Magma ile reaksiyon sonucu kemirilmiş amfibol minerali (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Amf: amfibol).



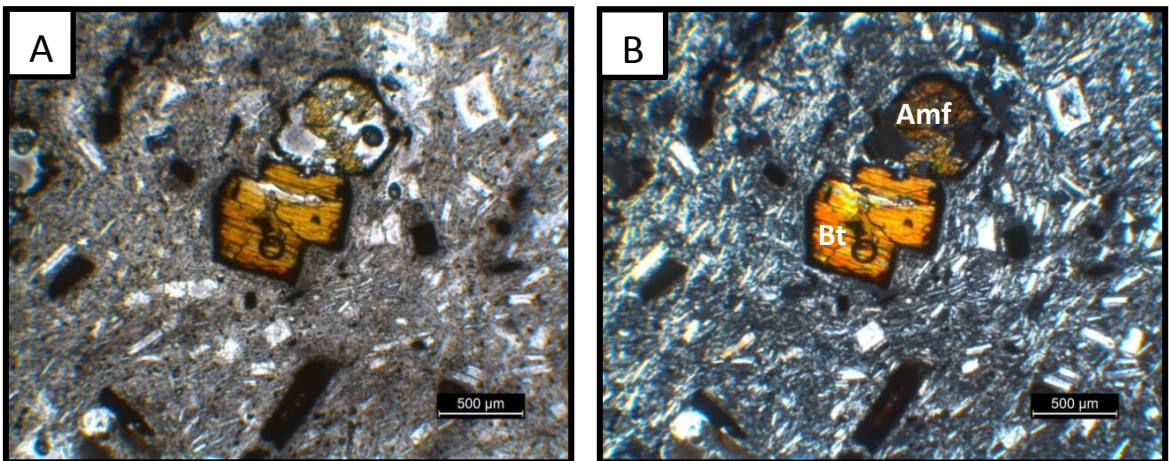
**Şekil 3.9.** Çevresinde reaksiyon çerçevesi izlenebilen amfibol fenokristalleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



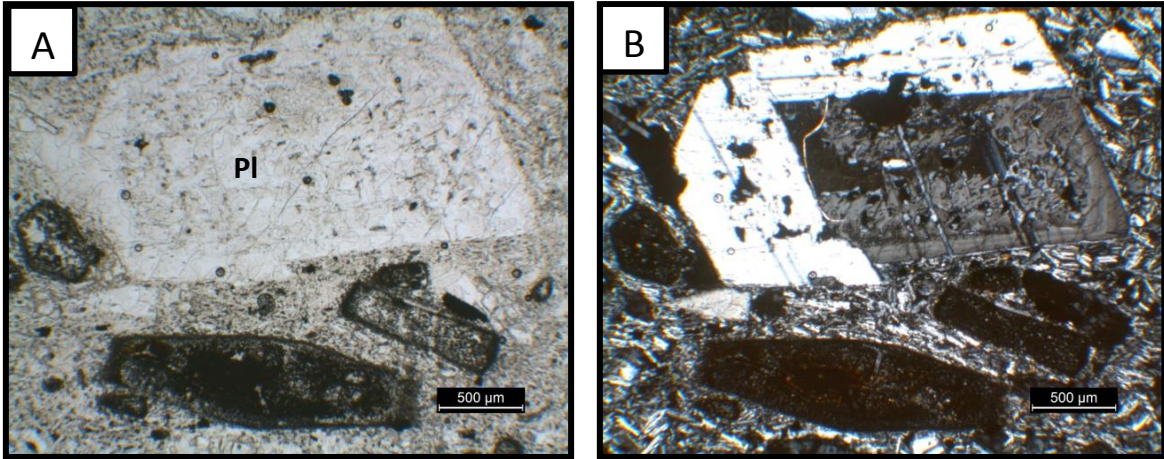
**Şekil 3.10.** Baklava dilimi gözlenen, özşekli amfibol, çevresinde plajiyoklaz mikrolitleri ve opak mineraller (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



**Şekil 3.11.** Biotit minerallerinin bir araya gelmesi sonucu oluşan glomeroporfirik doku (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



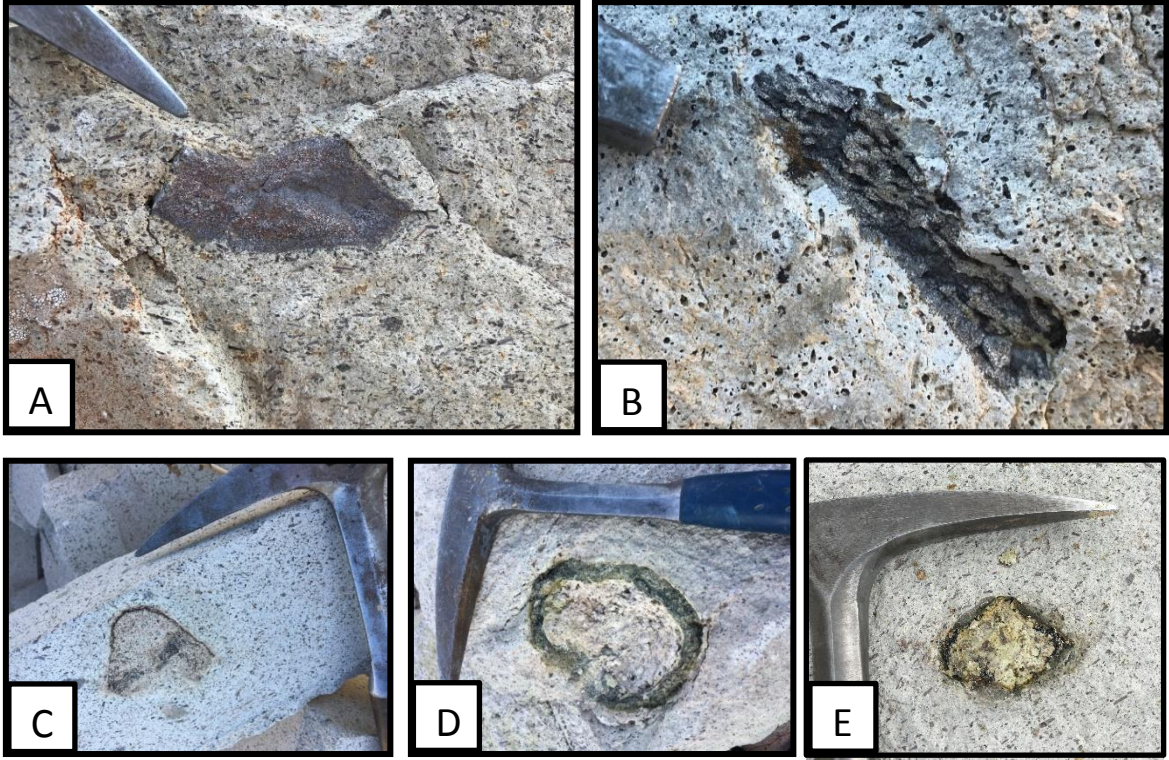
**Şekil 3.12.** Glomerofirik doku gösteren, altta biyotit, üstte amfibol fenokristalleri; hamurda akma dokusu gösteren plajiyoklaz mikrolitleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



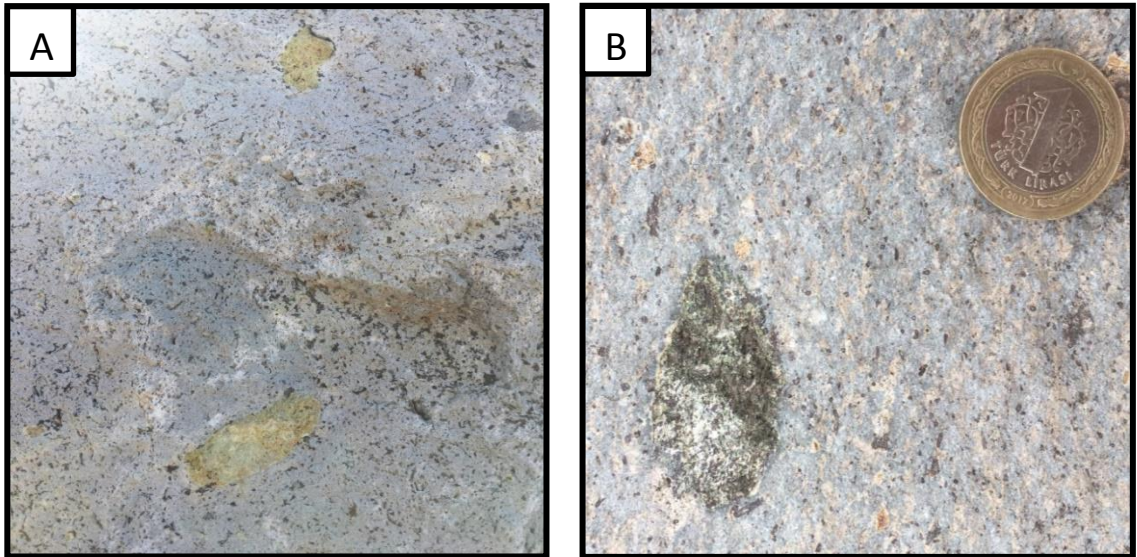
**Şekil 3.13.** Devitrifiye, cam kapanımlı, yarı özşekli plajiyoklaz fenokristali; psödomorf mafik mineraller (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).

Trakitik volkanik kayaçlar içerisinde farklı boyut, renk, karakter ve kökünde çok sayıda ksenolit gözlemlenmiştir. Bu ksenolitler makroskopik özelliklerine göre mor-kristalize, yeşil-killeşmiş, siyah-kızıl masif, grafit bantlı ve granat bulunduran olmak üzere 5 temel kategoriye ayrılabilir. Bazı ksenolitlerin ana kaya ile keskin dokanaklara sahip olduğu görülmektedir. Bazı ksenolitlerin, volkanik kayaç içindeki minerallerin örneğin kenar şekline göre dizilim gösterdiği (Şekil 3.14.A), bazılarının ise magmanın sıcaklığının etkisiyle kenarlarından itibaren veya tamamen ergimeye başladığı tespit edilmiştir (Şekil 3.14.B, Şekil 3.14.C). Bazı ksenolitlerin ise kenarlarının metasomatizma geçirerek değişime uğradığı, kenar zonlarından itibaren küçük boyutlu granatların oluştuğu gözlenmiş ve bu durum küçük ölçekli bir skarn oluşumuna benzetilmiştir (Şekil 3.14.D, Şekil 3.14.E).

Bazı ksenolit örnekleri killeşmiş, yeşil renkte izlenmektedir (Şekil 3.15). Bazı mor renkli kristalize ksenolitler alt kısmında killeşme görülen parça ile birleşik halde görülmüştür (Şekil 3.16). Genel olarak volkanik kayaç ile dokanakları keskin sınırlarla ayrılan, bazı yerlerde ise volkanik kayaç ile girift halde bulunan siyah-gri-kızılımsı renkte ksenolitler, masif bir yapı sunmaktadır, koyu renkli mineral bakımından zengindir (Şekil 3.17 ve Şekil 3.18). Grafit bantlı ksenolitler koyu renkli, içerisinde açık renkli zonlar barındıran ksenolitler olarak izlenmiştir (Şekil 3.19).



**Şekil 3.14.** A. Volkanik kayaç içindeki minerallerin ksenolitin kenar şekline göre dizilim gösterdiği, B. magmanın sıcaklığının etkisiyle kenarlarından itibaren ergimeye başladığı, C. D. ve E. zarf şeklinde değişime uğradığı ve kenar zonlarından itibaren granatların oluştuğu ksenolit örnekleri.

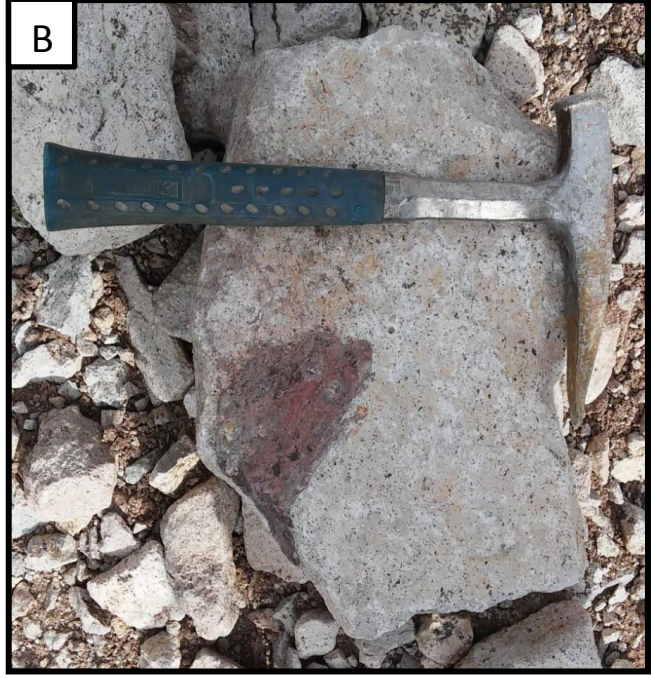


**Şekil 3.15.** A. ve B. Killeşmiş, yeşil renkli ksenolit örnekleri (Ölçek olarak kullanılan demir 1 lira 2,5 cm çapına sahiptir).



**Şekil 3.16.** A. ve B. Mor renkli kristalize ksenolit örnekleri, C. Mor renkli kristalize ve killeşme gösteren ksenolitin birleşik görüntüsü.





**Şekil 3.17.** A. ve B. Masif yapıda, siyah-kızıl-gri renklere gözlemlenmiş ksenolit örneklerinden görüntüler.

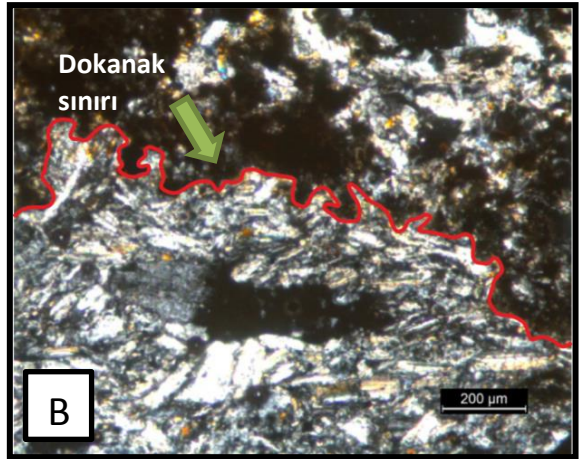
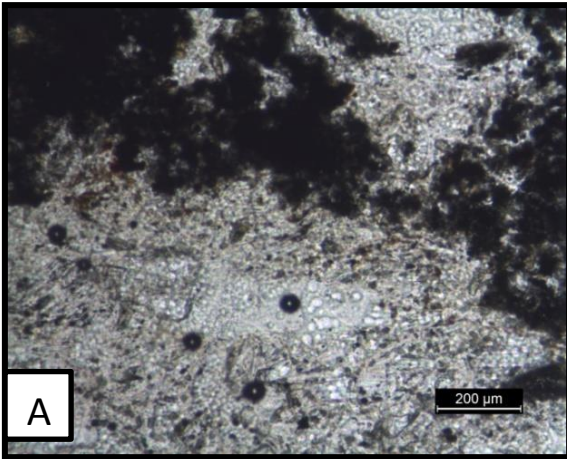


**Şekil 3.18.** Masif yapıda, siyah-kızıl-gri renklere gözlemlenmiş ksenolit örneklerinden görüntüler.

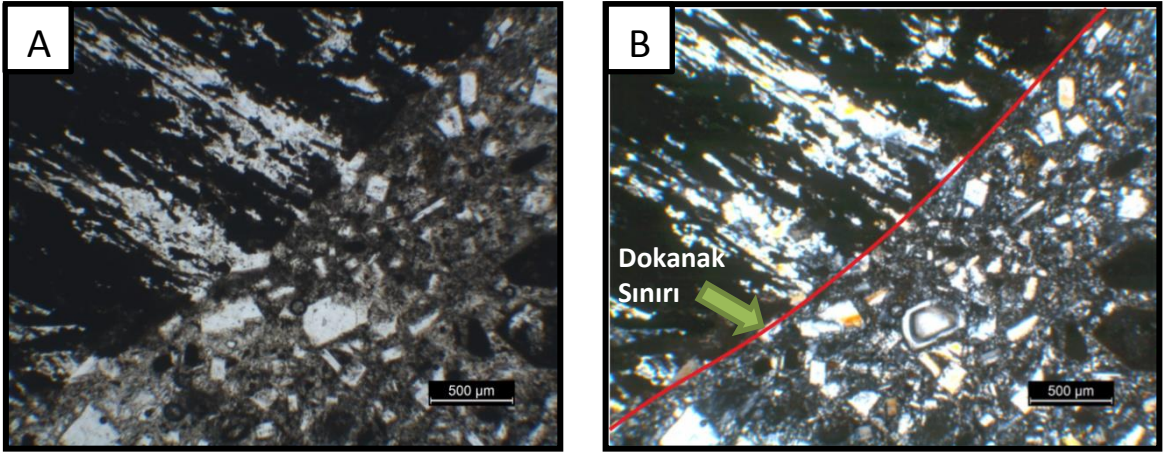


**Şekil 3.19.** A. ve B. Grafit bantlı ksenolit örnekleri.

Trakit ve ksenolit arasındaki dokanak bazı incekesitlerde keskin sınırlarla birbirinden ayrılırken, bazılarında girift halde görülmektedir (Şekil 3.20, Şekil 3.21).



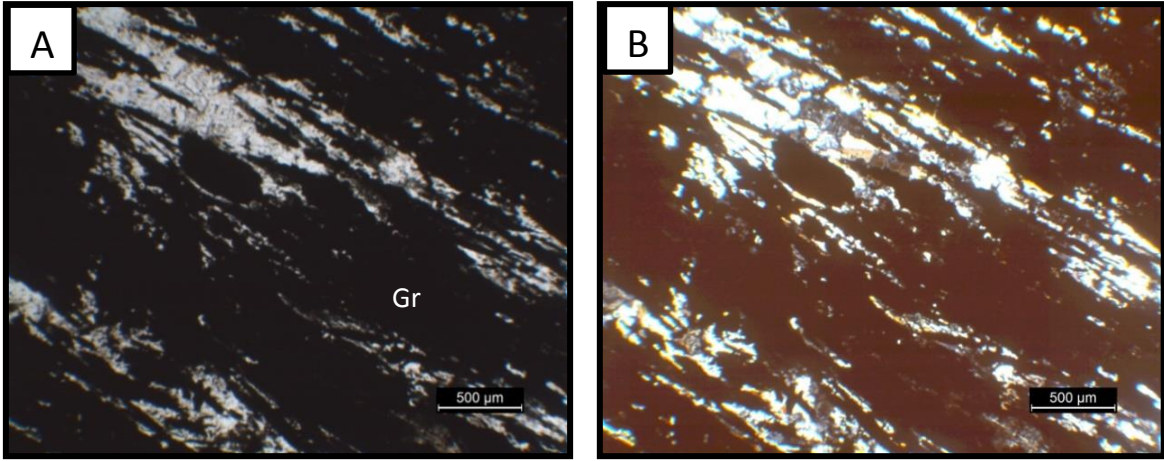
**Şekil 3.20.** Trakitik kayaç ve ksenolit arasında girift halde gözlenen dokanak (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



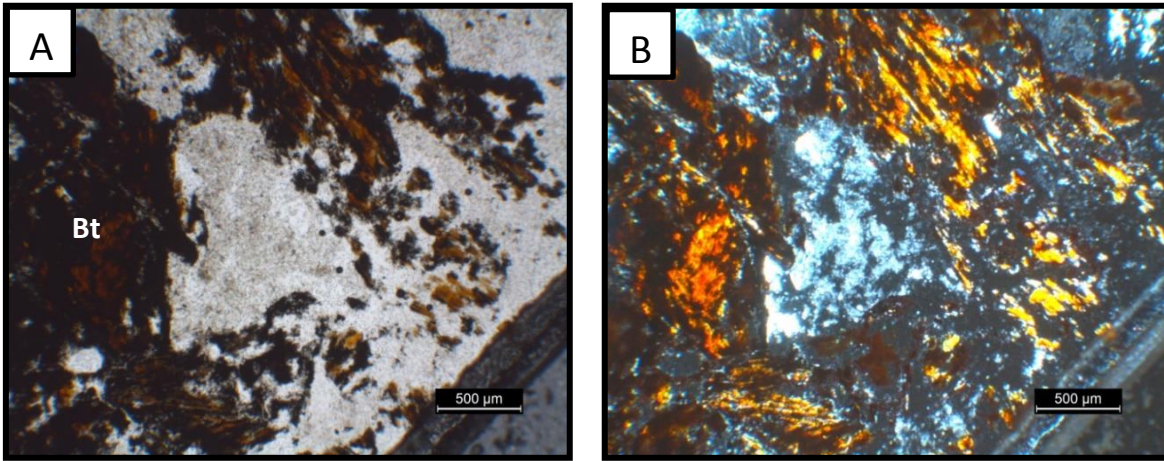
**Şekil 3.21.** Volkanik kayaç ve ksenolitlerin keskin kenarla ayrılan dokanağı (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).

İncekesit incelemeleri sonucunda ksenolitlerin farklı karakter gösterdikleri belirlenmiştir; farklı ksenolitlerde farklı mineral birliktelikleri gözlenmiştir. Bu mineraller ksenolitlerin karakterine göre **feldispat, kuvars, biyotit, amfibol, grafit, piroksen, granat, epidot** ve bol miktarda **demir oksitler** olarak tespit edilmiştir. Makroskopik tanımlamalarla kayaç türü yaklaşık olarak belirlenen ksenolitlerin mikroskobik olarak içerdiği minerallere göre; bu parçaların kuvars-şist, grafit-şist, mika-şist, gnays, kuvarsit, hornfels gibi, daha çok metamorfizmaya uğramış temel sedimanter kayaç parçaları olduğu ortaya konulmuştur (Şekil 3.22, Şekil 3.23).

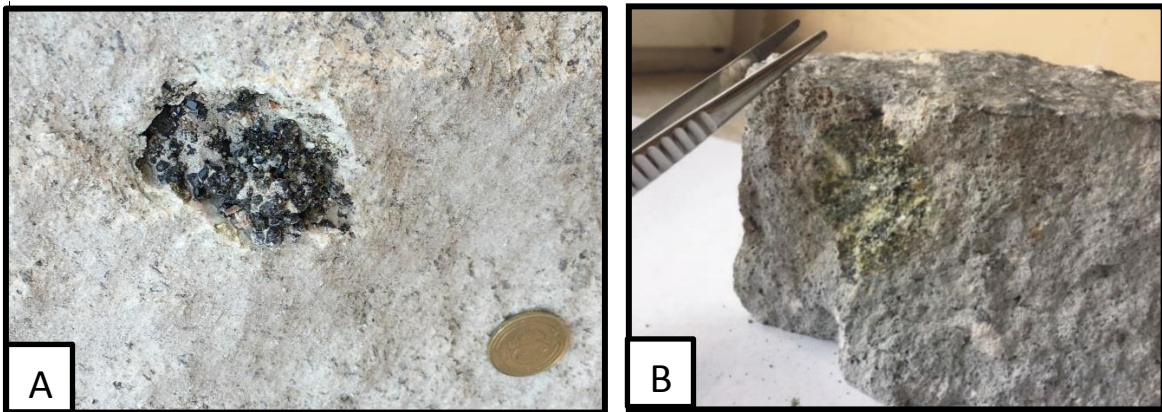
Bu tanımlamalar, ksenolitler içinde yoğun olarak bir arada bulunan küçük kuvars taneleri, çok ince taneler halinde, bantlı yapıda gözlenen opak grafit mineralleri, yoğun biçimde bir arada bulunan ileri derecede opasitleşmiş amfibol ve biyotit mineralleri, bazı ksenolitlerde ise çift nikolde canlı girişim renklerinde gözlenen epidot minerallerine, amfibol-biyotit kümelenmelerine, uralitleşmeye uğramış piroksen minerallerinin varlığına göre yapılmıştır. Granat içeren ksenolitler, daha çok bol miktarda granat kristali içeren parçalar halinde gözlenmektedir. Bu parçalardan bazılarında sadece granat mineralleri duraylılığı sebebiyle bozunmadan kalmışken, bazı ksenolitlerde ise piroksen, granat, plajiyoklaz ve epidot mineral birlikteliği mevcuttur (Şekil 3.24).



**Şeki 3.22.** Grafit bantlı grafit-şist ksenoliti (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol) (Gr: Grafit).



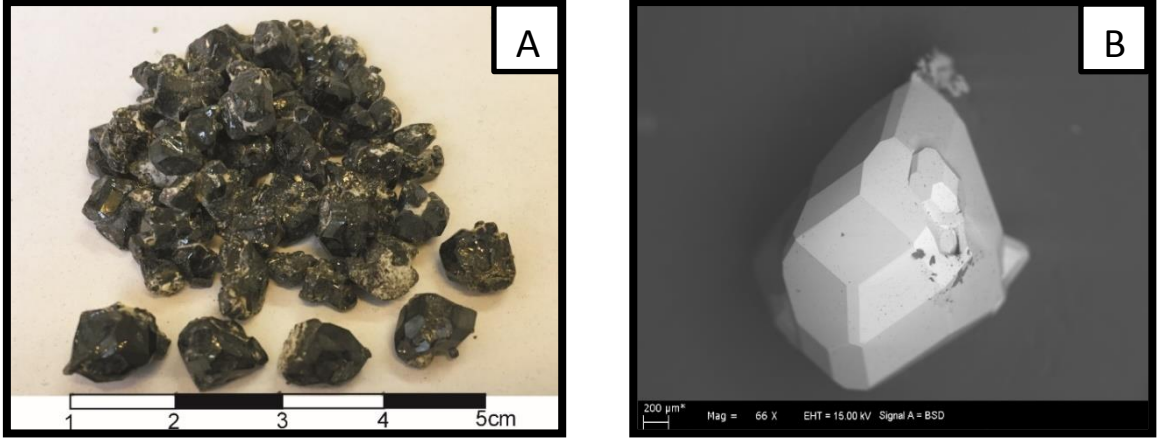
**Şekil 3.23.** Ksenolit içinde biyotit mineralleri (A. 1. Nikol, B. 2. Nikol).



**Şekil 3.24.** A. Yoğun granat kristali içeren, B. granat, piroksen, plajiyoklaz minerali içeren ksenolitlerin el örneği görünüşleri (Ölçek olarak kullanılan demir 1 lira 2,5 cm çapına ve pensin fotoğrafta gözlenen kısmı 4 cm uzunluğa sahiptir).

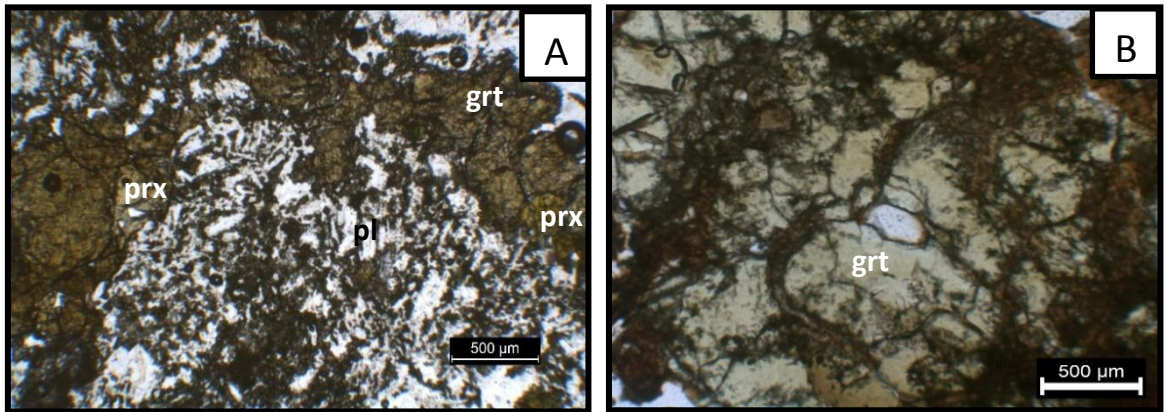
Granat içeren ksenolitlerdeki granatlar, kahvemsî-kızılımsî renklerde, 2 mm-1 cm arasında değişmekte olan boyutlarda izlenmektedir (Şekil 3.25.A).

Granat minerallerinin kristal şekli dodekahedron ve trapezohedron kombinasyonu olarak görülmektedir (Şekil 3.25.B). Moles, (2018) çalışmasında granatlarda dört kenarlı dodekahedron ve altı ya da yedi kenarlı trapezohedron yapılarının değişimli olarak bir arada görülebileceğinden bahsetmektedir.

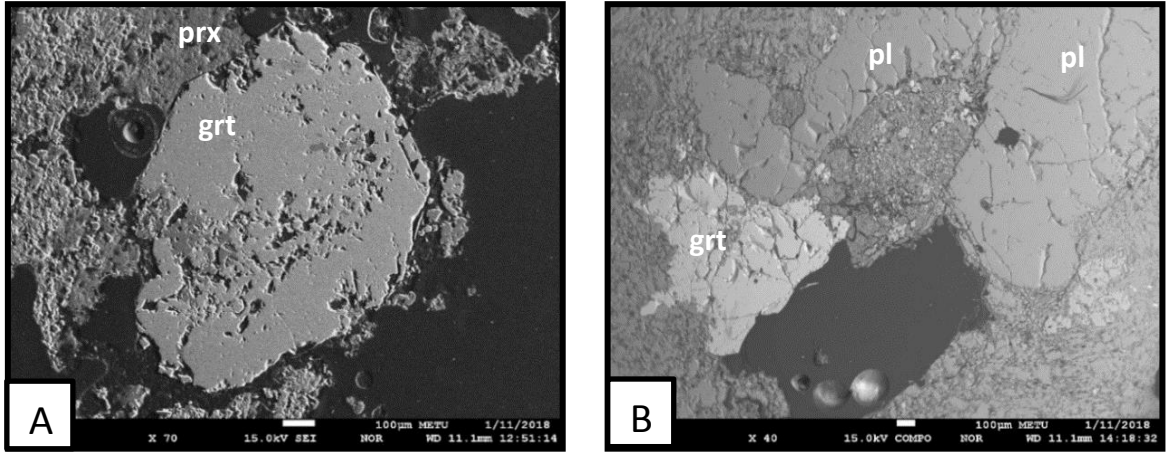


**Şekil 3.25.** A. Ksenolitlerden ayıklanmış farklı boyutlardaki granat mineralleri, B. dodekahedron ve trapezohedron kristal şekline sahip granat kristali.

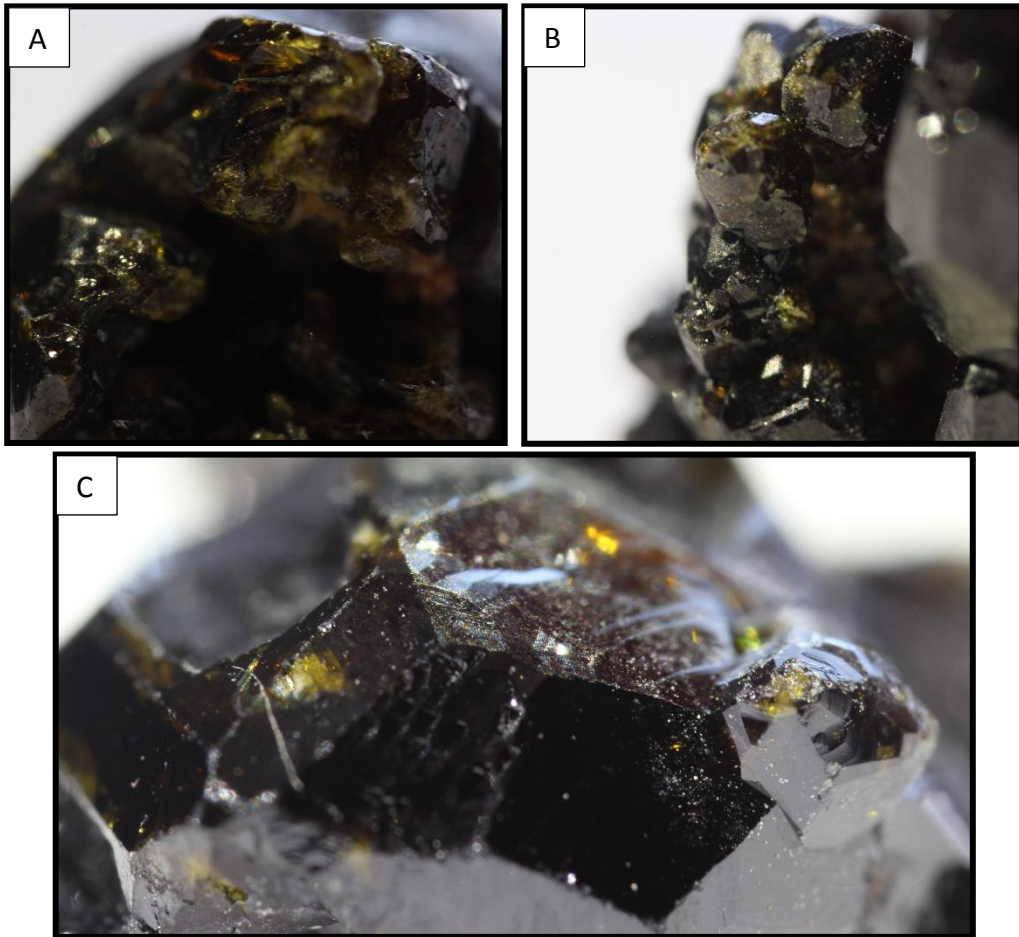
Granat kristalleri incekesitte özşekilli, yarı özşekilli, özşekilsiz olarak gözlenebilmektedir (Şekil 3.26, Şekil 3.27). Makroskobik olarak ise, kristallerin ışığı geçirdiği, camsı, saydam özellik taşıdığı ortaya konulmuştur (Şekil 3.28).



**Şekil 3.26.** A. Granat mineralinin, B. Granat, plajiyoklaz, piroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (grt: granat; pl: plajiyoklaz; prx: piroksen).



**Şekil 3.27.** Granat minerallerinin değişik büyütmelerde A. SEI modu, B. BSE modu SEM görüntüleri.

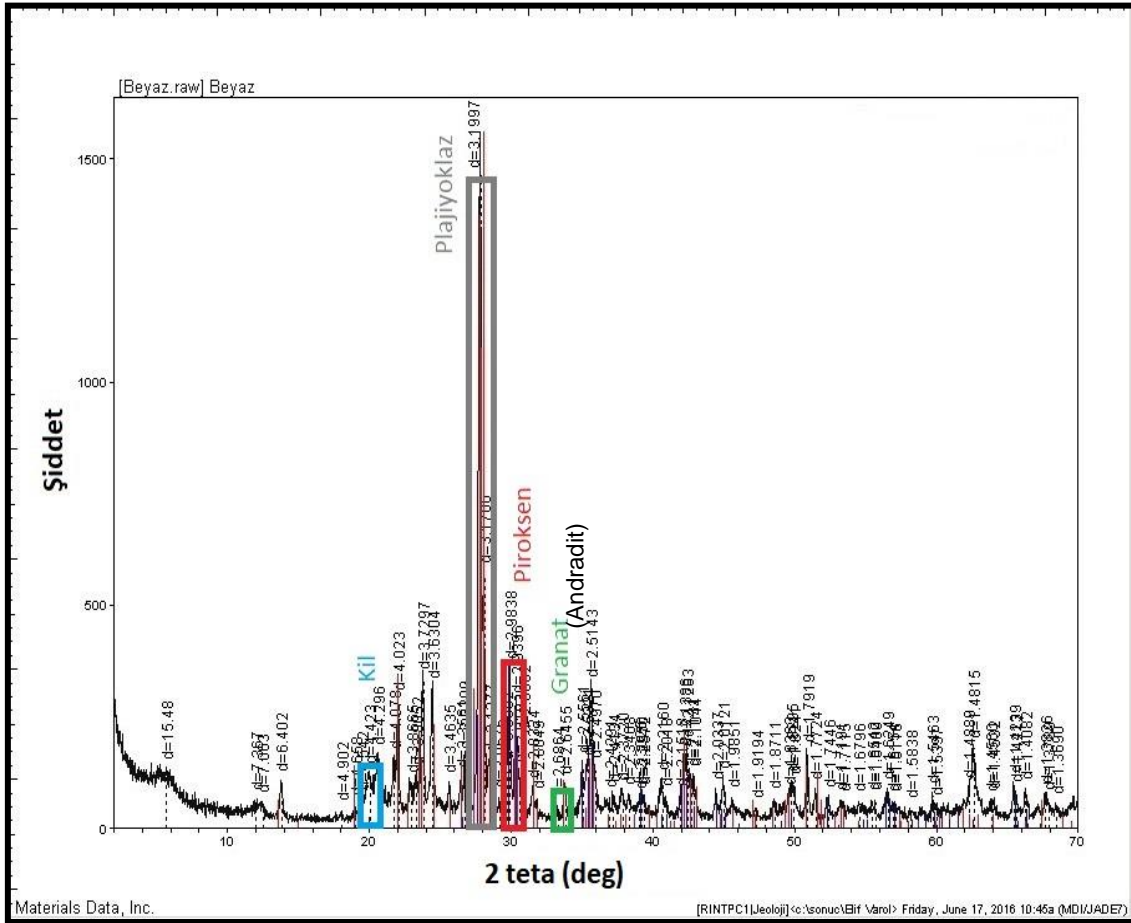


**Şekil 3.28.** A, B ve C. Granat kristalinde makroskobik olarak gözlenen renk değişimleri.

### 3.4. X-Işınları Difraktometri (XRD) Çözömlenmeleri ile Mineralojik Değerlendirmeler

Agat havanda toz haline getirilerek analize hazır hale gelen ksenolit örnekleri üzerinde Hacettepe Üniversitesinde bulunan Rigaku D / MAX-2200 PC cihazında XRD analizleri yapılmıştır. XRD cihazı Bragg yasasına göre çalışmaktadır, X-ışınının geliş/saçılma açısı ve dalga boyu kullanılarak d değerleri hesaplanır. Her mineral farklı d değerlerine sahiptir, bu sayede kayaç içinde mevcut olan minerallerin tayini yapılır. Cu kaynaklı X-ışını tüpü kullanılan cihaz (CuK $\alpha$ ) 40 mA akım ve 40 kV gerilim koşullarında çalışmaktadır. Toz haline getirilmiş örnekler 2-70° 2 $\theta$  aralığında taranmış ve d değerleri belirlenmiştir.

Difraktogramlardan elde edilen spektrumlar A.S.T.M. (1972) kartotekslerinden yararlanılarak çözümlenmiş ve ksenolitler içinde mevcut mineraller saptanmıştır. Buna göre, ksenolitler içerisinde plajiyoklaz, piroksen, andradit türü granat ve kil mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 3.29).



Şekil 3.29. Ksenolit örneğinin X-ışınları difraktogramı.

## 4. MİNERAL KİMYASI

### 4.1. Giriş

Çalışma bölgesinden alınmış örneklerden mineral kimyası çözümlenmeleri yapmak üzere incekesit yapılmış, bu kesitlerde belirlenmiş fenokristaller ve mikrolitlerin kimyasal bileşimlerinin saptanabilmesi amacıyla elektron mikroprop incelemeleri yapılmıştır. Bu çalışmalar ODTÜ merkez laboratuvarında, JXA-8230 elektronprop mikroanaliz cihazında; parlatılmış ve karbonla kaplanmış 5 farklı ksenolit örneği ve bu ksenolitleri içinde bulunduran volkanik kayalar üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Tez kapsamında incelenen volkanik kayaç ve ksenolit örneklerinde tanımlanan amfibol, plajiyoklaz, piroksen ve granatların merkez ve kenar noktalarından yapılan analizler sonucunda minerallerin bileşimleri % oksit cinsinden belirlenmiştir. Analiz verileri sonuçlarına göre sitokiyometri ve yük dengeleri dikkate alınarak hesaplamalar yapılmıştır. Sonuçlar mineral sınıflama diyagramlarına yerleştirilerek mineraller adlandırılmış, bu minerallerin kimyasal bileşimlerindeki farklılıklar ve bunlara bağlı olarak oluşumları süresince meydana gelmiş süreçler, oluşum ortam ve koşulları yorumlanmıştır.

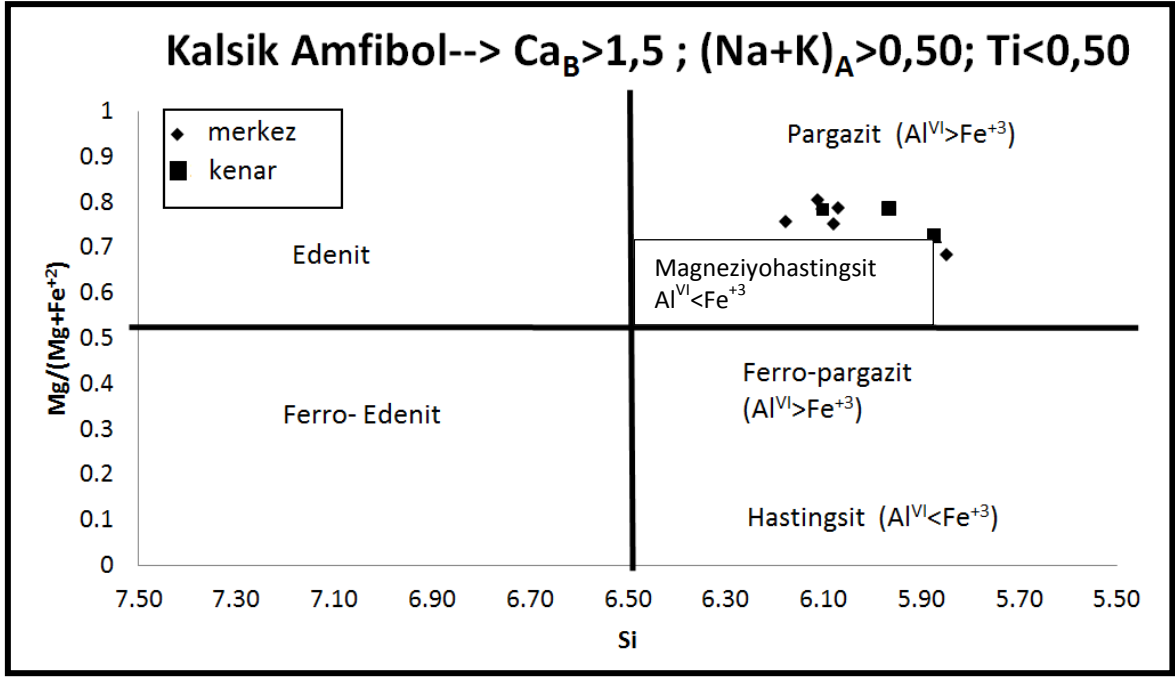
### 4.2. Amfibol Mineralleri

Hisarlıkaya volkanik kayaları içerisinde opasitleşmiş amfibol mineralleri dışında kalan beş adet amfibol minerali üzerinde bazı minerallerde kenar ve merkezden, bazılarında ise sadece merkezden olmak üzere mikroprop çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Bu sonuçlardan mineral katyon değerleri hesaplanmış ve Çizelge 4.1'de verilmiştir. Gerçekleştirilen mikroprop çözümlenmeleri sonucunda bu minerallerin tümünün kalsik amfibol olduğu ve Leake (1997) sınıflamasına göre magneziyohasdingsit türünde oldukları belirlenmiştir (Şekil 4.1).



**Çizelge 4.1.** Seçilmiş amfibol örnekleri üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümlene sonuçları (iyon sayıları 23O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar).

	Volkanik k.							
	1		2	3		4		5
	m-->	k	m	m-->	k	m-->	k	m
<b>SiO<sub>2</sub></b>	42,08	42,32	42,64	39,69	39,98	43,09	41,55	42,33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,99	12,72	13,38	14,21	13,68	12,89	13,32	12,85
<b>FeO<sub>t</sub></b>	11,5	12,22	11,58	15,28	14,43	11,73	12,16	10,68
<b>MgO</b>	14,18	14,62	14,52	11,73	12,48	13,99	14,28	14,74
<b>CaO</b>	11,88	10,82	11,43	11,2	11,42	11,38	11,71	11,37
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,21	2,59	2,84	2,78	2,56	2,83	2,62	2,62
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,67	0,82	0,82	0,82	0,78	0,76	0,91	0,92
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,52	2,43	2,59	2,52	2,65	2,58	2,76	2,63
<b>Total</b>	99,03	98,54	99,8	98,23	97,98	99,25	99,31	98,14
<b>Si</b>	6,08	6,10	6,07	5,85	5,87	6,18	5,97	6,11
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,92	1,90	1,93	2,15	2,13	1,82	2,03	1,89
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0,29	0,26	0,32	0,32	0,24	0,35	0,22	0,30
<b>Ti</b>	0,27	0,26	0,28	0,28	0,29	0,28	0,30	0,29
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,37	0,61	0,53	0,68	0,74	0,44	0,63	0,51
<b>Mg</b>	3,05	3,14	3,08	2,58	2,73	2,99	3,06	3,17
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,01	0,73	0,79	1,15	0,99	0,94	0,79	0,74
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,14	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05
<b>Ca</b>	1,84	1,67	1,74	1,77	1,80	1,75	1,80	1,76
<b>Na</b>	0,16	0,19	0,20	0,18	0,16	0,23	0,16	0,20
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,74376	0,53784	0,5805	0,61795	0,56837	0,56024	0,57	0,54
<b>K</b>	0,12347	0,15083	0,14894	0,15415	0,1462	0,13897	0,17	0,17
<b>Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)</b>	0,75002	0,78344	0,78456	0,68169	0,72644	0,75593	0,79	0,80



**Şekil 4.1.** Volkanik kayaçlar içindeki amfibollerin Si-Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) diyagramı (Leake, 1997).

#### 4.3. Plajiyoklaz Mineralleri

Çalışma bölgesinden alınmış trakitik volkanik kayaçlarda bulunan plajiyoklaz minerallerinde yapılan mikroprop çözümlenmeleri sırasında, mümkün olduğu kadar örneklerin hem kenar hem de merkezlerinden ölçüm alınmış, mikroprop çözümlenme sonuçları Çizelge 4.2'de verilmiştir. Bu sonuçlar Albit (Ab)-Anortit (An)-Ortoklaz (Or) diyagramına aktarılmış ve plajiyoklaz minerallerinin bileşimlerinin genel olarak andezin-labrador bileşiminde olduğu saptanmıştır (Şekil 4.2).

Hisarlıkaya volkanik kayaçları içerisinde bulunan plajiyoklaz minerallerinin bileşimi anortit 39-51, albit 47-59, ortoklaz 2-3 değerleri arasında değişmektedir. Bu kayaçlardan yapılmış mikroprop analizlerinde merkezde, kenara göre andezin bileşiminin daha yüksek, albit bileşiminin daha düşük olduğu görülmektedir. Örneklerin Ca içeriğinin merkezde, kenarlara göre daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Bir mineralden alınan ölçümlerde ise, Ca içeriğinin kenar zonunda bir miktar daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir (1 numaralı mineral). Bu durum mineralojik incelemelerde, zonlanmanın gözlemlendiği minerallerde daha çok normal zonlanmanın var olduğunu, fakat bazı minerallerde ters zonlanmanın da olduğunu ortaya koymuştur.

**Çizelge 4.2.** Seçilmiş plajiyoklaz mineralleri üzerinde yapılmış mikroprop çözümlene sonuçları (İyon sayıları 320 bazına göre hesaplanmıştır.) (m: merkez, k: kenar).

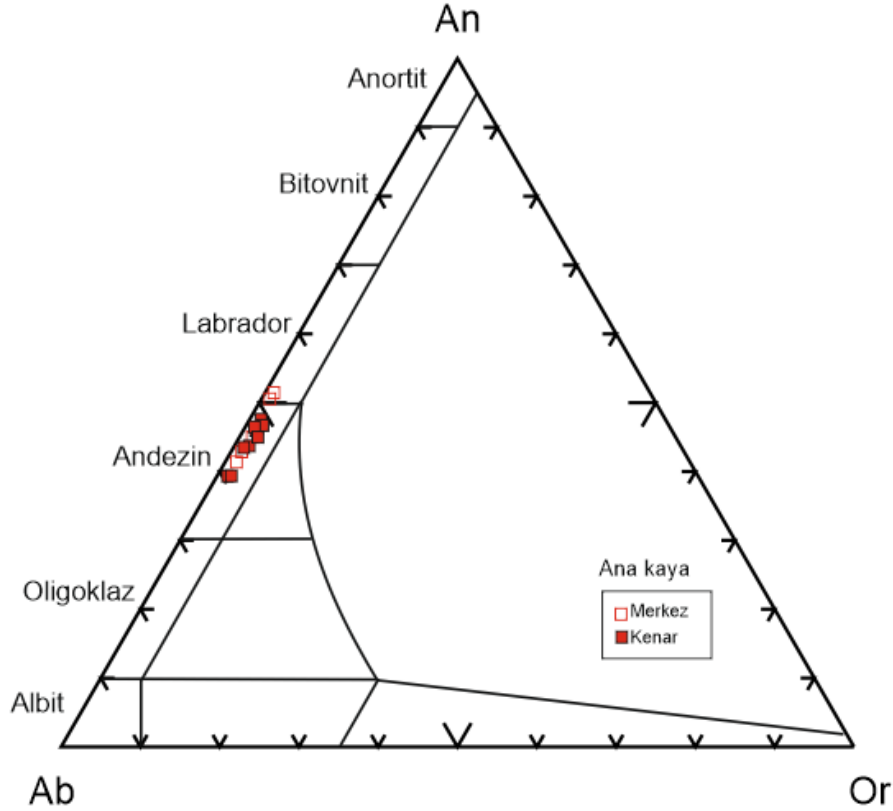
	Volkanik k.		Volkanik k.		Volkanik k.		Volkanik k.		Volkanik k.		Volkanik k.		
	1		2		3		4		5		6		
	k-->	m	k-->	m	k-->	m	k-->	m	k-->	m	k-->	m-->	k
<b>SiO<sub>2</sub></b>	59,93	59,88	59,62	58,38	57,76	57,33	57,88	57,76	57,21	56,48	56,59	56,04	56,50
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26,51	26,66	26,87	26,55	26,43	27,21	27,05	27,07	27,18	27,37	27,78	27,93	27,78
<b>FeOt</b>	0,48	0,27	0,26	0,30	0,56	0,43	0,40	0,39	0,34	0,25	0,32	0,32	0,30
<b>MgO</b>	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>CaO</b>	6,88	6,65	6,77	8,93	8,71	9,44	9,27	9,52	9,21	9,83	9,81	10,36	10,08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,68	5,01	5,64	6,21	6,20	5,82	6,04	5,81	5,70	5,68	5,49	5,49	5,60
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,33	0,35	0,30	0,36	0,42	0,38	0,38	0,42	0,44	0,36	0,40	0,32	0,41
<b>Toplam</b>	99,84	98,83	99,45	100,74	100,07	100,61	101,03	100,98	100,07	99,97	100,40	100,47	100,68
<b>Si</b>	10,64	10,68	10,61	10,39	10,37	10,24	10,29	10,28	10,26	10,16	10,14	10,05	10,11
<b>Al</b>	5,55	5,61	5,63	5,57	5,59	5,73	5,67	5,68	5,75	5,80	5,86	5,91	5,86
<b>Fe</b>	0,07	0,04	0,04	0,04	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04
<b>Mg</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	1,31	1,27	1,29	1,70	1,67	1,81	1,77	1,82	1,77	1,90	1,88	1,99	1,93
<b>Na</b>	1,95	1,73	1,95	2,14	2,16	2,02	2,08	2,00	1,98	1,98	1,91	1,91	1,94
<b>K</b>	0,07	0,08	0,07	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,07	0,09
<b>Ort</b>	2,2	2,6	2,0	2,1	2,4	2,2	2,2	2,4	2,6	2,1	2,4	1,9	2,3
<b>Ab</b>	58,6	56,2	58,9	54,6	54,9	51,6	52,9	51,2	51,5	50,0	49,1	48,0	49,0
<b>An</b>	39,2	41,2	39,1	43,4	42,6	46,2	44,9	46,4	45,9	47,9	48,5	50,1	48,7

Çizelge 4.2. devam ediyor.

	Volkanik k.			Ksenolit		Ksenolit	Ksenolit					Ksenolit	Ksenolit
	7			8		9	10					11	12
	k-->	m-->	k	m-->	k	m	k-->	m-->	m-->	m-->	k	m	k-->
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,33	55,70	56,84	63,09	63,61	63,73	59,12	57,52	56,03	55,27	54,74	61,87	55,91
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	27,65	28,16	27,32	23,19	23,52	23,06	25,92	27,20	27,76	28,72	28,76	22,66	27,91
<b>FeOt</b>	0,32	0,29	0,33	0,41	0,04	0,29	0,65	0,35	0,52	0,38	0,63	0,74	0,52
<b>MgO</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
<b>CaO</b>	9,70	10,46	9,59	5,88	5,65	5,77	8,93	10,20	10,78	11,69	11,81	5,37	11,11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,69	5,37	5,81	6,72	7,18	6,95	5,73	5,42	4,91	4,63	4,59	7,23	4,85
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,40	0,33	0,35	0,97	1,12	0,99	0,41	0,35	0,34	0,23	0,21	1,26	0,33
<b>Toplam</b>	100,10	100,32	100,25	100,26	101,14	100,80	100,77	101,05	100,35	100,93	100,75	99,15	100,63
<b>Si</b>	10,13	10,01	10,20	11,16	11,15	11,20	10,51	10,23	10,07	9,89	9,84	11,12	10,03
<b>Al</b>	5,86	5,96	5,78	4,83	4,86	4,78	5,43	5,70	5,88	6,06	6,09	4,80	5,90
<b>Fe</b>	0,05	0,04	0,05	0,06	0,01	0,04	0,10	0,05	0,08	0,06	0,09	0,11	0,08
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Ca</b>	1,87	2,01	1,84	1,11	1,06	1,09	1,70	1,94	2,08	2,24	2,27	1,03	2,13
<b>Na</b>	1,98	1,87	2,02	2,30	2,44	2,37	1,98	1,87	1,71	1,61	1,60	2,52	1,69
<b>K</b>	0,09	0,08	0,08	0,22	0,25	0,22	0,09	0,08	0,08	0,05	0,05	0,29	0,07
<b>Ort</b>	2,3	1,9	2,0	6,0	6,7	6,0	2,5	2,0	2,0	1,4	1,2	7,5	1,9
<b>Ab</b>	50,3	47,2	51,2	63,4	65,1	64,4	52,4	48,0	44,3	41,2	40,8	65,6	43,3
<b>An</b>	47,4	50,8	46,7	30,6	28,3	29,6	45,1	49,9	53,7	57,5	58,0	26,9	54,8

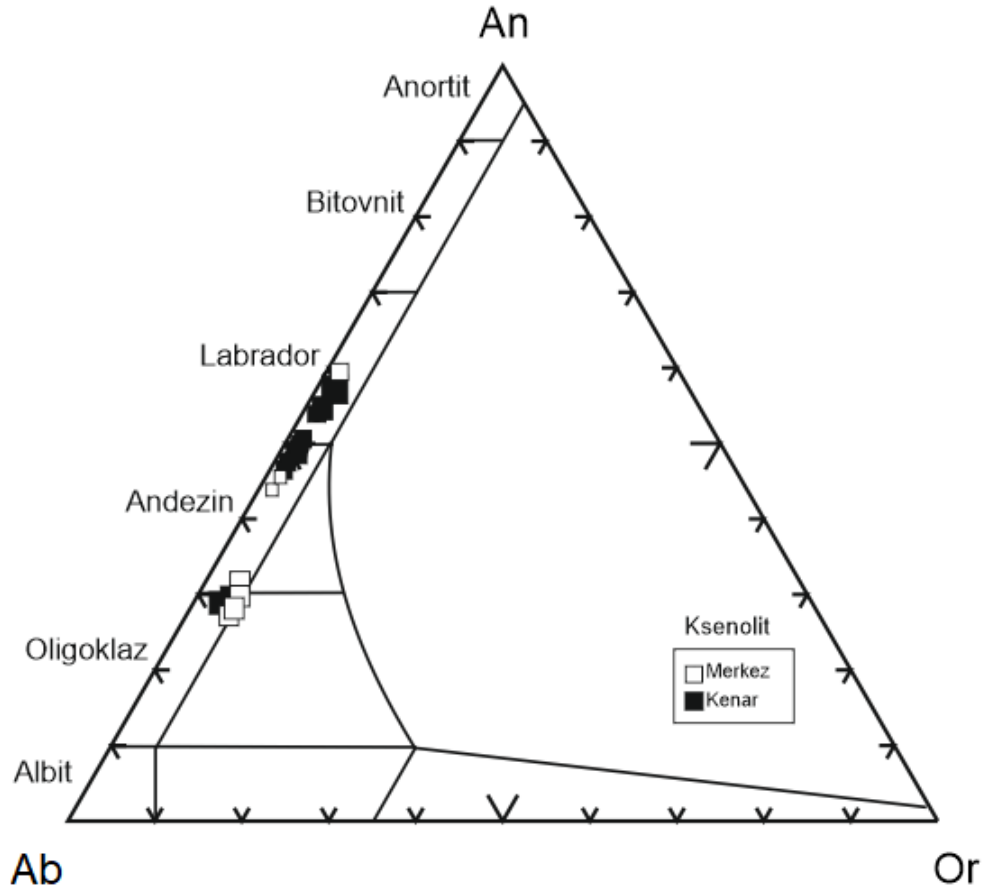
Çizelge 4.2. devam ediyor.

	Ksenolit			Ksenolit		Ksenolit			Ksenolit		
	12 devamı			13		14			15		
	m-->	m-->	k	k-->	m	k-->	m-->	k	k-->	m-->	k
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,69	57,04	54,44	57,30	58,44	58,31	58,14	59,70	63,72	63,30	57,39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26,38	27,14	29,20	26,42	25,72	26,78	25,38	25,63	22,56	23,43	27,32
<b>FeOt</b>	0,53	0,97	0,63	0,71	0,60	0,41	0,85	0,61	0,42	0,10	0,40
<b>MgO</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>CaO</b>	9,42	10,28	11,96	9,52	9,78	9,12	9,45	8,64	5,41	5,73	9,77
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,63	5,25	4,39	5,65	5,64	5,64	5,75	5,90	6,98	7,36	5,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,33	0,28	0,39	0,40	0,46	0,44	0,49	1,23	0,98	0,42
<b>Toplam</b>	100,10	101,01	100,91	100,00	100,59	100,74	100,02	100,98	100,33	100,91	100,87
<b>Si</b>	10,35	10,19	9,77	10,31	10,44	10,37	10,46	10,58	11,26	11,13	10,23
<b>Al</b>	5,58	5,71	6,18	5,60	5,42	5,62	5,38	5,35	4,70	4,85	5,74
<b>Fe</b>	0,08	0,14	0,09	0,11	0,09	0,06	0,13	0,09	0,06	0,02	0,06
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	1,81	1,97	2,30	1,84	1,87	1,74	1,82	1,64	1,02	1,08	1,87
<b>Na</b>	1,96	1,82	1,53	1,97	1,95	1,95	2,01	2,03	2,39	2,51	1,92
<b>K</b>	0,10	0,07	0,06	0,09	0,09	0,11	0,10	0,11	0,28	0,22	0,10
<b>Ort</b>	2,6	1,9	1,7	2,3	2,3	2,8	2,6	3,0	7,5	5,8	2,5
<b>Ab</b>	50,6	47,1	39,2	50,6	49,9	51,3	51,1	53,6	64,8	65,9	49,5
<b>An</b>	46,8	51,0	59,1	47,1	47,8	45,9	46,4	43,4	27,7	28,3	48,0



**Şekil 4.2.** Volkanik kayalarda bulunan plajiyoklaz minerallerinin An-Ab-Or diyagramı.

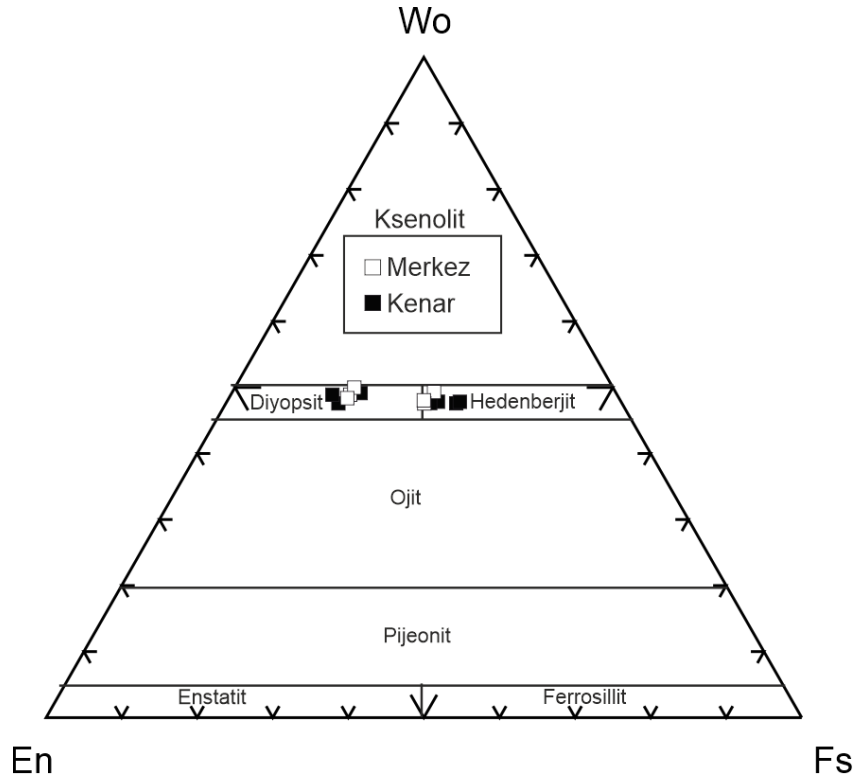
Ksenolitler içerisinde bulunan plajiyoklaz minerallerinin bileşimi anortit 27-59, albit 39-66, ortoklaz 1-8 değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 4.2). Plajiyoklaz minerallerinin kimyasal bileşiminin labradordan oligoklaza değişim gösterdiği gözlenmektedir (Şekil 4.3). Ksenolit örneklerinin analiz sonuçlarına bakıldığında ksenolitler içinden ölçüm alınmış 8-13-14 numaralı plajiyoklaz kristallerinin albit bileşiminin kenar zonlarında merkeze göre daha yüksek olduğu, yani volkanik kayaca benzer şekilde normal zonlanma gösterdiği izlenebilmektedir. 10-12-15 numaralı plajiyoklaz kristallerinin analiz sonuçlarından ise volkanik kayacın tersine, kristalin kenar zonlarında anortit bileşiminin daha yüksek olduğu yani bu kristallerde ters zonlanmanın var olduğu görülmektedir. Bu çözümlmeler ile ksenolitlerde mikroskobik olarak zonlu doku gösteren plajiyoklaz minerallerinin hem normal hem de ters zonlanma gösterdikleri ortaya konulmuştur.



**Şekil 4.3.** Ksenolitlerde bulunan plajiyoklaz minerallerinin An-Ab-Or diyagramı.

#### 4.4. Piroksen Mineralleri

Ksenolit örneklerindeki üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümlenmeleri ile piroksen minerallerinin klinopiroksen oldukları saptanmıştır (Çizelge 4.3). Minerallerin hem merkezinden hem de kenarlarından ölçüm yapılmıştır. Yapılan mikroprop çözümlenmeleri sonuçlarının yerleştirildiği Morimoto (1988) çalışmasındaki En-Wo-Fs diyagramına göre, piroksen minerallerinin diyopsit-hedenberjit karakterli oldukları görülmüştür (Şekil 4.4).



**Şekil 4.4.** Analiz sonuçlarına göre klinopiroksenlerin Wo-En-Fs diyagramı (Morimoto, 1988).

Analiz sonuçlarına göre piroksen minerallerinin bileşimleri wollastonit (Wo) 48-50, enstatit (En) 21-37, ferrosillit (Fs) 14-31 değerleri arasında değişmektedir.

Merkez ve kenarlardaki ölçümlerde Mg miktarına göre bazı piroksen kristalleri normal zonlanma gösterirken (2-5-6 numaralı örnekler), bazılarında Mg miktarının kenarda merkezden daha yüksek olduğu, yani ters zonlanma gösterdiği belirlenmiştir (1-3-4 numaralı örnekler).



**Çizelge 4.3.** Seçilmiş klinopiroksen mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mikroprop çözümü sonuçları (İyon sayıları 60 bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar).

	1		2		3		4			5		6	
	m-->	k	m-->	k	k-->	m	k-->	m-->	k	k-->	m	m-->	k
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,48	53,68	52,88	53,16	53,54	52,63	47,45	49,54	48,08	47,46	49,21	49,07	48,29
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,43	1,51	2,01	1,88	1,84	1,84	2,63	1,87	2,47	2,51	2,00	2,03	2,34
<b>FeOt</b>	9,21	9,05	9,26	9,90	8,55	9,29	18,29	15,54	15,93	18,28	15,83	15,45	16,81
<b>MgO</b>	11,44	12,55	11,76	11,22	12,49	12,06	7,37	8,75	7,80	7,26	8,73	8,82	8,09
<b>CaO</b>	23,47	22,85	23,13	23,24	23,31	23,10	23,21	23,01	23,30	23,02	22,84	22,70	22,93
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,54	0,49	0,52	0,47	0,48	0,54	0,70	0,68	0,67	0,60	0,74	0,89	0,71
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,28	0,13	0,17	0,11	0,07	0,12	0,32	0,19	0,28	0,33	0,28	0,23	0,32
<b>MnO</b>	0,20	0,19	0,26	0,17	0,22	0,21	0,60	0,51	0,53	0,58	0,53	0,53	0,56
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,05	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00
<b>Toplam</b>	100,07	100,48	100,02	100,16	100,55	99,84	100,59	100,14	99,08	100,08	100,21	99,72	100,08
<b>Si</b>	1,968	1,998	1,982	1,998	1,989	1,974	1,828	1,899	1,843	1,841	1,885	1,884	1,860
<b>Al</b>	0,107	0,066	0,089	0,083	0,081	0,081	0,119	0,085	0,112	0,115	0,090	0,092	0,106
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,258	0,154	0,238	0,232	0,180	0,195	0,206
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,289	0,282	0,290	0,311	0,266	0,288	0,331	0,344	0,273	0,361	0,327	0,301	0,335
<b>Mg</b>	0,639	0,696	0,657	0,628	0,692	0,674	0,423	0,500	0,503	0,420	0,498	0,505	0,464
<b>Ca</b>	0,943	0,911	0,929	0,936	0,928	0,928	0,958	0,945	0,957	0,957	0,937	0,934	0,946
<b>Na</b>	0,039	0,035	0,038	0,034	0,035	0,039	0,052	0,051	0,049	0,045	0,055	0,066	0,053
<b>K</b>	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
<b>Ti</b>	0,008	0,004	0,005	0,003	0,002	0,003	0,009	0,006	0,008	0,010	0,008	0,007	0,009
<b>Mn</b>	0,006	0,006	0,008	0,005	0,007	0,007	0,020	0,016	0,017	0,019	0,017	0,017	0,018
<b>Cr</b>	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
<b>Toplam</b>	4,000	3,999	3,999	3,999	4,001	3,998	4,000	4,001	4,001	4,002	3,999	4,001	3,998
<b>Vollastonit</b>	50,2	48,1	49,3	49,8	49,0	48,8	48,1	48,2	49,6	48,1	47,8	47,9	48,0
<b>Enstatit</b>	34,0	36,7	34,9	33,4	36,6	35,5	21,3	25,5	23,1	21,1	25,4	25,9	23,6
<b>Ferrosillit</b>	15,7	15,2	15,8	16,8	14,4	15,7	30,6	26,2	27,3	30,8	26,8	26,3	28,4

#### 4.5. Granat Mineralleri

Ksenolitler içindeki granat minerallerinden seçilen kristaller üzerinde mikroprop çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir, analiz sonuçları Çizelge 4.4'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre, granat minerallerinin andradit-grossular türünde olduğu, yani grandit/ugrandit grubunda yer aldığı ortaya konulmuştur. Ksenolitler içindeki granat kristalleri, andradit-grossular katı karışım ürünleridir.

Analiz sonuçlarına göre granat mineralinin bileşimi andradit (Adr) 87-94, grossular (Grs) 5-13, uvarovit (Uva) 0-0,3 değerleri arasında değişmektedir. Makroskobik olarak, kristallerde gözlenen bölgesel renk değişimleri üstten aydınlatmalı mikroskopta da yeşilimsi ve kıvımsı kahve renk tonlarında olmak üzere gözlenmektedir (Şekil 4.5). Bu renk değişimlerinin mikroprop analizleri sonucunda andradit grossular bileşim değişikliği sebebiyle meydana geldiği düşünülmektedir.

Ruiz (1976) granatlarda 2 tip normal zonlanma ve 1 tip ters zonlanma olmak üzere 3 tip zonlanmanın varlığından söz etmektedir. İlk tip normal zonlanmada mineralin merkezi Mn'ce zengindir; kenarlara gidildikçe Mn bileşimi azalmaktadır. Bu durum, granatın orijinal doğasıdır ve mineralin kristalleşmesi sonrası termodinamik aktivite olmadığını göstermektedir. İkinci tip normal zonlanmada ise kenarlarda Mn zenginleşmesi görülmektedir, mineral kısa bir süre farklı termodinamik koşullara maruz kalırsa bu durum gözlenebilmektedir. Ters zonlanma gösteren granatların ise, Mn içeriği kenarlara doğru artmaktadır; bu durum kristalin oluşumu süresince farklı termodinamik aktivitelere maruz kaldığını göstermektedir. Ruiz (1976)'nın çalışmasında Mn ile zonlanmayı açıklamasının sebebi, Mn elementinin sıcaklık-basınç değişimlerine karşı en hassas element olmasından kaynaklanmaktadır. Zonlanma, metamorfizma derecesi hakkında kesin bir bilgi vermez (Ruiz, 1976). Yüksek dereceli metamorfizma geçiren kayalarda ve aktiviteleri yavaş olan plütoniklerde gerçekleşen metasomatizma ile oluşan granatlarda genelde ters zonlanma görülürken, volkanik kayalar içinde var olan granatlarda genelde normal zonlanma görülür. Mikroprop analizleri sonucunda, Hisarlıkaya ksenolitlerinin *diyopsit-hedenberjit+plajiyoklaz+andradit-grossular* mineral birlikteliği gösterdiği ortaya konulmuştur. Bu mineral birlikteliği daha çok skarn tipi kayalarda gözlenebilmektedir (Deer ve diğ., 1992; Meinert ve diğ., 2005). Bunun yanında Pezzotta ve diğ., (2011)'de yine grossular-andradit katı çözelti

kristallerinde gözlenen bileşimsel zonlanmanın yoğunluklu olarak skarn kayaçlarında gözlemlenmesini belirtmişlerdir. Bu verilere göre, çalışma alanı olan Hisarlıkaya bölgesinde yoğun etkileri gözlenen magmatizma ile kabuğa yerleşen şekil ve boyutları bilinmeyen sokulumun, bölgede gözlenen kireçtaşları ile kontakt metamorfizması sonucunda oluşmuş skarnların varlığı ortaya konulabilir. Hisarlıkaya'daki granat taşıyan ksenolitlerin, bu zonun oluşumu sonrası gelişen bir volkanik etkinlikle yüzeye taşınan skarn parçaları oldukları düşünülmektedir. Dolayısıyla ksenolitler içinde bulunan granatlarda daha dengeli şartlarda oluşan 1.tip normal zonlanma; kenar kısımlarda Mn artışının gözlemlendiği bazı granatlarda (5, 7, 8, 9, 14 numaralı ölçümler) ise ters zonlanma gözlenmektedir. Bütün bu gözlemler sonucunda kristallerin oluşumu süresince, bazı evrelerde hidrotermal çözeltilerin bileşimindeki hızlı değişimler, oluşum ortamında denge durumunun sağlanamaması gibi koşulların var olabileceği ortaya konulmuştur (Crawford, 1972; Jamtveit ve diğ., 1993; Schmitt ve diğ., 2019).

**Çizelge 4.4.** Ksenolitler içinden seçilmiş granat mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş mikroprop çözümlene sonuçları (iyon sayıları 24O bazına göre hesaplanmıştır) (m: merkez, k: kenar).

	1		2		4	5		6		7		8
	k-->	m	k-->	m	k-->	k-->	m	k-->	m	k-->	m	m
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,82	35,46	35,41	35,71	35,62	35,82	35,64	35,38	35,80	35,13	35,40	35,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,30	1,25	1,22	1,32	1,29	1,25	1,11	1,29	1,48	1,21	1,14	1,76
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,00	2,02	1,97	2,00	1,80	2,05	1,98	2,05	2,47	2,65	2,39	2,47
<b>FeO</b>	25,59	25,90	25,85	25,85	26,04	26,11	26,29	25,97	25,56	25,25	25,68	25,36
<b>MnO</b>	0,43	0,46	0,45	0,48	0,49	0,52	0,47	0,39	0,56	0,38	0,36	0,38
<b>MgO</b>	0,25	0,31	0,24	0,32	0,26	0,27	0,24	0,27	0,31	0,27	0,22	0,19
<b>CaO</b>	32,17	31,74	31,97	31,67	32,08	32,33	32,23	32,57	31,98	32,18	31,92	32,63
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,05	0,01	0,00	0,09	0,04
<b>Toplam</b>	97,63	97,19	97,13	97,41	97,60	98,39	98,00	97,97	98,17	97,12	97,21	98,04
<b>Si</b>	6,425	6,402	6,401	6,423	6,412	6,392	6,395	6,350	6,375	6,334	6,380	6,290
<b>Ti</b>	0,175	0,170	0,166	0,179	0,175	0,168	0,150	0,174	0,198	0,164	0,155	0,237
<b>Al</b>	0,423	0,430	0,420	0,424	0,383	0,431	0,419	0,434	0,518	0,563	0,508	0,521
<b>Fe</b>	3,838	3,910	3,907	3,888	3,920	3,896	3,944	3,897	3,806	3,807	3,870	3,793
<b>Mn</b>	0,065	0,070	0,069	0,073	0,075	0,078	0,072	0,059	0,084	0,058	0,055	0,058
<b>Mg</b>	0,067	0,083	0,066	0,087	0,071	0,071	0,064	0,073	0,081	0,073	0,058	0,051
<b>Ca</b>	6,181	6,139	6,191	6,102	6,187	6,181	6,195	6,262	6,101	6,215	6,164	6,252
<b>Na</b>	0,003	0,009	0,005	0,014	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,014	0,003	0,000
<b>K</b>	0,001	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,007
<b>Cr</b>	0,008	0,001	0,000	0,003	0,000	0,004	0,004	0,006	0,001	0,000	0,013	0,006
<b>Alm(%)</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Prp(%)</b>	1,1	1,3	1,0	1,4	1,1	1,1	1,0	1,1	1,3	1,1	0,9	0,8
<b>Sps(%)</b>	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1	0,9	1,3	0,9	0,9	0,9
<b>GAU(%)</b>	97,9	97,6	97,9	97,4	97,7	97,6	97,9	97,9	97,4	97,9	98,2	98,3
<b>Toplam</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<b>Grs(%)</b>	9,5	9,5	9,3	9,4	8,6	9,6	9,3	9,6	11,5	12,4	11,2	11,4
<b>Adr(%)</b>	90,3	90,5	90,7	90,5	91,4	90,3	90,6	90,2	88,5	87,6	88,5	88,4
<b>Uva(%)</b>	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1
<b>Toplam</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Çizelge 4.4. devam ediyor.

	9			10			11		12		13		14	
	k-->	m-->	k	k-->	m-->	k	k-->	m	k-->	m	k-->	m	k-->	m
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,12	35,40	35,10	35,06	35,23	35,34	35,13	35,13	35,57	35,53	35,47	34,62	35,52	34,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,87	1,21	1,64	1,23	0,55	0,33	1,50	1,50	1,64	1,73	0,69	2,06	1,72	2,71
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,42	1,42	2,51	1,53	1,20	1,39	2,56	2,56	2,77	2,63	1,81	1,15	2,48	1,50
<b>FeO</b>	25,21	26,89	24,91	25,95	26,83	26,62	25,35	25,35	24,88	25,16	26,31	26,55	25,58	25,11
<b>MnO</b>	0,43	0,39	0,43	0,31	0,33	0,26	0,37	0,37	0,46	0,45	0,30	0,32	0,39	0,30
<b>MgO</b>	0,16	0,25	0,21	0,34	0,26	0,29	0,15	0,15	0,17	0,17	0,30	0,32	0,20	0,44
<b>CaO</b>	32,37	32,31	32,48	32,71	32,50	32,93	32,51	32,51	32,77	32,21	33,16	32,78	32,73	32,71
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,00	0,03	0,00	0,11	0,00	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,08	0,01	0,01
<b>Toplam</b>	97,65	97,92	97,31	97,14	97,06	97,16	97,62	97,62	98,35	97,95	98,09	97,91	98,67	97,40
<b>Si</b>	6,301	6,390	6,314	6,365	6,432	6,434	6,308	6,308	6,318	6,336	6,378	6,268	6,308	6,242
<b>Ti</b>	0,252	0,164	0,221	0,168	0,075	0,045	0,202	0,202	0,219	0,232	0,094	0,280	0,230	0,368
<b>Al</b>	0,512	0,301	0,532	0,327	0,257	0,297	0,542	0,542	0,580	0,553	0,384	0,244	0,519	0,320
<b>Fe</b>	3,782	4,059	3,747	3,940	4,096	4,052	3,806	3,806	3,695	3,752	3,956	4,020	3,799	3,793
<b>Mn</b>	0,065	0,059	0,065	0,048	0,051	0,039	0,056	0,056	0,070	0,069	0,046	0,048	0,059	0,046
<b>Mg</b>	0,042	0,067	0,055	0,092	0,070	0,079	0,040	0,040	0,044	0,046	0,080	0,086	0,054	0,117
<b>Ca</b>	6,222	6,249	6,259	6,362	6,357	6,423	6,254	6,254	6,236	6,154	6,388	6,359	6,227	6,331
<b>Na</b>	0,008	0,009	0,000	0,000	0,005	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,004	0,017
<b>K</b>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,004	0,003	0,004	0,000
<b>Cr</b>	0,006	0,000	0,004	0,000	0,016	0,000	0,005	0,005	0,006	0,009	0,006	0,011	0,002	0,002
<b>Alm(%)</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Prp(%)</b>	0,7	1,0	0,9	1,4	1,1	1,2	0,6	0,6	0,7	0,7	1,2	1,3	0,9	1,8
<b>Sps(%)</b>	1,0	0,9	1,0	0,7	0,8	0,6	0,9	0,9	1,1	1,1	0,7	0,7	0,9	0,7
<b>GAU(%)</b>	98,3	98,0	98,1	97,8	98,1	98,2	98,5	98,5	98,2	98,2	98,1	97,9	98,2	97,5
<b>Toplam</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<b>Grs(%)</b>	11,2	6,7	11,8	7,4	5,8	6,8	11,9	11,9	12,9	12,2	8,6	5,4	11,4	7,1
<b>Adr(%)</b>	88,6	93,3	88,1	92,6	93,9	93,2	88,0	88,0	87,0	87,6	91,2	94,4	88,6	92,8
<b>Uva(%)</b>	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0
<b>Toplam</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

#### **4.6. Sıcaklık-Basınç Hesaplamaları**

Minerallerin oluşum koşul ve ortamları hakkında bilgi edinebilmek amacıyla pek çok araştırmacı farklı türdeki minerallerde sıcaklık hesaplamaları yapmış, bunun için denklem ve diyagramlar oluşturmuştur (örn: Putirka ve diğ., 2003 (klinopiroksen-eriyik); Johnson ve Rutherford, 1989 (amfibol-plajiyoklaz) vb). Bu kapsamda mineral mikroprop analizleri kullanılarak Hisarlıkaya volkanik kayaç ve ksenolitlerinin içinde bulunan minerallerin oluşum sıcaklıkları belirlenmeye çalışılmış; oluştukları ortam ve koşullar hakkında bilgi edinebilmek amaçlanmıştır.

##### **4.6.1. Volkanik Kayaçlar İçindeki Amfibol-Plajiyoklaz Mineral Birlikteliği ile Sıcaklık-Basınç Hesaplamaları**

Amfibol-plajiyoklaz minerallerinin birlikte kristalleştiği kayaçlarda pek çok araştırmacı basınç ve sıcaklık hesaplamaları yapmıştır (Hollister ve diğ., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; 1993 vb). Bu hesaplamalardan yola çıkarak amfibollerin oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır (Blundy ve Holland, 1990; Holland ve Blundy, 1994). Bu hesaplamaların yapılmasında Si değeri ve plajiyoklazın An içerikleri için belirli koşulların sağlanması gerekmektedir. Kalsik amfibollerde yapılan bu hesaplamalar için Si değeri <7,8 ve anortit içeriğinin <92 olması gerekmektedir (Blundy ve Holland, 1990). Hisarlıkaya volkanik kayaçlarında gözlenen amfiboller kalsik amfiboller olup bu koşulları sağlamaktadır. Mineral merkez ölçümlerinden yapılan hesaplamalara ve Hollister ve diğ., (1987)'ye göre Hisarlıkaya volkanik kayaçları için 7,5-8,5 kbar, Johnson ve Rutherford, (1989)'e göre 6-7 kbar ve Schmidt, (1992)'ye göre 7,5-8,5 kbar basınç değerlerine ulaşılmıştır. Ortalama basınç değerleri olarak alınan bu değerlere ve Blundy ve Holland (1990)'da kullanılan sıcaklık hesaplamalarına göre amfibol minerallerinin tahmini oluşum sıcaklık aralığının 852-911 °C olduğu ortaya konulmuştur.

#### 4.6.2. Ksenolit İçindeki Klinopiroksen-Granat Mineral Birlikteliği ile Sıcaklık Hesaplamaları

Granat-Klinopiroksen minerallerinin birlikte olduğu kayaçlarda pek çok araştırmacı tarafından sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır (Ellis ve Green, 1979; Ganguly, 1979; Harley, 1984; Krogh, 1988). Bu hesaplamalar için 6 oksijene göre hesaplanmış Ca, Fe<sup>+2</sup>, Mg, Mn kation içerikleri kullanılmış ve skarn zonlarında oluşan granatlar için literatürden ortalama 0,5 kbar basınca değer alınmıştır (Hickey 1990; Myers, 1994; Brooks, 1994). Buna göre farklı çalışmalardan yapılmış sıcaklık hesaplamaları izelge 4.5'te verilmiştir. Hisarlıkaya skarn zonunda oluşan granat kristallerinin tahmini ortalama oluşum sıcaklıklarının 410-470 C arasında olduğu tespit edilmiştir.

**Çizelge 4.5.** Hisarlıkaya volkanik kayaçları içindeki ksenolitlerde gözlenen granatlar için hesaplanan jeotermometre değerleri (0,5 kbar basınç için).

rnek	Mineral Birlikteliği	grt-cpx termometresi			
		<i>Ellis ve Green (1979)</i>	<i>Harley (1984)</i>	<i>Krogh (1988)</i>	Ortalama sıcaklık
<b>rnek 1</b>	grt-cpx	460-477	513-529	323-334	423-446
<b>rnek 2</b>	grt-cpx	430-492	490-547	312-369	410-470

## 5. JEOKİMYA

### 5.1. Giriş

Çalışma alanından seçilen volkanik kayaç ve ksenolit örneklerinin jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Major, iz ve nadir toprak elementlerinin analizleri sayesinde kayaçların adlandırılması yapılmış, oluşumları süresince etkili olan jeokimyasal süreçler ve kökenlerine dair yorumlamalarda bulunulmuştur.

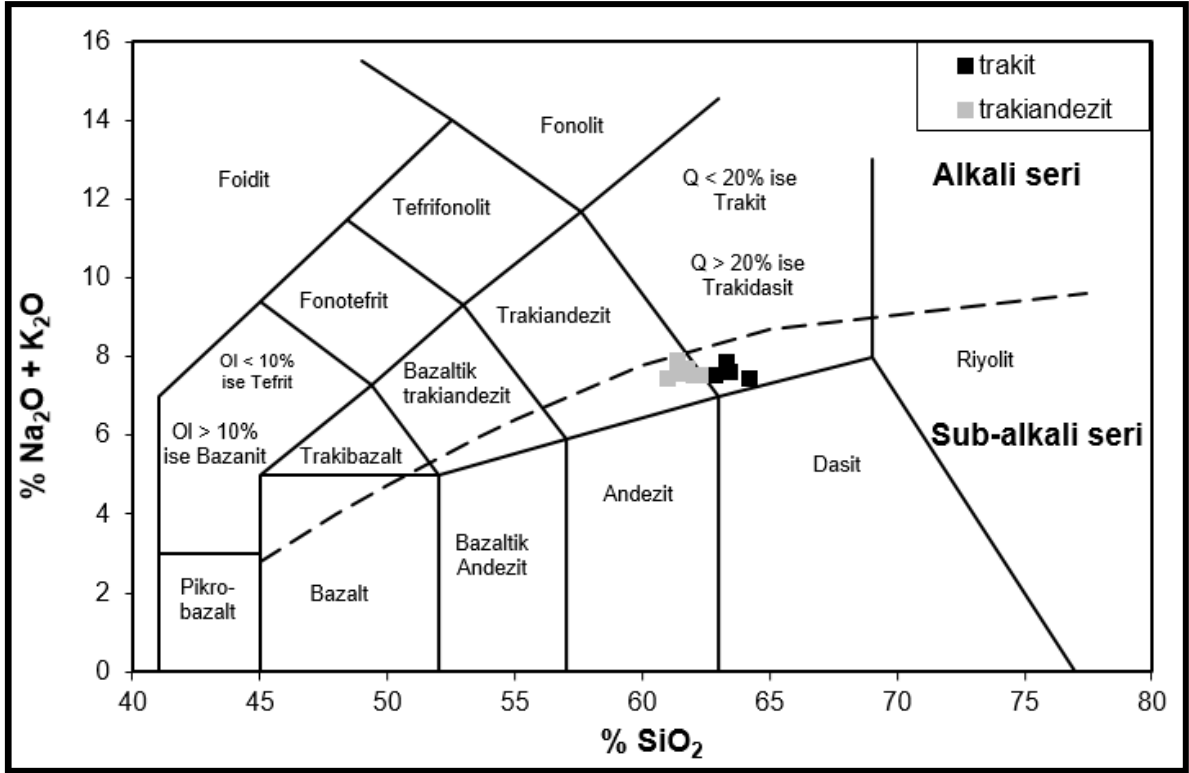
### 5.2. Çözümleme Yöntemleri

Çalışma bölgesinden alınan taze örnekler Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde kırma-öğütme işlemleri ile toz haline getirilmiştir. Toz halindeki 11 volkanik kayaç ve 11 ksenolit örneği üzerinde major, iz ve nadir toprak element çözümlenmeleri, Kanada ACME laboratuvarları ICP-AES ve ICP-MS spektrometrelerinde gerçekleştirilmiştir. Major element bileşimleri % oksit cinsinden ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) belirlenmiş, bu sonuçlardan itibaren CIPW normatif mineral içerikleri hesaplanmıştır (Çizelge 5.1).

### 5.3. Ana Element Jeokimyası

11 volkanik kayaç örneğinden elde edilen sonuçlar Çizelge 5.1' de verilmiştir. Örneklerin 1050 °C'de ateşte kayıp (LOI) değerleri % 0,23 ile % 1,3 arasında değişmektedir. Major element değerleri susuz baza göre yeniden hesaplanmış, %  $\text{SiO}_2$  değerlerinin %60,99 ile %64,18 arasında değiştiği tespit edilmiştir. Bu verilerden yararlanılarak % $\text{SiO}_2$  - % $\text{Na}_2\text{O}$ +% $\text{K}_2\text{O}$  (toplam alkali-silis) diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986) çizilmiştir (Şekil 5.1). Bu sınıflamaya ve Miyashiro (1978)'un alkali-subalkali ayrımına göre Hisarlıkaya mevkiinde bulunan volkanik kayaçlar, normatif kuvars içeriği %20'nin altında olması dolayısıyla sub-alkali trakit ve trakiandezitik karakter göstermektedir. Trakiandezit örneklerinin tamamının ise,  $\text{Na}_2\text{O}-2>\text{K}_2\text{O}$  olması sebebiyle benmorit (sodik) oldukları ortaya konulmuştur (Le Bas ve diğ., 1986).





**Şekil 5.1.** Hisarlıkaya'da bulunan volkanik kayaç örneklerinin toplam alkali-SiO<sub>2</sub> diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986). Miyashiro (1978) çalışmasına göre kesikli çizgi alkali-subalkali ayrımını göstermektedir (susuz baza göre hesaplanan veriler kullanılmıştır).

Irvine ve Baragar (1971)'in FeO<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-MgO (AFM) üçgen diyagramına göre, Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının tamamı kalk-alkali özelliğe sahiptir (Şekil 5.2).

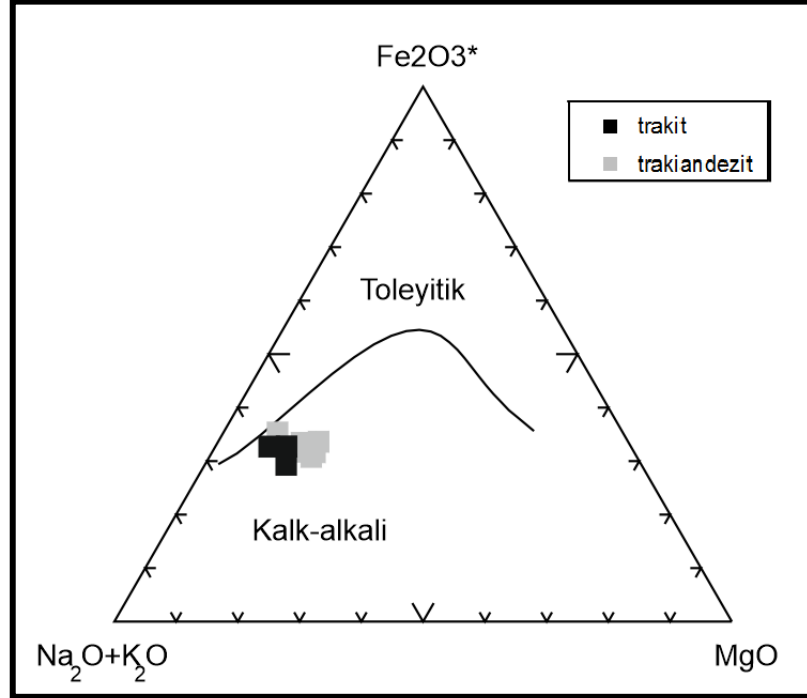
**Çizelge 5.1.** Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının ana-iz ve nadir toprak element çözümlene sonuçları ve CIPW normları.

Örnek No	AN-1	AN-7	AN-8	AK-4	AK-11	AK-23
<b>Kayaç türü</b>	<b>Trakit</b>	<b>Trakit</b>	<b>Trakit</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakit</b>
SiO <sub>2</sub>	62,7	62,6	63,7	60,2	60,7	63,2
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,5	0,4	0,6	0,6	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,2	16,5	17,0	16,7	16,9	17,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	4,1	4,2	4,1	4,8	4,5	4,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,7	1,6	1,7	2,3	2,4	1,1
CaO	5,3	5,1	4,7	6,0	5,6	4,5
Na <sub>2</sub> O	5,2	5,2	5,3	5,2	5,3	5,2
K <sub>2</sub> O	2,2	2,3	2,5	2,1	2,2	2,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,4
LOI	0,5	0,9	0,2	0,8	0,6	1,1
<b>Toplam</b>	<b>100,1</b>	<b>99,7</b>	<b>100,3</b>	<b>99,4</b>	<b>99,5</b>	<b>99,5</b>
<b>CIPW normatif mineraller</b>						
Q	11,3	12	11,6	7,5	7,7	14,1
Or	13,4	13,9	15	12,7	13,2	12,9
Ab	44,6	44,7	45,2	45,1	45,3	44,6
An	16,8	15,1	14,9	16,2	16,2	17,7
Di	4,7	5	3,5	8,3	6,7	2
Hy	4,9	4,6	5,7	5,8	6,6	4,8
Mt	1,9	1,9	1,9	1,9	1,7	1,9
Il	0,9	0,9	0,8	1,1	1,2	1
Ap	1,5	1,7	1,4	1,4	1,4	1
<b>Toplam</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>
Sc	-	-	-	8	8	7
V	-	-	-	63	74	64
Co	-	-	-	36,4	30	27,7
Ni	31,5	37,1	28,9	43	40	25
Rb	51,8	55,7	60,9	53,2	57,8	61,2
Sr	1249	1397	1235	1290,8	1217	1013
Y	15,2	15,7	16,1	16,7	16,2	14,5
Zr	185	183	175,8	166,6	162,7	150,5
Hf	2,50	4,1	3,9	3,8	3,7	3,5
Ta	3,80	2,9	2,7	1,3	1,4	1,2
Nb	23	22	21,9	19,1	19,3	17,1
Ba	997,8	1062	1077	1106	996	955
W	98,3	83,2	56,6	237,1	288,6	249,3
Th	15,5	15,4	15,5	15,5	15,1	14
U	11,3	8	14,4	3,3	3,9	3,9
La	48,7	62,3	56,5	82	71,6	59,7
Ce	120,2	115,1	118,8	131,8	117	100,2
Pr	-	-	-	12,3	11,4	9,3
Nd	23	22	21,9	39,3	38,7	30,9
Sm	-	-	-	5,6	5,2	4,1
Eu	-	-	-	1,5	1,4	1,2
Gd	-	-	-	4,2	4,1	3,5
Tb	-	-	-	0,5	0,5	0,4
Dy	-	-	-	2,9	3	2,5
Ho	-	-	-	0,6	0,5	0,5
Er	-	-	-	1,6	1,6	1,4
Tm	-	-	-	0,2	0,2	0,2
Yb	-	-	-	1,5	1,5	1,4
Lu	-	-	-	0,2	0,2	0,2

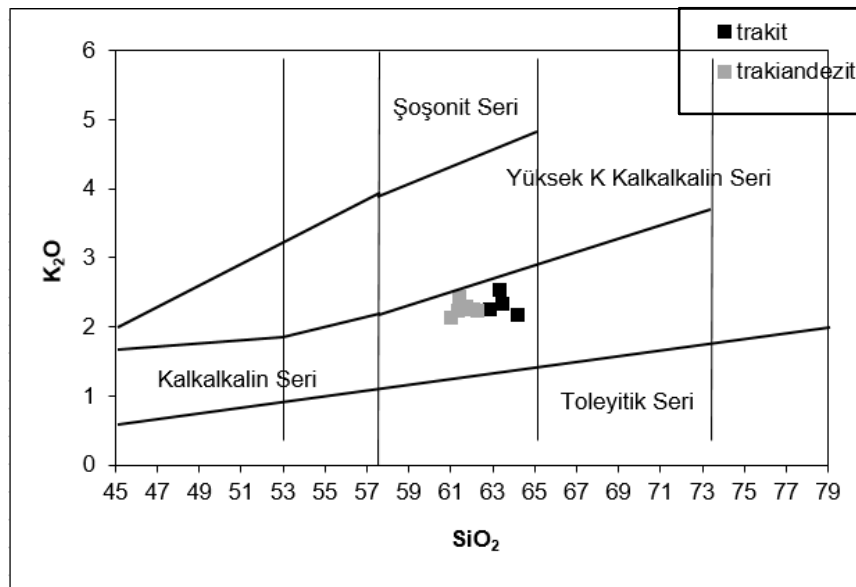
Çizelge 5.1. devam ediyor.

Örnek No	AK-26	AK-27	AK-32	AK-42	AK-45
<b>Kayaç türü</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakiandezit</b>	<b>Trakiandezit</b>
SiO <sub>2</sub>	60,9	61,2	60,3	61,3	60,8
TiO <sub>2</sub>	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,2	17	17,8	17,2	16,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	4,4	4,6	4,8	4,3	4,4
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,9	1,9	1,2	1,7	2,3
CaO	5,3	5,2	5	5,3	5,6
Na <sub>2</sub> O	5,3	5,2	5,4	5,2	5,3
K <sub>2</sub> O	2,3	2,2	2,4	2,2	2,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
LOI	1,0	0,9	1,3	1,1	0,7
<b>Toplam</b>	<b>99,6</b>	<b>99,5</b>	<b>99,5</b>	<b>99,6</b>	<b>99,5</b>
<b>CIPW normatif mineraller</b>					
Q	8,6	9,7	8,3	10,4	7,8
Or	13,6	13,4	14,4	13,3	13,4
Ab	45,8	44,7	46,4	44,7	45,5
An	16,7	16,8	17,8	17,3	15,9
Di	4,8	4,5	2,6	4,5	7
Hy	6,2	6,5	5,8	5,3	6,2
Mt	1,7	1,8	1,9	2	1,7
Il	1,2	1,1	1,3	1,1	1,1
Ap	1,4	1,5	1,5	1,4	1,4
<b>Toplam</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>
Sc	8	8	9	8	8
V	53	55	67	65	73
Co	32,4	29,1	23,1	39,6	34,9
Ni	37	39	39	31	34
Rb	60	60,5	66,6	59,9	59
Sr	1218	1260	1311	1203	1243
Y	16,5	17,5	16,1	16,5	16,2
Zr	163,5	171,3	176,1	161,5	161,3
Hf	3,8	3,8	4	3,7	3,4
Ta	1,3	1,5	1,3	1,5	1,5
Nb	16,7	21,5	19,6	19,6	19,2
Ba	1024	1046	1094	1029	998
W	289,8	285,2	159,2	415,3	390,7
Th	15,4	15,7	16,1	14,7	15,4
U	3,3	3,5	3	3,5	3,9
La	74,6	74,3	78,9	73,3	70,4
Ce	123,2	122,5	129	117,2	118,5
Pr	11,5	11,8	12,3	11,6	11,3
Nd	38,3	39,1	40,5	38,1	38,2
Sm	5,2	5,3	5,6	5,3	5,3
Eu	1,4	1,5	1,6	1,4	1,3
Gd	4,3	4,2	4,3	4,1	3,9
Tb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Dy	2,9	2,9	2,8	2,8	2,8
Ho	0,6	0,56	0,6	0,5	0,5
Er	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5
Lu	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2

Bu kayaç örnekleri  $K_2O-SiO_2$  diyagramına (Peccerillo ve Taylor, 1976) yerleştirildiğinde, örneklerin AFM diyagramına uygun şekilde kalk alkali seride oldukları görülmektedir (Şekil 5.3).



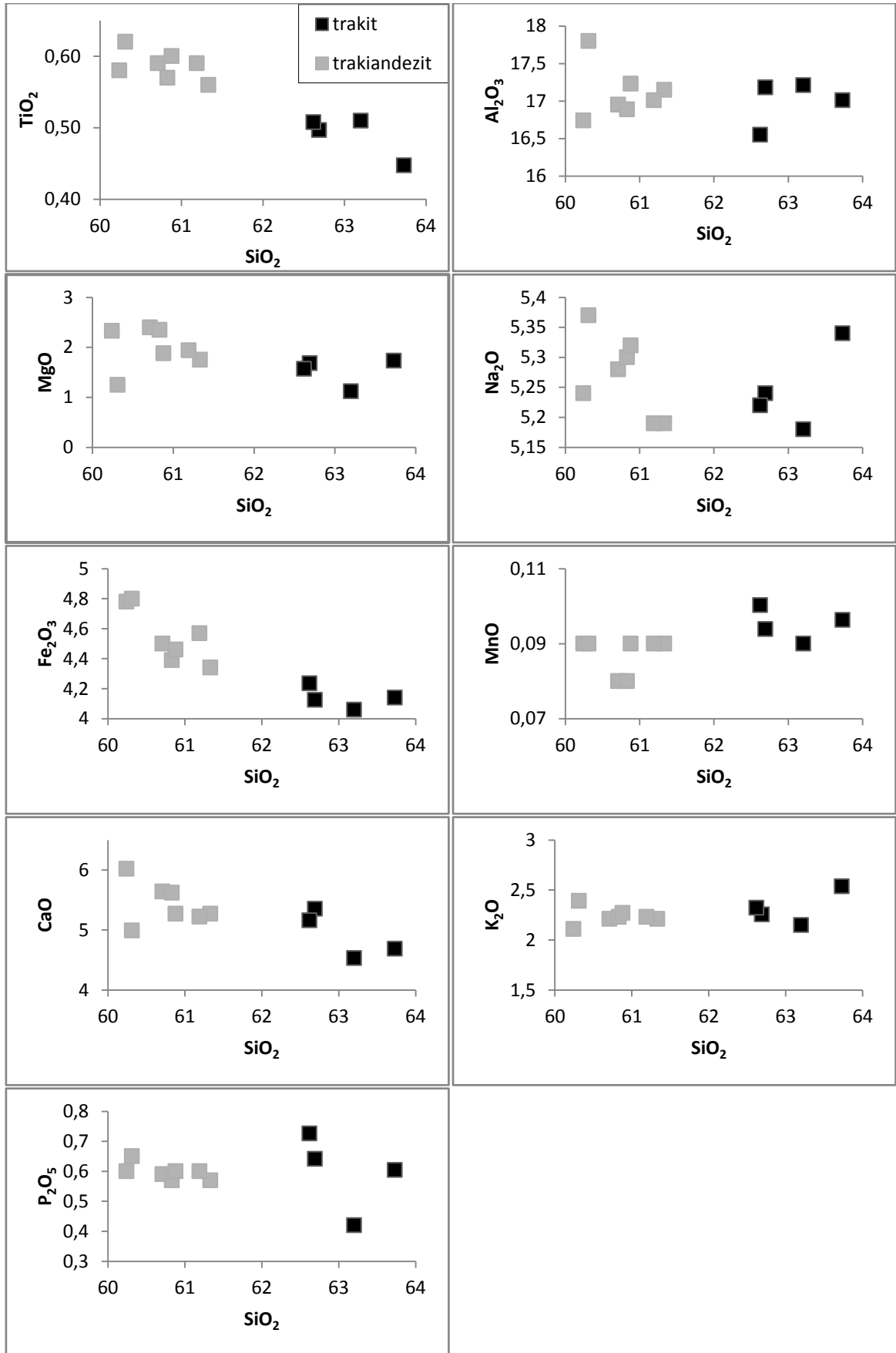
**Şekil 5.2.** Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin Irvine ve Baragar (1971)'in AFM üçgen diyagramı ( $FeO_3-Na_2O+K_2O-MgO$ ).



**Şekil 5.3.** Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin  $K_2O-SiO_2$  diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

Ana elementlerin  $\text{SiO}_2$  içeriğine göre değişimlerini gösteren Harker değişim diyagramları oluşturulmuş ve Şekil 5.4'de verilmiştir. Dar bir  $\text{SiO}_2$  aralığa (%61-64) sahip Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin, diyagramlarda bazı elementler için dağınık bir yayılım gösterdiği görülmektedir. Fakat örneklerde yine de genel olarak  $\text{SiO}_2$  içeriği arttıkça trakit kayaçlarında  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  bileşimlerinde pozitif;  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  bileşimlerinde negatif bir eğilim gözlenmektedir.  $\text{MgO}$  bileşimi ise yataya yakındır. Trakiandezit örneklerinde ise  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  bileşiminde negatif bir eğilim gözlenmektedir.  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  bileşimlerindeki değişim yataya yakındır. Hem trakit hem de trakiandezit kayaçlarında  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{CaO}$  bileşimlerinde gözlenen negatif eğilim, fraksiyonel kristalleşme sürecinden beklenen şekilde sıvı fazdan daha önce ayrılacak olan Ca'ca daha zengin plajiyoklaz, piroksen ve opak minerallerin bünyelerine girmeleri ile açıklanabilir. Trakit kayaçlarındaki  $\text{K}_2\text{O}$  bileşimlerinde gözlenen pozitif eğilim fraksiyonel kristalleşme sürecinde K-feldispat, mika gibi, kristalleşmenin sonraki evrelerinde oluşan minerallerle ilişkilendirilebilir.  $\text{MgO}$  bileşiminin ise  $\text{SiO}_2$  değişimine karşı yataya yakın bir yönelim göstermesi, Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının kristalleşmesi süresince bu elementte farkedilir bir değişimin olmadığını ortaya koymaktadır.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  içeriğinin  $\text{SiO}_2$  artışıyla azalması trakiandezit örneklerinde fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini yansıtmaktadır.

Bu veriler doğrultusunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının oluşumunda etkili bir süreç olduğu anlaşılmaktadır.



**Şekil 5.4.** Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının SiO<sub>2</sub>-ana element Harker diyagramları.

Çalışma alanında, volkanik kayaç içinde bulunan farklı karakterde olduğu belirlenmiş ksenolitlerden 6 adet granatlı skarn, 4 adet mineral içeriğine bakılmaksızın hornfels olarak tanımlanan ksenolit ve 1 adet kuvarsitten majör element analizleri gerçekleştirilmiş ve sonuçlar Çizelge 5.2'de verilmiştir. Bu analiz sonuçlarına göre normatif mineral hesaplamalarının mineralojik değerlendirmelerle karşılaştırılması için, ana element içeriklerinden CIPW norm değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 5.2). Buna göre normatif mineralojik hesaplamalarda granatlı skarn örneklerinde beklendiği gibi diyopsit içeriklerinin yüksek olduğu, diğer örneklerde ise normatif diyopsitin hiç bulunmadığı görülmüştür. Kuvarsit örneğinde yüksek SiO<sub>2</sub> ve normatif kuvars içeriği örneğin tanımlamasının doğru yapıldığını ortaya koymaktadır. Bunun yanında granatlı skarn örnekleri dışındaki örneklerde farklı içeriklerde normatif korund dikkati çekmektedir. Ana element içeriklerinden oluşturulmuş ACF diyagramından (A: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); C: CaO-(3.3P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); F: FeO+MgO+MnO) granat içeren skarn örnekleri olarak tanımlanmış tüm ksenolitlerin skarn alanına düştüğü görülmektedir (Godfrey, 1958; Barton ve diğ., 1991) (Şekil 5.5). Bu diyagrama göre kuvarsit örneği dışındaki tüm örnekler ise pelitik alanda bulunmaktadır.

Granat bulunduran skarn örneklerinin SiO<sub>2</sub> ve CaO miktarları sırasıyla % 49-56 ve % 9-15 olmak üzere diğer örneklere göre daha yüksek iken, hornfels ve kuvarsit örneklerinde ise Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%14-20) ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%18-22) miktarı skarn örneklerine göre yüksektir. Bu durum skarn ksenolitlerindeki yüksek klinopiroksen ve granat içeriğine bağlanabilirken, hornfels olarak tanımlanan diğer ksenolitlerin içerdikleri daha önce tanımlanan amfibol, mika, epidot gibi minerallerin varlığı sebebiyle bu kayaçların skarlara göre Fe ve Al miktarları daha yüksektir.

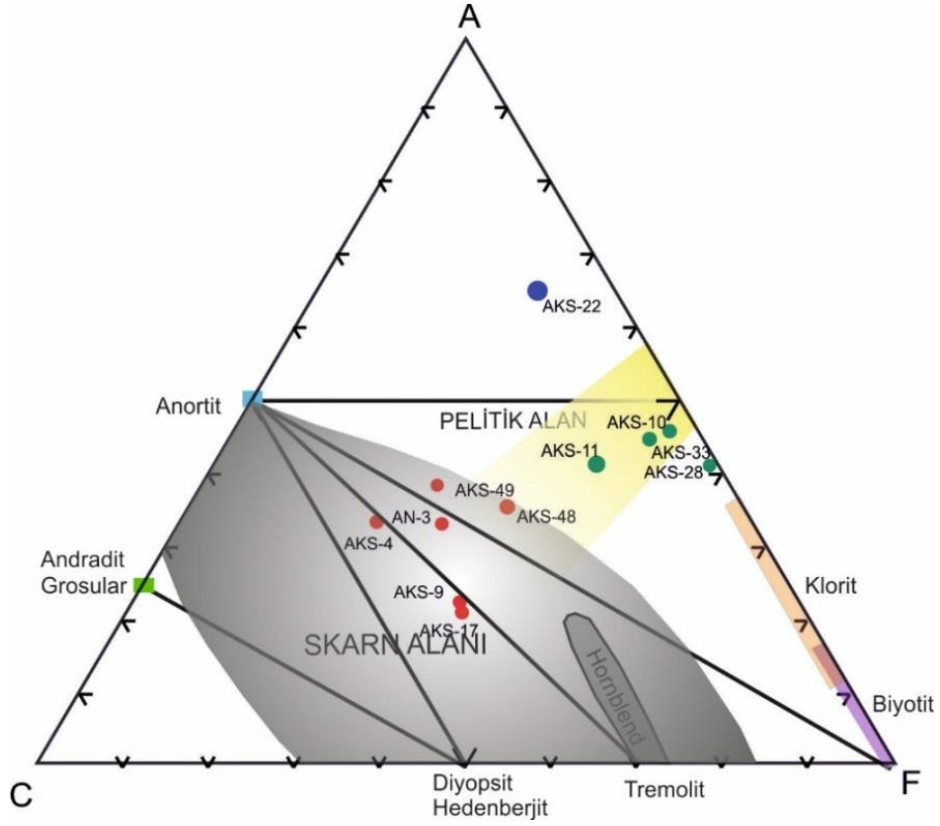
**Çizelge 5.2.** Hisarlıkaya'daki volkanik kayaç içinde bulunan farklı karakterdeki ksenolitlerin ana-iz ve nadir toprak element çözümü sonuçları ve CIPW normları.

Örnek No	AKS-4	AKS-9	AKS-10	AKS-11	AKS-17
Kayaç türü	Granatlı skarn	Granatlı skarn	Hornfels	Hornfels	Granatlı skarn
SiO <sub>2</sub>	56,3	52,9	39,3	47	52,5
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,5	0,7	1,6	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,4	9,3	22,1	18,4	9,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,5	7,3	20	14,2	6,9
MnO	0,2	0,1	0,3	0,3	0,2
MgO	2,2	9,2	7,7	6,2	10,5
CaO	14,3	14	1,8	5,6	14,9
Na <sub>2</sub> O	2,9	2,5	2,9	3,5	2,3
K <sub>2</sub> O	0,3	0,5	1,1	0,9	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,3	0,1	0,1	0,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,02	0,01	0,08
LOI (1050°C)	1,3	2,8	3,5	1,9	1,2
<b>Toplam</b>	<b>99,9</b>	<b>99,4</b>	<b>99,5</b>	<b>99,7</b>	<b>99,7</b>
<b>CIPW normatif mineraller</b>					
Q	11,3	2	-	-	--
Or	1,8	3,3	6,4	5,4	3,4
Ab	25	21,9	26,3	30,9	20,3
An	20,4	13,3	8,9	27,6	13,9
C	-	-	13,9	1,9	-
Di	37,3	45,6	-	-	47,4
Hy	-	9,9	13,6	12,9	8,9
OI	-	-	24,4	14,5	1,6
Mt	3,4	2,3	4,7	3,3	2,2
Il	0,7	1	1,5	3,2	1,4
Ap	0,1	0,7	0,3	0,3	0,9
<b>Toplam</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>
Sc	9	28	48	50	33
V	195	110	315	531	144
Co	56,8	75,5	63,9	59,4	56,2
Ni	57	257	24	-	279
Rb	4	10,3	25,5	21,9	10
Sr	321,2	854,3	223,4	167,5	627,9
Y	13,1	15,1	10	21,6	19,2
Zr	123,1	74,6	40,1	40,8	82,4
Hf	3	1,9	1	1,3	2
Ta	1,3	1,3	0,4	0,4	0,8
Nb	27,1	13,2	2	2	9,1
Ba	136	372	499	226	328
La	12	32,4	6,9	4,8	35,2
Ce	23,2	61,3	13,1	9,2	67,2
Pr	3,1	6,7	1,3	1,2	7,82
Nd	3,1	6,7	1,3	1,2	7,82
Sm	2,3	4,66	1,6	1,87	5,5
Eu	0,6	1,35	0,7	0,8	1,5
Gd	2,3	4	2,1	2,87	5
Tb	0,3	0,54	0,3	0,51	0,7
Dy	2,1	3,07	1,7	3,59	3,5
Ho	0,4	0,57	0,3	0,8	0,7
Er	1,2	1,49	1	2,58	1,9
Tm	0,2	0,21	0,1	0,36	0,2
Yb	1,2	1,34	0,8	2,59	1,6
Lu	0,2	0,2	0,1	0,39	0,2
∑REE	52,2	124,5	31,5	32,76	138,9
%REE	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ta	1,3	1,3	0,4	0,4	0,8
W	595	704,8	337,8	433,3	365,2
Th	7,3	4,8	0,8	0,5	4,9
U	22,8	1,5	0,3	0,3	1,3



Çizelge 5.2. devam ediyor.

Örnek No	AKS-28	AKS-33	AKS-22	AKS-48	AKS-49	AN-3
Kayaç türü	Hornfels	Hornfels	Kuvarsit	Granatlı skarn	Granatlı skarn	Granatlı skarn
SiO <sub>2</sub>	38,3	39,5	98,2	50	54,3	49
TiO <sub>2</sub>	0,7	2,5	0	0,9	0,6	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22	21,2	0,6	16,4	14,5	14,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	17,9	0,2	12,6	8,6	9,8
MnO	0,5	0,3	-	0,2	0,2	0,2
MgO	17	8,6	-	4,7	3,7	3,4
CaO	0,4	3,6	0,2	8,9	10,9	14,4
Na <sub>2</sub> O	2,3	3	0,2	3,2	2,4	2,4
K <sub>2</sub> O	0,9	0,6	0,1	0,5	0,3	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,3	-	0,1	0,2	0,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
LOI (1050°C)	1,3	1,9	0,2	2,3	4	4,3
<b>Toplam</b>	<b>99,8</b>	<b>99,4</b>	<b>99,7</b>	<b>99,8</b>	<b>99,7</b>	<b>99,5</b>
<b>CIPW normatif mineraller</b>						
Q	-	-	96,8	-	13,2	2,8
Or	5,7	4	0,4	3,1	2	1,6
Ab	19,9	26,7	1,6	28,1	21	21,4
An	1,6	16,8	0,6	30	29,6	30,6
C	17,2	9,9	0,1	-	-	-
Di	-	-	-	12,7	21,2	35
Hy	13	6,5	0,3	21,3	8,3	4,1
OI	37,5	26,3	-	-	-	-
Mt	3,7	4,1	0,1	2,9	3,1	2,3
Il	1,3	5	-	1,7	1,1	1,1
Ap	0,1	0,7	0,1	0,2	0,5	1,1
<b>Toplam</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>
Sc	57	53	1	44	22	10
V	221	443	-	284	119	237
Co	49,4	58,3	69,1	55,1	40,2	50,4
Ni	75	-	-	32	33	117
Rb	16	21,2	3,5	11,4	9,4	3,9
Sr	33,2	186	27	194,2	252,9	731,6
Y	31,8	58,4	2,5	19,7	38,1	21,6
Zr	25,3	120,3	6	49,2	203,7	140,6
Hf	0,8	3,2	0,2	1,6	5,4	3,3
Ta	0,3	0,6	1,3	0,3	1,2	1,2
Nb	1	5,5	1,1	2,4	11,3	60,3
Ba	40	436	79	73	247	372
La	4,8	23	3,5	3,3	21,9	57,6
Ce	9,6	43,9	7,9	7,9	50	101,7
Pr	1,3	6,9	0,7	1,1	5,7	11,2
Nd	1,3	6,9	0,7	1,1	5,7	11,2
Sm	2,7	9	0,4	1,9	4,9	5,9
Eu	0,7	3,4	0,1	0,8	1,2	1,6
Gd	4,5	11	0,5	2,8	5,2	4,7
Tb	0,7	1,7	0,1	0,5	0,9	0,6
Dy	4,5	10,2	0,5	3,5	5,6	3,7
Ho	0,9	2,1	0,1	0,7	1,3	0,7
Er	2,7	5,9	0,3	2,3	4,4	2,2
Tm	0,3	0,8	0,1	0,3	0,6	0,3
Yb	2,1	5,3	0,2	1,9	4,3	2,2
Lu	0,3	0,8	-	0,3	0,7	0,3
∑REE	36,7	130,9	15,1	28,6	112,5	204
%REE	0,004	0,01	0,001	0,003	0,01	0,02
Ta	0,3	0,6	1,3	0,3	1,2	1,2
W	285,5	340	1287,9	173	254	260,2
Th	-	1,6	0,4	0,2	14,9	14,6
U	-	0,9	0,2	0,3	2,3	30,7



**Şekil 5.5.** Hisarlıkaya volkanik kayaçları içerisindeki ksenolitlerin ana element içeriklerinden oluşturulmuş ACF diyagramı (A:  $Al_2O_3+Fe_2O_3$ )-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); C: CaO-(3,3P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); F: FeO+MgO+MnO) (Godfrey, 1958; Barton ve diğ., 1991).

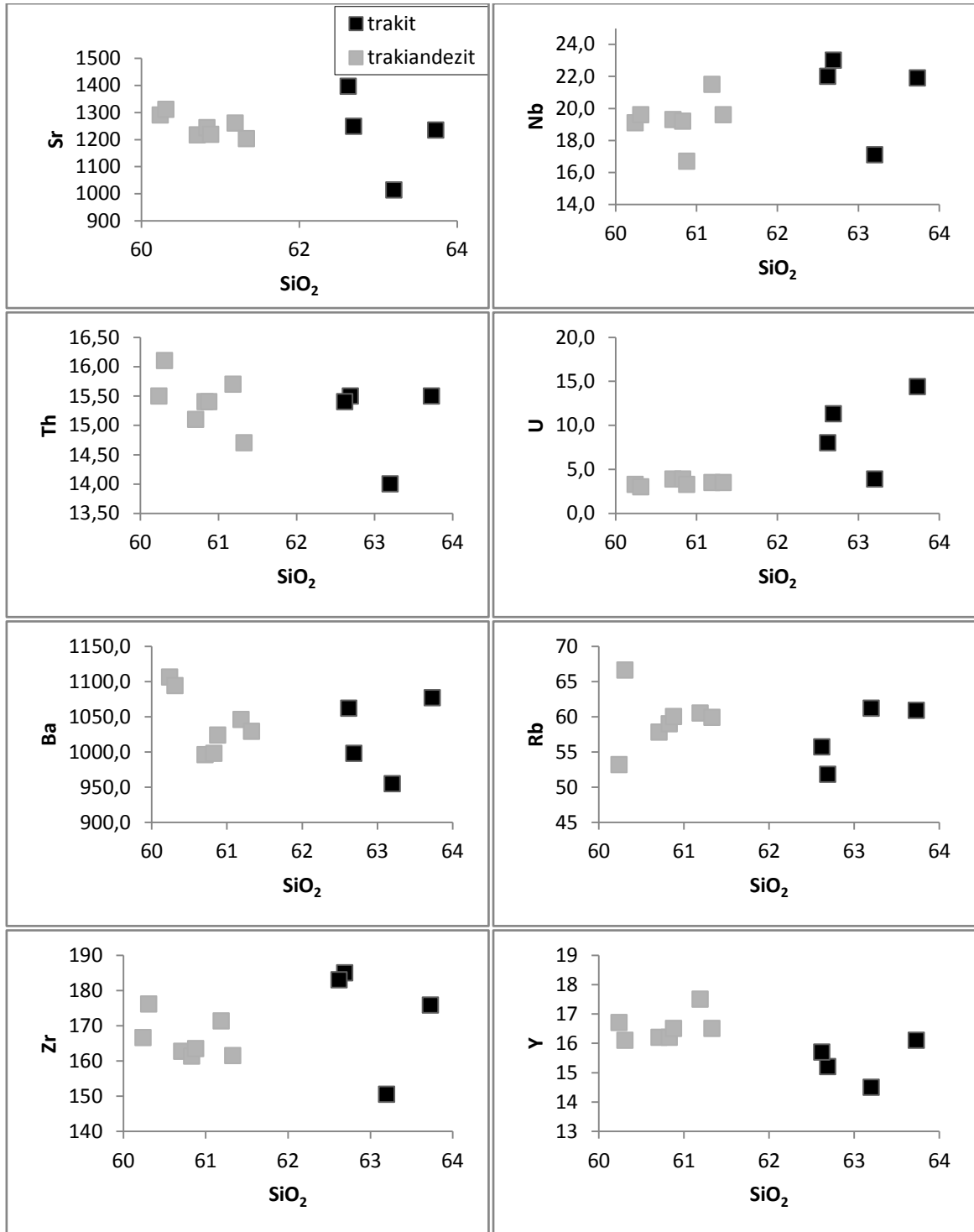
#### 5.4. İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

11 volkanik kayaç örneği üzerinde gerçekleştirilmiş iz element analiz sonuçları Çizelge 5.1'de verilmiştir. Bu sonuçlar kullanılarak iz element - SiO<sub>2</sub> Harker değişim diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.6).

Bu diyagramlarda çok net bir eğilim gözlenemese de, SiO<sub>2</sub> artışıyla Trakit örneklerinde Rb, Y, U ve Ba'da pozitif, Sr, Zr, Nb ve Th'de negatif eğilim gözlenmektedir. Trakiandezit örneklerinde ise Rb, Y, U, Nb elementlerinde pozitif; Sr, Zr, Ba ve Th'de negatif bir eğilim gözlenmektedir. İyon yarıçapının K elementinin iyon yarıçapına benzer olması sebebiyle Rb elementinde görülen pozitif eğilim, bu elementin kristalleşmenin ileri evrelerinde oluşan K-feldispat, mika gibi minerallerin bünyesine katılması ile açıklanabilir. Sr elementi kristalleşme sürecinin erken evrelerinde plajiyoklaz mineralindeki Ca elementinin yerini alabilir; bu nedenle SiO<sub>2</sub> miktarı arttıkça Sr'nin azalması beklenmektedir.

İz element Harker diyagramlarında gözlenen dağınık yayılım, magma oluşumu sırasında fraksiyonel kristalleşmenin yanında farklı süreçlerin de (magma karışımı ya da kabuksal kirlenme gibi) etkili olabileceğini düşündürmektedir.

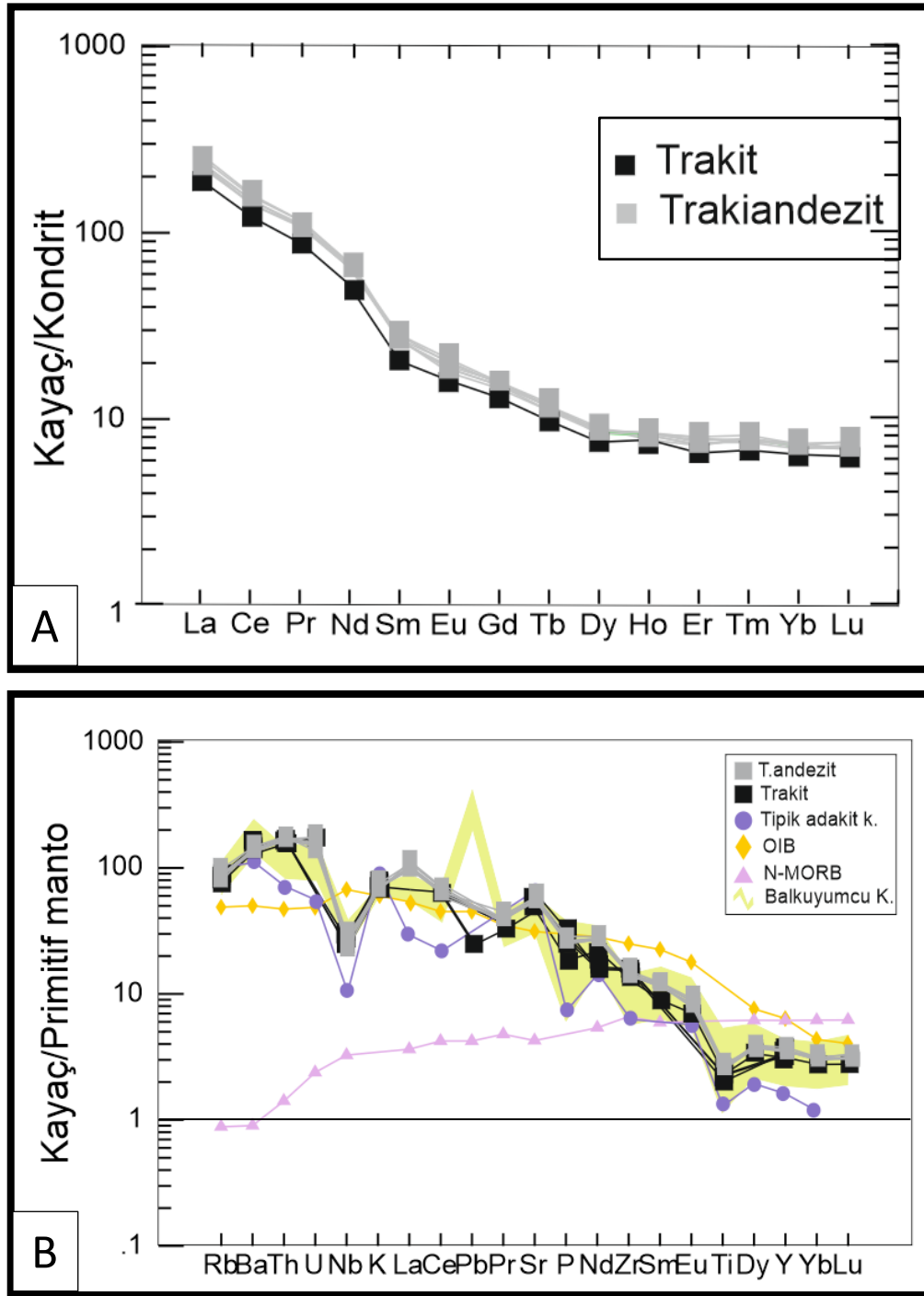
İlksel mantoya (Sun ve McDonough,1989) ve kondrite (Nakamura, 1974) göre normalize edilmiş ve çoklu element diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.6). Bu diyagramlara göre, LIL elementlerin (iri katyonlu litofil elementler; Rb, Ba, Sr, K), HFS elementlerden (yüksek değerlikli katyonlar; Y, Zr, Ni, Sc, U, Th, Hf, Nb, Ta) daha yüksek değerlere sahip oldukları görülmektedir. Diyagramlarda Nb, Ti ve P elementlerinde diğer elementlere göre negatif anomali, kuvvetli uyumsuz elementler olan Rb, Ba, Th, U, K gibi elementlerde ise daha fazla zenginleşme dikkati çekmektedir. Bu elementlerde gözlenen zenginleşme okyanusal yaylar, aktif kıta kenarları ve kıta içi magmatizmanın göstergesi olarak sunulmaktadır (Wilson, 1989). Bu gibi ortamlarda kuvvetli uyumsuz elementler (Rb, Ba, Th, U, K) dalma-batma sırasında kısmi ergimenin gerçekleşmesi ile ilk olarak eriyik içine geçecek, düşük iyon yarıçaplı, yüksek yüklü (HFS: Hf, Zr, Sm, Ti, Nb, Ta, Y) elementler ise duraylı olan titanit, ilmenit, zirkon, apatit gibi geriye kalan minerallerce tutulacaklardır (Gill, 1981; Wilson, 1989; Edwards ve diğer., 1991).



**Şekil 5.6.** Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının SiO<sub>2</sub>-iz element Harker diyagramları.

Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramlarına bakıldığında, Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının hafif nadir toprak elementlerine (LREE) göre ağır nadir toprak elementlerinde (HREE) bir fakirleşme gösterdiği görülmektedir (Şekil 5.7). Bu durum kısmi ergime sürecinde LREE'lerin sıvı faza geçtiklerini ortaya koymaktadır. Yüksek LREE'ye karşı düşük HREE içerikleri, düşük dereceli kısmi

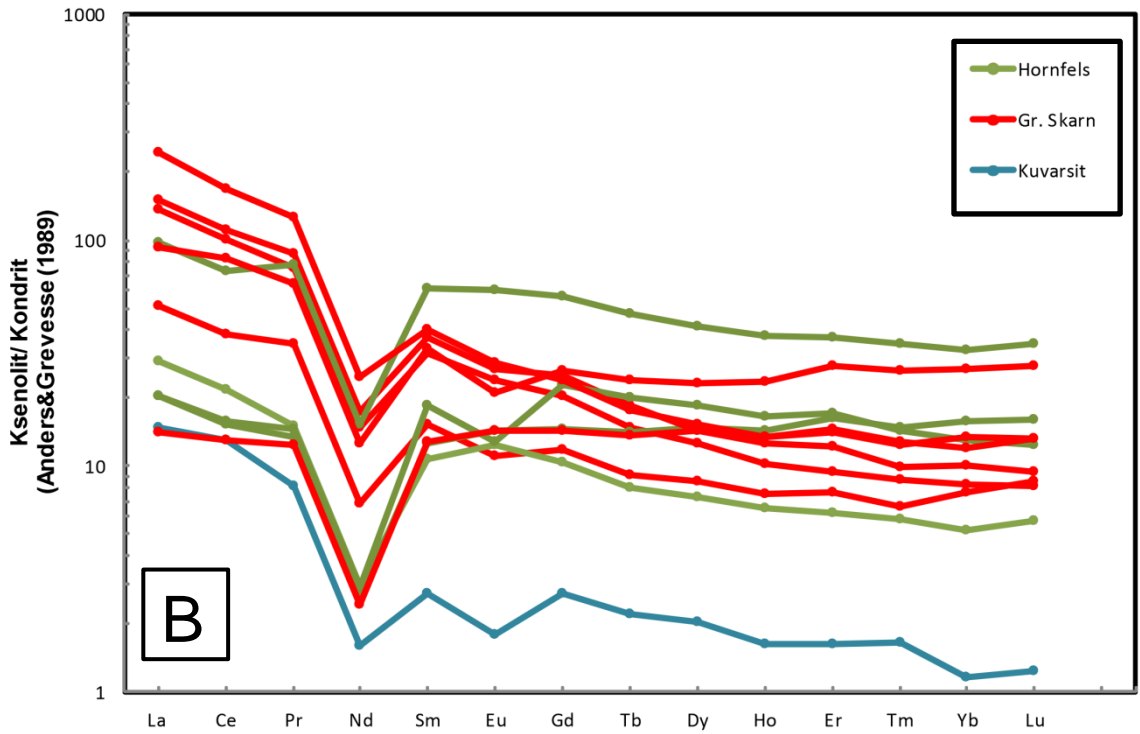
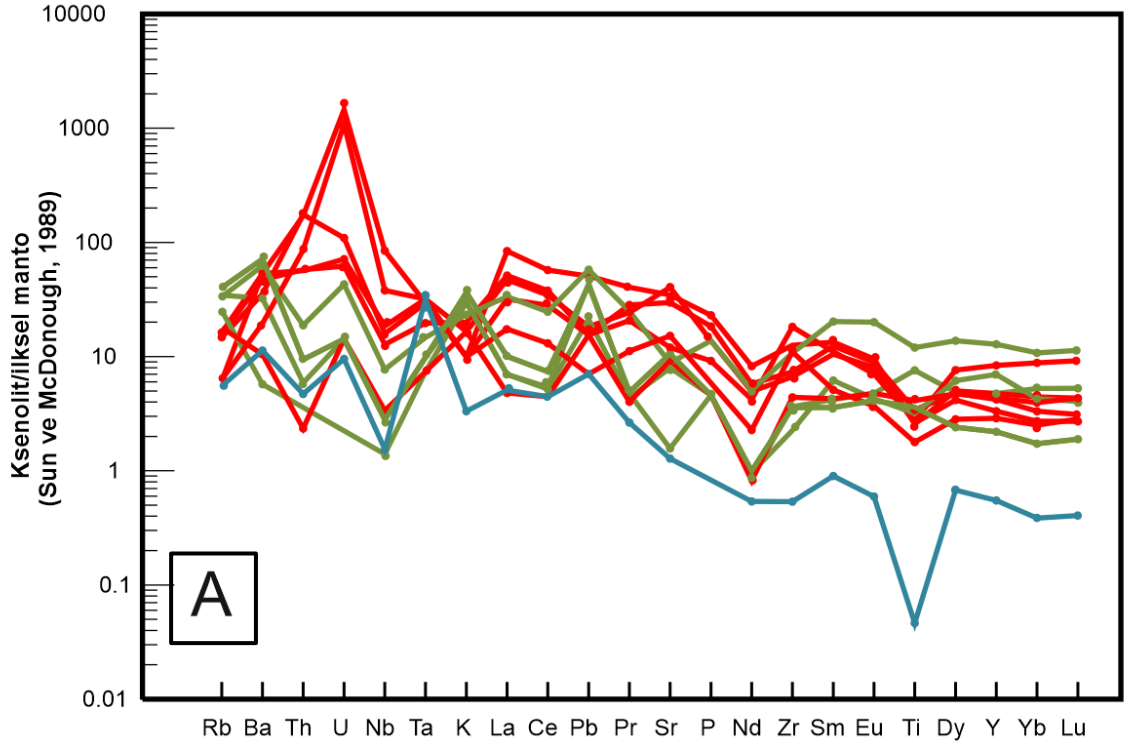
ergime veya zenginleşmiş bir kaynaktan oluşan magmanın varlığını düşündürmektedir (Wilson, 1989).



**Şekil 5.7.** Hisarlıkaya volkanik kayaların A. İksel mantoya (Sun ve McDonough,1989) ve B. kondrite (Nakamura, 1974) göre normalize edilmiş çoklu element spider diyagramları.

Bütün bu gözlemlere göre, Hisarlıkaya volkanik kayalarında gözlenen yüksek LILE ve düşük HFS değerleri, LREE/HREE oranının yüksek olması yay magmatizmasının etkilerini düşündürmektedir (Gill, 1981; Wilson, 1989). Yüksek LILE içeriği, dalan levhadan ayrılan akışkanlar nedeniyle gerçekleşen metasomatik zenginleşmeyi ve buna bağlı olarak zenginleşmiş bir kaynaktan oluşan eriyiği gösterebileceği gibi (Fitton ve diğ., 1988), bu değişimler aynı zamanda düşük dereceli kısmi ergimeyi de işaret edebilmektedir (Fitton, 1991; Barragan, 1998).

Hisarlıkaya bölgesinden alınmış ksenolitlerin iz ve nadir toprak element sonuçları (Çizelge 5.2), Sun ve McDonough (1989) ilksel manto değerlerine ve Anders ve Grevesse (1989) tarafından belirlenmiş kondrit değerlerine göre normalize edilmiş, bu değerlerden çoklu element diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.8). Granat içeren skarn örneklerinin ilksel mantoya göre oluşturulmuş diyagramından örneklerin Th ve U elementlerinde diğer elementlere göre negatif anomali gösterdiği, LIL element içeriğinin çok zenginleşmediği, HFS element içeriklerine benzer değerlerde oldukları görülmektedir. Ksenolit örneklerinde Nd elementinde negatif anomali, diğer LREE'lerde ise özellikle skarn örneklerinde daha fazla zenginleşme mevcuttur ( $La_N/Yb_N = 7-18$ ).



**Şekil 5.8.** Ksenolitlerin A. İlksele mantoya (Sun ve McDonough, 1989), B. kondrite (Anders ve Grevesse, 1989) göre normalize edilmiş çoklu element spider diyagramları.

Yine tüm örnekler için MREE ve HREE içerikleri yaklaşık düz bir çizgi şeklinde olup, bu elementlerde çok büyük değişimler gözlenmemektedir. Bu gözlenen desenler kabuk içine yerleşen şekli ve boyutları bilinmeyen intrüzyonun neden olduğu metasomatizma ve buna bağlı mineralleşme sürecine bağlanabilir. İntrüzyonla birlikte gerçekleşen hidrotermal alterasyon ve mineralizasyon gibi süreçler sonucunda kontakta gerçekleşen değişimler bu elementlerin davranışının ve zenginleşme ve/veya fakirleşmesinin nedeni olarak sunulabilir. Örneğin ksenolitteki grossular veya andradit karakterindeki granatların içeriği LREE ve HREE değerlerinin değişimine neden olabilir (Gaspar ve diğ., 2008). Al'ce zengin granatların varlığı kayacın HREE'ce daha zengin, LREE'ce daha fakir olmasına neden olur. Bunun gibi Fe'ce zengin granatlar ise kayacın toplam REE içeriğini artırır ve bu kayaçlarda LREE'lerde zenginleşme, HREE'lerde fakirleşme gözlenir (Gaspar ve diğ., 2008). Bunun gibi yine ksenolit örneklerindeki özellikle kuvarsit örneğindeki W zenginleşmesi (1288 ppm) metasomatizma esnasındaki hidrotermal çözeltilerin bu elementi ekzoskarn alanına taşımaya bağlanır. Bu alanda gerçekleşen silisifikasyon, kontaktaki özellikle kuvarsit karakterindeki kayaçlarda SiO<sub>2</sub> ile birlikte W içeriğinin artmasına neden olur (Zhang ve diğ., 2018).



## 6. TARTIŞMA

### 6.1. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Oluşumları Boyunca Etkili Olan Süreçler

Yapılan jeokimya çalışmaları sonucunda Hisarlıkaya civarında yüzlek veren volkanik kayaç örneklerinin tamamı toplam alkali-silis diyagramına göre subalkali; SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O ve AFM diyagramlarına göre kalkalkali karakter göstermektedir. Susuz baza göre yeniden hesaplanmış %SiO<sub>2</sub> değerleri %60,99 ile %64,18 arasında değişen Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin bir bölümünün trakiandezit, bir bölümünün ise trakit (normatif kuvars<%20) karakterinde olduğu ve Mg#'larının 34-51 aralığında değiştiği belirlenmiştir. Örneklerdeki düşük MgO (%1,1-2,4), Ni (25-43 ppm) ve Cr (20-54ppm) içerikleri bu örneklerde fraksiyonlanmanın fazla olduğunu düşündürmektedir.

Fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini görebilmek amacıyla oluşturulan SiO<sub>2</sub>'ye karşı ana ve iz element Harker değişim diyagramlarından çok net eğilimler gözlenememiştir. Yine de genel eğilim, %61-63 arasında dar bir aralıkta değişen SiO<sub>2</sub> içeriğinin artmasıyla birlikte trakit kayaçlarında Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O miktarlarında artma; TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MnO ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> miktarında azalma şeklindedir. MgO bileşimi ise SiO<sub>2</sub> değişimine karşı yataya yakın bir yönelim göstermektedir. Trakiandezit örneklerinde ise TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> bileşiminde negatif bir eğilim gözlenmektedir. MgO, MnO ve K<sub>2</sub>O bileşimlerindeki değişim yataya yakındır.

Kristalleşmenin ilk safhalarında oluşan olivin, piroksen, Ca-plajiyoklaz ve opak minerallerin (manyetit, ilmenit) oluşumuyla, artık eriyik Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, FeOtot, TiO<sub>2</sub> elementlerce fakirleşecektir. Na ve K elementlerinin fraksiyonel kristalleşmenin son safhalarında oluşan Na-plajiyoklaz, mika, K-feldispat minerallerinin bünyelerine girmeleri nedeniyle, SiO<sub>2</sub>'nin artması ile artan bir eğilim göstermesi beklenmektedir. Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre değişim gösteren ana element içerikleri, fraksiyonel kristalleşme süresince sıvı fazdan daha önce ayrılacak olan Ca'ca daha zengin plajiyoklaz, piroksen ve opak minerallerin bünyelerine girmeleri ile MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO'daki azalan eğilimler ve ilerleyen evrelerde amfibol, mika, K-feldispat oluşumu ile

K<sub>2</sub>O'daki artan eğilimle açıklanabilir. İyonik yarıçap olarak Ca elementine benzerlik gösteren Sr elementinin de, daha çok Ca içeren plajiyoklaz minerallerinde yer alması sebebiyle, SiO<sub>2</sub> artışına bağlı olarak azalan eğilim göstermesi fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğu durumda beklenen bir davranıştır. Kuvvetli uyumsuz elementlerden U elementinin SiO<sub>2</sub> artışına bağlı olarak artışı, bu elementin fraksiyonel kristalleşme sırasında eriyik fazı tercih etmesi ve sıvı içinde yoğunlaşması ile açıklanabilir. Bu değişim diyagramlarından edinilen sonuçlara bakıldığında, fraksiyonel kristalleşme süreci Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının oluşumunda etkili bir süreçtir, fakat ana ve iz element değişimlerinde genel eğilimin çok net gözlenememesi ve dağınık olması sebebiyle bu kayaçların oluşumunda magma karışımı gibi farklı süreçlerin de etkili olabileceği düşünülmektedir.

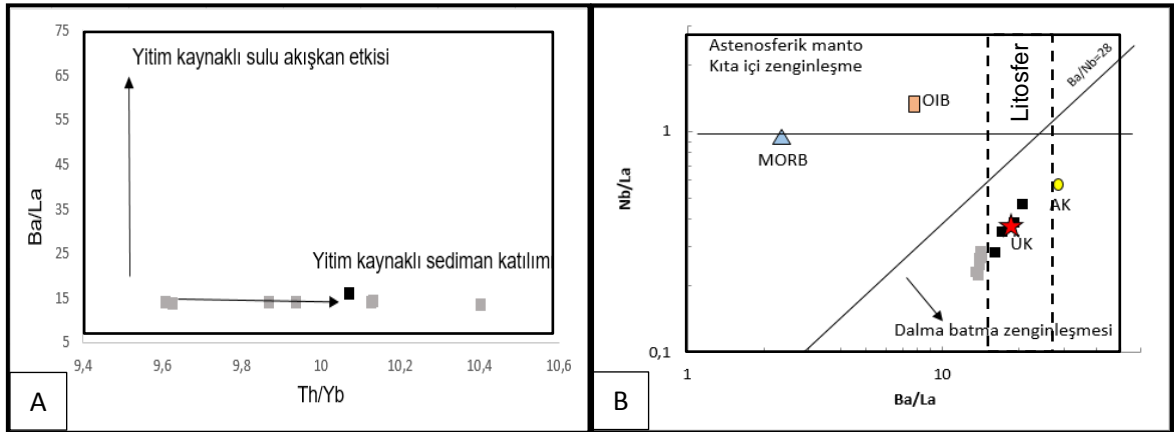
İlksel mantoya (Sun ve McDonough,1989) ve kondrite (Nakamura, 1974) göre normalize edilmiş çoklu element ve nadir toprak element diyagramlarına göre, Hisarlıkaya örneklerinin tümü benzer davranışlar sergilemektedir. Bu durum, örneklerin benzer bir kaynaktan oluştuklarını düşündürmektedir. Diyagramlardan örneklerin LILE ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) fazlaca zenginleştiği; Nb, Ti ve HFS elementlerde negatif anomali gösterdiği izlenmektedir.

LILE ve LREE'deki zenginleşmeler, daha çok kaynak bölgesindeki düşük dereceli kısmi ergimelerle veya dalma-batma sürecinin etkisi, kabuksal kirlenme gibi süreçlerle açıklanabilir (Pearce ve diğ., 1990). Örneklerde gözlenen yüksek LIL element içeriğine karşın düşük HFS element içeriği, yüksek LREE/HREE oranları bu volkanitlerin yay magmatizmasının etkilerinin gözlemlendiği eriyiklerden oluştuğunu düşündürmektedir (Gill, 1981; Wilson, 1989). Bu oran aynı zamanda düşük dereceli kısmi ergimeyi de işaret edebilir (Fitton ve diğ., 1991; Barragan, 1998). Yüksek LILE içeriklerinin, dalan levhadan ayrılan akışkanların sebep olduğu metasomatik zenginleşmeler sonucunda meydana geldiği bilinmektedir (Fitton ve diğ., 1988). Örneklerdeki yüksek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%16,5-17,8) ve düşük TiO<sub>2</sub> (%0,45-0,62) içerikleri yine dalma-batma etkisinin varlığını ortaya koymaktadır (Gill, 1981).

Çoklu element diyagramında trakit örneklerinde gözlenen, kuvvetli uyumsuz bir element olan Ba'ca zenginleşme, dalma-batmanın gerçekleştiği ortamlarda bu elementin eriyik içine geçerek zenginleşmesi sebebiyle yüksek değerlerde gözlenir

(Şekil 5.7). Diyagramda gözlenen Nb, Ti elementleri, dalma-batmanın etkisiyle gerçekleşen kısmi ergime sürecinde kaynak kayaçta duraylı olan rutil, ilmenit, titanit gibi fazlarda tutulmaları sebebiyle düşük değerler taşırlar ve düşük Nb, Ta, Ti/REE oranları da dalma-batma ortamları için tipiktir (McDonough, 1990). Fitton ve diğ., (1988)'e göre  $Ba/Nb > 28$  tipik yay magmatizması özelliğidir. Ba/Nb değerleri Hisarlıkaya volkanik kayaçları için 43-61 arasında değişmekte olup yay magmatizmasının etkili olduğunu desteklemektedir.

Örneklerin çoklu element diyagramlarında gözlenen benzer desenler Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının benzer kaynaktan türediğini düşündürmektedir. Bu örneklerinin oluşumunda, dalma-batmanın etkisiyle dalan levha üzerindeki sedimanların ortama katılımı sonucu zenginleşen bir kaynağın etkili olduğu düşünülebilir (Şekil 6.1).



**Şekil 6.1.** HVK örneklerinin A. Ba/La-Th/Yb, B. Nb/La-Ba/La diyagramı (ÜK=üst kabuk, AK=alt kabuk verisi) (Erkül ve diğ., 2019).

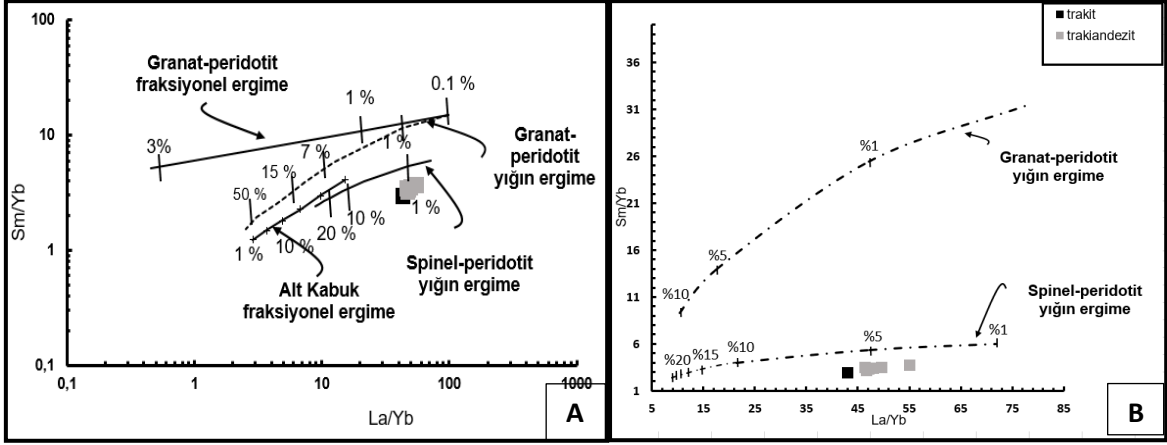
## 6.2. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Manto Kaynağı

Hisarlıkaya volkanik kayaçlarında gözlenen yüksek LILE ve LREE, düşük HREE içeriği ve negatif Nb, Ti anomalisi dalma-batma süreci ile kısmi ergimeye uğramış dalan plakadan oluşan eriyikten itibaren oluştuğunu ortaya koymaktadır. Dalma-batma sürecinde oluşan eriyikler yukarı çıkışı sırasında üst manto kamasındaki peridotitlerle de etkileşime geçmiş olmalıdır (Martin, 1999). Fakat bu etkileşimin etkili bir şekilde gerçekleşmesi durumunda, kayaçlarda yüksek MgO, Cr, Ni içerikleri beklenmektedir. Hisarlıkaya volkanik kayaçlarındaki düşük MgO (%1,1-2,4), Ni (25-43 ppm), Cr (20-54 ppm) içerikleri, bunun yanında düşük derecedeki

manto etkileşiminde bile yükseldiği deneysel verilere göre kanıtlanan (Rapp ve diğ., 1999) Mg#'ın içeriğinin (49,5-51,5) çok da yüksek olmaması, bu etkileşimin çok etkin olmadığını ve ancak daha sığdaki bir kaynakla sınırlı derecede olabileceğini düşündürmektedir. Bu düşüncenin nedenlerinin modellemelerle net bir şekilde açıklığa kavuşturulması ve örneklerin olduğu magma kaynağının, dalan plakanın yitim dilim penceresinden giren astenosferik kaynaktan mı, yoksa manto kaması üzerindeki litosferik bir kaynaktan türemiş bir eriyikten mi evrildiğinin ortaya konması gerekmektedir. Bu nedenle bölgeden alınmış örneklerin element içerikleri ele alınmalıdır. Thompson ve Morrison (1988) astenosferik bir mantodan türeyen magmalar için La/Ta içeriklerinin yaklaşık 10 olduğunu belirtmiştir. Litosferik manto kaynaklı magmalar ise, daha yüksek La/Ta içeriklerine sahiptir. Hisarlıkaya volkanik kayalar için bu değer 13-63 değerleri arasındadır. Bunun yanında Ewart ve diğ., (1998) litosferik mantodan türeyen magmaların düşük TiO<sub>2</sub> değerlerine sahip olduğunu belirtmiştir. Yine düşük La/Nb oranları (~0,7) astenosferik manto kaynağından türeyen ürünlerde gözlemlenirken, litosferik manto kaynağından oluşan kayalar yüksek La/Nb oranlarına sahiptir (DePaolo ve Daley, 2000). Çalışma bölgesinden alınan örneklerin TiO<sub>2</sub> değerleri %0,45-0,62 olmak üzere oldukça düşük; La/Nb oranları 2,12-4,47 aralıklarında oldukça yüksek değerler arasında değişmektedir. Ba/La-Nb/La diyagramına bakıldığında Hisarlıkaya volkanik kayalar örneklerinin bir kısmında litosferik kaynaktan türediği görülmektedir (Şekil 6.1).

Kıta altı litosferik manto için karakteristik olan düşük Nb/Ta oranı (<20) (Murphy ve diğ., 2002), Hisarlıkaya volkanik kayalar için de (~6-15) litosferik manto karakteristiklerine uygun olarak düşük oranlardadır. Ormerod ve diğ., (1988)'e göre litosferik mantodan türeyen eriyik değerleri genelde 0,2'den daha düşük Zr/Ba içeriğine sahiptir. Bu değer bölgeden alınmış örnekler için 0,15-0,18 aralığında değişmektedir. Bütün bu jeokimyasal özellikler göz önüne alınarak çalışma bölgesindeki örneklerin dalan plakanın üzerindeki manto kamasındaki litosferik bir kaynaktan türemiş olabileceği açıklığa kavuşturulmuştur. Buradan itibaren ise, örneklerin litosferik kaynağın sığ spinel peridotit düzeyinden mi yoksa daha derin granat peridotit düzeyinden türeyen eriyiklerden mi oluştuğunun ortaya konulması için kısmi ergime modellemeleri oluşturulmuştur.

Çalışma bölgesinde mantonun kimyasal bileşimini yansıtan manto ksenolitlerinin gözlenmemiş olması sebebiyle, hipotetik olarak spinel (McDonough, 1990) ve granat lertzolit (Frey, 1980) örneklerinden modellemeler gerçekleştirilmiştir. Bu modellemelerden oluşturulan diyagramlara ise bazik ve ortaç karaktere sahip örnekler yerleştirilmiştir. Bunun nedeni mafik özellikteki manto peridotitlerinden kısmi ergime ile sadece bazik ve ortaç karaktere sahip eriyikler oluşabilmektedir (Wilson, 1989). Bölgeden elde edilen örneklerin tamamının ortaç karakterde olduğu belirlenmiş ( $\text{SiO}_2$  % 60-64) ve bu sebeple Hisarlıkaya volkanik örneklerinin tamamı kısmi ergime modellerine yerleştirilmiştir. Oluşturulan modellemeler, Hisarlıkaya volkanitlerinin bir kaynağın doğrudan ergimesi süreci sonucunda oluşmadığını ortaya koymuştur. Yukarıda da bahsedilen dalma-batmanın etkisiyle metasomatize olmuş, göreceli olarak sığ derinliklerde bulunan spinel peridotit kaynağının düşük dereceli (%3-6) yığın ergimesi sonucunda oluşan eriyiklerin, Hisarlıkaya volkanik ürünlerinde etkilerinin olabileceği görülmüştür (Şekil 6.2). Bu sonucu destekleyecek şekilde yine çoklu element diyagramlarında, kısmi ergime sırasında duraylı olan granatların bünyesinde tutulan Yb, Y, Lu gibi elementlerde negatif anomali gözlenmemesi, kaynakta düşük dereceli kısmi ergimelerde bu elementleri bünyesinde tutan granat kalıntı fazının olmadığına işaret etmektedir. Bu da kısmi ergimenin granat peridotitten olmadığını desteklemektedir. Bunun yanında, kaynak bölgede granat mineralinin bulunması durumunda, HREE'lerin MREE'lere göre granat için daha uyumlu olması sebebiyle, yüksek MREE/HREE oranı ve bu oranın daha geniş aralıklarda değişimi beklenirken, spinel peridotitin kısmi olarak ergimesi durumunda bu oranda hafif bir değişim beklenmektedir. Hisarlıkaya volkanitleri için Dy/Yb oranı dar bir aralıkta değişim göstermekte (~1,78-1,96), bu da yine bölgeden alınan örneklerin spinel peridotitin yığın ergimesi sonucu oluşan eriyiklerden etkilendiklerini düşündürmektedir.



**Şekil 6.2.** Hisarlıkaya volkanik örneklerinin A. ve B. Sm/Yb-La/Yb elementlerine göre hesaplanan kısmi ergime modellemesi diyagramı (manto kaynağı modelleme eğrileri Erkül ve diğ., 2019'dan alınmıştır).

### 6.3. Hisarlıkaya Volkanik Kayaçlarının Adakitik Özellikleri

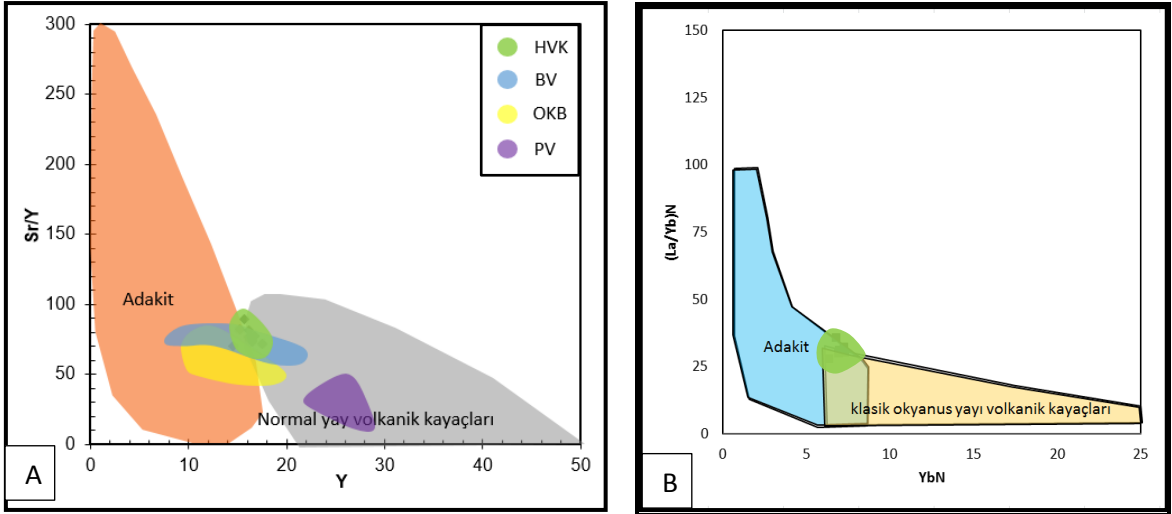
Bu örnekler için doğrudan ve tek başına sığ derinliklerdeki spinel peridotitin kaynak olamayacağı düşünülmektedir. Fakat bu kaynaktan sınırlı miktardaki etkileşimin dalma-batma ile birlikte örnekler üzerinde etkili olduğu ortaya konulabilir. Bunun ardından başka bir kaynakla hibridize olabilmeye olasılığı için, asıl kaynak belirlenmesinde Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin taşıdığı adakitik özellikler de mutlaka göz önüne alınmalıdır. Adakitler, Defant ve Drummond (1990) tarafından daha çok asidik kayaçlar olarak, yüksek LILE, LREE, düşük Y, HREE ve özellikle yüksek Sr/Y ve La/Yb içeriğine sahip dalan genç bir okyanusal kabuktan türemiş bir kayaç grubu olarak tanımlanmıştır. Daha sonraki çalışmalarda ise, bu kimyasal özellikleri taşıyan farklı kaynaklardan (kopan alt kabuktan, kalınlaşmış alt kabuktan, asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) süreci gibi) türeyen kayaçların da olduğu ortaya konulmuş ve bu kayaçlar adakitik özellik taşıyan kayaçlar olarak tanımlanmıştır (Atherton ve Petford, 1993; Rapp ve diğ., 2003; Xu ve diğ., 2002; Wang ve diğ., 2004; Guo ve diğ., 2007; Wang ve diğ., 2007a,b; Xiao ve diğ., 2007; Moyen, 2009). Bu çalışmalardan, tanımlanan adakitik özellikteki bu kayaçların da, adakitlerin taşıdıkları genel jeokimyasal özellikleri taşıdığı belirlenmiştir. Adakit grubu kayaçların genel özellikleri Defant ve Drummond (1990), Martin ve diğ., (2005) ve Martin (1999) tarafından “*Andezit, dasit ve riyolit karakterde (veya bunların intrüzif eşlenikleri) >%56 SiO<sub>2</sub>, >%15 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, genellikle <%3 MgO, ada yayı andezit, dasit, riyolitlerine göre yüksek Sr, Ni (ortalama 24), Cr (ortalama 36) ve LREE içerikleri, düşük Y (<18ppm), Yb (<1,8*

ppm), HREE ve düşük HFS içeriklerine sahiptirler. Yüksek Sr/Y (>40) ve La/Yb (>20) bu kayalar için tipiktir. Na<sub>2</sub>O içeriği >%3,5 ve K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O oranı yaklaşık 0,4 civarındadır.” şeklinde ortaya konulmuştur.

Hisarlıkaya volkanik kayaların jeokimyasal olarak tüm değerlerinin bu tanımlamaya göre, SiO<sub>2</sub> (%60-64), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%16-18), MgO (%1,1-2,4), Sr (1000-1400ppm), Y (14,5-17,5 ppm), Yb (1,4-1,6 ppm), Sr/Y (70-90), La/Yb (43-55), Na<sub>2</sub>O (5,2-5,4), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0,40-0,48) olmak üzere adakit için belirlenen değer aralıklarında kaldığı görülmektedir (Çizelge 6.1). Adakitler ve normal kalk-alkali kayaları birbirinden ayırmak için kullanılan diyagramlardan da, Hisarlıkaya volkanik kayalarının genel olarak adakit veya her iki grup kayacın ortak alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 6.3). Çalışma bölgesinin yakın civarında benzer özellik taşıyan kayalardan yapılmış çalışmalardan, Hisarlıkaya volkanik kayalarının da oluşum yaşı olarak düşünülen Miyosen döneminde gerçekleşen herhangi bir aktif dalma-batma olayı yoktur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğ., 1995; 2003; Varol, 2001,Varol ve diğ., 2007). Bu sebeple, Hisarlıkaya örneklerinin genç bir dalan levhadan türeyen adakitler olmadığı düşünülmektedir. Yani kayaların kaynağının da bunun gibi sıcak, genç bir dalan levhadan etkilenmiş olamayacağı söylenebilir. Bölgede daha önce gerçekleşmiş eski bir dalma batmanın etkilerinden söz edilebilir.

**Çizelge 6.1.** Adakitik kayaçlar ile (Defant ve Drummond, 1990) Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının değerlerinin karşılaştırılması.

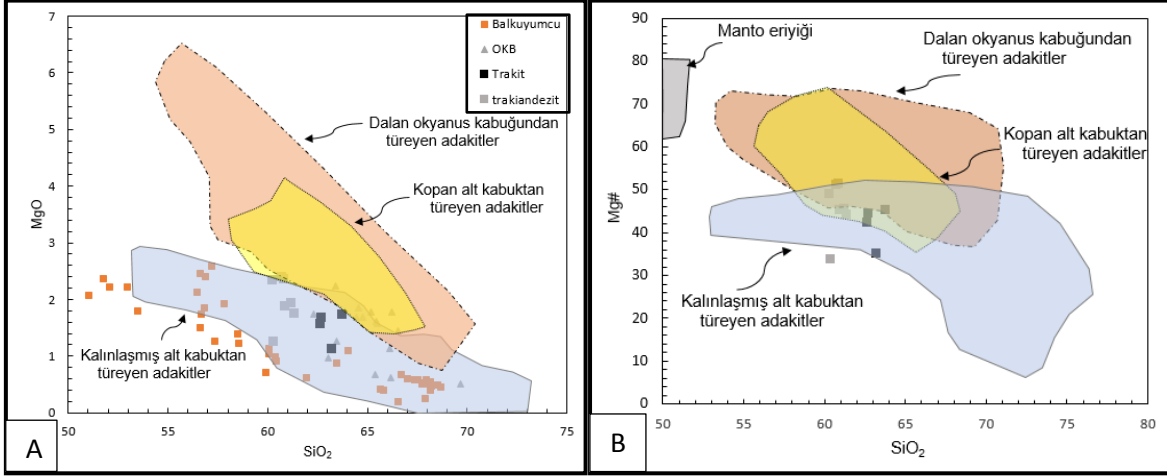
Adakitler	HVK
$\text{SiO}_2 > \%56$	$\text{SiO}_2 : \%60-64$
$\text{Al}_2\text{O}_3 > \%15$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \%16-18$
$\text{MgO} < \%3$	$\text{MgO} : \%1,1-2,4$
Yüksek Sr	Sr : 1000-1400 ppm
Düşük Y < 18ppm	Y : 14,5-17,5 ppm
Yb < 1,8 ppm	Yb : 1,4-1,6 ppm
Yüksek Sr/Y > 40	Sr/Y : 70-90
Yüksek La/Yb > 20	La/Yb : 43-55
$\text{Na}_2\text{O}$ içeriği > %3,5	$\text{Na}_2\text{O} : 5,2-5,4$
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ yaklaşık 0,4	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} : 0,40-0,48$



**Şekil 6.3.** HVK örneklerinin A. Sr/Y-Y B.  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - $\text{Yb}_N$  (Martin, 1986) diyagramı. (BV: Balkuyumcu Volkanitleri (Varol ve diğ., 2007), OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık (Şen ve Şen, 2013), PV: Polatlı volkanik kayaçları (Temel ve diğ., 2010).



Buradan yola çıkarak, Hisarlıkaya volkanik örneklerinin hangi kaynaktan türeyen adakitik özellikteki kayalar olduğuna dair Wang ve diğ., (2006) tarafından oluşturulan SiO<sub>2</sub>-MgO ve SiO<sub>2</sub>-Mg# diyagramları çizilmiştir (Şekil 6.4).



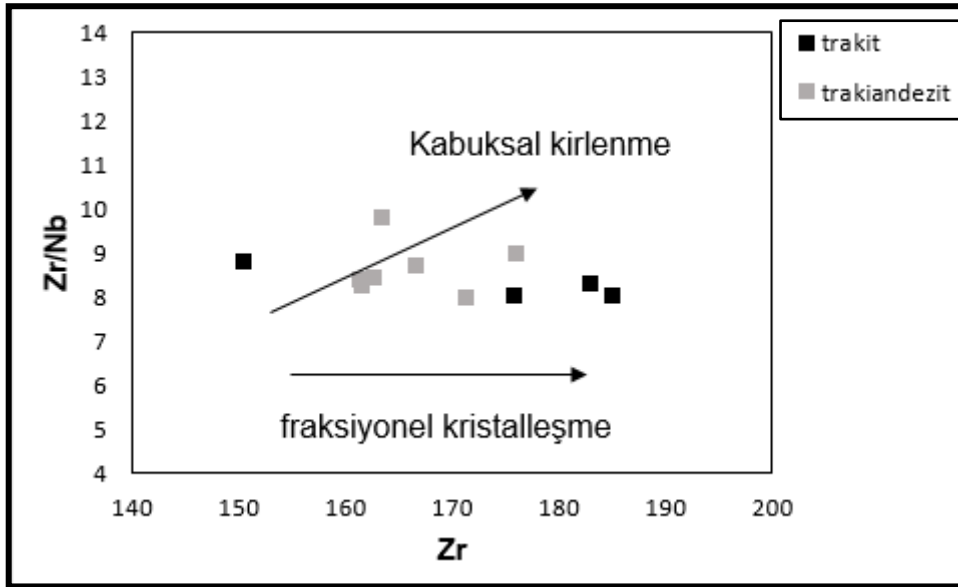
**Şekil 6.4.** Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin A. SiO<sub>2</sub>-MgO, B. SiO<sub>2</sub>-Mg# diyagramı (Wang, 2006). (OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık (Şen ve Şen, 2013)).

Buna göre örneklerin kalınlaşan alt kabuk ergimesi sonucunda oluşan eriyikten de etkilenerek meydana gelmiş olabileceği düşünülmelidir. Moyen (2009) adakitik özellikteki örneklerin yüksek Sr/Y oranına ilaveten yüksek Mg# içeriğine sahip olması ile bu örneklerin oluştuğu eriyikte manto etkileşiminin var olması gerektiğini savunmuştur. Araştırmacıya göre, Mg# içeriğinin >50-60 olduğu ürünlerde manto peridotiti ile bir etkileşim düşünülmelidir. Şekil 6.4'e göre örneklerin çoğu kalınlaşan alt kabuk ergimesi sonucu oluşan adakitler alanına düşmüş olsa da, bir kısım örneklerin bu alan dışında kalmış olduğu, bu örneklerin de yüksek Mg# (49,5-51,5)'a sahip olan örnekler olduğu görülmüştür.

Bütün bu sonuçları göz önüne alarak Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin, eski bir dalma batma sürecinin metasomatize ettiği sığdaki bir spinel peridotit mantosu ile alt kabuktan oluşmuş eriyiklerin karışması sonucu meydana gelen bir eriyikten itibaren oluştuğu ortaya konulabilir. Bu karışımın varlığı, yine mineralojik olarak gözlenen minerallerdeki cam kapanımları (Şekil 3.2), özşekilli minerallerle birlikte aynı örnekte bulunan kemirilmiş mineraller (Şekil 3.8), amfibollerdeki opasitleşmiş reaksiyon zonları (Şekil 3.9), plajiyoklazlar içinde gözlenen apatit çubukları,

mineral kimyası ile ise, ters ve normal zonlanmanın varlığı gibi kanıtlarla da ortaya konulabilir.

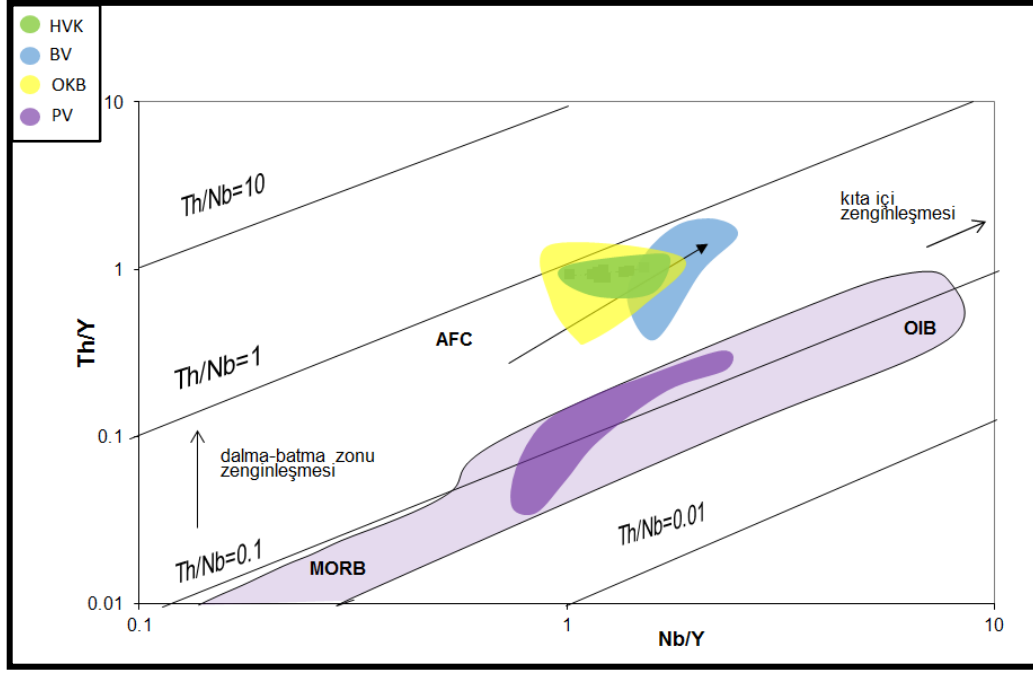
Bütün bu süreçler dışında örneklerin yüzeye taşınması sırasında kabuksal kirlenme sürecinin de örnekler üzerinde etkisinin olup olmadığı dikkate alınmalıdır. Kabuksal kirlenme bir kaynaktan oluşan magmanın yeryüzüne yükselimi sırasında yan kayacı asimile etmesi ile oluşmaktadır. Kabuksal malzeme yüksek  $\text{SiO}_2$  içeriği yanında mantodan kabuğun oluşumu süresince Rb'nin kabuğa geçme, Sr'nin ise mantoda kalma eğilimi sebebiyle (Faure, 1986) yüksek Rb/Sr içeriğine sahiptir. Hisarlıkaya örneklerinin oldukça düşük Rb/Sr içerikleri (0,04-0,06) kabuksal kirlenme etkilerinin çok fazla olmadığını düşündürmektedir. Wilson (1989)'a göre Zr oranının artışıyla sabit kalan Zr/Nb oranı fraksiyonel kristalleşmenin etkisini ortaya koyarken, artan Zr ile birlikte artan Zr/Nb oranı fraksiyonel kristalleşme + kabuksal etkinin varlığını ortaya koymaktadır. Buna göre oluşturulan Zr-Zr/Nb diyagramına göre artan Zr içeriğine karşı örneklerdeki neredeyse sabit Zr/Nb oranı burada fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğunu, kabuksal kirlenme etkilerinin ise ihmal edilebilecek düzeyde olduğunu düşündürmektedir (Şekil 6.5).



**Şekil 6.5.** Hisarlıkaya örneklerinin Zr/Nb-Zr diyagramı.

Th elementi kıtasal kabukta zengin, Nb elementi kabukta fakirdir. Volkanik kayaç örneklerindeki yüksek Th/Nb oranı, bu kayaçların kabuksal kirlenmeye maruz kaldığını gösterir. Oluşturulan Nb/Y-Th/Y diyagramında, Hisarlıkaya

örneklerinin  $Th/Nb = 1$ 'e yakın değerlerde olduğu gözlenmiştir (Şekil 6.6). Yükselen  $Nb/Y$  oranına karşı neredeyse sabit değerlere sahip  $Th/Y$  oranı dalma batma zenginleşmesinin etkili olmasının yanında kabuksal kirlenmenin etkili olmadığını ortaya koymaktadır.



**Şekil 6.6.** Hisarlıkaya volkanik kayaç örneklerinin  $Th/Y$ - $Nb/Y$  diyagramı (BV: Balkuyumcu Volkanitleri, OKB: Oyaca-Kedikayası-Boyalık, PV: Polatlı Volkanikleri).

#### 6.4. Ksenolitlerin Kökeni ve Oluşum Süreci

Kontakt metamorfizma kabuğu oluşturan temel kayaçlarla, aralarında yüksek ısı farkı olan bir intrüzyonun sığ derinliklerde karşılaşması sonucunda oluşmuş bir metamorfizma türüdür. Bu olay sonucunda yan kayaç ve intrüzyon arasında bir kontakt halesi meydana gelir ve bu alanda kabukta var olan kayaçların yapısı ve mineralojisi değişerek farklı yapı ve mineralojide yeni kayaçlar oluşur (Nelson, 2012). Yan kayacın türüne göre oluşan yeni kayaçlar da farklı mineralojik ve kimyasal özelliklere sahip olur ve hornfels (her tip kayaç olabilir), şişt (siltaşı veya şeyl), gnays (şeyl veya granitik kayaç), kuvarsit (kuvars kumtaşı) gibi isimler alırlar. Kabukta sıklıkla karşılaşılan skarnlar ise, kireçtaşı bulunan yerlerde, sokulum nedeniyle gerçekleşen metamorfizmayla oluşur. Çalışma alanı olan Hisarlıkaya'da volkanik kayaçlar içinde bulunan ksenolitlerin de bölgede yoğun etkileri gözlenen magmatizmanın etkisiyle kabuk içine yerleşmiş şekli ve boyutları bilinmeyen bir

sokulumun, bölgenin stratigrafik istifinden de gözleendiği gibi yoğunlukla kireçtaşı olmak üzere kumtaşı, marn, şeyl gibi sedimanter kayalar metamorfize ederek değişime uğratması sonucunda oluşmuş bir kontakt halinin varlığını düşündürmektedir. Volkanik kayalar içindeki bütün bu farklı karakterdeki metamorfik parçaların ise bu zonun oluşumundan sonra gelişen bir volkanik etkinlikle yüzeye taşındıkları düşünülmektedir.

Özellikle granat taşıyan ksenolitler, granatların duraylı olması sebebiyle dikkat çekicidir. Bazı ksenolitlerin çeperlerinde ince taneli granat kristalleri gözlenmiştir. Bunların metamorfize olmamış temel kayalar parçalarının yukarı taşınmaları sırasında kenarlarından itibaren metasomatize olması sebebiyle oluştuğu düşünülmektedir. Ksenolitlerin çeperlerinde gözlenen bu oluşumlar küçük ölçekte gerçekleşmiş skarnlaşma benzeri zonlar olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.14D, Şekil 3.14E). Bazı ksenolitler ise tamamen granat kristallerinden oluşmakta ve tek kristaller halinde kümeler olarak gözlenmektedir (Şekil 3.25). Bu kümelenmeler içerisinde granatların (andradit) yanında diyopsit-hedenberjit + plajiyoklaz mineral birliktelikleri mevcuttur. Bu mineral birlikteliği daha çok skarn tipi kayalarda gözlenebilmektedir (Dingwell ve Brearley, 1985; Deer ve diğ., 1992; Tzevetanova, 2002; Meinert ve diğ., 2005; Saha ve diğ., 2011; Calvo ve Subias, 2016; Ryan-Davis ve diğ., 2019). Demir (2019) çalışmasında oksitlenmiş skarn tipine işaret eden andraditik granatların bulunduğu skarnın epizonal bir plütonizmle ilişkili olabileceğinden bahsetmektedir. Newberry (1991) çalışmasında oksitlenmiş skarnlarda granat miktarının piroksenden fazla olduğu ve piroksenin diyopsit-hedenberjit karakterde olduğundan bahsetmektedir. Benzer şekilde Einaudi ve diğ., (1981) çalışmasında okside skarnlarda Fe<sup>3+</sup>ce zengin andraditlerin yaygın oluşunu belirterek, bu durumun sığ derinliklere yerleşen plütonun göstergesi olabileceğini savunmaktadır. Hisarlıkaya'da ksenolitlerde yapılan incelemelerde de tüm bunlara benzer şekilde Fe<sup>3+</sup>ce zengin andraditlerin Al'ce zengin grossularla katı karışım ürünleri olduğu ortaya konulmuştur (And<sub>87-94</sub>, Grs<sub>5-13</sub>). Bu tip bileşimsel zonlanma gösteren granatların yoğunluklu olarak skarn kayalarında gözlelendikleri belirtilmektedir (Pezzotta ve diğ., 2011) ve metasomatik granatlarda tipik olarak hidrotermal çözeltilere bağlı olarak zonlu büyüme görülebilmektedir (Meinert ve diğ., 2005). Hisarlıkaya ksenolitlerinde granatlarla birlikte gözlenen piroksenlerin diyopsit-hedenberjit karakterli olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.4). Her

ne kadar sokulumun hacmi, boyutları ve karakteri bilinemese de, varlığı kesindir ve bunun da sığ derinliklere yerleştiği düşünülmektedir (Şekil 6.7).

Çoğu skarnda piroksimal granat, distal piroksen görülür; yani skarnın yakın çevresinde granat daha fazladır, uzaklaştıkça piroksen miktarı artar. Susuz kalk silika mineralleri olan granat ve piroksen, prograd metasomatik süreçlerle oluşur (Mokhtari ve diğ., 2019). Skarn oluşumunda prograd evrede susuz silikatlar (granat ve piroksen), retrograd evrede sulu silikatlar (epidot, amfibol, klorit vb.) oluşur (Demir, 2019). Hisarlıkaya'da görülen granat ve piroksenlerin kabuk içine yerleşen sokulumun çevre kayaç olarak bulunan kireçtaşlarını değişime uğratarak prograd evrede; plütonun soğuduğu retrograd evrede ise epidot minerallerinin meydana geldiği düşünülmektedir. Bu tipte prograd ve retrograd evreye ait mineraller farklı ksenolitler içinde gözlenmekte, bu da volkanik kayaçların yükselimi sırasında, bu zondaki değişime uğramış pek çok tipteki metamorfik ürünleri içine alarak, hem eritmeye çalışarak hem de değişime uğratarak (reaksiyon kuşağı) (Şekil 3.14) yüzeye taşıdığını düşündürmektedir.

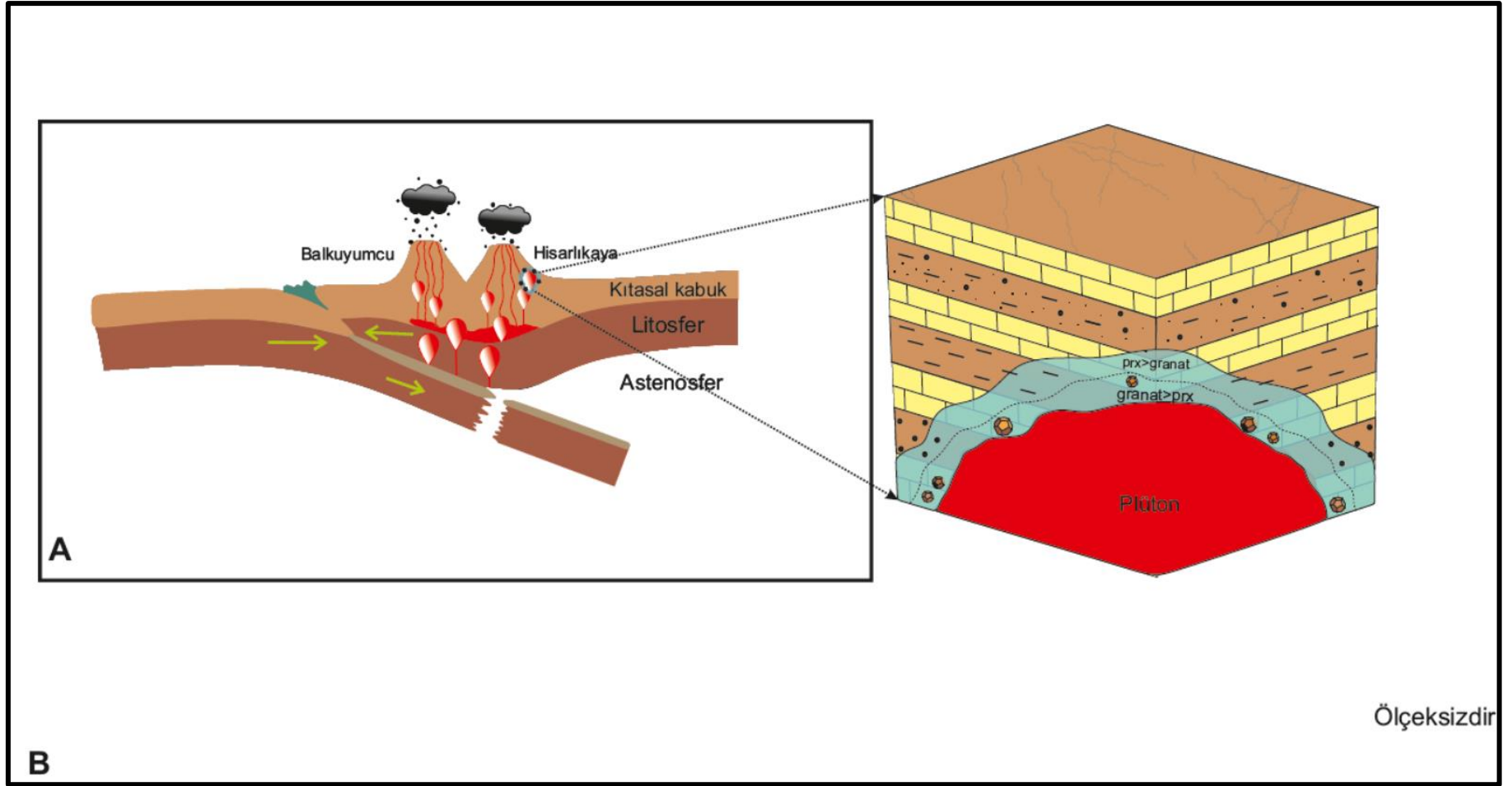
Skarn zonlarının oluşumunda sıcaklık, sıvı basıncı, oksidasyon, kimyasal bileşim, akışkanların kaynağı, akış hızı ve difüzyon gibi olaylar etkilidir (Bowman, 1998). Pek çok skarnda oluşan granatların çekirdeği Ca, Al, Ti ve Mn'ce zengin; Fe ve hafif REE bakımından fakirdir (Meinert ve diğ., 2005). Beklenen bu zenginleşme ve fakirleşme durumunun Hisarlıkaya skarn ksenolitlerinde gözlenen granatların hepsinde gözlenmediği tespit edilmiştir. Mineral kimyası ile Hisarlıkaya granatlarındaki normal ve ters zonlanma olarak tanımlanan bu durumun da, metasomatizmanın bazı evrelerinde hidrotermal çözeltilerin bileşimindeki hızlı değişimler, oluşum ortamında denge durumunun sağlanamaması gibi koşulların varlığını ortaya koyduğu düşünülmektedir (Schmitt ve diğ., 2019).

Skarnlarda oluşan andraditin  $TiO_2$  içeriği genellikle düşüktür; skarn granatlarında çok düşük  $TiO_2$  içeriği hidrotermal oluşum sırasında çok daha büyük  $SiO_2$  aktivitesine işaret eder (Dingwell ve Brearley, 1985). Andraditler  $TiO_2$  içeriğine göre; %5'in altında ise Ti-Andradit, %5-15 ise melanit, >%15  $TiO_2$  içeriyorsa şorlomit olarak adlandırılır (Saha ve diğ., 2011). Hisarlıkaya granatlarının % $TiO_2$  içeriği %5'in altındadır ve bu granatlar Ti-andradit olarak adlandırılmıştır.

Skarnların genelde  $>350^{\circ}\text{C}$  koşullarında oluştuğu belirtilmektedir (Meinert ve diğ., 2005). Hisarlıkaya skarn zonunda oluşan granat kristallerinin hesaplanan tahmini ortalama oluşum sıcaklıklarının da bu koşullara uygun biçimde  $410-470^{\circ}\text{C}$  arasında olduğu tespit edilmiştir.

Tüm bu bilgilerin ışığında, daha önceden sığ yerleşimli bir plütonun çevredeki sedimanter kayaçları metamorfizmaya uğratmış olduğu ve dokanağında kontakt zonunun oluştuğu düşünülmektedir. Plütonun yerleşiminin ilk evrelerinde prograd metamorfizma ile granat mineralleri oluşmuştur. Uzun süre farklı termodinamik aktivitelerin varlığı, granatların değişen koşullardan dolayı hem normal zonlanma hem de ters zonlanma göstermesine sebep olmuştur. Yine prograd evrede diyopsit-hedenberjit bileşimli piroksenler oluşmuştur. Plütonun soğumaya başlaması ile retrograd evre başlamış, bu sırada epidot mineralleri meydana gelmiştir. Çevrede bulunan farklı türdeki sedimanter kayaçların metamorfizmaya uğramasıyla, skarn oluşumu dışında kuvars-şist, grafit-şist, mika-şist, gnays, kuvarsit, hornfels gibi metamorfik oluşumlar da meydana gelmiştir. Daha sonra gelişen bir volkanik etkinlikle Hisarlıkaya volkanik kayaçlarını oluşturacak olan eriyik aracılığıyla bu oluşumlardan kopan parçaların ksenolit olarak yüzeye taşındıkları düşünülmektedir (Şekil 6.7).

Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının ise, sınırlı düzeyde de olsa dalma-batma etkisiyle metasomatize olmuş bir sığ litosferik kaynaktan türediği düşünülmektedir. Bu eriyiğin daha sonra alt kabuk erimesiyle oluşan ve adakitik özellik taşıyan bir başka eriyikle hibridize olduğu ve bu eriyiğin yukarı çıkışı sırasında etkin bir kabuksal kirlenmeye maruz kalmadığı düşünülmektedir.



**Şekil 6.7.** A. Hisarlıkaya volkanik kayalar için oluşturulmuş olası jeodinamik evrim, B. Sığ derinlikte gerçekleşen sokulum ile meydana gelen kontakt metamorfizmayı gösteren temsili diyagram ([https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc\\_lang=en](https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc_lang=en))

## 7.SONUÇLAR

1. Hisarlıkaya'da yüzlek veren volkanik kayalar gri-pembemsi renkte, hipokristalin dokuda gözlenmektedir; incekesit incelemeleri sonucunda feldispat, amfibol, biyotit ve az miktarda piroksen mineral birlikteliğine sahip olduğu görülmüştür.
2. Hisarlıkaya volkanikleri içerisinde bulunan ksenolitler farklı boyut, doku, renk, şekil ve kökendedir. Mor-kristalize, yeşil-killeşmiş, siyah-kızıl masif, grafit bantlı ve granat bulunduran olarak 5 temel kategoriye ayrılabilir. Farklı kategorilerde tanımlanan bu ksenolitlerin incekesitlerine bakıldığında; feldispat, kuvars, biyotit, amfibol, grafit, piroksen, granat, epidot ve bol miktarda demir oksit mineral birlikteliğine sahiptir.
3. Elektron mikroprop çalışmalarına göre volkanik kayalarda bulunan amfibol minerallerinin magneziyohasdingsit, plajiyoklaz minerallerinin andezin-labrador, ksenolitlerde ise andezin-labrador-oligoklaz; ksenolitlerde bulunan piroksen minerallerinin diyopsit-hedenberjit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Elektron mikroprop incelemelerine göre plajiyoklaz, piroksen ve granat minerallerinde hem normal hem de ters zonlanma gözlenmiştir.
4. Volkanik kayaç içindeki amfibol-plajiyoklaz mineral birlikteliğine göre yapılan hesaplamalar sonucunda, HVK oluşumlarının 7,5-8,5 kbar ve 6-7 kbar basınç ve 852-911 °C sıcaklık aralığında olduğu ortaya konulmuştur. Ksenolit içindeki klinopiroksen-granat mineral birlikteliğine göre hesaplanan, granat kristallerinin tahmini oluşum sıcaklığı ise 410-470 °C olarak belirlenmiştir.
5. HVK jeokimyasal analizleri sonucunda elde edilen ana element içeriklerinden oluşturulan toplam alkali-silis diyagramına göre subalkali; SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O ve AFM diyagramlarına göre kalkalkali karakter göstermektedir. Susuz baza göre yeniden hesaplanmış %SiO<sub>2</sub> değerleri %60,99 ile %64,18 arasında değişen volkanik kayaç örneklerinin bir bölümünün trakiandezit, bir bölümünün ise trakit (Normatif kuvars<%20) karakterinde olduğu ve Mg#'larının 34-51 aralığında değiştiği belirlenmiştir.



6. Major ve iz element verilerine göre oluşturulan Harker diyagramlarına göre fraksiyonel kristalleşme, Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının oluşumunda etkili bir süreçtir, fakat magma karışımı gibi farklı süreçlerin de etkili olabileceği etkili olabileceği düşünülmektedir.
7. Kondrite ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element ve nadir toprak element diyagramlarına göre, HVK'nın benzer kaynaklardan oluştuğu düşünülmektedir. Örneklerin LILE ve LREE'ce zenginleştiği; Nb, Ti ve HFS elementlerce fakirleştiği görülmektedir. Bu verilere ve iz element oranlarına göre kaynak bölgesinde düşük dereceli kısmi ergimeler, dalma-batma sürecinin etkisi, magma karışımı gibi süreçlerin etkili olabileceği ortaya konulmuştur. Jeokimyasal özellikler göz önüne alınarak çalışma bölgesindeki örneklerin dalan plakanın metasomatize ettiği bir litosferik kaynağın kısmi ergimesiyle oluşmuş eriyikten türemiş olabileceği ortaya konulmuştur.
8. Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının hem adakitik hem de klasik yay volkanizması özellikleri gösterdiği görülmüştür. SiO<sub>2</sub>-MgO diyagramına göre Hisarlıkaya volkanik kayaçlarının kalınlaşmış alt kabuktan türeyen adakitler alanına düştüğü belirlenmiştir. Jeokimya çalışmaları ile edinilen bilgiler, metasomatize olmuş litosferik kaynaktan oluşan eriyiğin daha sonra alt kabuk erimesiyle oluşan bir eriyikle hibridize olduğu ve bu eriyiğin yukarı çıkışı sırasında etkin bir kabuksal kirlenmeye maruz kalmadığını düşündürmektedir.
9. Ksenolitlerin kökeni araştırıldığında edinilen bilgilere göre HVK oluşumundan önce, sığ yerleşimli bir plütonun çevredeki sedimanter kayaçları metamorfizmaya uğratmış olduğu, plütonun yerleşiminin ilk evrelerinde prograd metamorfizma ile granat minerallerinin oluştuğu düşünülmektedir. Çevrede bulunan farklı karakterdeki sedimanter kayaçların metamorfizmaya uğramasıyla skarn oluşumu dışında kuvars-şist, grafit-şist, gnays, kuvarsit, hornfels gibi metamorfik oluşumlar da meydana gelmiştir. Daha sonra gelişen bir volkanik etkinlikle Hisarlıkaya volkanik kayaçlarını oluşturacak olan eriyiğin bu metamorfik oluşumlardan kopan parçaları ksenolit olarak yüzeye taşıdığı düşünülmektedir.

## KAYNAKLAR

- Akyürek, B., Bilginer, E., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, S., Sunu, O., Soysal, Y., Dağer, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. Ve Hakyemez, H., The geology of the Ankara-Elmadağ-Kalecik region: Bull. Geol. Engineering, Turkey, 20 (1984) 31-46.
- Akyürek, B., Bingöl, E., Doyuran, S., Korkmazer, B., Metin, S., Öztemur, C., 1/50,000 ölçekli Tortum G 47 a paftasının jeoloji haritası izahnamesi, MTA 1/50.000 ölçekli jeolojik haritalar, 1997.
- Anders, E. ve Grevesse, N., Abundances of the elements: Meteoritic and solar: Geochimica et Cosmochimica Acta, 53:1 (1989) 197-214.
- Atherton, M. P. ve Petford, N., Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust: Nature, 362 (1993) 144-146.
- Bailey, E. B. ve McCallien, W., Serpentine lavas ,the Ankara Melange and the Anatolian Thrust: Trans. Roy. Soc. Edinburg, 62:11 (1953) 403-442.
- Barragan, R., Dennis, G., Hall, M., Larson, P., Kurz, M., Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes: Earth Planet Sci. Lett., 154 (1998) 153-166.
- Barton, M. D., Ilchik, R. P., Marikos, M. A., Metasomatism: Kerrick, DM (ed) Contact Contact metamorphism, Reviews in Mineralogy, 26 (1991) 321–350.
- Batman, B., Haymana Kuzeyinin Jeolojik Evrimi ve Yöredeki Melanjın İncelenmesi I: Stratigrafi Birimleri: Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı, 4 (1978) 95-124
- Bilgin, A. Z., 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Ankara i28 Paftası, M.T.A. Jeoloji Etütleri Dairesi, no.208, Ankara, 2014.
- Blundy, J. D. ve Holland, T. J. B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: Contrib. Mineral Petrol., 104 (1990) 208-24.
- Bowman, J. R., Stable-isotope systematics of skarns Lentz DR(ed) Mineralized intrusion related skarn systems, Mineralogical Association of Canada, 26 (1998) 99-145.

- Brooks, J. W., Petrology And Geochemistry Of The McCoy Gold Skarn, Lander County, Nevada, Doktora Tezi, Washington State Üniversitesi, Washington, **1994**.
- Calvin-Salomon, W. ve Kleinsorge, H. L., Türkiye'deki zelzelelere müteallik etütler: M.T.A. Yayınl., seri B, no. 5, Ankara, **1940**.
- Calvo, M. ve Subias, I., Epidote (not clinozoisite) and andradite garnet from Los Serranos quarry, Cabezo Negro, Albaterra, Alicante: Mineral up., 4 (**2016**) 44-47.
- Crawford, M. L., Plagioclase and other mineral equilibria in a contact metamorphic Aureole: Contributions to Mineralogy and Petrology, 36:4, (**1972**) 293-314.
- Çakır, Ü., ve Üner, T., The Ankara Melange: An Indicator of Tethyan evolution of Anatolia: Geologica Carpathica, 64 (**2016**) 403-414.
- Çalgın, R., Ercan, T., Pehlivanoğlu, H., Şengün, M., Ankara Civarı Jeolojisi. M.T.A. raporu, No.6487, **1973**.
- Çetintaş, H., Stratigraphy of megablocks within the 'Anatolian ophiolitic melange' around Balkuyumcu, SW Ankara, Turkey, Master Thesis, METU, Ankara, **1985**.
- Deer, W. A. Howie, R. A., Zussman J., An introduction to the rock-forming minerals, 2nd ed. Harlow, Essex, England, New York, NY: Longman Scientific & Technical, **1992**.
- Defant, M. ve Drummond M. S., Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: Nature, 347 (**1990**) 662-665.
- Demir, Y., Dağbaşı skarn yataklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri (Araklı-Trabzon, KD Türkiye): Maden Tetkik Arama Dergisi, 158 (**2019**) 167-196.
- Deniz, K., Buzlukdağı (Kırşehir) Alkali Magmatik Kayaçların Jeolojisi, Petrolojisi Ve Konfokal Raman Spektrometresi İle İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara, **2010**.
- DePaolo, D. J. ve Daley, E. E., Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension: Chemical Geology, 169 (**2000**) 157-185.
- Dingwell, D. B. ve Brearley, M., Mineral chemistry of igneous melanite garnets from analcite-bearing volcanic rocks, Alberta, Canada: Contrib. Mineral Petrol, 90 (**1985**) 29-35.

- Edwards, E., Menzies, M., Thirlwall, M., Evidence from Muriah, Indonesia, for the Interplay of Supra-Subduction Zone and Intraplate Processes in the Genesis of Potassic Alkaline Magmas: *Journal of Petrology*, 32:3 (1991) 555-592.
- Einaudi, M. T., Meinert L. D., Newberry R. J., Skarn deposits: *Econ. Geol.* 75th Anniv., (1981) 317-391.
- Ellis, D. J. ve Green, D. H., An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71 (1979) 13-22.
- Erkül, F., Çolak, C., Tatar Erkül, S., Varol, E., Geology and geochemistry of the Middle Miocene Yağcıköy volcanic complex, western Turkey: Wide-rift alkaline volcanism associated with incipient stages of slab tearing; *Journal of Asian Earth Sciences*, 179 (2019) 112-126.
- Erol, O., Ankara ve civarının jeolojisi hakkında rapor (Kızılcahamam güneyi, Ankara, Haymana, Bala, Kırıkkale, Çubuk çevresi, Keskin kuzeyi); M.T.A. raporu No.2491, 1954.
- Ewart, A., Collerson, K. D., Regelous, M., Wendt, J.I., Niu, Y., Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back arc systems: the role of varying mantle wedge compositions in space and time: *Jour. Petrol.*, (1998) 331-368.
- Faure, G., Principles of Isotope Geology: John Wiley and Sons, (1986) 589.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S., Leeman, W. P., The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States: *Jour. Petrol.*, (1988) 331-349.
- Fitton, J. G., James, D., Leeman, W., Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: Compositional variations in space and time: *Jour. Geophys. Res.*, 96 (1991) 13693-13711.
- Frey, F. A., The Origin of Pyroxenites and Garnet Pyroxenites From Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: Trace Element Evidence: *American Journal of Science*, 280A (1980) 427-449.
- Fritsch E., Rossman G. R. The causes of color in garnets: *Mineralogical Record*, 24:1 (1993) 63.
- Ganguly, J., Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 43 (1979) 1021-1029.

- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D., Moretti, R., REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit: *Geochimica et Cosmochimica Acta*: 72:1 (**2008**) 185-205.
- Gençaliolu Kuşcu, G., *Magmatik Kayaç Dokuları Atlası*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, Yayın No: 55. Yayın Evi: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, **2000**.
- Gill, J. B., *Orogenic andesites and Plate tectonics*: Springer-Verlag, New York, **1981**.
- Godfrey, J. D., *Aerial Photographic Interpretation Of Precambrian Structures North Of Lake Athabasca*: Alberta Research Council, Alberta Geological Survey, Bulletin 1 (**1958**) 19.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Kozlu, H., General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey: *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37 (**1997**) 515-536.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust: *Lithos*, 96 (**2007**) 205-224.
- Harley, S. L., Comparison of the Garnet-Orthopyroxene Geobarometer with Recent Experimental Studies, and Applications to Natural Assemblages: *Journal of Petrology*, 25:3 (**1984**) 697-712.
- Hickey, R. J., *The Geology of the Buckhorn Mountain Gold Skarn, Okanogan County, Washington*, Master Tezi, Washington State Üniversitesi, **1990**.
- Holland, T. ve Blundy, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116 (**1994**) 433-47.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B., Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *American Mineralogist*, 72 (**1987**) 231-239.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., A guide of to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Sci.*, 8 (**1971**) 523-548.
- Jamtveit, B., Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution: *Geology*, 21 (**1993**) 113-116.

- Johnson, M. C. ve Rutherford, M. J., Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: *Geol.*, 17 (1989) 837-841.
- Koçyiğit, A. ve Lünel, A. T., Geology and Tectonic Setting of Alcı Area: *METU Jour. Of Pure and App. Sci.*, 20:1 (1987) 35-59.
- Koçyiğit, A., An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey: *Geological Society of America Bulletin*, 103 (1991) 22-36.
- Koçyiğit, A., Orta Anadolu'nun genel Neotektonik Özellikleri ve Depremelliği. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma: *TPJD*, özel sayı 5 (2003) 1-26.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N., Akyol, E., Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı Segment of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase: *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 6:1 (1995) 69-86.
- Krogh, E. J., The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer-a reinterpretation of existing experimental data: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99 (1988) 44-48.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Jour. Petrol.*, 27:3 (1986) 745-750.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, J. C., Stephenson, N. C. N., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G., Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names: *Mineral Mag.*, 61 (1997) 295-321.
- Lünel, A. T., Petrology of the Balkuyumcu Volcanic Complex, Ankara: *METU Jour. Of Pure Appl. Sci.*, 20 (1987) 67-136.
- Marroni, M., Göncüoğlu, M. C., Frassi, C., Sayit, K., Pandolfi, L., Ellero, A., Ottria, G., The Intra-Pontide ophiolites in Northern Turkey revisited: From birth to death of a Neotethyan oceanic domain: *Geoscience Frontiers*, 11 (2020) 129-149.

- Martin, H., Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids: *Lithos*, 46:3 (1999) 411-429.
- Martin, H., Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas: *Geology*, 14 (1986) 753-756.
- Martin, H., Smithies, R. H., Moyen, J.-F., Champion, D., An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, 79 (2005) 1-24.
- McDonough, W. F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 101 (1990) 1-18.
- McMillan, P. F., Raman Spectroscopy in Mineralogy and Geochemistry: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17 (1989) 255-283.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., Nicolescu, S., World skarn deposits: Hedenquist J. W., Thompson J. F. H., Goldfarb R. J., Richards J. P. (eds) *Econ. Geol. 100th Anniv.*, (2005) 299-336.
- Miyashiro, A., Nature of alkalic rock series: *Contrib. Mineral Petrol.*, 66:1 (1978) 91-104.
- Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. ve Gholizadeh, K., Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran: *Arabian Journal of Geosciences*, 12:658 (2019).
- Moles, N. R., Andradite And Magnetite In Contact-Metamorphosed Chalk Near Portmuck, Islandmagee, County Antrim: *Journal of the Russell Society*, (2018) 21-26.
- Morimoto, N., Nomenclature of Pyroxenes: *Bull. Mineral*, 111 (1988) 535-550.
- Moyen, J. F., High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”: *Lithos*, 112:3 (2009) 556-574.
- Murphy, D. Collerson, K., Kamber, B., Lamproites from gaussberg, Antarctica: Possible transition zone melts of archaean subducted sediments: *Journal of Petrology*, 43:6 (2002) 981-1001.
- Myers, G. L., Geology of the Copper Canyon-Fortitude skarn system, Battle Mountain, Nevada, *Doktora Tezi*, Washington State Üniversitesi, Pullman, Washington, 1994.
- Nakamura, N., Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 38 (1974) 757-775.

- Newberry, R. J. Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California: Contrast in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory: skarns - Their Genesis and Metallogeny, A. Barto-Kyriakidis (Ed.), Theophrastus Publications, Athens, Greece (**1991**) 343- 384.
- Norman, T. N., The role of the Ankara Melange in the development of Anatolia (Turkey): Dixon J. E. & Robertson A. H. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17 (**1984**) 441-447.
- Okay, A. I., Sunal, G., Sherlock, S., Kylander-Clark, A. R. C., Özcan, E., İzmir-Ankara Suture as a Triassic to Cretaceous Plate Boundary-Data From Central Anatolia: Tectonics, 39:5 (**2020**).
- Okay, A. ve Göncüoğlu, M. C., The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts: Turkish J. Earth Sci., 13 (**2004**) 77-95.
- Okay, A. ve Leven, E., Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequence in the Pulus (Bayburt) region, Eastern Pontides; Turkish Journal Of Earth Sciences, 5 (**1996**) 145-155.
- Okay, A. ve Tüysüz, O., Tethyan sutures of northern Turkey: Durand. B., Jolivet, L., Horvath, E. & Seranne, M. (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications, 156 (**1999**) 475-515.
- Ormerod, D. S., Rogers, N. W. ve Hawkesworth, C. J., Melting in the lithospheric mantle: Inverse modelling of alkali olivine basalts from the Big Pine volcanic field, California: Contribution to Mineralogy and Petrology, 108 (**1988**) 305-317.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Saroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J. G., Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 44 (**1990**) 189-229.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R., Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 58 (**1976**) 63-81.
- Pezzotta, F. Adamo, I., Diella, V., Demantoid And Topazolite From Antetozambato, Northern Madagascar: Review And New Data: Gems & Gemology 47 (**2011**) 1-14.



- Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F., ve Shaw, H., New clinopyroxene-liquid thermometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho: *American Mineralogist*, 88 (2003) 1542-1554.
- Rapp R. P., Shimizu N., Norman M. D., Applegate G. S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa: *Chemical Geology*, 160 (1999) 335–356.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., Growth of early continental crust by partial melting of eclogite: *Nature* 425 (2003) 605-609.
- Rojay, B. ve Süzen, M. L., Tectonostratigraphic evolution of an arc-trench basin on accretionary ophiolitic melange prism, Central Anatolia, Turkey: *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 9 (1997) 1-12.
- Ruiz, L., The Zoning Of Garnets As An Indicator Of The P.T. History Of Their Host-rocks: *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, 99 (1976) 339-346.
- Ryan-Davis, J, Lackey, J. S., Gevedon, M., Barnes, J. D., Lee, C-T. A., Kitajima, K., Valley, J. W., Andradite skarn garnet records of exceptionally low  $\delta^{18}\text{O}$  values within an Early Cretaceous hydrothermal system, Sierra Nevada, CA: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174:68 (2019).
- Saha, A., Ray, J., Ganguly, S. ve Chatterjee, N., Occurrence of melanite garnet in syenite and ijolite-melteigite rocks of Samchampi–Samteran alkaline complex, Mikir Hills, Northeastern India: *Current Science*, 101:1, (2011) 95-100.
- Sayit, K. ve Göncüoğlu, C. M., Geodynamic evolution of the Karakaya Mélange Complex, Turkey: A review of geological and petrological constraints: *Journal of Geodynamics*, 65 (2013) 56-65.
- Sayit, K., Bedi, Y., Tekin, U. K., Göncüoğlu, C. M., Okuyucu, C., Middle Triassic back-arc basalts from the blocks in the Mersin Mélange, southern Turkey: Implications for the geodynamic evolution of the Northern Neotethys, *Lithos*, 2017.
- Schmidt, M. W., Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contrib. Mineral Petrol.*, 110 (1992) 10-304.

- Schmidt, M. W., Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C: *Amer J. Science*, 293 (1993) 60-1011.
- Schmitt, A. C., Tokuda, M., Yoshiasa, A., Nishiyama, T., Titanian andradite in the Nomo rodingite: Chemistry, crystallography, and reaction relations: *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 114 (2019) 111-121.
- Stampfli, G. M. ve Borel, D. G., A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, 196 (2002) 17-33.
- Stchepinsky, V., Etimesgut-Zir mntıkasının jeolojisi hakkında rapor (Ankara Vilayeti); M.T.A. raporu No.1242, 1941.
- Sun, S. ve McDonough, W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes: Saunders, A. D. ve Norry, M. J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Publication, 42 (1989) 313-345.
- Şen, P. ve Şen, E., Ankara Gb'sında Yer Alan Oyaca-Kedikayası-Boyalık (Orta Anadolu, Türkiye) Adakitlerinin Petrojenetik Özellikleri: Yitim Dilimi Kökenli Ergiyik Metasomatizmasına Kanıtlar; *MTA Dergisi*, 146 (2013) 81-92.
- Şengör, A. M. C., Tectonics Of The Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15 (1987) 213-244.
- Şengör, C. ve Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75 (1981) 181-241
- Tekin U. K. ve Göncüoğlu, M. C., Discovery Of The Oldest (Upper Ladinian To Middle Carnian) Radiolarian Assemblages From The Bornova Flysch Zone In Western Turkey: Implications For The Evolution Of The Neotethyan Izmir-Ankara Ocean: *Ofioliti*, 32:2 (2007) 131-150.
- Temel, A., Yürür, T., Alıcı, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H., Demirbağ, H. Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: an example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey; *Journal of Asian Earth Science*, 38, (2010) 289-306.
- Thompson, R. N. ve Morrison, M. A., Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: An example from the British Tertiary Province: *Chemical Geology*, 68 (1988) 1-15.

- Tzevetanova, Y., Garnet-Pyroxene Skarns from Zvezdel Pluton (East Rhodopes, Bulgaria): *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences*, 55 (2002) 51-56.
- Ünalın, G. ve Yüksel, V., Haymana-polatlı havzasının jeolojisi ve petrol olanakları; M.T.A. raporu no: 7665 (1985) 60.
- Ürgün, S., Ayaş-Sincanköy (Ankara) Arasında Kalan Alanın Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Yönünden İncelenmesi; M.T.A. raporu, No.5553, 1974.
- Varol, E., Balkuyumcu (GB Ankara) Volkanitlerinin Petrolojisi ve Jeokimyası, Yüksek Mühendislik Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 2001.
- Varol, E., Temel, A., Gourgaud, A., Bellon, H., Early Miocene adakite-like volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey: *Petrology and geochemistry: Journal of Asian Earth Sciences*, 30 (2007) 613-628.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. ve Ma, J. L., Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic settings in Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization: *Journal of Petrology*, 47 (2006) 119-144.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Zi, F., Partial Melting of Thickened or Delaminated Lower Crust in the Middle of Eastern China: Implications for Cu-Au Mineralization: *The Journal of Geology*, 115:2 (2007) 149-161.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Zhao, Z. H., Xu, J. F., Bai, Z. H., Xiong, X., L., Dai, T. M., Li, C. F., Chu, Z. Y., Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt: *Chemical Geology*, 236:1-2 (2007) 42-64.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H. Bao, Z. W., Xu, W., Xiong, X-L., Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent: *Geochem. J.*, 38 (2004) 417-434.
- Wilson, M., *Igneous Petrogenesis*, London, Unwin-Hyman, 465, 1989.
- Xiao, L. ve Clemens, J. D., Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints: *Lithos*, 95 (2007) 399-414.

- Xu, J., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q., Rapp, R., Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust: *Geology*, 12 (**2002**) 1111-1114.
- Yılmaz, Y., Sakarya Kıtası Güney Kenarının Tektonik Evrimi: *İstanbul Yerbilimleri*, 1 (**1981**) 35-52
- Zhang, Y., Gao, J. F., Ma, D., Pan, J., The role of hydrothermal alteration in tungsten mineralization at the Dahutang tungsten deposit, South China: *Ore Geology Reviews*, 95 (**2018**) 1008-1027.

## İnternet kaynakları

Google haritalar,

<https://www.google.com/maps/place/Hisar%C4%B1kaya,+06909+Sincan%2FAnkara/@39.719844,32.3729105,11.87z/data=!4m5!3m4!1s0x14d3108211219a11:0x8da32e4cd11cebdcl8m2!3d39.731614!4d32.538925!5m1!1e4> (Erişim Tarihi: **27 Kasım 2019**).

T.C. Ankara valiliği, <http://ankara.gov.tr/bitki-ortusu> (Erişim Tarihi: **1 Mayıs 2020**).

Tulane Üniversitesi, Prof. Stephen A. Nelson, 'Metamorphic Rock Textures' ders notu, <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metatexture.htm> (Erişim Tarihi: **24 Nisan 2020**)

Learning Goscience, Kare Kullerut online ders notu,

[https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc\\_lang=en](https://www.eage.org/sitecore/content/learning-geoscience/home/online-training/e-courses/geology?sc_lang=en) (Erişim Tarihi: **20 Mayıs 2020**).