

T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KIZILDAMLAR GEÇ JURA ADAKİTLERİ (SÖĞÜT-BİLECİK, KB
TÜRKİYE): TEKTONİK ÖNEMLERİ

Ali Mesut RAMAZANOĞLU

TEZ DANIŞMANI

Prof. Dr. Orhan KARSLI

JÜRİ ÜYELERİ

Prof. Dr. Orhan KARSLI

Prof. Dr. Raif KANDEMİR

Doç. Dr. Mehmet Ali GÜCER

RİZE-2022

Her Hakkı Saklıdır

ÖNSÖZ

Anadolu'nun kuzeybatısında, Sakarya Zonu'nun batı kesimi Geç Paleozoyik ve Mesozoyik boyunca çok yaygın bir magmatik faaliyete sahiptir. Söz konusu magmatik aktivite, yaygın olarak I-tipi granitoid özellikli kayalardan oluştuğu farz edilmiş olup; Zonguldak ili batısından Bursa ilinin doğusuna kadar mostralara sunan bu kayalar, araştırmacılar tarafından; bölgenin temel kayaları olarak kabul edilmiş, ancak çok detaylı ayırtlanamamışlardır. Bu düşünce ile, bu çalışmada, söz konusu kayalar içerisinde farklı petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sunan Kızıldamlar plütünü araştırılmış, bunların I-tipi adakitik kimyasal karakterinde oldukları, ancak Geç Karbonifer yaşlı granitoidlerden hem dokusal hem de jeokimyasal açıdan farklı oldukları anlaşılmış ve ayırtlanmışlardır. Sakarya Zonu'nun batısında, Geç Jura periyodunda oluşmuş Kızıldamlar plütünü'nün, kristalizasyon koşulları, jeokimyasal ve petrolojik karakterlerini, bununla birlikte bu periyod için bölgenin jeodinamiği ile ilişkilerini açıklamayı amaçlayan ve hedefleyen bu tez çalışması; Söğüt (Bilecik) ilçesinin batısında Kızıldamlar plütünü'nden derlenen jeolojik, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal verilerin yorumlanması ve rapor edilmesi ile gerçekleştirilmiştir. Saha incelemeleri sırasında derlenen örneklerden özellikle ayrışmamış taze kısımlarından, toplam kayaç ana iz ve Sr-Nd izotop analizleri, LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma analizleri ve Lu-Hf izotop analizlerine bağlı olarak hazırlanan bu çalışma, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nde Yüksek Lisans Tezi olarak sunulmuştur.

Saha incelemeleri sırasında elde edilen örneklerden; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma ve Lu-Hf izotop analizleri Oslo Üniversitesi (Oslo-Norveç) Jeokronoloji Laboratuvarı'nda, ana ve iz elementler ticari Acme Laboratuvarı'nda, toplam kayaç Sr-Nd analizleri Aveiro Üniversitesi (Aveiro-Portekiz) Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda yapılmış ve hedeflenen amaca varılmıştır. Tezin tamamlanması sırasında kolaylıklar sağlayan, Prof. Dr. Orhan Karşlı, Prof. Dr. Tom Andersen ve Prof. Dr. Jose F. Santos'a teşekkür ederim.

Ali Mesut RAMAZANOĞLU

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Tarafımdan hazırlanan “Kızıldamlar Geç Jura Adakitleri (Söğüt-Bilecik, KB Türkiye): Tektonik Önemleri” başlıklı bu tezi, Yükseköğretim Kurulu Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesindeki hususlara uygun olarak hazırladığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal işlemi kabul ettiğimi beyan ederim. 07/03/2022

İmza

Ali Mesut RAMAZANOĞLU

Uyarı: Bu tezde kullanılan özgün ve/veya başka kaynaklardan sunulan içeriğin kaynak olarak kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZET

KIZILDAMLAR GEÇ JURA ADAKİTLERİ (SÖĞÜT-BİLECİK, KB TÜRKİYE): TEKTONİK ÖNEMLERİ

Ali Mesut RAMAZANOĞLU

Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

Danışmanı: Prof. Dr. Orhan KARSLI

Paleotetis Okyanusu'nun Mesozoyik jeodinamik evrimi oldukça kritiktir, fakat Sakarya Zonu'nun jeolojik tarihçesi bakımından çok iyi bilinmemektedir. Bu tez çalışmasında, Batı Sakarya Zonu'nda (KB Türkiye), Kızıldamlar plütönu'ndaki granitik kayaçların zirkon U-Pb jeokronolojisi, toplam kayaç ana-iz element ve Sr-Nd ile zirkon Hf izotop verileri sunulmuştur. LA-ICP-MS yöntemiyle elde edilen zirkon U-Pb yaşları, granitik kayaçları oluşturan magmaların, Geç Jura zaman diliminde (160-157 My) Sakarya Zonu'nun temel kayaçlarına sokulduğunu ortaya koymuştur. Kızıldamlar granitleri toleyitik karakterlidirler ve hafif metalumin karakterden peralumin karaktere doğru geçiş gösterirler. Örnekler, yüksek Na₂O (6.26–7.58 ağırlık %), Sr (172–388 ppm) ve düşük K₂O (0.77–1.13 wt%) ve Y (2.5–3.7 ppm), özellikleri ile yüksek Sr/Y (70–250) oranları sunarlar. Bu özellikleriyle kayaçlar adakitik özellik taşırlar. Örnekler, hafif nadir toprak ve büyük iyon yarıçaplı elementlerce zenginleşme, ağır nadir toprak ve yüksek alan enerjili elementlerce tüketilme sunarlar. Kayaçlar, tüketilmiş ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) (0.70334-0.70372) ve ε_{Nd}(t) (-0.66 to +4.28) değerlerine sahiptirler. Kayaçlarda derlenen zirkonlar ise pozitif ε_{Hf}(t) (4.9-12.8) değerleri gösterirler. Tüketilmiş manto Hf yaşları (T_{DM1}=0.24 to 0.68 Ga) gençtir. Tüm jeokimyasal özellikler ve Sr-Nd-Hf izotop sistematikleri, adakitik kayaçların, okyanus kabuğunun eklojitik kısmının düşük dereceli (<10%) kısmi ergimesiyle oluşan ergiyeğin diferansiasyonu ve kabuksal kontaminasyonundan türemişlerdir. Sürekli yitim teorisi, incelenen kayaçların oluşumu ile uyumsuz. Geç Jura süreci (160-157 My) boyunca Paleotetis Okyanusu'nun nihai kapanmasıyla birlikte oluşan okyanusal litosfer kopması, incelenen adakitik plütönu oluşuna imkân sağlamıştır. Önceki araştırmalar da dikkate alınarak, Batı Sakarya Zonu'nda kıtasal yay gerisi havza, kıtanın güney kesiminde Neotetis Okyanusu'nun açılmasına zemin hazırlamıştır.

(2022, 56 sayfa)

Anahtar Kelimeler: Na'ca zengin adakitler, okyanus kabuğu kopması, okyanus kabuğu ergimesi, Batı Sakarya Zonu, KB Türkiye

ABSTRACT

KIZILDAMLAR LATE JURA ADAKITES (SÖĞÜT-BİLECİK, KB TURKEY): TECTONIC SIGNIFICANCE

Ali Mesut RAMAZANOĞLU

Recep Tayyip Erdogan University
Graduate Education Institute
Department of Geological Engineering
Master Thesis
Supervisor: Prof. Dr. Orhan KARSLI

The Mesozoic geodynamic evolution of the Paleotethys Ocean is critical but a poorly known piece of the geological history of the Sakarya Zone, north Turkey. Here, we describe new integrated research of zircon U-Pb geochronology, bulk-rock major-trace element and Sr-Nd isotopes as well as Hf isotope of zircons from the granitic rocks of the Demirköy and Kızıldamlar plutons located in Bilecik area along the western Sakarya Zone, northwestern Turkey. Zircon U-Pb ages obtained by LA-ICP-MS reveal that the granitic magma intruded into the basement rocks during the Late Jurassic (ca. 160–157 Ma). The granites are tholeiitic series and show slightly metaluminous to peraluminous geochemical affinities. The granite samples are adakitic, having relatively high Na₂O (6.26–7.58 wt.%) and Sr (172–388 ppm), and low K₂O (0.77–1.13 wt%) and Y (2.5–3.7 ppm), and thus have high Sr/Y (70–250). The samples exhibit enrichment of light rare earth elements (REE) and large ion lithophile elements (LILE) and depletion in heavy REE and the high field strength elements (HFSE; e.g., Nb, Ti, Ta). The samples possess low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) values of 0.70334 to 0.70372, and ε_{Nd}(t) of -0.66 to +4.28. Zircon grains exhibit positive ε_{Hf}(t) values of 4.9 to 12.8 and depleted mantle model ages of Hf (T_{DM1} =0.24 to 0.68 Ga). These geochemical features and Sr-Nd-Hf radiogenic isotope systematics reveal that the adakitic rocks were likely formed by low degree melting (<10%) of the eclogitic part of an oceanic slab and subsequent melt fractionation and crustal contamination. An ongoing subduction scenario cannot explain the formation of the investigated adakitic rocks. We suggest that the adakitic plutons were generated through slab break-off after the final closure of the Paleotethys Ocean throughout the Late Jurassic (ca. 160-157 Ma). Considering the previous data, the continental back-arc basin system, leading to the opening of Neotethys Ocean at the southern margin of the continent, is put forward to decipher the Late Jurassic tectonic evolution of the Paleotethys Ocean and the western Sakarya Zone.

(2022, 56 pages)

Keywords: Na-rich adakites, slab break-off, melting of oceanic slab, the western Sakarya Zone, NW Turkey

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	II
ÖZET	III
ABSTRACT.....	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
TABLolar DİZİNİ	IX
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	X
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Literatür Özeti	3
1.2.1 Tektonik	3
1.2.2 Bölgesel Jeoloji	4
1.2.3 I-Tipi Granitoidler.....	5
2. GEREÇ VE YÖNTEM	6
3. YAPILAN ÇALIŞMALAR	7
3.1. Ana ve İz Element Analizleri	7
3.2. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Yaş Analizleri	7
3.3. LA-ICP-MS Zirkon Lu-Hf Analizleri.....	8
3.4. Tüm Kayaç Sr-N Analizleri	9
4. BULGULAR	10
4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi	10
4.2. Petrografi ve Mineraloji	11
4.3. LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Jeokronolojisi.....	13
4.4. Jeokimya	20
4.4.1 Ana ve İz Element Jeokimyası	20
4.4.2 Tüm Kayaç Sr-N İzotop Bileşimleri	23
4.4.3 Zirkon Lu-Hf İzotop Bileşimleri	23
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	34
5.1 Magmatizmanın Yerleşim Zamanı	34
5.2 Petrojenez	34

5.3	Diferansiasyon	35
5.4	Kaynak Kayaç Özellikleri	36
5.5	Geç Jura Adakitik Magmatizmasının Gelişim Zamanı ve Tektonik Ortamı	39
6.	ÖNERİLER	43
KAYNAKLAR		44
ÖZGEÇMİŞ		56



ŞEKİLLER DİZİNİ

- Şekil 1. Avrupa ve Ortadoğu’da Gondwana türevli temel kayalara ait kayaçların jeolojik haritası ve çalışılan sahanın konumu [Garfunkel (2015)’den değiştirilerek]. 4
- Şekil 2. Kızıldamlar (Bilecik-Söğüt) yörelerinin ve Kızıldamlar plütunu’nu kapsayan alanın (Batı Sakarya Zonu) sadeleştirilmiş jeoloji haritası [Duru vd. (2002) ve Akbaş vd. (2016)’dan değiştirilerek]. 11
- Şekil 3. Kızıldamlar plütunu’nun metagranitoidleri’nin; a-b: makroskobik, c-d: mikroskobik görünüşleri. Pl: plajiyoklas, Kf: k-feldispat, Ms: muskovit, Bt: biyotit, K: kuvars. 13
- Şekil 4. Kızıldamlar plütonu’na ait zirkonların katolüminesans görüntüleri ve analiz noktaları. 15
- Şekil 5. Kızıldamlar örneklerinin zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramları. 16
- Şekil 6. Kızıldamlar plütonu’nun; a: toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 diyagramındaki (Middlemost, 1994) yerleri, b: K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları, c: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki (Maniar ve Piccoli, 1989) ve d: Zr/TiO_2 içeriklerine karşın Nb/Y içeriği diyagramındaki (Pearce, 1996) yerleri. 21
- Şekil 7. Kızıldamlar örnekleri’nin; a-f: ana oksit içeriklerinin SiO_2 içeriğine karşın değişim diyagramlarındaki yerleri. 22
- Şekil 8. Kızıldamlar örnekleri’nin; a: MORB’a göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş çoklu element modelleri, b: kondrit göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş nadir toprak element modelleri. 22
- Şekil 9. Kızıldamlar örnekleri’nin; a: Sr/Y oranına karşın Y (ppm) ve b: (Sm/Yb)SN oranına karşın (Yb)SN içeriği diyagramlarındaki yerleri. 23
- Şekil 10. Kızıldamlar örnekleri’nin; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değerine karşın $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ oranı izotop diyagramlarındaki yerleri. Senozoyik okyanus kabuğu türevli adakitler Defant ve Kepezhinskas (2001)’den, MORB Hofmann (2003)’den, Erken Eosen Gümüşhane adakitik kayaçları Karlı ve diğ. (2010)’den, Tavdağı ve Yoncalık adakitik kayaçları Dokuz ve diğ. (2013)’den, Oligosen Tepebaşı adakitik volkanitleri Karlı ve diğ. (2020)’den, Miyosen Çağırnkaya adakitik volkanitleri Karlı ve diğ. (2019)’den ve Variskan l- ve S-tipi kayaçlar ise Dokuz ve Sünnetçi (2019)’den alınmıştır. 24
- Şekil 11. Kızıldamlar granitoidleri’ndeki örneklere ait zirkonların; a: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşın kristalizasyon yaşları diyagramı ve b: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerlerine karşın $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değeri diyagramlarındaki yerleri. Erken Jura Gökçedere granitleri Karlı ve diğ. (2017)’den, Miyosen Çağırnkaya adakitik

- volkanitleri Karanlı ve diğ. (2019)'dan ve Oligosen Tepebaşı adakitik volkanitleri ise Karanlı ve diğ. (2020)'den alınmıştır. 25
- şekil 12. Kızıldamlar örnekleri'nin a: Th/Ce oranına karşın Th iğeriği (Yin ve diğ., 2020); b: Th/La oranına karşın Th iğeriği (Yin ve diğ., 2020). Üst kıtasal kabuk verileri Plank (2005)'den ve MORB Niu ve Batiza (1997)'den alınmıştır. c: Sm/Yb oranına karşın La/Yb iğeriği. MORB bileşimi Sun ve Mcdonough (1989)'dan alınmıştır. Dağılım kaysayıları, Sisson ve Kelemen (2018)'den alınmıştır. d: Th/Yb oranına karşın Ta/Yb iğeriği (Pearce, 1982) değişim diyagramları. 39
- şekil 13. a-b: Sakarya Zonu'nun Erken-Geç Jura rekonstriksiyonu [Dokuz ve diğ. (2017) ve Karanlı ve diğ. (2021)'den değiştirilerek] 42



TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. Kızıldaamlar örneklerine ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları	17
Tablo 2. Kızıldaamlar örnekleri'nin ana ve iz element bileşimleri.	26
Tablo 3. Kızıldaamlar granitoyidleri'ne ait örnekleri S-Nd izotop kompozisyonları.	30
Tablo 4. Kızıldaamlar granitoyidleri'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları..	31



SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	Moleküler ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)
AK	Ateşte Kayıp
Amf	Amfibol
ANTE	Ağır Nadir Toprak Elementler
Bio	Biyotit
BIYLE	Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
ÇA	Çalışma Alanı
DAYK	Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı
Eu*	(Sm+Gd) _{N/2} ,
Fe ₂ O ₃ *	Fe ₂ O ₃ Cinsinden Toplam Demir
K-feld	Feldispat
Amf	Amfibol
Hf	Hafniyum
HNTE	Hafif Nadir Toprak Elementler
HNO ₃	Nitrik Asit
ICP-MS	Endüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
Km	Kilometre
K	Kuvars
LiBO ₂	Lityum Metaborit
Lu	Lütesyum
Mg#	100xMgO/(MgO+Fe ₂ O ₃)
MMA	Masif Mikrogranüler Anklav
mm	Milimetre
Nd	Neodim
Nb	Niobyum
Plg	Plajiyoklas
Rb	Rabidyum
Sm	Samaryum
Sr	Stronsiyum

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden biri olan Sakarya Zonu'nun Batı Pontidler olarak da bilinen batı kesimi; Paleozoyik'ten Geç Senozoyik'e kadar oldukça önemli ve yaygın bir magmatik kayaç birlikteliği içerir. Söz konusu bu tektonik birliğin hemen hemen tamamına yakın kesiminde, bir kuşak şeklinde doğu-batı uzanım göstermektedir. Yerkürenin evriminde, Mesozoyik zaman diliminde oldukça önemli jeolojik süreçler oluşmuş olmakla birlikte; bu zaman dilimi çok büyük okyanusların açılıp, kapandığı bir periyot olarak bilinir. Bunlar arasından en önemlisi, Paleotetis Okyanusu'dur; Erken Permiyen boyunca, Reik Okyanusu'nun kapanmasının sonucu olarak, Gondwana'nın kuzey kenarında açılma neticesinde oluşmuş ve şerit biçimli Gondwana kökenli küçük kıtaların oluşumuna neden olmuştur (Stampfli ve Borel, 2002; Nance vd., 2012). Neoproterozoyik ve Ordovisyan zaman aralığı boyunca, Reyik Okyanusu'nun oluşumu, gelişimi ve Gondwana'nın kuzey kenarı ile ilişkili olaylar hakkında son zamanlarda önemli çalışmalar yapılmıştır (Murphy vd., 2002, 2006, 2010; Stampfli ve Borel, 2002; Nance ve Linnemann, 2008; Nance vd., 2008, 2010, 2012; Von Raumer ve Stampfli, 2008; Romer ve Kroner, 2019). Dolayısıyla, söz konusu Reyik Okyanusu'nun gelişimi ve kapanması olayları, Paleozoyik kıtasal olayların rekonsraksiyonu için hayati önem taşımaktadır. Yani, kuzey Gondwana litosferinin, Kambriye-Erken Ordovisyan boyunca, çok geniş yayılım gösteren ektansiyonel hareketler etkisinde olduğu hakkında önemli bir fikir birliği vardır (Göncüoğlu, 1997; Cocks ve Torsvik, 2002; Stampfli ve Borel, 2002; Von Raumer vd., 2002; Keppie vd., 2006; Murphy vd., 2002, 2006; Drost vd., 2007; Nance ve Linnemann, 2008; Von Raumer ve Stampfli, 2008; Nance vd., 2010, 2012; Sánchez García vd., 2014; Romer ve Kroner, 2019). Erken Ordovisyan boyunca; Reyik Okyanusu'nun ilk riftleşmesi, okyanusun oluşmaya başlaması ve rift ilişki magmatizmanın gelişim olayları, birçok Gondwana yüzeylemesinde, jeokimyasal ve jeokronolojik açıdan oldukça detaylı olarak araştırılmış; Erken Paleozoyik boyunca gelişen jeodinamik ve plaka kinematiği olayları anlaşılma çalışılmıştır (Nance vd., 2002; Schulz vd., 2004; Linnemann vd., 2007; Nance vd., 2007, 2012; Bozkurt vd., 2008; Pollock vd., 2009; van Staal vd., 2009; Sánchez-García vd., 2010; Murphy vd., 2011; Waldron vd., 2011; Dias da Silva vd.,

2016; Romer ve Kroner, 2019). Reyik Okyanusu, Silüriyen-Devoniyen boyunca kapanmaya devam etmiş, erken Karbonifer sürecinde Lavrasya ve Gondwana kıtalarının nihai çarpışmasına ve Quachita-Alleghaniyen-Variskan orojenezinin oluşumuna sebep olmuştur (Murphy vd., 2002; Stampfli ve Borel, 2002; Scotese, 2004; Kroner vd., 2007; Nance ve Linnemann, 2008; Murphy vd., 2009; Dokuz, 2011; Dokuz vd., 2011, 2017; Nance vd., 2012). Ancak, Paleotetis Okyanusu'nun açılması ile yakın ilişkili olan; Reyik Okyanusu'nun, ilk yitim zamanı ve okyanusun kapanma olayları, oldukça tartışmalıdır. Kapanmanın Devoniyen'de başladığını savunan görüşler, sınırlı verilere dayandırılmaktadır (Murphy vd., 2009; Nance vd., 2012; Nance ve Linnemann, 2008; van Staal vd., 2009). Son çalışmalar, Reyik Okyanusu ile ilişkili kayıtların çok geniş bir alanda; Meksika'dan Anadolu'ya kadar gözlenebildiğini ortaya koymuşlardır (Murphy vd., 2009; Nance vd., 2010). Bu kayıtlar Anadolu'da; Tavşanlı ve Sakarya Zonları'nda rapor edilmişlerdir (Göncüoğlu, 1997; Okay vd., 2008a, 2008b; Özbey vd., 2013). Reyik Okyanusu'nun kalıntıları Anadolu'da Sakarya Zonu'nun doğu kesminde Bayburt yöresinde ilk kez Paleozoyik peridotit kalıntıları olarak gözlemlenmiştir (Dokuz vd., 2011, 2015). Nihai olarak, sakarya Zonu'nda; Reyik süturu ile ilişki olaylar çok iyi tartışılmasına rağmen, Reyik Okyanu kapanması sırasındaki yitim olayları ve bu olayların sonuçladığı Paleotetis Okyanusu'nun açılması ve kapanması süreçleri çok az bilinen olaylardır. Bu tez çalışması, Sakarya Zonu'nun batısında yüzeyleme veren Kızıldamlar adakitik plütunu'nu materyal kullanarak, söz konusu problemin aydınlatılmasına yönelik; saha gözlemleri ve petrokimyasal veriler sunmuştur.

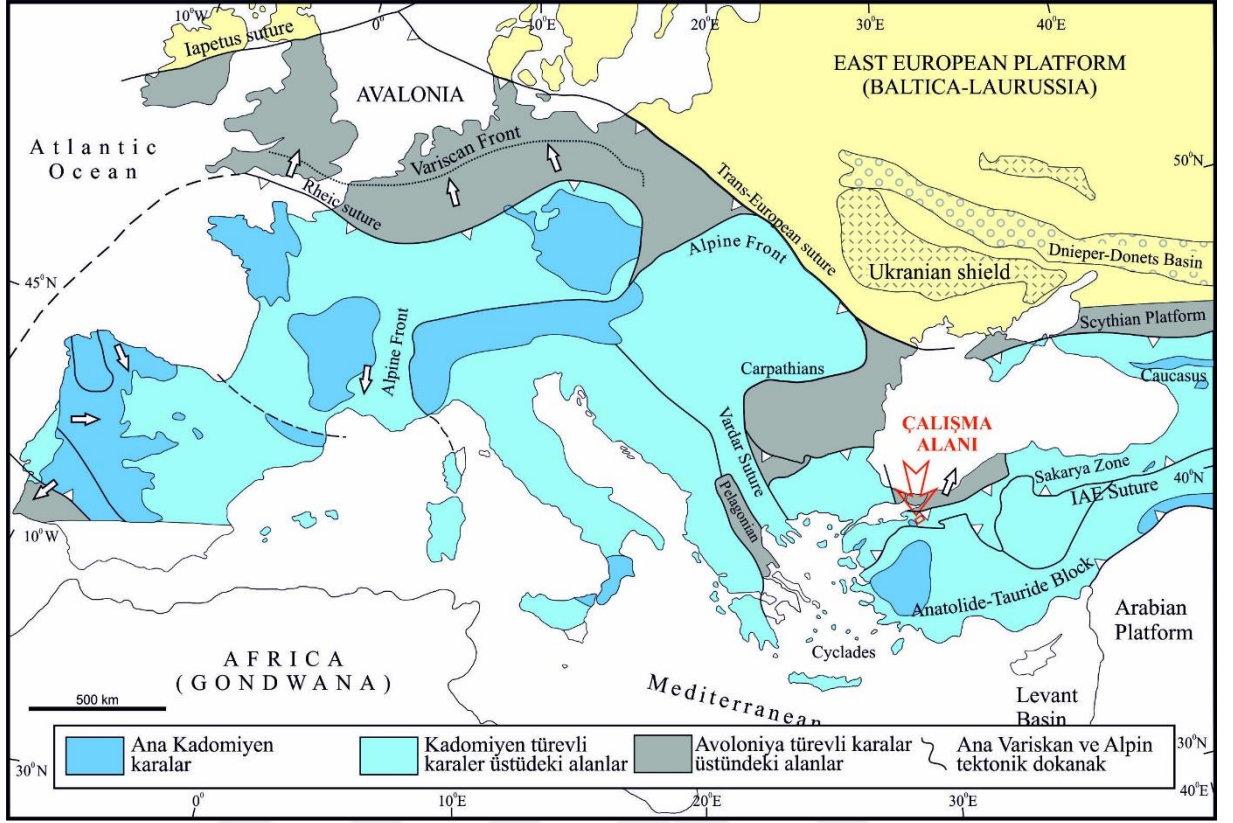
Söz konusu tez; Paleotetis Okyanusu'nun kapanması ve Neotetis Okyanusu açılması sırasında ekstansiyonel hareketler için önemli ipuçları sağlar niteliktedir. Söz konusu tartışmaya, güncel ve yenilikçi teknolojiler kullanılarak üretilen bulgularla öneriler getirme düşüncesiyle; Geç Jura döneminde yüzeylenen Kızıldamlar plütunu'nun petrolojik özellikleri, ana oksit, iz element, nadir toprak element, zirkonda Lu-Hf izotop ve toplam kayaç Sr-Nd izotop analizleri ile açıklanmaya çalışılmıştır. Kristallenme yaşları ise; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma yöntemi ile ortaya konulmuştur. Bu yöntemlerle elde edilen bilgilere dayalı olarak, yukarıdaki tartışmalar değerlendirilerek, plütonu oluşturan magmanın kaynağı, oluşmasına sebep olan protolitin ergime modeli, derecesi, mineralojisi, zenginleşme var ise kaynağı ve yeri, ergimeye sebep olan ısı kaynağı, ergiyeğin oluşumundan itibaren kristallenmeye kadar evrimi ve olası jeodinamik model için güncel veriler üretilmeye çalışılmıştır. Tüm bu

bulgularla, bölge jeolojisine, Geç Jura jeodinamik modeli için yeni ve güncel teknolojik katkılar sağlanarak, söz konusu döneme ait veri eksikliği giderilmeye, tartışılan tektonomagmatik evrim, petrokimyasal veriler ile desteklenmeye çalışılmıştır. Nihai olarak; Paleotetis Okyanusu'nun kapanma başlangıç zamanlarına ait güncel petrolojik bulgular elde edilmiştir ve problemin çözümü için model önerilmiştir.

1.2. Literatür Özeti

1.2.1 Tektonik

Anadolu, sismik bakımdan çok aktif ve jeolojik açıdan da oldukça karmaşık, Alp-Himalaya kuşağında yer almaktadır. Bununla birlikte, Geç Senozoyik zamanı boyunca, Afrika-Arap ve Avrasya arasındaki kuzey-güney yönlü yaklaşıma karşın litosferik kıtasal blok olarak batıya doğru sürekli hareket eden bir plakacık olarak bilinmektedir. Bu hareketlerin temel nedeni ise, Anadolu'nun tamamını boydan boya kat eden ve hemen hemen aynı yaşlı iki büyük, sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve sol yönlü Doğu Anadolu Fayı (DAF) olarak bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Adıyaman vd., 2001; Koçyiğit vd., 2001). Kuzey Anadolu Fayı'nın başlangıç yaşı halen tartışılmakla birlikte, Geç Miyosen'den (12-13 My; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985), Erken Pliyosen (5 My Barka, 1992; Koçyiğit vd., 2001), Geç Pliyosen (2.5 My; Şaroğlu, 1988) ve Pliyo-Pliystosen'e (Ünay ve Burjin, 1998) kadar değişim gösterdiği vurgulanmıştır. Türkiye, üç ana yüksek basınç kuşağı tarafından ayrılan beş büyük tektonik bloktan oluştuğu konusunda yaygın görüş birliği vardır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bunlar, Sakarya Zonu'ndan İstanbul Zonu'nu ayıran Intra Pontid süturu, İzmir-Ankara süturu, merkezde Anatolid-Torid bloğundan Sakarya Zonu'nu ayıran İzmir-Ankara süturu, güneydoğuda Arap plakasından Anatolit-Torid bloğunu ayıran Bitlis-Zagros süturu ve güney, güney-batıda Antalya (Pamphliyan) süturudur (Şekil 1).



Şekil 1. Avrupa ve Ortadoğu’da Gondwana türevli temel kayalara ait kayaçların jeolojik haritası ve çalışılan sahanın konumu [Garfunkel (2015)’den değiştirilerek].

1.2.2 Bölgesel Jeoloji

Anadolu’da yer alan Sakarya Zonu D-B uzanımlı olup batıda Biga Yarımadası’ndan doğuya doğru Kafkaslar, Ermenistan’a ve Batı İran’a doğru uzanmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay vd., 2001). Alp dağ zincirinin bir parçasını oluşturan Sakarya Zonu, kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) suture ile sınırlanmakta ve güneyde Anatolid-Torid bloğundan İAE suture ile ayrılmaktadır. Sakarya Zonu, kuzeybatıda İntra-Pontid suture boyunca Istranca, Rodop, Zonguldak ve İstanbul Zonlarıyla, güneydoğudan ise; Karadeniz ile çevrelenmiştir. Güneyinde ise Anatolid-Torid bloğuyla sınırlanmaktadır. Batı kesimde ise Sakarya Zonu’nun temeli kuvars-feldspatik şist ve gnayslardan (Aysal vd., 2012; Göncüoğlu vd., 2000; Okay vd., 2006, 2008a; Okay ve Göncüoğlu, 2004) ve Orta-Geç Karbonifer çarpışma sonrası intrüzif kayalardan oluşmaktadır (Ustaömer vd., 2012). Temel kayaçları, Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi’nin yitim-yığışım birimleriyle örtülüdür (Okay vd., 1991; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Sakarya Zonu ve Karakaya Kompleksi arasındaki dokanak kuzeye

eğimli milonitik makaslama zonudur (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Yılmaz, 1977). Triyas derin deniz sedimentleri ve mafik magmatik birimler, Paleotetis okyanusal litosferin Avrasya'nın güney kenarının altına dalan kısmının ürünleri olarak belirtilmektedir (Stampfli ve Kozur, 2006; Özdamar vd., 2013). Karakaya Kompleksi içerisindeki Devoniyen-Triyas radyolaryalı çörtlükler (Okay vd., 2011), Paleotetis okyanusal kabuğunun Erken Mesozoyik'te tükendiğini göstermektedir.

Karakaya Kompleksi Liyas yaşlı karasal ve yüzeysel denizel çökellerle örtülüdür. Bu çökeller Jurasik sığ ve Erken Kretase pelajik kireçtaşlarıyla çevrilidir (Altınır vd., 1991). Bu çökeller, Sakarya Zonu'nun güney kenarı boyunca, İAE okyanusunun oluşumunun sonucu olarak oluşmuş olduğu ifade edilmektedir (Görür vd., 1983). Sakarya Zonu, tipik olarak Kretase sırasında kuzeye doğru itilmiş yığılma kompleksleridir. Kuzeye doğru yitimi uğrayan Neotetis okyanusal litosferi, Avrasya bloğunun altında, çok geniş ölçekli bir Kretase volkanik yayın gelişimini göstermektedir (Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Whitney, 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Özdamar, 2016). Bu Kretase-Tersiyer Alpin orojenezi kıvrımlanma ve kabuk olaylarıyla Sakarya Zonu'nun kısalmasına neden olmuştur.

1.2.3 I-Tipi Granitoidler

Sakarya Zonu'nun batı kesimi, Paleozoyik, Geç Jura, Erken-Orta Eosen ve Oligosen süreçlerinde çok yaygın olarak granitik kayaların yerleşim gösterdiği bilinir. Özellikle Jura granitleri, günümüze kadar araştırmacılar tarafında incelenmemiştir. Bölgede, detaylı jeokronolojik ve jeokimyasal verilerin eksikliği nedeniyle hemen hemen tüm kayalar tek düze, I-tipi yüksek-K ve metalumin karakterli Geç Karbonifer granitleri olarak tanımlanmışlardır (Ustaömer vd., 2013). Yapılan detay çalışmaları, bu kayaların bazı kesimlerde jeokimyasal ve dokusal özellikler açısından I-tipi granitoid kayalara benzemekle birlikte; adakitik özellik gösterdiklerini ortaya koymuştur.

Yapılan detay jeokronolojik ve petrolojik çalışmaları, bu kayaların daha çok, çarpışma sonrası oluşan I-tipi granitlere benzediklerini göstermiştir. Sakarya Zonu'nun batısında orta-K kalk-alkalen karakterli Kızıldamlar plütonu'ndan derlenen örneklerin, düşük K_2O/Na_2O ve $(Zr+Nb+Ce+Y)$ değerlerine sahip oldukları belirlenmiştir. Bu özellikleriyle, yukarıda belirtildiği üzere, tipik I-tipi granitoidlere benzerlikler sunarlar.

2. GEREÇ VE YÖNTEM

Bu tez çalışmasına materyal olarak; Bilecik ili doğusundaki Kızıldamlar plütönu'ndan toplanan granitoyid kayaç örnekleri kullanılmıştır. Plütöndan derlenen numuneler üzerinde; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaş, ana ve iz element ve zirkonda Lu-Hf izotop ve toplam kayaç Sr-Nd izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Petrografik tayinlere dayalı olarak, ayrışmamış ve taze olduğuna karar verilen örnekler, çelik kırıcı ile kırılmış, daha sonra havan içinde öğütülmüştür. Laboratuvarlarda kimyasal analiz işlemlerine tabi tutulacak örnekler yaklaşık 1-2 kg ağırlığındaki öğütülmüş numunelerden çeyreklemeye yöntemi ile hazırlanmış ve analize gönderilmiştir.

3. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Bu tez çalışmasının saha çalışmaları; Söğüt (Bilecik) ilçesinin batısında yüzeylenen plütone ait granitoid kayaç yüzleklerinde gerçekleştirilmiştir. Sahada granitik kayaçlardan 50'den fazla örnek derlenmiş olup; bu örnekler üzerinde aşağıda detayları verilen kimyasal analizler, yurtdışı laboratuvar imkânlarıyla gerçekleştirilmiştir.

3.1. Ana ve İz Element Analizleri

Tüm kayaç ana oksit analizleri, Acme Analitik Laboratuvarı'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Ana oksit analizleri yapılan 8 adet kayaç numunesinin içerdikleri kristal öz suyu ve uçucu miktarını belirlemek için ateşte kayıplar (AK) hesaplanmıştır. Bunun için analiz edilecek olan her bir örneğin, daha önceden hazırlanan toz numuneleri kullanılmıştır. Kristal suyunu belirlemek için, örnekler, fırında 110 °C'de 12 saat kurutulmuştur. Kurutulan her bir örnekten yaklaşık 1,5 gr kadar (A1) alınmış ve ateşte kaybı hesaplamak için 1000 °C'de 2 saat boyunca kavrulmuştur. Fırından alınan örnekler ılık duruma gelince yeniden tartılmıştır (A2). Isıtılmadan önceki örnek ağırlığı ile soğuduktan sonraki örnek ağırlığı arasındaki farklar belirlenmek suretiyle örneklerin ateşte kayıpları hesaplanmıştır ($AK = A1 - A2$). Ana element analizleri, ICP atomik emisyon spektrometresinde, örnek, $LiBO_2$ ile ergitilip tablet hazırlandıktan sonra bu tablet üzerinde gerçekleştirilmiştir. Ana element dedeksiyon limitleri yaklaşık %0.001 ile %0.04 arasındadır. İz element ve nadir toprak element analizleri %5 lik HNO_3 asitte çözüldükten sonra kütle spektrometresinde belirlenmiştir. Dedeksiyon limitleri 0.01 ile 0.5 ppm arasındadır. Bu analizlerin doğrulukları, ana elementler için; %2-5 aralığında, iz elementler için; %10-15, nadir toprak elementleri için %1-5 den daha iyidir.

3.2. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Yaş Analizleri

Yaşlandırma analizlerinden önce temiz olan zirkonların tamamı geleneksel hidroseparator ve manyetik tekniklerle ayrılmıştır. Taneler binoküler mikroskop altında zenginleştirilmiştir. Zirkon taneleri daha sonra epoksi içine gömülerek U-Pb yaşlandırmasından önce içyapılarının ortaya çıkarılması için parlatılmıştır. Zirkon taneleri analizlerden önce ve sonra alttan ve üstten aydınlatmalı optik mikroskoplarla

incelenerek fotoğrafları çekilmiştir. Ayrıca analiz yerlerinin belirlenebilmesi ve kristal şekillerini tanımlamak için katodoluminesans görüntüleri elde edilmiştir. Zirkon U-Pb yaşlandırması Oslo Üniversitesi'nde (Norveç) Nu Plazma HR çoklu toplayıcıya monte edilmiş Cetac LSX-G2 ve LUV 213 lazer mikroprobu ile yapılmıştır. U-Pb zirkon jeokronolojisi için Andersen ve diğ., (2009) tarafından önerilen analitik yöntemler kullanılmıştır. Lazer ışını 10 Hz, analiz yerlerinin çapı 40 µm ve ışın enerji yoğunluğu 0.06 J/cm² olarak ayarlanmıştır. Bütün U-Pb analizleri 80 s de gerçekleşmiş ve ilk 20 s analize hazırlık için makinenin temizlenmesi aşamasında kullanılmıştır. Analizler 15 bilinmeyen ve her 2-4 tanede bir yaşı ve U-Pb bileşimi bilinen uyumlu zirkon analizlerinden oluşmaktadır. Uluslararası zirkon standartları GJ (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş = 609±1 My; Jackson ve diğ., 2004), 91500 (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş= 1065±1 My; Wiedenbeck ve diğ., 1995) ve çok taneli zirkon içeren A382 (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş=1877±2 My; Lauri ve diğ., 2011) kalibrasyon için kullanılmıştır. Nu plazmadan elde edilen analizler daha önce hazırlanan excel sayfasında gerekli hesaplama ve düzeltmeler yapılarak değerlendirilmiştir. Bütün izokronlar ve uyumlu yaşlar isoplot 3.71 programı kullanılarak hesaplanmıştır (Ludwig, 2008).

3.3. LA-ICP-MS Zirkon Lu-Hf Analizleri

Lu-Hf zirkon analizleri Oslo Üniversitesi'nde (Norveç) Nu Plazma HR çoklu toplayıcıya monte edilmiş Cetac LSX-G2 ve LUV 213 lazer mikroprobu ile yapılmıştır. Lu-Hf zirkon izotop analizlerinde Elburg ve diğ., (2013) tarafından önerilen analitik prosedürler kullanılmıştır. NewWave LUV 213 Nd-YAG lazer mikroprobunda lazer ile aşındırma koşulları 55–60 µm lazer çapı, 5 Hz frekans hızı, 15 J cm⁻² ışın enerjisi olarak ayarlanmıştır. Veri değerlendirmesi U-Pb analizlerinin değerlendirildiği excel sayfasında yapılmıştır. Standart olarak Mud Tank zirkon standardı (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282507 ± 6; Woodhead ve Hergt, 2005) kullanılmıştır. Mud Tank zirkonu ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282509 ± 30 (2SD; n = 139) değerlerini verirken bir diğer standart olan LV-11 (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282830 ± 28; Heinonen ve diğ., 2010)) ise ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282827 ± 55 (2SD; n = 99) vermektedir. Bütün εHf hesaplamalarında bozulma sabiti değeri ¹⁷⁶Lu = 1.867 × 10⁻¹¹ a⁻¹ (Söderlund ve diğ., 2004) ve ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282785 and ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0336 (Bouvier ve diğ., 2008) kondritik değerleri kullanılmıştır. Modelleme hesaplarında Griffin ve diğ., (2000) tarafından önerilen tüketilmiş manto parametreleri

kullanılmıştır. Bu model 4.56 milyar yılda kondritik ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ değerlerinden günümüzdeki $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ değerini vermektedir.

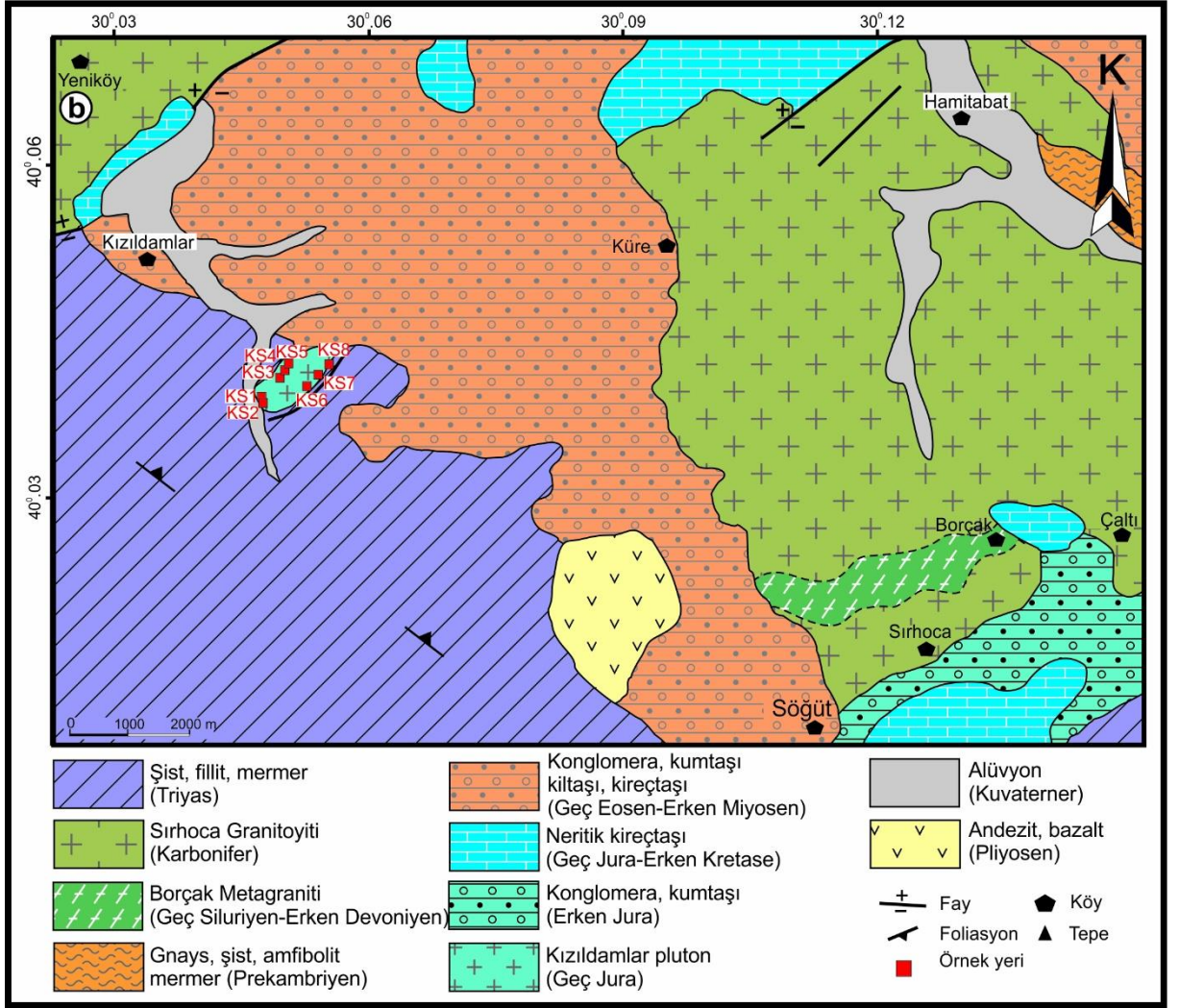
3.4. Tüm Kayaç Sr-N Analizleri

Stronsiyum ve Neodymium izotopik bileşimler; Aveiro Üniversitesi (Portekiz) Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Örnekler, 3 gün boyunca, 180 °C sıcaklıkta PTFE-lined Parr asit kabı içerisinde HF/HNO₃ solutisyonu ile çözülmüşlerdir. Sölüsyonun buharlaşmasından sonra, örnekler tekrardan HCl (6.2 N) asit içinde çözülmüş ve tekrar kurutulmuştur. Analizler için, iki safhalı konvensiyonel kromatografi tekniğiyle örnekler saflaştırılmıştır. Daha sonra seperasyonları gerçekleştirilmiştir. Bu süreci numunelerin distilasyonu takip etmiştir. Sonra, su, bir Milli-Q Element (Millipore) aparatı yardımıyla türetilmiştir. Sr, H₃PO₄ ile birlikte tekli bir Ta filament yardımıyla indirgenmiştir. Nd ise; HCl ile birlikte üçlü Ta filament yardımıyla indirgenmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları, çoklu kollektörlü Termal İyon Kütle spektrometresinde ölçülmüştür. İzotop verileri, ^{88}Sr için 1-2 V ve ^{144}Nd için 0.5-1.0 V da pik ölçümleri yapılabilen dinamik bir modda belirlenmiştir. Sr ve Nd izotop oranları, $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ ve $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ a göre kütle fraksiyonu için yeniden hesaplanmıştır. SRM-987 standardı ortalama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710255$ (13) (N=13; limit=95 %) ve JNdi-1 standardı ise $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121123$ (73) (N=11; limit = 95%) olarak bilinmektedir.

4. BULGULAR

4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

Bu araştırma projesi; Söğüt (Bilecik) ilçelerinin batısında kalan alanda Kızıldamlar plütunu'nu içeren bir alanda Sakarya Zonu'nda batısında, doğu-batı yönlü olarak uzanım sunan bir alanda yürütülmüştür. Söz konusu geniş alanda Orta ve Geç Karbonifer süreçlerinde yüzeyleme veren çok sayıda birbiri ile bağlantılı ya da bağlantısız sokulum kayaçları tarafından kesilmiş Erken Paleozoyik kayaçları mevcuttur (Şekil 2). Önceki çalışmalarda, bu kayaçların tamamına yakını Orta-Geç Karbonifer yaşlı I-tipi yüksek-K kalk-alkalin ya da kalk-alkalin karakterli granitik kayaçlar olarak tanımlanmıştır. Bu tez çalışmasının söz konusu olduğu sahada, daha önceki ön izlenimleri ile değişik lokasyonlarda varlıkları gözlenen ve bu teze konu olan felsik adakitik I-tipi granitler, bölgede azımsanmayacak kadar yüzeyleme vermişlerdir. Bu düşünceyle, bölgenin genelinde I-tipi adakitik granitoid kayaçlar için muhtemel lokasyonlar gezilmeye ve örneklenmeye çalışılmıştır. Bölgede gözlenen I-tipi granitoidleri, kaba saha gözlemleri ile birbirlerinden ayırmak oldukça mümkün ve kolaydır. Bölgede yüzeyleme veren I-tipi adakitik granitoid karakterli kayaçlar, diğer I-tipi granitoid kayaçlara göre oldukça ince taneli ve I-tipi kayaçlarda hiç gözlenmeyen açık renkli dokusal görünimleri ile karakteristiktirler. Çalışmaya konu seçilen, granitoidler, bölgenin temelini oluşturan Triyas yaşlı Karakaya kompleksine ait metamorfik kayaçları keserek yüzeylemişlerdir. Kesme ilişkileri, sahada belirgin dokanaklar yardımıyla gözlenememiştir. Söz konusu Karbonifer granitleri ise; Triyas yaşlı Karakaya metamorfikleri ile örtülmüşlerdir (Şekil 2). Saha çalışmaları sırasında, I-tipi metagranitoid kayaçlarda, alterasyonun çok yaygın olduğu, kayaçların birçok kesimde arenalaştığı gözlenmiştir. Bu sebeple tüm lokasyonlardan 70'den fazla örnek alınmıştır. Tamamı ayrıntılı incelenen lokasyonlardan kullanılabilecek örnekler seçilmiş ve yaklaşık 50 adet ayrışmamış kayacın ince kesiti hazırlanmıştır. Tüm bu örneklerin petrokimyasal analiz amaçlı kullanılacağı da düşünülerek ayrıntılı jeolojik haritalara işlenmesi gerçekleştirilmiştir. Proje materyaline ait lokasyon dağılımları genellikle Sakarya Zonu içerisinde, bu zonun batı kesimlerinde yer almaktadırlar (Şekil 2).



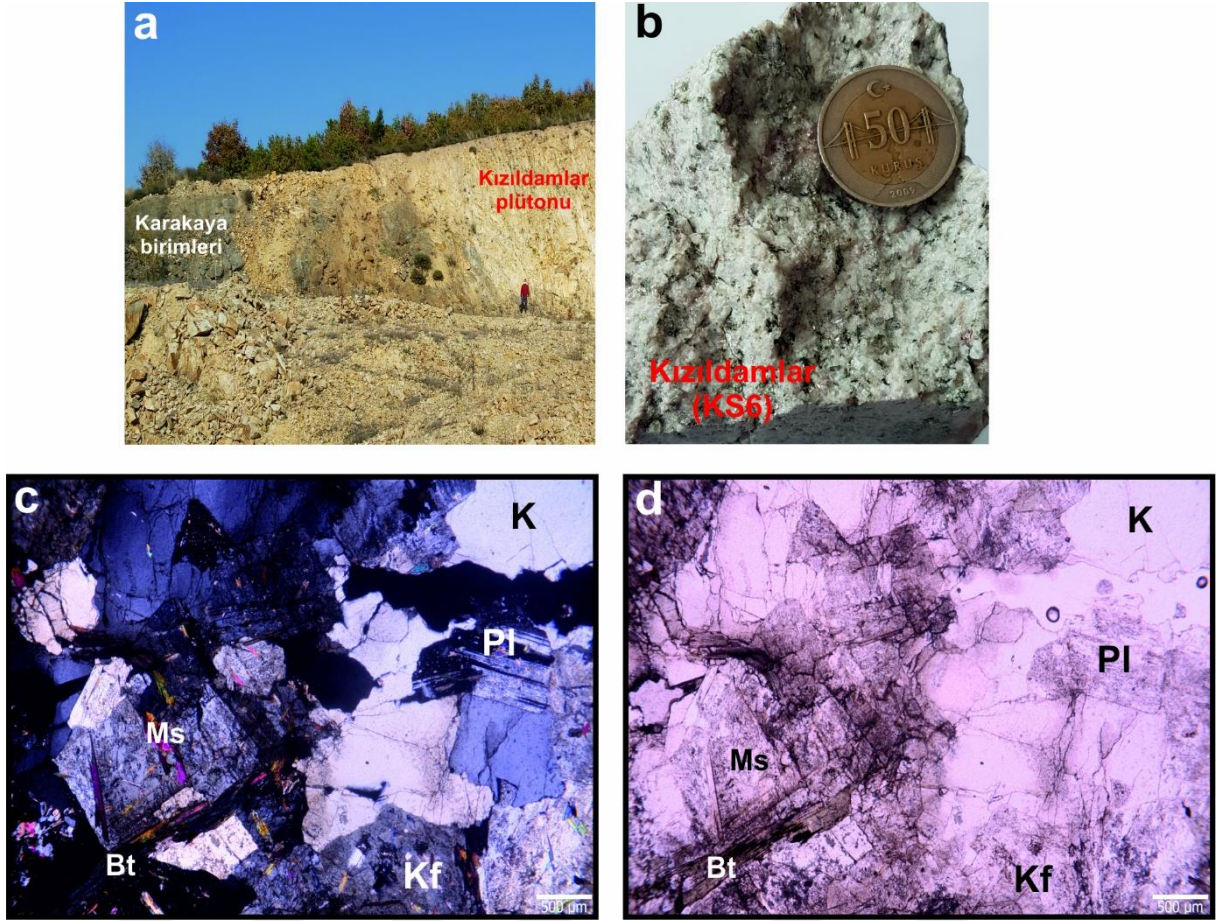
Şekil 2. Kızıldağlar (Bilecik-Söğüt) yörelerinin ve Kızıldağlar plütunu'nu kapsayan alanın (Batı Sakarya Zonu) sadeleştirilmiş jeoloji haritası [Duru vd. (2002) ve Akbaş vd. (2016)'dan değiştirilerek].

4.2 Petrografi ve Mineraloji

Bu tezin arazi çalışmaları sırasında çalışma sahasının tamamından derlenen I-tipi adakitik granitoid kayalar, oldukça çatlaklı, kırıklı oldukları ve ticari anlamda blok vermeyen boyutlara sahip oldukları gözlenmiştir. Arenalaşmış kısımları, feldispat madenciliği için önem arz etmekte ve işletilmektedir (Şekil 3a). Triyas yaşlı metamorfik kayaları keserek yüzeyleme vermişlerdir. Kızıldağlar plütunu Bilecik ile Söğüt ilçesi çevresinde yaklaşık 5 km² lik bir alanda yüzeyleme vermiştir (Şekil 2). Sahada gözlenen yoğun kırıntılı örtü, dokanak ilişkileri takibini zorlaştırmıştır. Ancak, özellikle vadi içlerinde gözlenen nadir dokanak lokasyonu ilişkilerinden kayaların net bir şekilde yan kayaları kestikleri anlaşılmıştır. Dokanaklarda cevherleşme izleri belirlenmemiştir.

Yan kayaçlarla kesme dokanak ilişkilerine bakıldığında, doğuda, Sakarya Zonu'nda yaygın olarak bulunan I-tipi granitoid kayaçlar ile benzerlik sunarlar. Yani sıcaklık-yan kayaç etkileşimleri her iki kayaç grubunda hemen hemen oldukça benzerdir.

Plüton taze ve açık sarımsı-gri görünümlü kayalardan oluşmaktadır. Kızıldamlar plütonu mineral yüzde bileşimine göre orta-iri taneli granit ve granodiyoritlerden oluşmaktadır. Granit baskın litolojiyi oluşturmaktadır (Şekil 3a, b). Optik mikroskop çalışmaları plütonun; plajioklas (35–40 vol.%), alkali feldspat (10–20 vol.%), kuvars (25–35 vol.%), muskovit (1–2 vol.%) ve biyotitten (2–3 vol.%), oluşan mineral topluluklarına sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 3c, d). Zirkon, Fe-Ti oksit ve apatit aksesuar fazlarını oluşturmaktadır. Serisit, kalsit ve epidot mineralleri ikinci fazları oluşturmaktadır. Dokusal özellikler, muskovitin birincil bir faz olduğunu göstermektedir (Şekil 3c,d).



Şekil 3. Kızıldamlar plütönu'nun metagranitoidleri'nin; a-b: makroskobik, c-d: mikroskobik görünümleri. Pl: plajiyoklas, Kf: k-feldispat, Ms: muskovit, Bt: biyotit, K: kuvars.

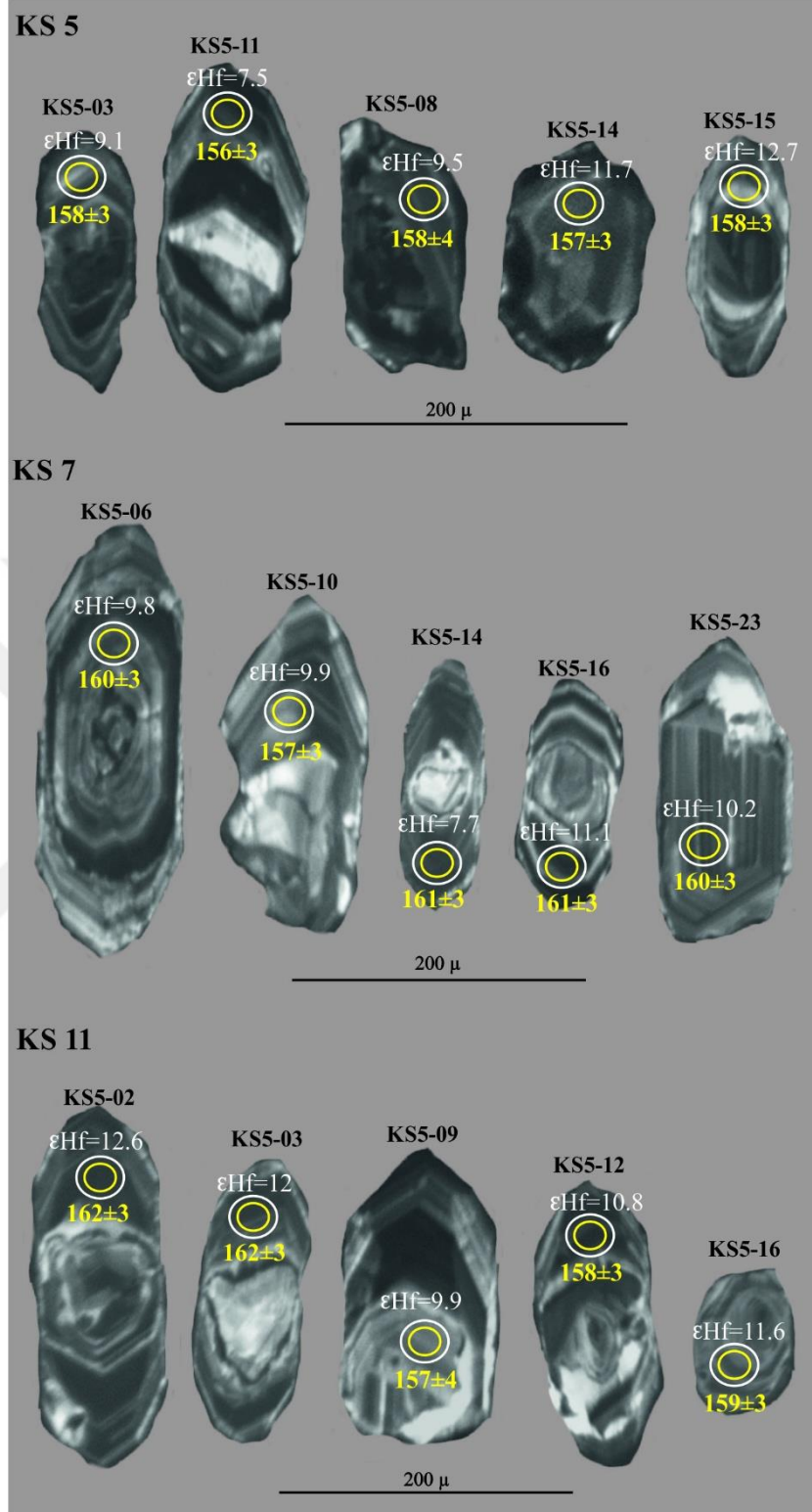
4.3 LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Jeokronolojisi

Kızıldamlar plütönu'nu temsil eden KS5, KS7 ve KS7 örnekleri Batı Sakarya Zonu'ndaki I-tipi adakitik granitoidlerin kristalizasyon yaşlarını ortaya çıkarmak amacıyla zirkon yaşlandırması için seçilmiştir. U-Pb ölçümleri Tablo 1'de verilmiştir. Zirkonlardan elde edilen konkordiya diyagramları ve katodoluminesans (CL) görüntüleri Şekil 4 ve 5'de gösterilmiştir.

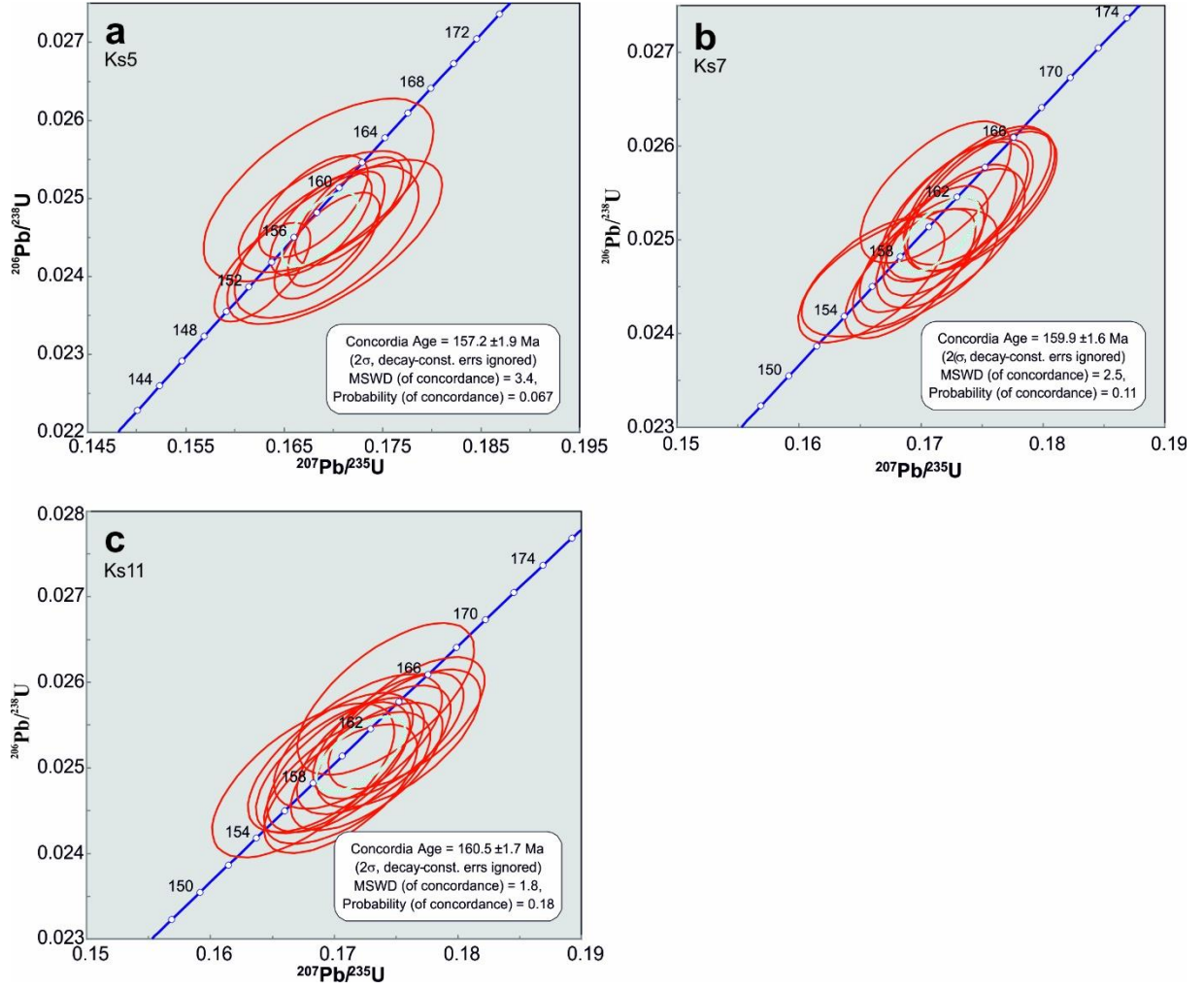
KS5, KS7 ve KS7 örneklerinden ayrılan zirkon taneleri mikroskop altında açık sarı-saydam renkli ve özşekilli prizmatik şekillidir. CL görüntüleri zirkonların içerisinde bazı dar ve koyu renkli iyi gelişmiş zonlanmayı göstermekte ve bu zonlanma zirkonların magmatik bir eriyikten itibaren kristallendiğini belirtmektedir (Şekil 4). Zirkonların boyları 100-300 μm arasında değişmekte ve en-boy oranları ise 1:1 ve 2:1 dir. Konkordiya eğrisi üzerindeki tüm analizler dar bir alanda toplanmıştır ve U-Pb zirkon analizleri 160.5 ± 1.7 ila 157.2 ± 1.9 My arasında değişen ortalama yaşlar vermiştir

(MSWD=1.8-3.4) (Şekil 5 a-c). Bu yaşlar Kızıldamlar plütünü'nün kristalizasyon yaşına benzerdir ve bu yaş plütünü kristalizasyon yaşını vermektedir.





Şekil 4. Kızıldağlar plütönu'na ait zirkonların katölüminesans görüntüleri ve analiz noktaları.



Şekil 5. Kızıldaamlar örneklerinin zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramları.

Tablo 1. Kızıldamlar örneklerine ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları.

Sample	Grain spot	Ratios				Apparent Age (Ma)					Concordance (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
KS5	3	0.16917	0.00581	0.024827	0.000512	0.654	163	5	158	3	97
KS5	4*	3.42247	0.08521	0.256541	0.00573	0.697	1510	20	1472	29	97
KS5	6	0.16851	0.00771	0.025102	0.000776	0.638	163	6	158	5	97
KS5	8	0.17014	0.00723	0.024439	0.000695	0.692	162	6	158	4	98
KS5	10	0.16280	0.00323	0.024048	0.00042	0.679	153	3	153	3	100
KS5	11c*	0.33352	0.00706	0.036152	0.000657	0.658	292	5	229	4	78
KS5	11r	0.16798	0.00365	0.024887	0.000435	0.633	158	3	156	3	99
KS5	12	0.16938	0.00354	0.024392	0.000450	0.682	159	3	155	3	97
KS5	13	0.17035	0.00324	0.024604	0.000486	0.693	162	7	158	3	98
KS5	14	0.16875	0.00340	0.024666	0.000434	0.675	158	3	157	3	99
KS5	15r	0.17164	0.00364	0.024833	0.000458	0.680	163	3	158	3	97
KS5	15c*	0.32424	0.00779	0.039878	0.000845	0.681	285	6	252	5	88
KS5	16*	3.33350	0.08143	0.222012	0.004689	0.665	1489	19	1292	25	87
KS5	18*	2.76495	0.08539	0.211985	0.006110	0.633	1346	23	1239	32	92
KS5	20	0.16933	0.00618	0.024434	0.000644	0.630	165	5	155	4	94
KS7	1c*	0.98881	0.02114	0.106498	0.002013	0.684	698	11	652	12	93
KS7	1r	0.17023	0.00346	0.0249	0.000446	0.681	160	3	159	3	99
KS7	3*	0.73160	0.01592	0.089766	0.001737	0.689	557	9	554	10	99
KS7	5r	0.16914	0.00353	0.024638	0.000456	0.687	159	3	157	3	99
KS7	5c*	0.22029	0.00493	0.030528	0.000605	0.685	202	4	194	4	96
KS7	6	0.17238	0.00358	0.025099	0.000461	0.686	161	3	160	3	99
KS7	8	0.16595	0.00396	0.024573	0.000442	0.635	161	3	156	3	97
KS7	10	0.16826	0.00531	0.024646	0.000448	0.616	162	4	157	3	97
KS7	11*	0.53716	0.01424	0.054595	0.001031	0.713	437	9	343	6	78
KS7	12	0.16981	0.00355	0.024761	0.000454	0.679	159	3	158	3	99
KS7	14c*	0.27712	0.0063	0.039298	0.00075	0.639	248	5	248	5	100
KS7	14r	0.17275	0.00398	0.025296	0.000493	0.647	162	3	161	3	99
KS7	16c*	0.38243	0.00982	0.048764	0.000933	0.745	329	7	307	6	93
KS7	16r	0.17312	0.00399	0.025325	0.000493	0.644	162	3	161	3	99
KS7	17*	0.38579	0.00944	0.050851	0.000978	0.786	331	7	320	6	97
KS7	19	0.17463	0.00398	0.025468	0.000488	0.640	163	3	162	3	99
KS7	21	0.17479	0.00407	0.025424	0.000501	0.645	164	4	162	3	99
KS7	22*	0.26722	0.00617	0.037465	0.000711	0.623	240	5	237	4	99
KS7	23	0.17120	0.00407	0.025507	0.000498	0.644	164	4	160	3	98

Tablo 1 (Devamı). Kızıldamlar örneklerine ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları.

KS7	24c*	0.37559	0.0088	0.050257	0.000992	0.642	324	6	316	6	98
KS7	25	0.17501	0.00404	0.025407	0.000492	0.639	164	3	162	3	99
KS7	28*	0.30472	0.00718	0.04155	0.000823	0.641	270	6	262	5	97
KS7	30	0.17244	0.00402	0.025014	0.000491	0.643	162	3	159	3	98
KS7	31*	0.34270	0.00929	0.039401	0.000778	0.729	299	7	249	5	83
KS11	1*	0.48915	0.01171	0.062532	0.001262	0.643	404	8	391	8	97
KS11	2c*	0.29001	0.00673	0.040377	0.000777	0.63	259	5	255	5	98
KS11	2r	0.17439	0.00401	0.025375	0.000488	0.635	163	3	162	3	99
KS11	3c*	0.28385	0.00670	0.036290	0.000705	0.623	254	5	230	4	91
KS11	3r	0.17586	0.00416	0.025521	0.000509	0.644	164	4	162	3	99
KS11	4	0.17264	0.00404	0.025011	0.000492	0.640	162	3	159	3	98
KS11	5	0.16973	0.00440	0.025060	0.000537	0.648	162	4	158	3	98
KS11	6	0.17054	0.00407	0.024754	0.000498	0.642	160	4	158	3	99
KS11	8c*	0.29702	0.00708	0.040778	0.000812	0.635	264	6	258	5	98
KS11	8r	0.17321	0.00409	0.025206	0.000497	0.634	162	4	160	3	99
KS11	9	0.16752	0.00487	0.024852	0.000594	0.648	162	4	157	4	97
KS11	10*	0.31785	0.00769	0.043611	0.000878	0.632	280	6	275	5	98
KS11	11c*	1.11210	0.02838	0.118035	0.002528	0.639	759	14	719	15	95
KS11	11r	0.17195	0.00448	0.025305	0.000517	0.629	161	4	160	3	99
KS11	12	0.17106	0.00443	0.024880	0.000509	0.636	163	4	158	3	97
KS11	13	0.16991	0.00411	0.025001	0.000507	0.639	159	4	159	3	100
KS11	16	0.17095	0.00419	0.025032	0.000517	0.643	160	4	159	3	99
KS11	19c*	0.33163	0.00828	0.044261	0.000928	0.64	291	6	279	6	96
KS11	19r	0.17418	0.00472	0.025800	0.000585	0.651	164	4	160	4	98
KS11	20	0.17521	0.00437	0.025341	0.000531	0.641	164	4	161	3	98
D4	1*	0.53777	0.00883	0.063523	0.000739	0.709	437	6	397	4	91
D4	1r	0.17374	0.00208	0.025279	0.000251	0.635	163	2	160	2	98
D4	2	0.17408	0.00284	0.025391	0.000275	0.64	168	2	162	2	96
D4	3	0.17214	0.00169	0.025276	0.000202	0.611	161	1	161	1	100
D4	4	0.17474	0.00245	0.02526	0.000278	0.589	169	2	162	2	96
D4	5	0.17238	0.00335	0.025203	0.000296	0.652	162	3	160	1	99
D4	6	0.17930	0.00417	0.025764	0.000277	0.656	170	3	164	1	96
D4	7	0.17041	0.00378	0.025122	0.000291	0.619	162	4	158	2	98
D4	10*	0.48978	0.00435	0.064909	0.000445	0.772	405	3	405	3	100
D4	11	0.17287	0.00500	0.025389	0.000482	0.674	165	3	162	3	98
D9	4k	0.17434	0.00388	0.025533	0.000314	0.678	167	3	162	2	0.97
D9	4*	0.29243	0.00429	0.040321	0.000556	0.640	260	3	255	3	0.98
D9	5*	0.29246	0.00430	0.038464	0.000539	0.654	260	3	243	3	0.93

Tablo 1 (Devamı). Kızıldamlar örneklerine ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları.

D9	5k	0.17491	0.00235	0.025482	0.00029	0.647	166	2	162	2	0.98
D9	6*	0.27937	0.00406	0.039896	0.00055	0.648	250	3	252	3	1.01
D9	7	0.17210	0.00241	0.025113	0.000341	0.658	164	2	160	2	0.98
D9	8*	0.32672	0.00592	0.033091	0.000543	0.606	287	5	210	3	0.73
D9	9*	0.40208	0.01093	0.037002	0.000919	0.614	343	8	234	6	0.68
D9	19	0.17640	0.00305	0.025736	0.000412	0.650	167	3	162	3	0.97
D9	16	0.17237	0.00388	0.02561	0.000426	0.677	164	3	160	3	0.98
D9	15	0.17336	0.00626	0.025409	0.000362	0.661	164	5	161	2	0.98
D9	14*	0.34170	0.00464	0.047146	0.000591	0.622	298	4	297	4	1.00
D9	14k	0.17588	0.00247	0.025825	0.000341	0.639	165	2	164	2	0.99
D9	13*	0.30998	0.00682	0.034775	0.000734	0.660	274	5	220	5	0.80
D9	20	0.17457	0.00237	0.025661	0.000335	0.662	163	2	163	2	1.00

* Analyses not used in age calculation

4.4 Jeokimya

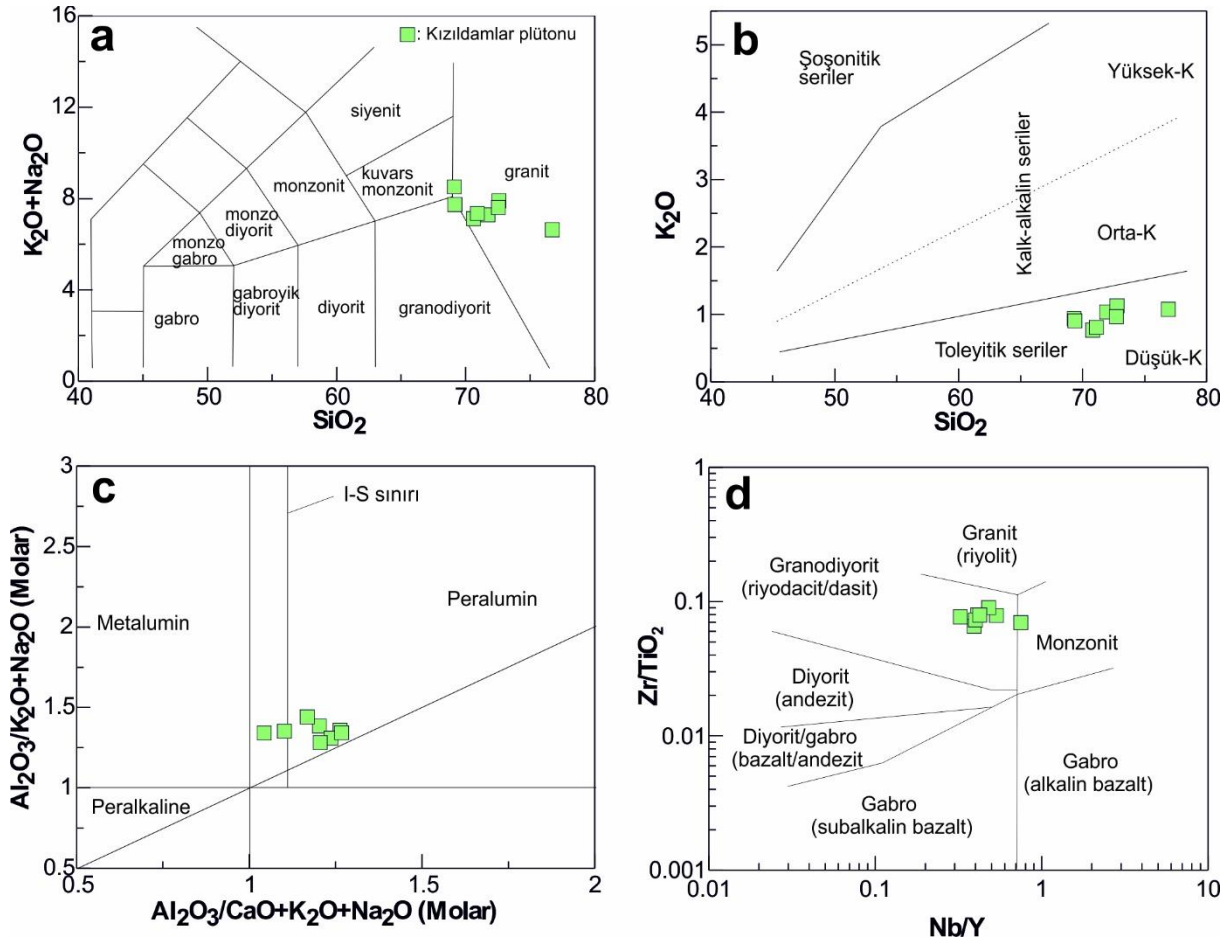
4.4.1 Ana ve İz Element Jeokimyası

Kızıldamlar plutonu'na ait 8 toz örnek ayrıntılı petrografik tanımlamadan sonra jeokimyasal özelliklerin ortaya çıkarılması amacıyla jeokimyasal analizler için seçilmiştir. Jeokimyasal veriler Tablo 2 de verilmiştir. Granitoid örnekleri çoklukla düşük kızdırma kaybı değerine ($LOI < 2\%$) sahiptir. Bu durum nadir toprak elementleri ve iz elementleri diziliminde hareketli ve hareketsiz elementlere göre Ce anomalisinin yokluğuyla uyumludur (Polat vd, 2002). Bu örneklerin genellikle taze olması düşük kızdırma kaybıyla uyumludur. Kızdırma kaybı ile düşük iyonlu litofil elementler (LILE) gibi akışkanlar içerisinde hareketli elementler arasında bir korelasyon yoktur ve bu durum alterasyonun iz element jeokimyasını etkilemediğini göstermektedir.

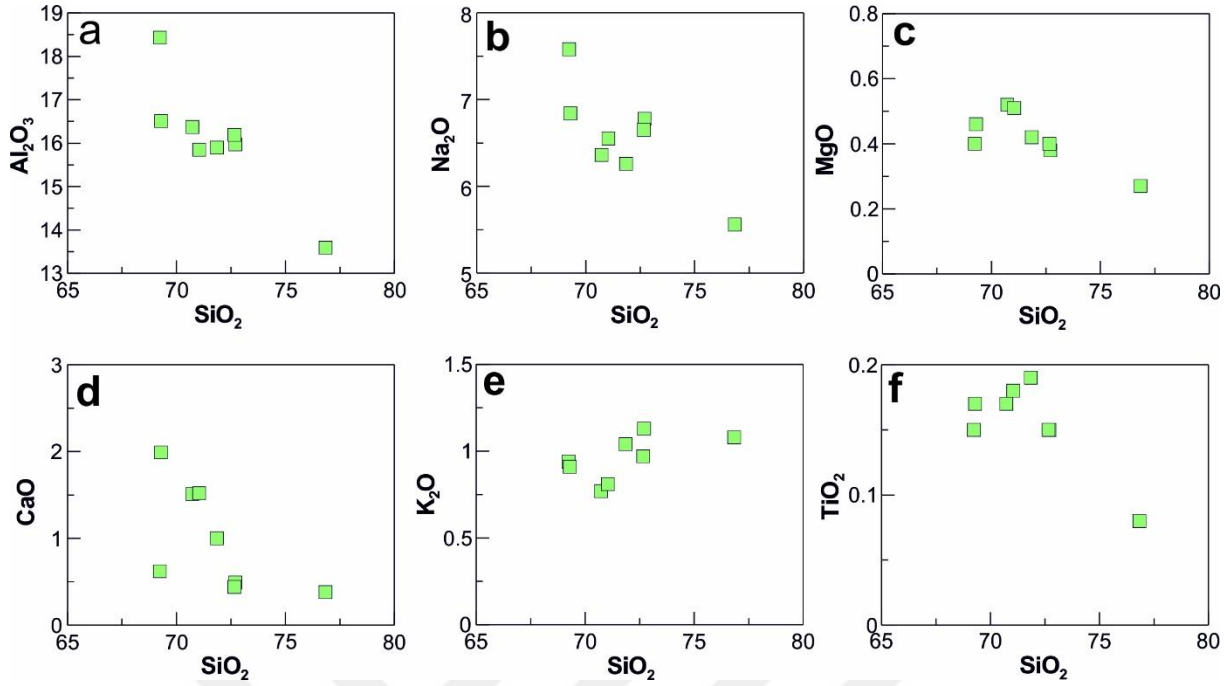
Bütün jeokimyasal izler örneklerin orijinal kimyasal bileşimini değiştirecek önemli bir alterasyonu ortadan kaldırmaktadır. Kızıldamlar örnekleri yüksek SiO_2 (69.24–76.84 %ağ.), toplam alkali $K_2O + Na_2O$ (6.6–8.5 %ağ.) ve MgO (0.3–0.5 %ağ.) içeriklerine sahiptir. $Mg\#$ numarası >40 den büyük olup 44 ile 48 arasında değişmektedir. Örnekler yüksek Al_2O_3 içeriği (13.59–18.43 ağ.%), A/CNK değeri (1.04–1.27) ve düşük TiO_2 içeriğine (0.08–0.19 ağ.%) sahiptirler. Plütone ait örnekler genellikle sodiktir, yüksek Na_2O (5.56–7.58 ağ.%) ve düşük K_2O (0.77–1.13 ağ.%) değerlerine sahiptir. Örneklerin K_2O/Na_2O oranları, 0.12 ile 0.19 arasında değişim sunmaktadır. Örnekler toplam alkali-silika diyagramında (TAS) çoğunlukla granit ve granodiyorit alanlarında toplanmaktadır (Şekil 6a). Örnekler $SiO_2 - K_2O$ diyagramında ise düşük-K toleyitik jeokimyasal özellik gösterir (Şekil 6b). Alüminyum doygunluk indeksi (ASI) çoğunlukla 1.0'dan büyüktür ve bu kayaların peralüminyum karakterli olduğunu göstermektedir (Şekil 6c). Jeokimyasal veriler bu granitoidlerin I tipli granitoid olduğunu göstermektedir (Şekil 6c, d). I-tipi özellik örneklerin Zr içeriğiyle (<160 ppm) uyumludur. Örnekler Zr/TiO_2 ye karşı Nb/Y diyagramında granit ve granodiyorit alanında toplanmışlardır (Fig 6d). Örnekler, Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , $Fe_2O_3^{top}$ ve K_2O içeriklerine karşı SiO_2 değişim diyagramlarında düzgün değişimler sunarlar (Şekil 7).

Kızıldamlar örnekleri Th ve Ti içeriklerinde dikkate değer bir tükenme gösterir ve MORB'a göre normalize edilmiş modellerde örnekler negatif Nb ve Ta anomalileri gösterir (Şekil 8a, b). Örnekler, MORB'a göre; sıvıda mobil, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (Rb , Ba ve K ; BIYLE) zenginleşme ve yüksek alan enerjili elementlerce (Nb , Ta ve Ti

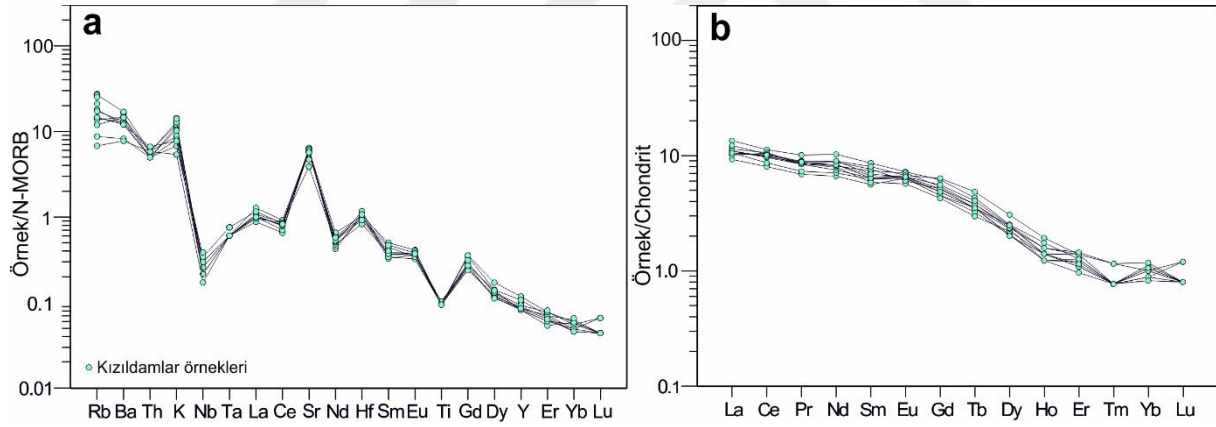
YAAE) zenginleşme gösterirler (Şekil 8a). Bununla birlikte örnekler; kondrit normalize diyagramlarda, hafif nadir toprak elementlerce (HNTE) zenginleşme ve ağır nadir toprak elementlerce (ANTE) zenginleşme gösterirler. Örnekler pozitif Eu anomalisi sunarlar ($Eu/Eu^* = 1.00-1.34$; Şekil 8b). Çoklukla yüksek Sr (173–388 ppm), düşük Yb (0.22–0.33 ppm), Y (2.5–3.7 ppm) içerikleri ve yüksek Sr/Y (82–132) değeri gösterirler (Tablo 2). Kızıldamlar örnekleri Y değerine karşın Sr/Y ve $(Sm/Yb)_{SN}$ değerine karşın $(Yb)_{SN}$ değeri diyagramlarında adakitik alanlara düşerler ve adakit olarak sınıflanırlar (Şekil 9a, b).



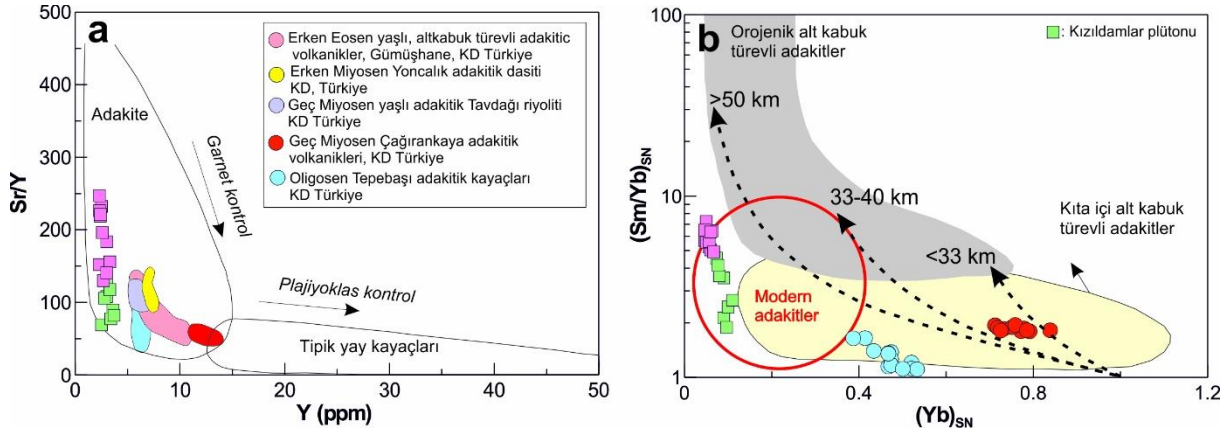
Şekil 6. Kızıldamlar plütunu'nun; a: toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 diagramındaki (Middlemost, 1994) yerleri, b: K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları, c: $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki (Maniar ve Piccoli, 1989) ve d: Zr/TiO_2 içeriklerine karşın Nb/Y içeriği diagramındaki (Pearce, 1996) yerleri.



Şekil 7. Kızıldaamlar örnekleri'nin; a-f: ana oksit içeriklerinin SiO₂ içeriğine karşın değişim diyagramlarındaki yerleri.



Şekil 8. Kızıldaamlar örnekleri'nin; a: MORB'a göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş çoklu element modelleri, b: Chondrite göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş nadir toprak element modelleri.



Şekil 9. Kızıldağlar örnekleri'nin; a: Sr/Y oranına karşın Y (ppm) ve b: (Sm/Yb)_{SN} oranına karşın (Yb)_{SN} içeriği diyagramlarındaki yerleri.

4.4.2 Tüm Kayaç Sr-N İzotop Bileşimleri

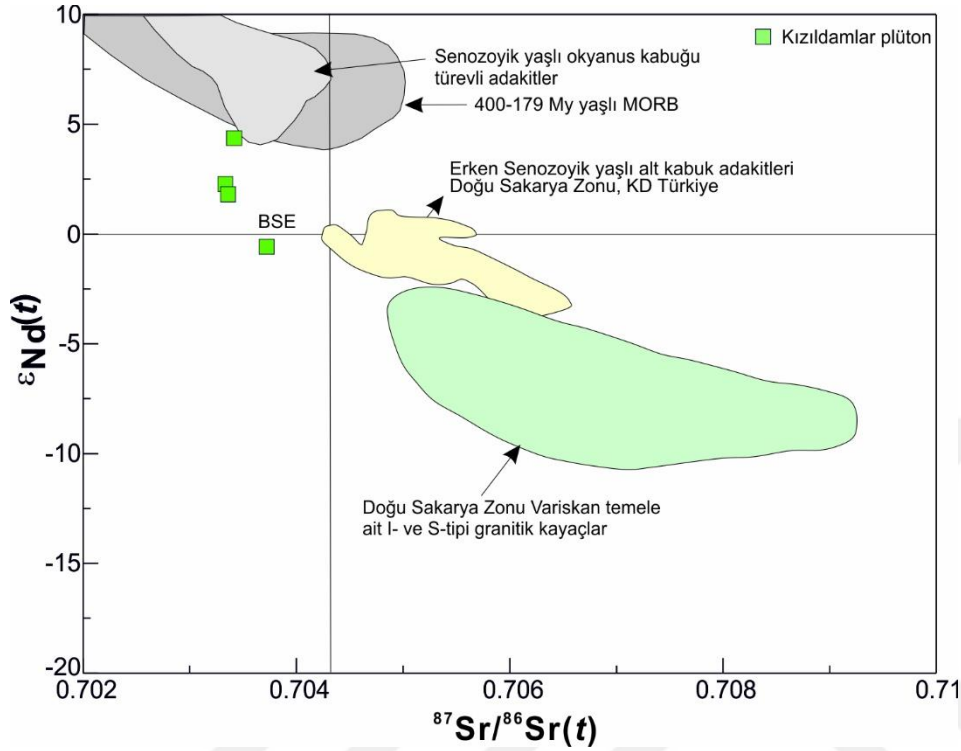
Sr-Nd izotop analiz sonuçları Tablo 3'de verilmiş ve örneklere ait veriler, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ oranına karşın $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değeri diyagramında (Şekil 10) gösterilmiştir. İzotop oranları, kayaçlardan elde edilen zirkon U-Pb 157 My yaşa göre hesaplanmıştır.

Kızıldağlar örnekleri tüketilmiş $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ oranlarına (0.70333-0.70372) ve düşük $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-0.6-4.3) değerlerine sahiptirler (Tablo 3). Plütona ait örnekler, MORB dan itibaren nötr yer bileşimine doğru değişim sunarlar (Şekil 10). Doğu Sakarya Zonu Senozoyik yaşlı adakitik kayaçları ve Varikan temele ait I- ve S-tipi granitik kayaçların izotop içerikleri karşılaştırma amaçlı kullanılmıştır.

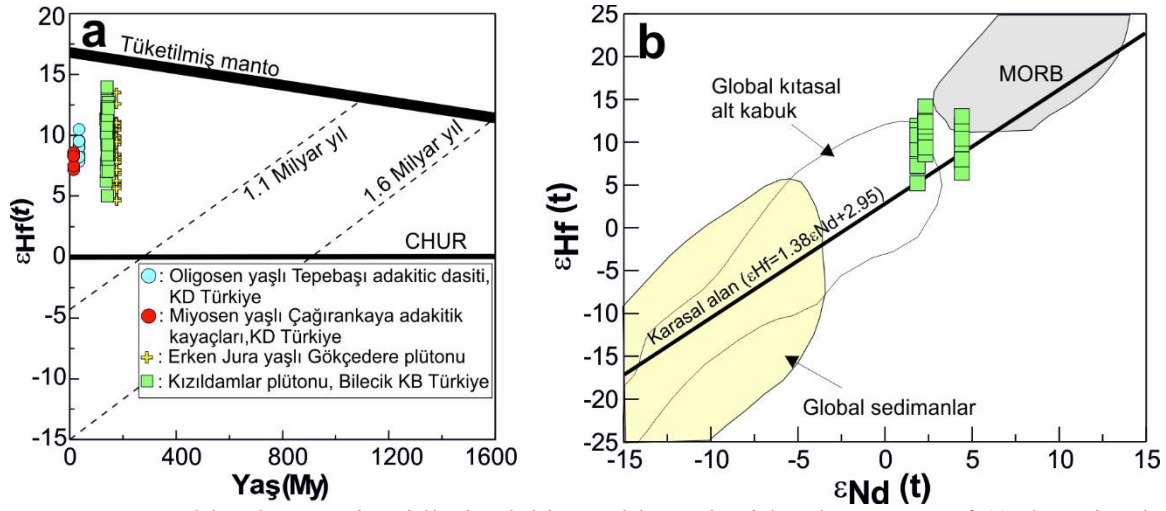
4.4.3 Zirkon Lu-Hf İzotop Bileşimleri

Zirkonların Hf izotop özelliklerinin ortaya çıkarılması amacıyla Kızıldağlar plütunu'nun yaşlandırılmasında kullanılan zirkon taneleri Hf analizleri için kullanılmıştır. Hf izotop analizleri Tablo 4'de, oluşturulan diyagramlar ise Şekil 11a-b'de verilmiştir. Zirkonların zonlu kısımları ile bu kısımlardaki Hf izotop verileri magmatik kökeni gösterecek şekilde uyumludur. Kızıldağlar plütunu'ndan ayrılan zirkon taneleri üzerinde yapılan Hf izotop analizleri ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranları 0.28283 ila 0.28304 arasında değişim sunar. Zirkonları $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerleri ise; 5.02 ila 12.35 aralığındadır. Zirkonların Hf model yaşları (T_{DM1}) 304 ila 617 My arasında değişmektedir. Borçak metagranitoidinden $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerlerine karşılık kristalizasyon yaşlarına (My) göre oluşturan diyagram örneklerin tamamen düşük ϵ_{CHUR} alanında toplandığını göstermektedir (Şekil 11a). Kızıldağlar

örneklerinin $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ve $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ilişkileri, kayaların MORB kaynağı alanına yakın bir alanda düşüklerini göstermektedir (Şekil 11b).



Şekil 10. Kızıldamlar örnekleri'nin; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değerine karşın $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ oranı izotop diyagramlarındaki yerleri. Senozoyik okyanus kabuğu türevli adakitler Defant ve Kepezhinskas (2001)'dan, MORB Hofmann (2003)'den, Erken Eosen Gümüşhane adakitik kayaları Karşı ve diğ. (2010)'dan, Tavdağı ve Yoncalık adakitik kayaları Dokuz ve diğ. (2013)'den, Oligosen Tepebaşı adakitik volkanitleri Karşı ve diğ. (2020)'den, Miyosen Çağırankaya adakitik volkanitleri Karşı ve diğ. (2019)'dan ve Variskan I- ve S-tipi kayalar ise Dokuz ve Sünnetçi (2019)'dan alınmıştır.



Şekil 11. Kızıldamlar granitoidleri'ndeki örneklerle ait zirkonların; a: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşın kristalizasyon yaşları diyagramı ve b: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerlerine karşın $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değeri diyagramlarındaki yerleri. Erken Jura Gökçedere granitleri Karlı ve diğ. (2017)'den, Miyosen Çağırankaya adakitik volkanitleri Karlı ve diğ. (2019)'dan ve Oligosen Tepebaşı adakitik volkanitleri ise Karlı ve diğ. (2020)'den alınmıştır.

Tablo 2. Kızıldaamlar örnekleri'nin ana ve iz element bileşimleri.

Sample	KS1	KS2	KS3	KS4	KS5	KS6	KS7	KS8	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11
Rock type	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt
SiO ₂	71.85	69.24	76.84	72.7	72.66	70.73	71.04	69.29	72.35	71.93	72.6	72.22	72.55	70.87	72.22	72.07	72.86	72.64	70.89
Al ₂ O ₃	15.9	18.43	13.59	15.97	16.19	16.37	15.85	16.51	15.55	15.59	15.75	15.75	16.02	15.64	15.86	15.93	15.53	15.53	16.21
Fe ₂ O ₃	1.08	0.93	0.75	0.99	0.99	1.13	1.1	1	0.83	0.86	0.73	0.86	0.63	0.86	0.97	0.96	0.87	0.9	0.86
MgO	0.42	0.4	0.27	0.38	0.4	0.52	0.51	0.46	0.41	0.37	0.32	0.37	0.33	0.44	0.42	0.44	0.41	0.4	0.4
CaO	1	0.62	0.38	0.49	0.44	1.51	1.52	1.99	2.2	2.17	2.06	1.96	0.92	2.16	1.97	1.85	1.93	1.85	2.05
Na ₂ O	6.26	7.58	5.56	6.78	6.65	6.36	6.55	6.84	6.44	6.28	6.44	6.35	7.02	6.7	6.37	6.61	6.82	6.5	6.76
K ₂ O	1.04	0.94	1.08	1.13	0.97	0.77	0.81	0.91	0.49	0.82	0.77	0.87	0.93	1.02	0.64	0.58	0.39	0.56	0.74
TiO ₂	0.19	0.15	0.08	0.15	0.15	0.17	0.18	0.17	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.003	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003
LOI	2	1.5	1.2	1.2	1.3	2.2	2.2	2.6	1.4	1.6	1	1.3	1.3	1.8	1.2	1.2	0.8	1.2	1.7
Total	99.87	99.87	99.87	99.86	99.85	99.86	99.86	99.83	99.84	99.87	99.84	99.84	99.87	99.87	99.83	99.84	99.83	99.82	99.86
Mg#	0.44	0.46	0.44	0.44	0.45	0.48	0.48	0.48	0.5	0.46	0.47	0.46	0.51	0.5	0.46	0.48	0.48	0.47	0.48

Tablo 2 (Devamı). Kızıldamlar örnekleri'nin ana ve iz element bileşimleri.

Rb	22.1	21.8	20.6	18.6	19.3	15.4	15.2	16.5	4.9	10.1	8.1	9.7	15.1	14.2	7.7	6.7	3.8	8.2	11.8
Sr	324.1	322.4	172.5	263.5	295.9	397.1	388.1	303.8	580.7	520.7	568.2	550.9	349.7	351	524.9	510.1	531	514	421.6
Ba	117	116	118	145	103	94	105	118	52	76	80	83	107	91	93	92	49	76	174
Zr	89.6	62.8	43.3	71.4	58.7	74.2	85.6	78.2	65.8	63	57.4	63.9	67.1	64.2	62.9	63.6	64.3	61.4	63.1
Hf	2.3	1.6	1.5	2.3	1.7	2.1	2.4	2.2	2.1	2.1	1.7	2.1	2.4	2	2	2.1	1.9	2.2	2.2
Th	0.5	0.9	1.3	1	0.7	1.2	0.6	1.2	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6
Ta	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.14	0.1	0.1	0.1	0.1	0.15	0.1	0.1	0.1	0.12	0.13
Nb	1.6	2.7	1.2	1.4	1.1	1.2	1.4	1.2	0.7	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.7	0.5	0.4	0.8	0.9
Y	3	3.6	2.5	3.4	2.8	3	3.3	3.7	2.5	2.3	2.3	3	2.3	2.7	2.4	2.6	2.4	3.3	3
U	0.7	0.5	0.6	0.8	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6	1.2	0.8	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6	0.5	0.7
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga	15.4	14.1	15.1	15.9	14.8	15.5	15.2	15.6	17.4	17.3	18	18.2	16.8	17	18.8	18.3	17.4	19.2	18.8
Sc	3	2	2	2	2	3	3	3	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Be	1	1	<1	1	<1	1	<1	<1	2	<1	1	<1	1	<1	2	2	3	1	2
Co	25	32.1	38.9	42.7	46.7	26.8	24.5	73.5	18.5	13.3	25.7	31	26.4	20.4	36.2	26.9	33.6	51.1	30.1
Cs	0.9	1.5	1.4	1	0.9	1.4	2.1	1.1	0.4	0.9	1.4	0.9	1.8	1	0.3	0.3	0.2	0.5	1.3
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	21	17	12	20	15	21	19	21	14	11	11	11	13	12	13	14	14	13	14
W	174.1	232.5	307.2	313	343	177.3	152.4	497.7	172.6	115	213.4	261.5	227.2	172.2	307.1	218.1	267.5	402	220
La	2	3.3	4.5	3.7	2.8	3.6	2.4	3.7	2.2	2.5	2.6	3.2	2.4	2.6	2.7	2.5	2.6	2.9	2.5
Ce	4.4	6	10.3	7.2	6.3	7.8	5.1	7.7	4.9	5.3	5.9	6.9	6.4	6	6.5	6.1	6	6.3	6.2
Pr	0.51	0.66	1.26	0.9	0.79	0.97	0.61	0.91	0.69	0.73	0.84	1.01	0.85	0.87	0.85	0.84	0.86	0.89	0.88
Nd	2.1	2.8	5.6	4.1	3.4	4.5	2.6	4.1	3.1	3.3	3.5	4.8	3.7	3.8	4.1	3.9	3.9	4.2	4.2
Sm	0.62	0.59	1.08	1.03	0.94	1.03	0.79	0.95	0.86	0.96	0.98	1.32	0.9	1.13	1.17	1.03	0.98	1.23	1.06

Tablo 2 (Devamı). Kızıldamlar örnekleri'nin ana ve iz element bileşimleri.

Eu	0.28	0.46	0.34	0.42	0.34	0.43	0.37	0.4	0.37	0.37	0.37	0.42	0.33	0.41	0.35	0.38	0.38	0.39	0.38
Gd	0.74	0.64	1	1.1	1.02	1.01	0.9	1.04	0.93	1	0.93	1.27	0.88	1.11	1.06	1.06	1	1.31	1.15
Tb	0.12	0.11	0.13	0.16	0.13	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.12	0.16	0.11	0.14	0.13	0.14	0.13	0.18	0.15
Dy	0.62	0.64	0.55	0.75	0.67	0.72	0.69	0.74	0.53	0.63	0.52	0.64	0.56	0.62	0.59	0.6	0.51	0.78	0.63
Ho	0.11	0.11	0.08	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14	0.07	0.08	0.07	0.1	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.11	0.09
Er	0.3	0.34	0.22	0.33	0.25	0.3	0.33	0.36	0.2	0.18	0.16	0.21	0.18	0.23	0.21	0.23	0.19	0.23	0.24
Tm	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Yb	0.27	0.29	0.22	0.27	0.24	0.23	0.3	0.33	0.14	0.17	0.18	0.19	0.15	0.17	0.15	0.17	0.14	0.18	0.2
Lu	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
REE tot	12.1	16	25.3	20.2	17.1	20.9	14.4	20.6	14.16	15.4	16.21	20.26	16.58	17.2	17.93	17.09	16.81	18.74	17.73
K+Na	7.3	8.52	6.64	7.91	7.62	7.13	7.36	7.75	6.93	7.1	7.21	7.22	7.95	7.72	7.01	7.19	7.21	7.06	7.5
ASI	1.2	1.26	1.23	1.2	1.27	1.17	1.1	1.04	1.03	1.03	1.04	1.05	1.13	0.97	1.08	1.07	1.03	1.06	1.04
A/N+K	1.39	1.37	1.32	1.29	1.35	1.45	1.36	1.35	1.4	1.39	1.38	1.38	1.28	1.29	1.42	1.39	1.33	1.37	1.36
Th/Yb	1.85	3.1	5.91	3.7	2.92	5.22	2	3.64	4.29	3.53	3.33	3.68	4.67	4.12	4.67	3.53	5	4.44	3
Ta/Yb	0.37	0.69	0.45	0.37	0.83	0.43	0.33	0.3	1	0.59	0.56	0.53	0.67	0.88	0.67	0.59	0.71	0.67	0.65
Nb+Y	4.6	6.3	3.7	4.8	3.9	4.2	4.7	4.9	3.2	2.9	2.8	3.6	2.8	3.2	3.1	3.1	2.8	4.1	3.9
Nb/La	0.8	0.82	0.27	0.38	0.39	0.33	0.58	0.32	0.32	0.24	0.19	0.19	0.21	0.19	0.26	0.2	0.15	0.28	0.36
U/Nb	0.44	0.19	0.5	0.57	0.36	0.25	0.21	0.33	0.71	1	2.4	1.33	1	1	0.71	1.4	1.5	0.63	0.78
Th/La	0.25	0.27	0.29	0.27	0.25	0.33	0.25	0.32	0.27	0.24	0.23	0.22	0.29	0.27	0.26	0.24	0.27	0.28	0.24
K ₂ O/Na ₂ O	0.17	0.12	0.19	0.17	0.15	0.12	0.12	0.13	0.08	0.13	0.12	0.14	0.13	0.15	0.1	0.09	0.06	0.09	0.11
Rb/Sr	0.07	0.07	0.12	0.07	0.07	0.04	0.04	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Nb/La	0.8	0.82	0.27	0.38	0.39	0.33	0.58	0.32	0.32	0.24	0.19	0.19	0.21	0.19	0.26	0.2	0.15	0.28	0.36
Nb/Ta	16	13.5	12	14	5.5	12	14	12	5	6	5	6	5	3.33	7	5	4	6.67	6.92
Nb/Y	0.53	0.75	0.48	0.41	0.39	0.4	0.42	0.32	0.28	0.26	0.22	0.2	0.22	0.19	0.29	0.19	0.17	0.24	0.3
Zr/Ti	0.08	0.07	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09

Tablo 2 (Devamı). Kızıldamlar örnekleri'nin ana ve iz element bileşimleri.

Zr/Sm	144.5	106.4	40.09	69.32	62.45	72.04	108.4	82.32	76.51	65.63	58.57	48.41	74.56	56.81	53.76	61.75	65.61	49.92	59.53
K/Na	0.17	0.12	0.19	0.17	0.15	0.12	0.12	0.13	0.08	0.13	0.12	0.14	0.13	0.15	0.1	0.09	0.06	0.09	0.11
Ca/Al	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.09	0.1	0.12	0.14	0.14	0.13	0.12	0.06	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13
Dy/Yb	2.3	2.21	2.5	2.78	2.79	3.13	2.3	2.24	3.79	3.71	2.89	3.37	3.73	3.65	3.93	3.53	3.64	4.33	3.15
La/ce	0.45	0.55	0.44	0.51	0.44	0.46	0.47	0.48	0.45	0.47	0.44	0.46	0.38	0.43	0.42	0.41	0.43	0.46	0.4
La/Sm	3.23	5.59	4.17	3.59	2.98	3.5	3.04	3.89	2.56	2.6	2.65	2.42	2.67	2.3	2.31	2.43	2.65	2.36	2.36
Th/Ce	0.11	0.15	0.13	0.14	0.11	0.15	0.12	0.16	0.12	0.11	0.1	0.1	0.11	0.12	0.11	0.1	0.12	0.13	0.1

Mg# is $100 \times \text{MgO} / (\text{NgO} + 0.9 \text{FeO}^{\text{tot}})$ in molar proportions. Oxides are given in wt. %, trace elements in ppm.

Tablo 3. Kızıldamlar granitoidleri'ne ait örnekleri S-Nd izotop kompozisyonları.

Sample	[Rb]	[Sr]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(t)	[Sm]	[Nd]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)
	ppm	ppm					ppm	ppm					
<i>Demirköy</i>													
D1	4.9	581	0.024	0.70318	0.000021	0.70313	0.86	3.10	0.168	0.51305	0.000021	7.95	8.51
D6	14.2	351	0.117	0.70366	0.000023	0.70341	1.13	3.8	0.180	0.51306	0.000013	8.31	8.64
D9	3.80	531	0.021	0.70336	0.000021	0.70332	0.98	3.90	0.152	0.51301	0.000024	7.28	8.14
D11	11.8	421	0.081	0.70353	0.000023	0.70336	1.06	4.20	0.153	0.51307	0.000011	8.40	9.24
<i>Kızıldamlar</i>													
KS2	21.8	322	0.196	0.70413	0.000023	0.70372	0.59	2.80	0.127	0.51254	0.000014	-1.99	-0.66
KS3	20.6	173	0.344	0.70414	0.000024	0.70342	1.08	5.60	0.117	0.51277	0.000017	2.74	4.28
KS6	15.4	397	0.112	0.70357	0.000023	0.70334	1.03	4.50	0.138	0.51269	0.000017	1.07	2.19
KS7	15.2	388	0.113	0.70360	0.000023	0.70336	0.79	2.60	0.184	0.51271	0.000017	1.48	1.73

Not: $\epsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1) \times 10000$, $f_{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Sm)_s / (^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} - 1$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$, and $(^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} = 0.1967$. Model yaşlar bir lineer izotopik oran büyüme eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır: $T_{DM} = 1 / \ln(1 + ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.51315) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.2137))$.

Tablo 4. Kızıldamlar granitoyidleri'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

Sample	Grain spot	Age	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	ε_{Hf}	T_{DM} (Ma)	T_{DM2} (Ma)
KS5	3	158	0.282949	0.000012	1.46724	0.000024	0.00157	0.00004	0.0877	0.0026	0.282944	9.15	431	585
KS5	6	158	0.283018	0.000012	1.46721	0.000018	0.00117	0.00003	0.0648	0.0015	0.283015	11.63	329	428
KS5	8	158	0.282960	0.000018	1.46727	0.000026	0.00187	0.00001	0.1048	0.0010	0.282954	9.51	419	562
KS5	10	153	0.283010	0.000009	1.46728	0.000025	0.00118	0.00003	0.0746	0.0022	0.283007	11.24	341	449
KS5	11r	156	0.282905	0.000051	1.46718	0.000100	0.00189	0.00003	0.1052	0.0015	0.282899	7.52	498	686
KS5	12	155	0.282866	0.000015	1.46720	0.000021	0.00144	0.00004	0.0683	0.0019	0.282862	6.16	548	770
KS5	13	158	0.282908	0.000013	1.46729	0.000029	0.00125	0.00002	0.0625	0.0008	0.282904	7.73	486	674
KS5	14	157	0.283020	0.000018	1.46725	0.000040	0.00095	0.00002	0.0548	0.0010	0.283017	11.70	324	423
KS5	15r	158	0.283054	0.000540	1.46783	0.003700	0.00242	0.00018	0.1306	0.0012	0.283047	12.77	288	356
KS5	20	155	0.282980	0.000016	1.46723	0.000022	0.00194	0.00002	0.0996	0.0015	0.282974	10.14	391	520
KS7	1r	159	0.282828	0.000012	1.46721	0.000026	0.00114	0.00006	0.0637	0.0036	0.282825	4.93	597	850
KS7	5r	157	0.283019	0.000012	1.46727	0.000030	0.00120	0.00001	0.0765	0.0009	0.283015	11.64	328	427
KS7	6	160	0.282967	0.000015	1.46723	0.000016	0.00166	0.00001	0.1048	0.0006	0.282962	9.82	407	544
KS7	8	156	0.282886	0.000031	1.46723	0.000018	0.00110	0.00002	0.0621	0.0010	0.282883	6.93	515	723
KS7	10	157	0.282969	0.000014	1.46726	0.000031	0.00094	0.00001	0.0519	0.0005	0.282966	9.90	396	537
KS7	12	158	0.282971	0.000014	1.46725	0.000025	0.00118	0.00002	0.0659	0.0010	0.282968	9.97	396	533
KS7	14r	161	0.282912	0.000017	1.46723	0.000025	0.00268	0.00005	0.1457	0.0020	0.282904	7.78	499	673
KS7	16r	161	0.283003	0.000011	1.46722	0.000022	0.00137	0.00001	0.0774	0.0008	0.282999	11.14	352	462
KS7	19	162	0.282974	0.000010	1.46718	0.00003	0.00111	0.00001	0.0644	0.0005	0.282971	10.17	391	524

Tablo 4 (Devamı). Kızıldamlar granitoyidleri'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

KS7	21	162	0.282884	0.000023	1.46720	0.000023	0.00140	0.00005	0.0782	0.0031	0.282880	6.95	522	726
KS7	23	160	0.282977	0.000009	1.46720	0.000027	0.00092	0.00001	0.0552	0.0008	0.282974	10.25	385	517
KS7	25	162	0.282942	0.000015	1.46720	0.000028	0.00212	0.00005	0.0985	0.0019	0.282936	8.93	448	602
KS7	30	159	0.282987	0.000014	1.46721	0.000022	0.00136	0.00002	0.0841	0.0010	0.282983	10.54	375	498
KS11	2c	255	0.282845	0.000020	1.46718	0.000025	0.00106	0.00001	0.0544	0.0006	0.282840	7.6	572	756
KS11	2r	162	0.283042	0.000016	1.46724	0.000035	0.00087	0.00001	0.0537	0.0002	0.283039	12.6	293	370
KS11	3r	162	0.283025	0.000016	1.46721	0.000032	0.00117	0.00002	0.0691	0.0005	0.283021	12.0	319	410
KS11	4	159	0.282923	0.000015	1.46723	0.000027	0.00099	0.00000	0.0566	0.0006	0.282920	8.3	461	638
KS11	5	158	0.283083	0.000015	1.46727	0.000029	0.00160	0.00003	0.1004	0.0015	0.283078	13.9	240	286
KS11	6	158	0.283031	0.000014	1.46724	0.000033	0.00118	0.00002	0.0731	0.0006	0.283028	12.1	311	399
KS11	8c	258	0.282890	0.000015	1.46727	0.000021	0.00119	0.00002	0.0667	0.0008	0.282884	9.3	510	656
KS11	8r	160	0.283006	0.000022	1.46729	0.000032	0.00103	0.00001	0.0544	0.0002	0.283003	11.3	345	453
KS11	9	157	0.282971	0.000014	1.46723	0.000029	0.00156	0.00001	0.0823	0.0005	0.282966	9.9	400	536
KS11	10	275	0.282856	0.000013	1.46720	0.000021	0.00163	0.00001	0.0719	0.0004	0.282848	8.3	565	727
KS11	12	158	0.282994	0.000017	1.46731	0.000026	0.00138	0.00001	0.0784	0.0006	0.282990	10.8	365	483
KS11	13	159	0.283034	0.000007	1.46724	0.000019	0.00108	0.00001	0.0640	0.0004	0.283031	12.2	306	392
KS11	16	159	0.283016	0.000011	1.46723	0.000025	0.00143	0.00004	0.0840	0.0020	0.283012	11.6	334	434
KS11	19c	279	0.282777	0.000014	1.46731	0.000018	0.00154	0.00001	0.0892	0.0007	0.282769	5.6	676	899
KS11	19r	160	0.282946	0.000015	1.46727	0.000029	0.00127	0.00002	0.0652	0.0003	0.282942	9.1	432	588
KS11	20	161	0.283032	0.000015	1.46724	0.000035	0.00181	0.00005	0.1159	0.0015	0.283027	12.1	315	400
D4	1r	160	0.282873	0.000013	1.46724	0.000020	0.00164	0.00007	0.0877	0.0047	0.282868	6.50	541	753
D4	2	162	0.282997	0.000022	1.46726	0.000025	0.00181	0.00001	0.1112	0.0015	0.282992	10.91	365	477

Tablo 4 (Devamı). Kızıldamlar granitoyidleri'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

D4	3	161	0.283037	0.000012	1.46728	0.000022	0.00135	0.00004	0.0811	0.0016	0.283033	12.35	304	385
D4	4	162	0.282834	0.000014	1.46724	0.000034	0.00289	0.00005	0.1563	0.0025	0.282825	5.02	617	847
D4	5	160	0.282881	0.000016	1.46720	0.000018	0.00255	0.00003	0.1194	0.0015	0.282873	6.68	542	741
D4	6	164	0.283027	0.000016	1.46722	0.000031	0.00100	0.00002	0.0537	0.0006	0.283024	12.10	315	404
D9	4k	162	0.282980	0.000015	1.46729	0.000023	0.00131	0.00002	0.0629	0.0010	0.282977	10.39	383	510
D9	5k	162	0.282920	0.000010	1.46729	0.000028	0.00092	0.00001	0.0456	0.0005	0.282921	8.42	459	634
D9	7	160	0.283011	0.000010	1.46719	0.000018	0.00114	0.00003	0.0598	0.0009	0.283005	11.32	343	449
D9	19	162	0.282910	0.000030	1.46719	0.000031	0.00161	0.00011	0.0779	0.0059	0.282904	7.81	489	672
D9	16	160	0.282844	0.000015	1.46717	0.000027	0.00178	0.00001	0.0956	0.0003	0.282839	5.45	584	818
D9	15	161	0.282867	0.000012	1.46724	0.000024	0.00134	0.00002	0.0664	0.0009	0.282863	6.34	545	764
D9	14k	164	0.282889	0.000012	1.46721	0.000019	0.00133	0.00001	0.0619	0.0009	0.282885	7.18	514	713
D9	20	163	0.282934	0.000021	1.46719	0.000034	0.00167	0.00003	0.0775	0.0005	0.282929	8.71	454	616

$$T_{DM} = ((1/(1.867 * (10^{-11}))) * \ln(((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - 0.28325) / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} - 0.0388)) + 1)) / 10^6);$$

$$T_{DM2} = ((1/(1.867 * (10^{-11}))) * \ln(((0.28281 - 0.28325) / (0.015 - 0.0388)) + 1)) / 10^6$$

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5.1 Magmatizmanın Yerleşim Zamanı

Kızıldamlar plütünü için 160.5 ± 1.7 ile 157.2 ± 1.9 Milyon yıl (MSWD= 1.8 to 3.4), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ağırlıklı ortalama yaşları elde edilmiştir. Bu yaşlar, büyük ölçüde plütünü kristalizasyon yaşına karşılık gelmektedir (Şekil 5). Kızıldamlar plütünü bölgede kendisinden daha yaşlı Karakaya metamorfik birimlerine ait kayaçları kesmiştir. Bu haliyle söz konusu bu yeni yaşlar, arazi verileri ile oldukça uyumludur. Ancak, daha önce yörede, bu teze konu seçilen Kızıldamlar örnekleriyle benzer özellikler sunan Demirköy adakitik plütünları Genç ve Kayacı (2012) tarafından toplam kayaç K-Ar yöntemi ile 125 ± 4.2 milyon yıl yaşlı (Erken Kretase) olarak yaşlandırılmıştır. Zirkon kristallerinin yüksek sıcaklıklarda kristallenme özelliğini düşünecek olursak, plütünları için önerilen bu yaş oldukça gençtir ve Geç Jura kristallenme yaşının Erken Kretase yaşına göre daha gerçekçi olduğu düşünülmektedir.

5.2 Petrojenez

Orjinal olarak “adakit” terimi; yiten genç bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesinden türeyen, düşük Yb ve Y, yüksek Sr, dolayısıyla yüksek Sr/Y kayaçlar için kullanılmıştır. Bu kayaçlar aynı zamanda MORB-benzeri tüketilmiş Sr-Nd izotop karakteristiklerine sahiptirler (Defant ve Drummond, 1990; Atherton ve Petford, 1993; Martin ve diğ., 2005). Bu oluşum modeline alternatif olarak birbirini yanlışlayan dört oluşum senaryosu halen yoğun olarak tartışılmaktadır. Bunlar: (1) kalınlaşmış alt kabuğun (Atherton ve Petford, 1993; Kay ve Kay, 1993; Chung ve diğ., 2009) ve delaminasyona uğramış alt kabuğun (Xu ve diğ., 2002; Gao ve diğ., 2004; Wang ve diğ., 2006) kısmi ergimesiyle, (2) bir miktar kabuksal kontaminasyon etkisinde manto türevli mafik magmanın fraksiyonlaşmasıyla (Castillo ve diğ., 1999; Macpherson ve diğ., 2006), (3) kabuk türevli asidik ve manto türevli bazik magmanın karışmasıyla (Guo ve diğ., 2007; Streck ve diğ., 2007; Qin ve diğ., 2010) ve (4) kopan okyanusal litosferin manto derinliklerinde kısmi ergimesiyle (Pe-Piper ve Piper, 1994; Dokuz et al., 2013) oluşması modelleridir.

Kızıldamlar plütünü yüksek Na_2O (5.6–7.9 ağırlık %), Sr (173–580 ppm) ve düşük Yb (0.2–0.3 ppm) ve Y (2.3–3.7 ppm) değerlerinin yanısıra yüksek Sr/Y (82–247) oranları ile tipik adakit bileşimi ve özelliklerini taşımaktadır. Kızıldamlar örnekleri, genellikle genç

okyanus kabuğunun ergimesinden oluşan kayaçların temsil ettiği modern adakit alanına düşmektedir (Şekil 9b). Söz konusu örnekleri Sr-Nd izotopik özellikleri, kıtasal kabuk türevli adakitlerden ziyade, okyanus kabuğu ergimesi sonucu oluşan adakitlere benzemektedir (Şekil 10).

Kızıldamlar plütону ait örnekler, mineraloji olarak iki mika içeren bir granittir ve sınıflama diyagramlarında I- ve S-tipi granit geçiş alanına düşmüşlerir (Şekil 6c). I- ve S-tipi granitler, petrografik özellikleri bakımından kolayca ayırtlanabilmektedirler. I-tipi granitler, hornblend, biyotit ağırlıklı bir mineral parajenezine sahipken; S-tipi granitler daha çok Al bakımından zengin muskovit, kordiyerit, garnet ve turmalin gibi mineraller içerirler (Clemens ve Stevens, 2012; Zhang ve diğ., 2018). Garnet, kordiyerit ve turmalin mineralleri Kızıldamlar örneklerinde gözlenmemiş olup; bu bulgu S-tipi sınıflama ile uyumlu değildir. Bununla birlikte, tüketilmiş Sr-Nd ve Hf izotop bileşimleri radyojenik izotop bileşimleri sunan S-tipi granitler ile uyumlu değildir (Chappell ve White, 1992). Tüm bu bulgulara dayanarak, söz konusu kayaçlar, I-tipi granit sınıflamasına daha uygundur.

5.3 Diferansiasyon

Kızıldamlar örnekleri, 69.24 ile 76.84 (ağ.%) arasında değişen SiO₂ bileşimi sunarlar. Bu değişim, kayaçların sokulumu sırasındaki diferansiasyondan yada kaynağın kısmı ergime değişiminden kaynaklanmış olmalıdır. SiO₂ içeriği 73 (ağ.%)’den büyük olan bazı peralumin granitler meta magmatik kayaçların kısmi ergimesi ile oluşabilirler (Chappell ve diğ., 2012; Lee ve Morton, 2015). Ancak, aşağıda “kaynağın doğası” kısmında ayrıntılı açıklanan Kızıldamlar örneklerinin petrojenetik karakterleri, kuvvetli bir biçimde okyanusal kabuk türevli ergiyikler ile uyumludur. Silika içerikleri 77 (ağ.%)’den büyük intrüzif kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristallenme ve kabuksal asimilasyonun etkili olduğu düşünülmektedir (Tuttle ve Bowen, 1958). Tüm bu açıklamalar, diferansiasyon olayının Kızıldamlar örnekleri için mümkün bir petrolojik olay olduğunu ortaya koymaktadır. Ancak, mineralojik incelemeler, kuvars kristalleri içinde çoklu kristal oluşumlarına işaret etmektedirki (Şekil 3d), bu olay yeniden kristallenme ile oluşmuş olabilir. Fakat yapılan ayrıntılı incelemelerde, yeniden kristallenmeye işaret eden bu tür dokusal özelliklerin silika içeriğini yükseltebilecek kadar yaygın olmadığı görülmüştür. İncelenen örnekler, kuvars, plajiyoklas, K-feldispat, muskovit ve biyotit mineral birlikteliğinden oluşurlar. Bu durumda, kuvars, plajiyoklas, K-feldispat, muskovit ve

biyotit minerallerinin fraksiyonu ve/veya akümülayonu, örneklerin bileşimsel değişiminden sorumlu görünmektedir. Ancak, mineralojik incelemeler sırasında kristal akümülayonuna işaret eden dokusal özellikler gözlenmemiştir. Bu durum, en azından kristal akümülayonu olayının oluşmadığı ya da zayıf olduğuna işaret etmektedir. Silisyum içeriği ile negatif değişim sunan CaO, plajiyoklas fraksiyonlaşmasına, K₂O içerideki azalma ile artan SiO₂ içeri ise K-feldispat fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. MgO, Al₂O₃, ve TiO₂ içeriklerindeki azalma ile artan SiO₂ içeriği, biyotit ve Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşmasına işaretir (Şekil 7).

Asidik Plütonlar genellikle küçük kütleler halinde yüzeylenirler ve bunlar, az fraksiyonlaşmış intrüziflerden farklılaşma yoluyla türerler. Eğer, incelenen örnekler, diferansiye ürünler değilseler, arazide geniş kütleler halinde görünmeleri gerekirdi. Muhtemelen, Kızıldamlar plütunu'nun az fraksiyonlaşmış ürünleri kabuğun derinliklerine yerleşmiş ve yüzeylenememiştir. Bu tür kayaçlar Doğu Sakarya Zonu'nda tanımlanmıştır (Dokuz ve diğ., 2006). Bu yüzden, mevcut asidik kayaçlardaki bileşimsel değişimin magmatik diferansiasyon ile oluşmuş olma ihtimali oldukça yüksektir. Şekil 7'deki değişimlere bakıldığında; ergiyik diferansiasyonunu öneren hafif değişim sunan düzgün korelasyonlar gözlenmektedir, çünkü araziden toplanan örnekler ancak plütunun günümüzde yüzeylenen asidik kısımlarından toplanabilmiştir. Böyle bir durumda, jeokimyasal veriler, incelenen asidik kayaçların kontaminasyondan etkilenip etkilenmediğinin ortaya konulması için yeterli olmayacaktır. Bununla birlikte, saha çalışmaları sırasında kayaçlar içinde kabuksal kontaminasyonun varlığına işaret eden ksenolitlere rastlanmamış olmakla birlikte, kontaminasyon etkisi spekülative kalmıştır. Bu yüzden, muhtemel kabuksal kontaminasyon etkisini değerlendirmek için, Kızıldamlar plütunu'na ait kayaçların Sr-Nd izotop oranlarını dikkate aldık. Kayaçlar, Sr-Nd izotop diyagramında (Şekil 10), bütün örnekler, toplam silika yer değeri üzerinde toplanmıştır. Örnekler, Senozoyik okyanus kabuğu türevli adakitlerden itibaren, Sakarya Zonu Variskan kayaçlarına doğru negatif bir ilişki ile değişim sunarlar (Şekil 10). Bu değişim, muhtemelen Variskan temel kayaçların kontaminasyonu ile ilişkilidir ve kabuksal kontaminasyonun diferansiasyon sürecinde bir miktar etkili olduğuna işaret etmektedir.

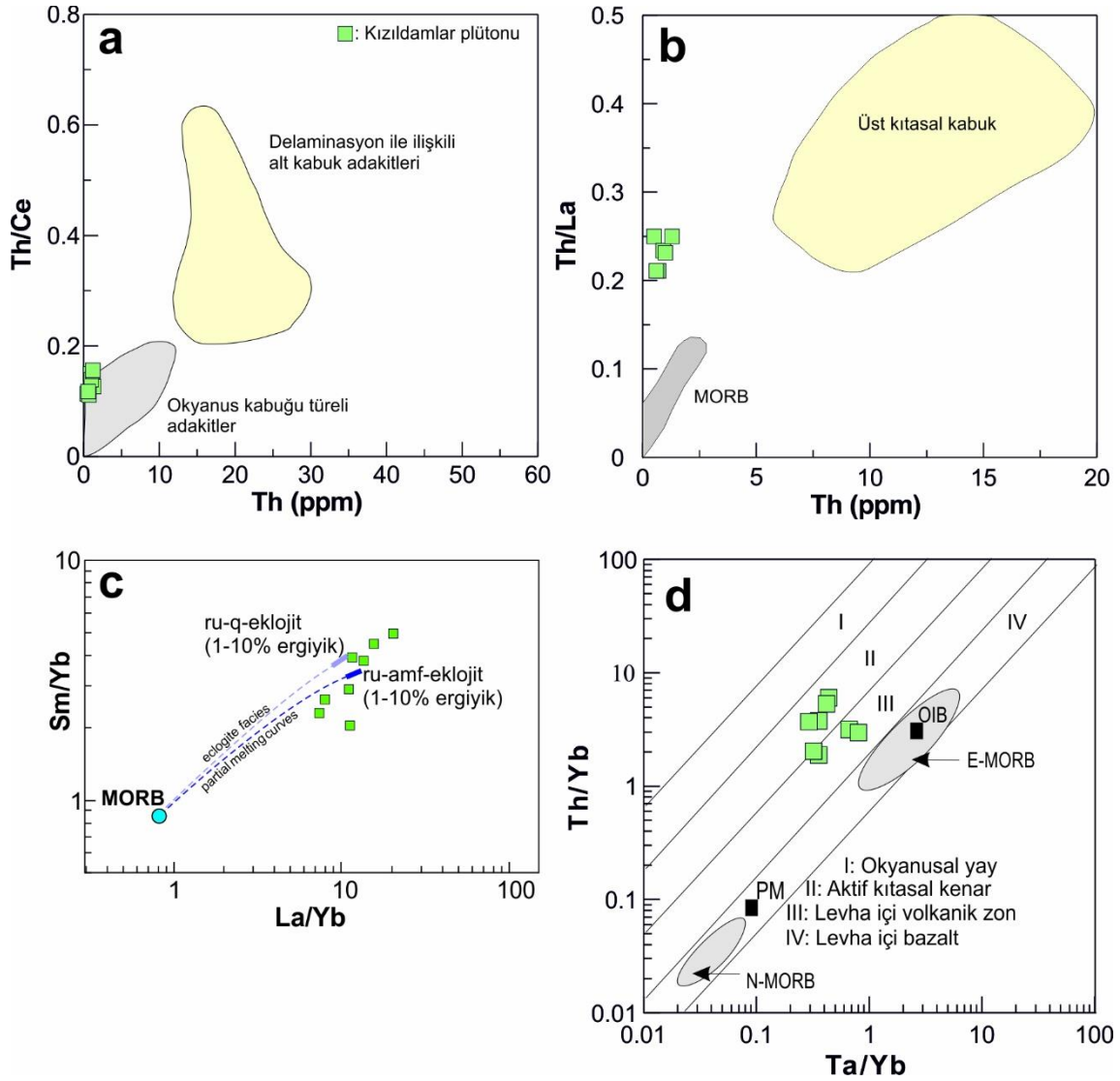
5.4 Kaynak Kayaç Özellikleri

Asidik kayaçların jeokimyasal bileşimleri, kayaçların oluştuğu kaynağın sıcaklık ve basınç koşulları, ergiyik fraksiyonlaşması ve kısmi ergime derecesi tarafından kontrol

edilmektedir (Rapp ve Watson, 1995; Clemens ve Stevens, 2012). Kızıldamlar plütonu'na ait örnekler yüksek $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranları (5.2-17.5) ve yüksek Al_2O_3 içeriği (13.59–18.43 ağırlık %) ile karakteristiktir. Örnekler, tüketilmiş, Sr-Nd izotopik bileşimler ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)=0.70313-0.70372$) ve çoklukla pozitif $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-0.6 to +4.3) değerlerine sahiptirler. Örnekler $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşın $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değeri diyagramında genellikle MORB bileşimine alanda kümelenirler (Şekil 11b). Bu yöneliş, örneklerin tüketilmiş bir kaynaktan türemiş olduğuna işaret etmektedir. Kayaçlar, pozitif $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (4.93-12.77) değerlerine sahiptirler. Ayrıca, örnekler düşük K_2O (0.77–1.13 wt.%) içeriği ve yüksek Mg# (44–48) değerleri sunarlar. Bunun aksine, kabuk türevli adakitler, tipik olarak yüksek SiO_2 , K_2O içerikleri ve düşük Mg# değeri (Mg# <45; Şen ve Dunn, 1994; Rapp ve diğ., 1999) ile karakteristiktir. Mevcut veriler, Kızıldamlar örneklerinin, kabuk türevli adakitlerden ziyade, Na'ca zengin adakitlere benzediğini göstermektedir. Bu durumda, manto türevli ergiyiklerin yüksek basınç fraksiyonlaşması ile oluşmuş olmaları olası bir modeldir. Ancak, bölgede mevcut kayaçların eşyaşlı mafik ürünlerinin tespit edilmemiş olması, bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır. Yukarıda tartışılan ergiyik evrimleşme modelleri düşünüldüğünde, bazaltik ergiyiğin fraksiyonlaşması modeliyle oluşum imkansız görünmektedir.

Na'ca zengin adakitik kayaçlar, genç okyanus kabuğunun (Kay, 1978; Defant, 1990; Drummond ve diğ., 1996) yada jevenil mafik alt kabuğun (Petford ve Atherton, 1996) kısmi ergimesi yoluyla oluştukları önerilmiştir. Kalınlaşmış alt kabuk türevli adakitler yüksek Th (12.6– 27.2 ppm) ve Th/Ce (0.19–0.94) oranına (ve diğ., 2002) sahiptirler. Kızıldamlar örnekleri düşük Th, Th/Ce ve Th/La değerlerine sahiptir; bu özellikleriyle klasik MORB'a benzerler (Şekil 12a,b). Bu özellikler, yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesi modeliyle uyumludur (Ma ve diğ., 2013; Şekil 12a,b). Örnekler, $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{SN}}$ oranına karşın $(\text{Yb})_{\text{SN}}$ içeriği diyagramında (Şekil 9b), modern adakitler alanına düşerler ve oluşumları, Ma ve diğ. (2015) tarafından önerilen 50 km den daha derinde olduğu önerilen kısmi ergime alanına düşerler. Okyanusal kabuktaki eklojitik kısmın kısmi ergimesiyle adakitik kayaçların oluşumu iki farklı modelle açıklanmaktadır. Bunlar; (1) devam eden yitim ile ve (2) kopan ve manto derinliklerine batan okyanusal kabuktan kısmi ergime yoluyla. Bu iki model aşağıda detaylıca tartışılacaktır. Örneklerin kaynak mineralojilerini daha iyi anlayabilmek için basit bir iz element modellemesi gerçekleştirdik. Modelleme sırasında bazı anahtar iz elementlere ait Sm/Yb ve La/Yb oranları kullanılmıştır. Sisson ve Kelemen (2018), yitim ortamlarındaki magmatik aktiviteyi daha gerçekçi anlatabilmek için, suyun varlığında H_2O (4 ağırlık %) ve 0.8–2.8 Gpa

basınç altında MORB bileşiminde direkt kısmi ergime deneyleri gerçekleştirmiştir. Deneylerinde, rutil-kuars eklojit, rutil-amfibol eklojit ve honbilendit ve piroksenit litolojilerinin kısmi ergimesi için iz element dağılım katsayıları bir set elde etmiştir. Modellememizde, eklojit kısmi ergimesinden elde edilen dağılım katsayıları kullanılmıştır (Sisson ve Kelemen, 2018). MORB bileşimi, başlangıç kompozisyonudur ve Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Sm/Yb oranına karşın La/Yb oranı sistematiklerine uygulanan hesaplamalar Şekil 12c'de verilmiştir. Elde edilen sonuçlar, 1 ila 10 % hem rutil-quartz eklojit, hemde rutil-amfibol eklojit fraksiyonlaşmış ergiyeğine işaret etmektedir. Her iki model bileşimleri, Kızıldamlar örnekleriyle uyumludur. Tüm modelleme verileri, tipik eklojitik bir kaynağın kısmi ergimesine işaret etmektedir. Tüm bulgular ve jeokimyasal modelleme sonuçları birlikte düşünüldüğünde, örnekleri oluşturan ilksel magmanın, 50 km den daha derin bir ortamda ve yüksek basınçta garnet içeren eklojitik kayaların kısmi ergimesiyle oluştuğu sonucu çıkarılmaktadır.



Şekil 12. Kızıldamlar örnekleri'nin a: Th/Ce oranına karşın Th içeriği (Yin ve diğ., 2020); b: Th/La oranına karşın Th içeriği (Yin ve diğ., 2020). Üst kıtasal kabuk verileri Plank (2005)'den ve MORB Niu ve Batiza (1997)'den alınmıştır. C: Sm/Yb oranına karşın La/Yb içeriği. MORB bileşimi Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Dağılım kaysayıları, Sisson ve Kelemen (2018)'den alınmıştır. D: Th/Yb oranına karşın Ta/Yb içeriği (Pearce, 1982) değişim diyagramları.

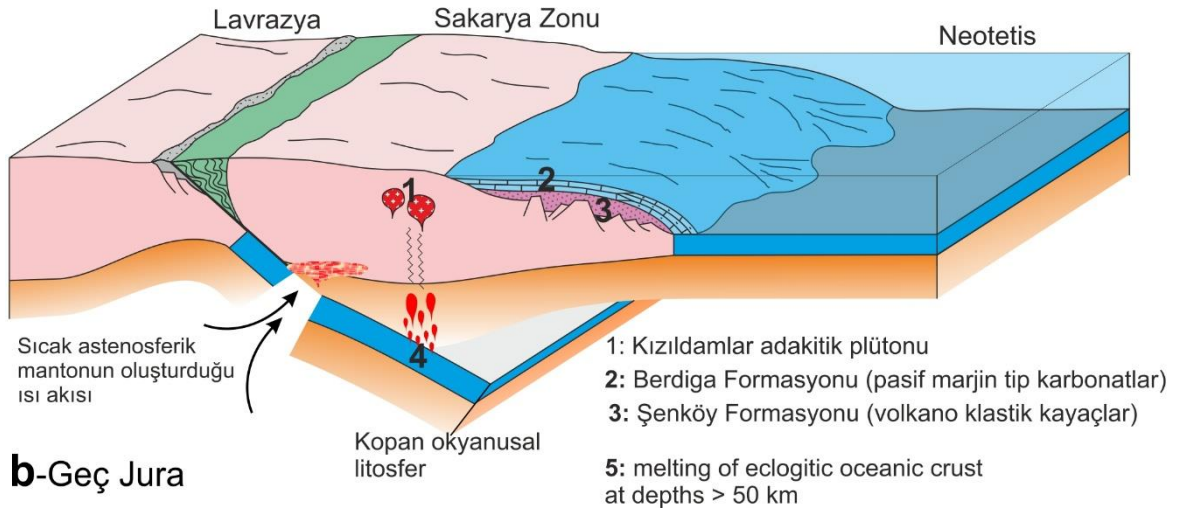
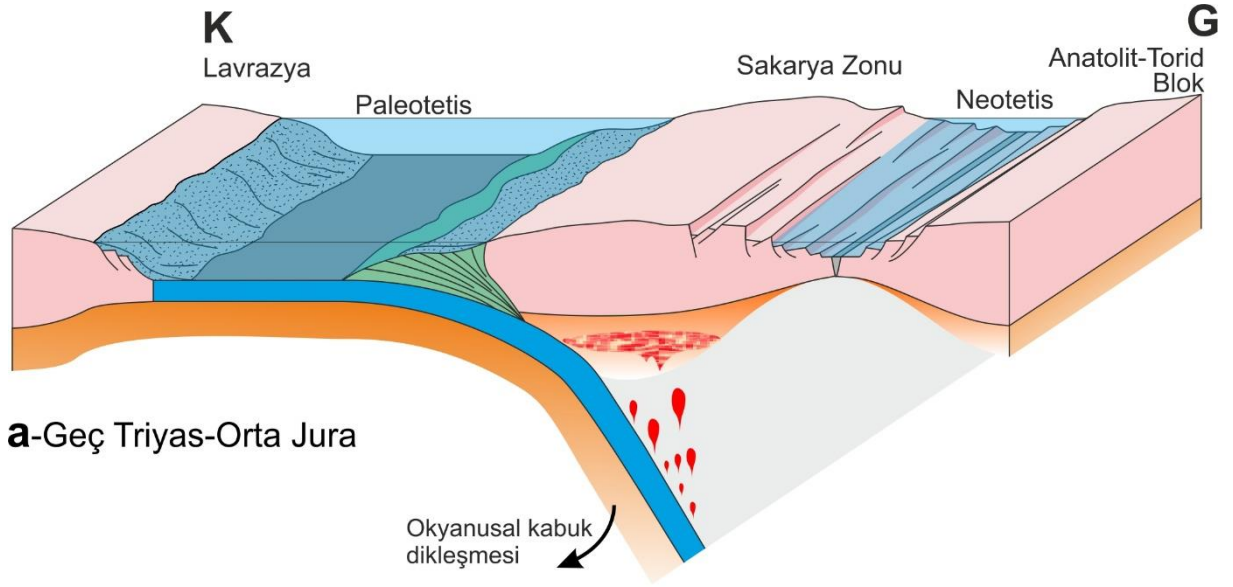
5.5 Geç Jura Adakitik Magmatizmasının Gelişim Zamanı ve Tektonik Ortamı

Yukarıda çok detaylı tartışıldığı üzere, Kızıldamlar plütönu Paleotetis okyanusal litosferin eklojitik kısmının kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur. Yeni elde ettiğimiz zirkon U-Pb yaşları, incelenen adakit karakterli plütönu Sakarya Zonu'nun tabanına Geç Jura (Oksfordiyen) boyunca sokulduğu anlaşılmıştır. Fakat iyi bilinen bu yaş bulgusuna rağmen kısmi ergime sürecinden sorumlu ısı kaynağının nasıl ergimeye sebep olduğu halen tartışmalıdır.

Kızıldamlar örnekleri, Th/Yb oranına karşın Ta/Yb oranı diyagramında (Pearce, 1982), levha içi volkanik zon ve aktif kıtasal marjın ortamları arasında geçiş sunmaktadır (Şekil 12d). Böyle bir değişim, Geç Jura boyunca aktif bir yitimin varlığı ile uyumlu değildir. Sakarya Zonu'nun doğusunda, Geç Jura kalk-alkalin granitler (Dokuz ve diğ., 2010; Liu ve diğ., 2021) ve alkalın volkanikler (Dokuz ve diğ., 2007) tanımlamıştır. Basit bir yitim modeli, eş yaşlı ve farklı bileşimsel özellikler sunan bu kayaçların varlığını açıklayamaz. Düşük açılı yitim (yitim erozyonu) bunun için alternatif bir senaryo olabilir. Ancak, düşük açılı yitim sırasında yiten okyanus kabuğunun ulaştığı sıcaklık kısmi ergimenin başlaması için oldukça düşüktür. Bu yüzden, adakitik kayaçların oluşumu için düşük açılı yitim modeli ile oluşması beklenmez (Peacock ve diğ., 1994; Richards ve Kerrich, 2007). Yani okyanusal kabuk türevli adakitler, okyanus ortası sırtı (Kay ve diğ., 1993), okyanus kabuğu dikleşmesi (Sun ve diğ., 2018), 5 milyon yıl yaştan daha genç bir okyanusal litosferin yitimi (Defant ve Drummond, 1990) yada okyanus kabuğu kopması (Stern ve Kilian, 1996; Yogodzinski ve diğ., 2001) neticesinde sıcak yitim zonlarında oluşabilirler. Bununla birlikte, düşük açılı yitim durumunda, yüksek sıcaklık ve düşük basınç metamorfik kayaçlarının bölgesel ölçekte gelişmesi beklenirki; bu durum Sakarya Zonu için söz konusu değildir. Sakarya Zonu'nun doğusunda Geç Jura zaman dilimi boyunca, çok genç bir yitimin olmadığına dair fikir birliği mevcuttur (e.g., Dokuz ve diğ., 2017; Liu ve diğ., 2021). Okyanus ortası sırtı modelinde, yiten okyanus kabuğunun sırttan ayrılma hızı trenç-sırt çarpışması nedeniyle daha yavaştır (Sun ve diğ., 2018). Okyanus ortası sırtı yitimi yüksek ısı akısına neden olur ve bu olay sıcak astenosfer ile yiten levhanın temas etmesine sebep olur (Thorkelson, 1996; Fan ve diğ., 2018). Böylece, yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesiyle adakitik şarnokitler oluşur (Sun ve diğ., 2018). Sakarya Zonu'nun doğu ve batı kesimlerinde Geç Jura adakitik şarnokitler mevcut değildir. Dahası, eğer böyle bir tektonik model Geç Jura dönemi boyunca hüküm sürmüş olsa, yüksek-Nb bazaltlar, yüksek-Mg andezitler ve adakitlerin birlikte oluşmuş olması gerekirdi (e.g., Cole ve diğ., 2006; Tang ve diğ., 2010; Fan ve diğ., 2018). Ancak, bu tür kayaç birliktelikleri, henüz Sakarya Zonu'nda rapor edilmemiştir. Yukarı belirtilen olguların tamamı okyanus ortası yitimi modeliyle uyuşmamaktadır. Okyanus kabuğu dikleşmesi ise diğer bir alternatif modeldir. Bu model, tipik bir Ant-tipi yitimi andırır ve söz konusu modelde magmatizmanın trenç yönlü göçü beklenir. Ancak bu çeşit bir magmatizma Sakarya Zonu'nda mevcut değildir. Tüm bunlar, Kızıldamlar plütunu'nun, okyanusal litosferi dikleşmesi sonucu oluşamayacağını ortaya koymaktadır. Pasif marjın tipi sedimanların çökelişi ve depolanması, devam eden bir yitim ortamında mümkün

görünmemektedir (Eberli, 1987; Nøttvedt ve diğ., 1995; Ravnas ve diğ., 2000). Geç jura yaşlı yüksek-K kalk-alkalin ve alkalin magmatizma ile çalışılan adakitik kayaçlar, bölgede çok yaygın gözlenen Geç Jura-Erken Kretase pasif marjin tipi platform karbonatları ile birliktelik sunarlar. Bu olgu, düşük açılı yitim modeli ile bağdaşmaz. Nihai alternatif olarak, tüm veriler, Geç Jura sürecinde, termal gradyanın okyanus kabuğu kopması sonucu yükselen sıcak astenosferik manto ile sağlanmış olabileceğine işaret etmektedir. Bu senaryoda, okyanusal dilim kopması sonucu oluşan ekstansiyonel kuvvetler, sıcak astenosferik mantonun yükselimine olanak sağlar ve kopan okyanusal litosfer ise manto kaması içine batar. İncelenen adakitik magmatizmanın oluşumu için bu model makul görünmektedir. Sakarya Zonu'nda geç Jura magmatizması çok yaygın değildir ve bu olgu aslında Paleotetis okyanusal litosferin kopma modeli ile uyumludur (e.g., Dokuz ve diğ., 2006; Dokuz ve diğ., 2010; Dokuz ve diğ., 2017; Liu ve diğ., 2021).

Yukarıda vurgulandığı üzere, Kızıldamlar örnekleri, 50 km'den daha derinliklerde, yüksek basınç şartlarında okyanus kabuğunun eklojitik kısmından oluşan adakitlere benzer jeokimyasal karakterlere sahiptirler (Ma ve diğ., 2015; Şekil 9b). Sakarya Zonu'nda okyanus kabuğunun garnet içeren eklojitik kısmın ergimesi için gerekli olan şartlar, büyük olasılıkla okyanus kabuğu kopması ile sağlanır. Okyanus kabuğu kopması modeli, batı Sakarya Zonu'nda, 16-157 milyon yılları arasında incelenen adakitik magmatizmanın oluşumuna neden olmuştur. Bu modelde, yiten okyanus kabuğu kırılır ve manto kaması içine batar. Bu olay sırasında oluşan ekstansiyonel kuvvetler sıcak astenosferik mantonun yükselimine ve söz konusu kopmuş okyanusal litosferin ergimesine sebep olur. Mevcut okyanusal litosferin garnet içeren eklojitli kısmının ergimesi neticesinde Geç Jura yaşlı Kızıldamlar plütönu oluşur (Şekil 13a,b).



Şekil 13. A-b: Sakarya Zonu'nun Erken-Geç Jura rekonstriksiyonu [Dokuz ve diğ. (2017) ve Karşlı ve diğ. (2021)'den değiştirilerek].

6. ÖNERİLER

Bu tez çalışması, batı Sakarya Zonu'nda Geç Jura adakitik magmatizmasının gelişimi için bir dizi öneri ve sonuçlar sunmaktadır. Bu öneri ve sonuçlar sırasıyla şöyle özetlenebilir:

- 1- Kızıldamlar plütönu'nun yerleşme yaşı 162 ile 157 milyon yıl aralığındadır. Bu yaş aralığı bölgede yüzeyleyen yüksek-K kalk-alkalin, alkalin magmatizma ve pasif marjin tip platform karbonatlarının oluşum yaşları ile çakışmaktadır.
- 2- Kızıldamlar plütönu adakitik karakter sunmakla birlikte, okyanusal kabuğun garnet içeren eklojitik kısmının 50 km den daha derinlerde ergimesinden oluşan ergiğin diferansiyasyonu sonucu oluşmuştur.
- 3- Plütönu oluşturan ergiğin oluşabilmesi için gerekli olan termal gradyan; büyük olasılıkla, Paleotetis okyanusal litosferin Geç Jura döneminde kopması sonucu oluşan astenosferik manto yükselimi ile sağlanmıştır.
- 4- Tüm bulgular, Geç Jura döneminde Paleotetis okyanusu'nun tamamen kapandığına işaret etmekle birlikte; devam eden yitim ile bağdaşmaz.

KAYNAKLAR

- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ.H., Hakyemez, H.Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, ř., Sevin, M., şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. (2016). Turkey geology map general direct mineral res. Explor. Public, Ankara, Turkey (in Turkish).
- Altıner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U., Conti, M.A. (1991). Jurassic, lower cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the Southern Part Of Northwestern Anatolia. *Geol. Rom.* 18, 13-80.
- Atherton, M.P., Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144-146.
- Aysal, N., Ustaömer, T., Öngen, A.S., Keskin, M., Köksal, S., Peytcheva, I., Fanning, M. (2012). Origin of the early-middle devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: geochronology, geochemistry and isotope systematics. *J. Asian Earth Sci.* 45, 201-222.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, Southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 33-51.
- Castillo, P.R. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos* 134-135, 304-316.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1992). I- and S- type granites in the lachlan fold belt. *Earth Environment. Sci. Transact. Royal Soc. Edinburgh*, 83, 1-26.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D. (2012). I-type granites. *Lithos* 153, 142-153.
- Chung, S.L., Chu, M.F., Ji, J., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Liu, D., Lee, T.Y., Lo, C.H. (2009). The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: geochemical and zircon HF isotopic constraints from post-collisional adakites. *Tectonophysics* 477, 36-48.

- Clemens, J.D., Stevens, G. (2012). What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos* 134-135, 317-329.
- Cole, R.B., Nelson, S.W., Layer, P.W., Oswald, P.J. (2006). Eocene volcanism above a depleted mantle slab window in Southern Alaska. *Geol. Soc. America Bull.* 118, 140-158.
- Defant, M.J. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Defant, M.J., Kepezhinskas, P. (2001). Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS (Trans., American Geophy. Union)* 82, 65-69.
- Dokuz, A., Tanyolu, E. and Genç, S. (2006). A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and ree evidence for subduction-related rift origin of early jurassic Demirkent intrusive complex. *Int. J. Earth Sci.* 95, 370-394.
- Dokuz, A., Karsli, O., Chen, B., Uysal, I. (2010). Sources and petrogenesis of jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implication for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. *Tectonophysics* 480, 259-279.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R., Akçay, M. (2013). Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for slab and crustal melting. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 1443-1468.
- Dokuz, A., Aydinçakir, E., Kandemir, R., Karsli, O., Siebel, W., Derman, A.S., Turan, M. (2017). Late jurassic magmatism and stratigraphy in the Eastern Sakarya Zone, Turkey: evidence for the slab breakoff of paleotethyan oceanic lithosphere. *J. Geol.* 125, 1-31.
- Dokuz, A., Sünnetçi, K. (2019). Jurassic acidic magmatism in a back-arc setting, Eastern Sakarya Zone, Turkey: Geochemical constraints and an evolutionary model. *Lithos* 332-333, 312-327.

- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K. (1996). Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Royal Soc. Edinburgh Trans., Earth Sci.* 87, 205-215.
- Duru, M., Gedik, İ., Aksay, A. (2002). 1/100000-Scaled geological map series of Turkey, Adapazarı-H24 sheet, No: 37, General Direct. Mineral Res. Explor. Public., Ankara, Turkey (in Turkish).
- Eberli, G.P. (1987). Carbonate turbidite sequences deposited in rift basins of the jurassic Tethys Ocean (Eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, 34, 363-388.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Chung, S.L. (2011). Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust–mantle transition zone: petrology, geochemistry and U–Pb zircon chronology of the seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 121, 151-166.
- Fan, J.J., Li, C., Sun, Z.M., Xu, W., Wang, M., Xie, C.M. (2018). Early cretaceous MORB-type basalt and A-type rhyolite in Northern Tibet: evidence for ridge subduction in the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean. *J. Asian Earth Sci.* 154, 87-201.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L. (2004). Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature* 432, 892-897.
- Garfunkel, Z. (2015). The relations between Gondwana and the adjacent peripheral cadomian domain constrains on the origin, history, and paleogeography of the peripheral domain. *Gondwana Res.* 28, 1257-1281.
- Genç, Ş.C., Kayacı, K. (2012). Adakite-like intrusive rocks from the Bozüyük area (NW Turkey). *Yerbilimleri* 33 (1), 17-30.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., Yalınız, M.K. (2000). A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.A.D. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. Geol. Soc., London, Spec. Public. 173, 139-161.

- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkok, R., Yılmaz, Y., (1983). Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of Neotethys in the Pontides. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 26, 11-20.
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W.M., Kobayashi, K., Li, C.W. (2007). Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. J. Petrol. 48, 661-692.
- Hofmann, A.W. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In The Mantle and Core Treatise on Geochemistry (Ed. Carlson, R. W.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 61-101.
- Kandemir, R., Yılmaz, C. (2009). Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower jurassic ammonitico rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. J. Asian Earth Sci. 34, 586-598.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, R.J. (2010). Generation of the early cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. Lithos 114, 109-120.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kandemir, R. (2017). Zircon Lu-Hf isotope systematics and U-Pb geochronology, whole-rock Sr-Nd isotopes and geochemistry of the early jurassic Gokcedere pluton, Sakarya Zone-NE Turkey: a magmatic response to roll-back of the paleo-tethyan oceanic lithosphere. Contrib. Mineral. Petrol. 172, 31.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydin, F., Schmitt, A.K., Ersoy, E.Y., Alyıldız, C. (2019). Adakitic parental melt generation by partial fusion of the juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: a far-field response to break-off of the Southern Neotethyan oceanic lithosphere. Lithos, 338-339, 58-72.
- Karsli, O., Caran, Ş., Çoban, H., Şengün, F., Tekkanat, O., Andersen, T. (2020). Melting of the juvenile lower crust in a far-field response to roll-back of the southern neotethyan oceanic lithosphere: the oligocene adakitic dacites, NE Turkey. Lithos 370-371, 105614.

- Kay, R.W. (1978). Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust: *J. Volcanol. Geother. Res.* 4, 117-132.
- Kay, R.W., Kay, S.M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177-189.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Marquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology* 101, 703-714.
- Lee, C.T.A., Morton, D.M. (2015). High silica granites: terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 409, 23-31.
- Liu, S., Hu, R.Z., Feng, C.X., Zhou, H.B., Li, C., Chi, X.G., Peng, J.T., Zhong, H., Qi, L., Qi, Y. Q., Wang, T. (2008). Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, Northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts. *Geol. Mag.* 145, 463-474.
- Liu, Z., Zhu, D.C., Jagoutz, O., Rezeau, H., Wang, Q., Eyüboğlu, Y. (2021). Magmatic evolution following damp tholeiitic and wet calcalkaline liquid lines of descent: an Eastern Pontides (NE Turkey) example. *J. Petrol.* 62, 5.
- Luo, B. Z., Xue, S., Zhang, L .P., Li, H., Li, C.Y., Zhang, H., Liu, Y. L., Ling, M.X., Sun, W. (2017). Origin of early cretaceous Guandian adakitic pluton in central China: partial melting of delaminated lower continental crust triggered by ridge subduction. *Int. Geol. Rev.* 60, 1707-1720.
- Ma, L., Wang, Q., Wyman, D.A., Li, Z.X., Jiang, Z.Q., Yang, J.H., Gou, G.N., Guo, H.F. (2013). Late cretaceous, 100–89 Ma magnesian charnockites with adakitic affinities in the milin area, Eastern Gangdese: partial melting of subducted oceanic crust and implications for crustal growth in southern Tibet. *Lithos* 175-176, 315-332.
- Ma, Q., Zheng, J., Xu, Y., Griffin, W.L., Zhang, R. (2015). Are continental ‘adakites’ derived from thickened or foundered lower crust? *Earth Planet. Sci. Lett.* 419, 125-133.

- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet Sci. Lett.* 243, 581-593.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.* 101, 635-643.
- Martin, H., Smith, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci. Rev.* 37, 215-224.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implications for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7-39.
- Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine Petrol. Geol.* 59, 656-670.
- Niu, Y., Batiza, R. (1997). Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Equatorial Pacific Mantle: *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 471-484.
- Nøttvedt, A., Gabrielsen, R.H., Steel, R.J. (1995). Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of rift basins, with reference to the northern North Sea. *Marine. Petrol. Geol.* 12, 8, 881-901.
- Qin, J.F., Lai, S.C., Diwu, C.R., Ju, Y.J., Li, Y.F. (2010). Magma mixing origin for the postcollisional adakitic monzogranite of the triassic Yangba pluton, Northwestern Margin of the South China block: geochemistry, Sr-Nd isotopic, zircon U-Pb dating and Hf isotopic evidences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159, 389-409.
- Okay, A.I., Siyako, M., Burkan, B.A. (1991). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Bull. Technical Univ. Istanbul* 44, 191-256.

- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding region. *Geology* 22, 267-270.
- Okay, A.I., Şahintürk, O. (1997). Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed), regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir 68, 292-311.
- Okay, A.I., Göncüoğlu, C.M. (2004). The Karakaya Complex; a review of data and concepts. *Turkish J. Earth Sci.* 13 (2), 77-95.
- Okay, A.I., Satir, M., Siebel, W. (2006). Pre-Alpine paleozoic and mesozoic orogenic events in the eastern mediterranean region. *Geol. Soc. London Mem.* 32, 389-405.
- Okay, A.I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of Northern Turkey. In “the Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine orogen. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds), *Geol. Soc., London, Spec. Public.* 156, 475-515.
- Okay, A.I., Bozkurt, E., Satir, M., Yiğitbaş, E., Crowley Q.G., Shang, C.K. (2008). Defining the Southern Margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the late proterozoic and ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics* 461, 252-264.
- Okay, A.I., Whitney, D.L. (2010). Blueschists, eclogites, ophiolites and suture zone in Northwest Turkey: a review and a field excursion guide. *Ophioliti* 35 (2), 131-172.
- Okay, A.I., Noble, P.J., Tekin, U.K. (2011). Devonian radiolarian ribbon cherts from the Karakaya Complex, Northwest Turkey: implications for the paleo-tethyan evolution. *Comp. Rend. Palev.* 10, 1-10.
- Okay, A.I., Sunal, G., Tüysüz, O., Sherlock, S., Keskin, M., Kylander-Clark, A.R.C. (2014). Low-pressure-high-temperature metamorphism during extension in a jurassic magmatic arc, Central Pontides, Turkey. *J. Metam. Geol.* 32, 49-69.
- Okay, A.I., Topuz, G. (2017). Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences* 106, 569-592.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 1-2, 227-244.

- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: thorpe, R.S. (Eds), andesites: orogenic andesites and related rocks. John Wiley and Sons, New York, pp. 525-548.
- Pearce J.A. (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams. In trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, vol. 12 (ed D. A. Wyman). Geol. Ass. Canada Short Course Notes, pp. 79-113.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W. (1994). Miocene magnesian andesites and dacites, Evia, Greece: adakites associated with subducting slab detachment and extension. *Lithos* 31, 125-140.
- Petford, N., Atherton, M. (1996). Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.* 37, 1491-1521.
- Plank, T. (2005). Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *J. Petrol.* 46, 921-944.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S. (1999). Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160, 335-356.
- Ravnas, R., Nøttvedt, A., Steel, R., Windelstad, J. (2000). Syn- rift sedimentary architectures in the northern North sea. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 167, 133-177.
- Richards, J.P., and Kerrich, R. (2007). Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geol. Bull. Soc. Eco. Geol.* 102, 537-576.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Dixon, J.E. (2004). Testing models of late palaeozoic–early öesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-tethys model. *Journal Geol. Soc., London* 161, 501-511.

- Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, S., Sadradze, N. (2011). Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Gondwana Res.* 20 (4), 798-815.
- Rolland, Y. (2017). Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Res.* 49, 130-146.
- Şen, C., Dunn, T. (1994). Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implicatios for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 394-409.
- Şengör, A.M.C., Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 181, 241-981.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the mediterranean cimmericides: nature and evolution of the western termination of paleotethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 17, 77-112.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophy. Res. Lett.* 30, 24.
- Sisson, T.W., Kelemen P.B. (2018). Near-solidus melts of MORB + 4 wt% H₂O at 0.8–2.8 GPa applied to issues of subduction magmatism and continent formation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 173, 70.
- Stampfli, G.M., Kozur, H.W. (2006). Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds), *European lithosphere dynamics*. Mem. Geol. Soc., London 57-82.
- Stern, C.R., Kilian, R., (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the austral volcanic zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 263-281.
- Streck, M.J., Leeman, W.P., Chesley, J. (2007). High magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology* 35, 351-354.

- Sun, S.S, McDonough, W.E. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition a processes. In: Saunders, A.D, Norry, M.J., (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Spec. Public. pp, 313-345.
- Sun, W.D., Liu, L.J., Hu, Y.B., Ding, W., Liu, J.Q., Ling, M.X., Ding, X., Zhang, Z.F., Sun, X.L., Li, C.Y., Li, H., Fan, W.M. (2018). Post-ridge-subduction acceleration of the Indian plate induced by slab rollback. *Solid Earth Sci.* 3, 1-7.
- Tang, G.J., Wang, Q., Wyman, D.A., Li, Z.X., Zhao, Z.H., Jia, X.H., Jiang, Z.Q. (2010). Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: evidence from late carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, Northern Xinjiang (West China). *Chem. Geol.* 277, 281-300.
- Thorkelson, D.J. (1996). Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255, 47-63.
- Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T., Schmitt, A.K. (2013). Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: Nno evidence for the Cimmerian continental ribbon. *Geology* 41, 255-258.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. America Mem.* 1-146.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Robertson, A.H.F. (2012). Ion probe U-Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late lower carboniferous subduction/collision-related granitic rocks. *Turkish J. Earth Sci.* 21, 905-932.
- Vincent, S.J, Guo, L., Flecker, R., Marcelle, K., Dagher-Fadel, B., Ellam, R.M., Kandemir, R. (2018). Age constraints on intra-formational unconformities in upper jurassic-lower cretaceous carbonates in Northeast Turkey; geodynamic and hydrocarbon implications. *Marine Petrol. Geol.* 91, 639-657.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L. (2006). Petrogenesis of adakitic porphyries in an extentional tectonic setting, Dexing, South

- China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *J. Petrol.* 47, 119-144.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J., He, B. (2007). Early cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2609-2636.
- Wang, C., Song, S., Niu, Y., Allen, M.B., Su, L., Wei, C., Zhang, G., Fu, B. (2017). Long-lived melting of ancient lower crust of the North China Craton in response to Pale-Pacific plate subduction, recorded by adakitic rhyolite. *Lithos* 292-293, 437-451.
- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, R.P. (2002). Origin of mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 12, 1111-1114.
- Yılmaz, Y. (1977). Bilecik-Söğüt Dolayındaki "Eski Temel Karmaşığı"nın Petrojenetik Evrimi. Doçentlik tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji, 169 pp, (in Turkish).
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 68, 183-226.
- Yin, C., Ou, J., Long, X., Huang, F., Zhang, J., Li, S., Wang, L., Xia, X., He, X. (2020). Late cretaceous neo-tethyan slab roll-back: evidence from zircon U-Pb-O and whole-rock geochemical and Sr-Nd-Fe isotopic data of adakitic plutons in the Himalaya-Tibetan Plateau. *The Geol. Soc. America* 132(1-2), 409-426.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N. (2001). Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500-504.

Zhang, Y., Cao, H., Xu, M., Zhang, S., Tang, L., Wang, S., Shen, T. (2018). Petrogenesis of the late mesozoic highly fractionated I- type granites in the Luanchuan district: Implications for the tectono- magmatic evolution of eastern Qinling. *Geosci. Journal* 22, 253-272.

