ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

AKÇAKENT (KIRŞEHİR) FOİD İÇERİKLİ MAGMATİK KAYALARIN ZAMANSAL VE MEKÂNSAL KONUMU

Kıymet DENİZ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2016

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Kıymet DENİZ tarafından hazırlanan **"Akçakent (Kırşehir) Foid İçerikli Magmatik Kayaların Zamansal ve Mekânsal Konumu"** adlı tez çalışması 01.08.2016 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Jüri Üyeleri:

Başkan: Prof. Dr. Cüneyt ŞEN
Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ
Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Halim MUTLU
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Yrd. Doç. Dr. Zehra Semra KARAKAŞ
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. İbrahim DEMİR

Enstitü Müdürü

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

01.08.2016



Kıymet DENİZ

ÖZET

Doktora Tezi

AKÇAKENT (KIRŞEHİR) FOİD İÇERİKLİ MAGMATİK KAYALARIN ZAMANSAL VE MEKÂNSAL KONUMU

Kıymet DENİZ

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Neotetis'in kapanması İç Anadolu Kristalen Kompleksi'nde (İAKK) Geç Kretase–Erken Paleojen boyunca kalkalkalenden alkalene kadar değişen felsik ve mafik magmatizmanın oluşumuna neden olmuştur. Akçakent Magmatik Kompleksi'nde (AMK) ana magmatik fazlar (ofiyolitik kayalar, monzonit, foid gabro ve siyenit) ile foidli alkalen bazaltik dayklar bulunmaktadır. Tezin amacı AMK'daki alkalen bazaltik daykların kökeni, konumunu ve İAKK içerisindeki diğer magmatik kayalarla ilişkisini ortaya koymaktır. Bu kayaların kökenini ve yayılımını ortaya koymak amacıyla petrografik, jeokimyası, Sr–Nd–Pb–O izotop ve yaşlandırma çalışmaları yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, monzonit, foid gabro ve siyenit bileşimli kayaların yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7083–0.7113), düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512236–0.512390), orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.87–39.16), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.71) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.76–18.81) içerikleri kıtasal bileşenleri içeren manto kaynağının göstergesi olarak yorumlanmıştır. Bu kayalardaki feldispat ve kuvarslara ait $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla 5.1–11.4‰, 8.3–9.2‰ ve 7.7–14.1‰, 10.2–13.7‰ aralığındadır. Tüm izotop verileri bu intrüzif kayaların zenginleşmiş manto kaynağından kabuksal kirlenme ile fraksiyonel kristalleştiğini göstermektedir. Gabro, diyabaz ve bazalt bileşimindeki ofiyolitik kayalar MORB'a göre yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7043–0.7064), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512059–0.512991), düşük $\delta^{18}O$ değerleri (0.9–4.4‰), orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.83–38.97), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.70) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.37–18.72) içeriklerine sahiptir. MORB'a göre yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7050–0.7062), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512843–0.512979), düşük $\delta^{18}O$ değerleri (2.6–6.1‰), orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.51–38.91), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.54–15.69) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.39–18.73) oranları bazaltik dayklar için heterojen manto kaynağının göstergesidir. AMK'nın bazaltik kayaları Paleosen döneminde (63 My), çarpışma sonrası genişlemeli rejime bağlı kabuğun incelmesiyle peridotitik mantodaki filogopitçe zengin damarların kısmi ergimesinden oluşan ergiyiklerden türemiş olabilir.

Ağustos 2016, 273 sayfa

Anahtar Kelimeler: Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK), Sr–Nd–Pb–O İzotop Jeokimyası, U–Pb and Ar –Ar Yaşlandırma, İç Anadolu Kristalen Kompleksi (İAKK)

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

SPATIAL AND TEMPORAL RELATIONS OF AKÇAKENT (KIRŞEHİR) FOID BEARING MAGMATIC ROCKS

Kıymet DENİZ

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

The closure of Neotethys induced from calcalkaline through alkaline felsic and mafic magmatism within the Central Anatolia Crystalline Complex (CACC) during the Late Cretaceous–Early Paleogene. Akçakent igneous complex (AIC) is composed of magmatic phases (ophiolitic rocks, monzonite, foid gabbro and syenite) and foid bearing alkaline basaltic dykes. Aim of the thesis reveal the spatial and temporal relations with the other igneous rocks within the CACC of alkaline basaltic dykes. To reveal the origin and spread of these rocks, detailed petrographic, geochemical, Sr–Nd–Pb–O isotopic and dating studies are carried out. Monzonite, foid gabbro and syenite have high $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7083–0.7113), low $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512236–0.512390), moderate $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.87–39.16) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.71) and high $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.76–18.81) contents which may indicate mantle sources with large crustal components. Feldspar and quartz oxygen isotope data from these rocks have a range of $\delta^{18}O$ values 5.1–11.4‰, 8.3–9.2‰ and 7.7–14.1‰, 10.2–13.7‰, respectively. All isotopic data suggest that these intrusive rocks have experienced fractional crystallisation coupled with crustal assimilation with enriched mantle source. The ophiolitic rocks have high $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7043–0.7064) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512059–0.512991), low $\delta^{18}O$ values (0.9–4.4‰), moderate $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.83–38.97) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.70) and high $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.37–18.72) related with MORB. In accordance with MORB, high $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7050–0.7062) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512843–0.512979), low $\delta^{18}O$ values (2.6–6.1‰), moderate $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.51–38.91) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.54–15.69) and high $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.39–18.73) are indicative heterogeneous mantle source for basaltic dykes. Basaltic rocks of AIC generated from partial melting in the phlogopite rich veins within the peridotitic mantle related with crustal thinning after the extensional regime during Palaeocene (63 Ma).

August 2016, 273 pages

Key Words: Akçakent Igneous Complex (AIC), Sr–Nd–Pb–O Isotope Geochemistry, U–Pb and Ar –Ar Dating, Central Anatolia Crystalline Complex (CACC).

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

2010-2016 tarihleri arasında Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi olarak yapılan bu çalışma başlangıçta oldukça uzun ve zorlu bir süreç olarak gözükmüştü. Problemi tanımlama, arazi ve bir dizi laboratuar çalışmaları, sorunlara cevap bulma çabası derken zaman çok çabuk geçti. Şimdi kendimi bu altı yıllık sürecin sonunda buluyorum. Tüm bu zaman boyunca mutlu ve hüzünlü zamanlarımda yanımda olan, yardıma ihtiyacım olduğunda ellerinden geleni yaparak beni destekleyen, ümitsizliğe kapıldığımda iyi olanın er ya da geç kazanacağını hatırlatarak kendime gelmemi sağlayan çevremdeki tüm bu güzel insanlara öncelikle teşekkür etmek istiyorum.

Öncelikle çalışmalarım süresince fedakarlık göstererek beni destekleyen, onlardan çaldığım zamanı anlayışla karşılayan aileme en derin duygularımla teşekkür ederim.

Araştırmalarımın her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyerek çalışmalarımı yönlendiren, akademik ortamda olduğu kadar beşeri ilişkilerde de engin fikirleriyle yetişme ve gelişmeme katkıda bulunan, maddi manevi her konuda destekçi olan danışman hocam sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU'na (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve ikinci ailem olan güzel ailesinin her bir ferdine sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Doktora tez araştırmalarımı desteklemek ve mesleki gelişimime katkı sağlamak amaçlı tarafıma bir yıl boyunca yurt dışı araştırma bursu veren Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı (BİDEB) Yurt Dışı Burslar Müdürlüğü'ne teşekkür ederim. Bu fırsat ile yurtdışındaki araştırmalarımı yönlendiren, rehberlik eden, tüm hayatım boyunca ihtiyacım olacak öneri ve eleştirilerde bulunan, bitmez tükenmez sabrı, her zaman nazik, anlayışlı olan danışmanım sayın Prof. Dr. Finlay M. STUART'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) içten şükranlarımı sunarım.

Radyojenik izotop analizlerimi laboratuarında yapmama izin veren sayın Prof. Dr. Rob M. ELLAM'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) minnettarım. Radyojenik izotop analizleri için örnek hazırlama işlemlerini bana öğreten, her zaman çok nazik, anlayışlı ve güler yüzlü olan laboratuarın sorumlu teknisyeni değerli Anne KELLY'e (Scottish Universities Environmental Research Centre) ve kütle spektrometresini bana öğreterek izotop analizlerini hoş sohbetleri eşliğinde bizzat yapmamı sağlayan, arkadaş canlısı Vincent GALLAGHER'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) teşekkürü borç bilirim.

Duraylı izotop analizleri konusunda yetişmemi sağlayan ve bana laboratuarını kullanma imkanı veren sayın Prof. Dr. Adrian J. BOYCE'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) ve florinasyon işlemininin nasıl yapılacağını öğreten sayın Alison McDonald'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) çok teşekkür ederim.

Ar-Ar kaya yaşlandırma çalışmalarımda bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşarak yetişmeme katkıda bulunan sayın Dr. Dan BARFOD'a (Scottish Universities Environmental Research Centre), örneklerin analize hazırlanması ile ilgili tecrübelerini benimle paylaşan, her zaman nazik ve yardımsever olan sevgili Jim IMLACH'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) ve analizlerin yapımı esnasında tüm birikimini benimle paylaşarak detaylı açıklamalarda bulunan ve yardıma ihtiyacım olduğunda beni kırmayan arkadaşım Ross DYMOCH'a (Scottish Universities Environmental Research Centre) teşekkürü bir borç bilirim.

Glasgow'daki günlerimi keyifli hale getiren, hep yanımda olan doktora öğrencisi arkadaşlarım Ana CARRACEDO PLUMED'a (Scottish Universities Environmental Research Centre), Abdelmoniem Ahmed Mohamed MASOUD'a (Scottish Universities Environmental Research Centre), Domokos GYÖRE'ye (Scottish Universities Environmental Research Centre), Sevasti MODESTOU'ya (Scottish Universities Environmental Research Centre) ve eğlenceli doğa yürüyüşlerine ortak olarak sağlıklı yaşam adına ilk adımlarımı attıran sevgili arkadaşım Katarzyna ŁUSZCZAK'a (University of Glasgow, School of Geographical and Earth Sciences), evimde ve kendi laboratuarımdaymış gibi hissettiren tüm SUERC çalışanlarına ve diğer doktora öğrencilerine sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Sizi asla unutmayacağım.

Laboratuvarlarında mineral ayırmayı bana öğreten değerli Robert McDonald (University of Glasgow, School of Geographical and Earth Sciences) ve Christina PERSANO'ya (University of Glasgow, School of Geographical and Earth Sciences) çok teşekkür ederim.

Kaya yaşlandırma yönteminde yetişmeme katkıda bulunan saygıdeğer Dr. Daniel CONDON'a (British Geological Survey NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL)), örneklerin hazırlanmasını öğreten Dr. Nikola ATKINSON'a (British Geological Survey NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL)), Nottingham'da keyifli vakit geçirmemi sağlayan ve ham verinin işlemesini öğreten Dr. Simon TAPSTER'a (British Geological Survey NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL)), örneklerin iç yapılarının belirlenmesi ile ilgili SEM çalışmalarında yardımcı olan Dr. Christopher SPENCER'a (British Geological Survey NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL)) şükranlarımı sunarım.

Çalışmalarımın değişik aşamalarında yardımlarını gördüğüm dostum ve iş arkadaşım Arş. Gör Zeynep ATASELİM'e (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), arazi çalışmalarımda yardımcı olan Arş. Gör. Cumhur Özcan KILIÇ'a (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), yüksek lisans öğrencisi Hüseyin DEMİR'e (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Mert ÜNLÜ'ye (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Esra KÖKSAL'a (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), örneklerin jeokimyasal analize hazırlanmasında katkıda bulunan Furkan Hamza HARPUTLUGİL'e (Atatürk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve 2010-2013 yılları arasında Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Petrojenez & Mikro Analiz ve Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuarlarında staj yapan ve kısmi zamanlı olarak çalışan öğrencilerimize teşekkür ederim.

Manevi desteklerini esirgemeyerek yeri geldiğinde bilgi, düşünce ve önerileriyle katkılarda bulunan hocalarım sayın Doç. Dr. Tamer KORALAY'a (Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Doç. Dr. Demet Banu KORALAY'a (Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Yrd. Doç. Dr. Bahattin GÜLLÜ'ye (Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Yrd. Doç. Dr. Özlem GENÇ GÜLLÜ'ye (Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Çevre Mühendisliği Bölümü) ve Yrd. Doç. Dr. Musa Avni AKÇE'ye (Bozok Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), manevi desteğini esirgemeyen arkadaşımlarım Yüksek Mühendis Ezgi ULUSOY'a (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) ve Arş. Gör. Dr. Gökben BAŞARAN'a (Kırıkkale Üniversitesi Fen–Edebiyat Fakültesi Biyoloji Bölümü) en içten teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarımı her altı ayda bir izleyen, önerileri ile yönlendiren Tez İzleme Komitesi üyeleri değerli hocalarım sayın Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ'e (Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Prof Dr. Cüneyt ŞEN'e (Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Yrd. Doç. Dr. Zehra Semra KARAKAŞ'a (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), değerlendirme jürimde yer alan ve yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen saygıdeğer hocam Prof. Dr. Halim MUTLU'ya (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) teşekkür ederim.

Son olarak; 'Akçakent (Kırşehir) Alkalen Magmatik Kayaçlarının Zamansal ve Mekansal Konumu, İç Anadolu–Türkiye' başlıklı, 13L4343001 proje numaralı Doktora Tezi Araştırma Projemi destekleyerek çalışmalarıma maddi destek sağlayan Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştıma Projeleri Destekleme Koordinatörlüğü'ne ve 2012K120440 numaralı Kalkınma Bakanlığı projesi ile ihtiyacım olduğunda maddi destek sağlayan Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'ne teşekkür ederim.

Kıymet DENİZ

Ankara, Ağustos 2016

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI
ETİK i
ÖZET ii
ABSTRACT iii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR iv
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ x
ŞEKİLLER DİZİNİ xiv
ÇİZELGELER DİZİNİ xix
1. GİRİŞ 1
1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı 3
1.2 Çalışma Alanının Konumu ve Morfolojisi 4
1.3 Materyal ve Yöntem 6
1.3.1 Literatür derlemesi 6
1.3.2 Arazi çalışması 7
1.3.3 Laboratuvar çalışması 7
1.3.3.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar 7
1.3.3.2 Jeokimyasal analizler 8
1.3.3.3 Radyojenik izotop analizleri 9
1.3.3.3.1 Sr–Nd izotop analizleri 9
1.3.3.3.2 Pb izotop analizleri 9
1.3.3.4 Duraylı izotop analizleri 9
1.3.3.5 Kaya yaşlandırma analizleri 10
1.3.3.5.1 U–Pb yaşlandırma analizleri 10
1.3.3.5.2 Ar–Ar yaşlandırma analizleri 11
1.3.4 Elde edilen verilerin değerlendirilmesi 11
1.4 Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri 12
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 14
2.1 Ofiyolitik Kayalar İle İlgili Öncel Çalışmalar 14
2.2 İntrüzif Kayalar İle İlgili Öncel Çalışmalar 20
2.3 Volkanik Kayalar İle İlgili Öncel Çalışmalar 43
3. BÖLGESEL JEOLOJİ 51
3.1 Bölgenin Stratigrafisi 54
3.1.1 Temel birimler 54
3.1.1.1 Metamorfik birimler 54
3.1.1.2 Ofiyolitik birimler 55
3.1.2 Magmatik birimler 56
3.1.2.1 Mafik kayalar 56
3.1.2.2 Felsik kayalar 57
3.1.3 Örtü birimleri 59
3.1.3.1 Volkanik birimler 59
3.1.3.2 Çökel birimler 59
4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ 61
4.1. Akçakent Magmatik Kompleksi 63
4.1.1 Çiçekdağ ofiyoliti 65
4.1.1.1 Akçakent gabrosu 65

4.1.1.2 Çökelik volkanikleri 67
4.1.2 Magmatik birimler 70
4.1.2.1 Plütonik kayalar 71
4.1.2.1.1 Halaçlı Monzoniti 71
4.1.2.1.2 İntrüzif gabro 73
4.1.2.1.3 Eğrialan Siyeniti 74
4.1.2.2 Volkanik kayalar 75
4.1.2.2.1 Alkalen bazalt 75
4.1.2.2.2 Dasit–Riyodasit 78
4.2 Örtü Birimleri 80
5. MİNERALOJİ–PETROGRAFİ 81
5.1 Ofiyolitik Kayalar 81
5.1.1 Akçakent Gabrosu 81
5.1.2 Diyabaz 86
5.1.3 Çökelik Volkanitleri 87
5.1.4 Pelajik Kireçtaşı 89
5.2 İntrüzif Birimler 90
5.2.1 Halaçlı Monzoniti 91
5.2.2 İntrüzif gabro 101
5.2.3 Eğrialan Siyeniti 103
5.3 Volkanik Kayalar 104
5.3.1 Alkalen bazalt 104
5.3.2 Riyodasit-Dasit 105
5.4 Kontakt Metamorfik Kayalar 107
5.4.1 Mermer 107
5.4.2 Hornfels 107
6. JEOKİMYA 103
6.1 AMK'daki Kayaların Sınıflaması 113
6.2 Ana Element Jeokimyası 116
6.3 İz Element Jeokimyası 120
7. İZOTOP JEOKİMYASI 123
7.1 Öncel Çalışmalara Ait Bulgular 123
7.2 Bu Çalışmaya Ait Bulgular 128
7.2.1 Radyojenik İzotop Jeokimyası 128
7.2.1.1 Sr–Nd izotop jeokimyası 130
7.2.1.2 Pb izotop jeokimyası 132
7.2.2 Duraylı İzotop Jeokimyası 134
8. JEOKRONOLOJİ 136
8.1 Öncel Çalışmalara Ait Bulgular 136
8.2 Bu Çalışmaya Ait Bulgular 143
8.2.1 U–Pb yaşlandırma verileri 144
8.2.2 Ar–Ar yaşlandırma verileri 148
9. TARTIŞMA 153
9.1 AMK'nın Petrojenezi 153
9.1.1 Fraksiyonel Kristalleşme (FK) ve Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme (AFK) 153
9.1.2 Kaynak karakteristikleri 161
9.1.3 Kısmi ergime 179

9.2 Tektonik Yerleşim 180
9.3 AMK'nın Jeodinamik Evrimi 184
10. SONUÇLAR 189
KAYNAKLAR 192
EKLER 217
EK 1 Petrografik İncelemelerde Kullanılan Kısaltmalar 218
EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi 219
EK 3 Sr–Nd İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması 229
EK 4 Pb İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması 237
EK 5 U–Pb Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması 240
EK 6 Ar–Ar Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması 243
EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri 247
EK 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları 251
EK 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları 261
ÖZGEÇMİŞ 265

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

A	Amper
Al	Alüminyum
Ar	Argon
B	Bor
Ba	Baryum
Ca	Kalsiyum
C_a	Herhangi bir elementin magmadaki konsantrasyonu
C^o_a	Herhangi bir elementin magmadaki orjinal konsantrasyonu
CO_2	Karbondioksit
Cs	Sezyum
Cu	Bakır
D	Tüm kayaç paylaşma katsayısı (kristal fraksiyonlaşması)
ε_a	Yan kaya izotop oranı
ε_m	Magmanın izotop oranı
ε^o_m	Magmanın ilksel izotop oranı
F	Fraksiyonlanma derecesi
Fe	Demir
f	Eriyik fraksiyonu
g	Gram
HCl	Hidroklorik asit
He	Helyum
Hf	Hafniyum
HF	Hidroflorik asit
H_3PO_4	Fosforik asit
HNO_3	Nitrik asit
K	Potasyum
M	Molar
Mg	Magnezyum
mg	Miligram
mL	Mililitre
µmg	Mikromiligram
n	Nötron
N	Azot
Na	Sodyum
Nb	Neobiyum
Nd	Neodmiyum
O	Oksijen
p	Proton
ppb	Milyarda Bir Kısım
ppm	Milyonda Bir Kısım
Pb	Kurşun
r	Asimilasyon derecesinin kristalleşme derecesine oranı
Rb	Rubidyum
Re	Renyum
S	Sülfür

Sm	Samaryum
Sr	Stronsiyum
Ta	Tantal
Th	Toryum
Ti	Titanyum
Tl	Talyum
U	Uranyum
Y	İtriyum
Zr	Zirkonyum
%	Yüzde

Kısaltmalar

ACME	A Company Manufacturing Everything–Herşeyi Üreten Şirket
AFC	Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme
AİT	Ağaçören İntrüzif Takımı
AK	Ateşte Kayıp
AK	Alt Kabuk uç bileşeni
ALKOS	Silisçe aşırı doygun alkali
ALKUS	Silisçe tüketilmiş alkali
AMK	Akçakent Magmatik Kompleksi
amf	Amfibol
ANE	Ağır nadir elementler
biyo	Biyotit
dk	Dakika
BGS	İngiliz Jeolojik Araştırma Merkezi
BSE	Tüm yerküre bileşimi
C	Genel bileşen
CIA	Bozunmanın Kimyasal İndeksi
CIW	Günlenmenin Kimyasal İndeksi
CMBL	Çekirdek manto sınır tabakası
CMR	Genel Manto Rezervuarı
CRS	Konfokal Raman Spektroskopisi
ÇO	Çiçekdağ Ofiyolitleri
DAF	Doğu Anadolu Fayı
DMM	Tüketilmiş MORB Mantosu
EAR	Avrupa Astenosferik Rezervuar
EFZ	Ecemiş Fay Zonu
EM–I	Zenginleşmiş Manto I
EM–II	Zenginleşmiş Manto II
EM–III	Zenginleşmiş Manto III
ep	Epidot
EPMA	Elektron Prob Mikro Analiz
FC	Fraksiyonel Kristalleşme
FTIR	Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi-Fourier Transform Infrared Spectroscopy

FoZo	Fokal zonu bazaltları
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
GPS	Global Positioning System–Küresel Konum Belirleme Sistemi
HIMU	Yüksek $\mu^{238}U/^{204}Pb$ mantosu
HFS	Kalıcılığı yüksek katyonlar
HNE	Hafif nadir elementler
HT	Yüksek sıcaklık
ICPMS	İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi
ID-TIMS	İzotop Derişim-Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi
İAEKZ	İzmir Ankara Erzincan Kenet Zonu
İAG	İç Anadolu Granitoyidleri
İAKK	İç Anadolu Kristalen Kompleksi
İAM	İç Anadolu Metamorfikleri
İAO	İç Anadolu Ofiyolitleri
İTKZ	İç Toros Kenet Zonu
İTO	İç Toros Okyanusu
ka	Kalsit
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
klrt	Klorit
kp	Kaya Parçası
kprk	Klinopiroksen
ku	Kuvars
LIL	Geniş iyonlu litofil
LP	Düşük basınç
LVC	Düşük hızlı bileşen
M	Manto uç bileşeni
MC–ICPMS	Çoklu toplayıcılı indüktif olarak eşleşmiş plazma kütle spektrometresi
My	Milyon yıl
ne	Nefelin
NERC	Doğal Çevre Araştırma Konseyi
NHRL	Kuzey yarımküre referans çizgisi–Northern Hemisphere Reference Line
NIGL	NERC İzotop Yerbilimleri Laboratuvarı
N–MORB	Normal Okyanus ortası sırtı bazaltları
NE	Nadir Elementler
OAG	Orta Anadolu Granitoyidleri
OIB	Okyanusal adayayı bazaltları
Ort	Ortalama
ort	Ortoklaz
PEDXRF	Polarize Enerji Dispersif X Işınları Floresans Spektrometresi
PHeM	İlksel He Mantosu
PIA	Bozunmanın plajioklaz indeksi
plj	Plajioklaz
PreMa	Mevcur Manto
PWI	Günlenme Ürünü İndeksi

R	Ruxton Oranı
SD	Standart Sapma
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
SSZ	Supra subduction Zonu-dalma batma kuşakları
SUERC	İskoç Üniversiteleri Çevresel Araştırma Merkezi
TGF	Tuz Gölü Fayı
TIMS	Termal İyonlaştırıcı Kütle Spektrometresi
USGS	Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırma Kurumu
ÜK	Üst Kabuk uç bileşeni
V	Vogt Kalıntı İndeksi
V-SMOW	Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu
WIP	Parker Günlenme İndeksi
XRF	X Işınları Floresans Spektrometresi
YEBİM	Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi
YİK	Yozgat İntrüzif Kompleksi
zplj	Zonlu plajioklaz

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası 5
Şekil 1.2 Türkiye'nin tektonik üniteleri 12
Şekil 1.3 Türkiye'nin tektonik birlikleri 13
Şekil 3.1 İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası 51
Şekil 3.2 İç Anadolu Bölgesi'nin genelleştirilmiş kolon kesiti..... 53
Şekil 4.1 Çiçekdağ Magmatik Kompleksi (AMK)'nin ve çalışma alanının jeoloji haritası (a), A–A' (b) ve B–B' (c) doğrultularında alınmış jeolojik enine kesitler..... 64
Şekil 4.2 Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti 66
Şekil 4.3 Çiçekdağ felsik kayalarda yer alan ofiyolitik gabro bloğunun (ksenolitik anklav) siyenit içerisindeki görünümü 67
Şekil 4.4 Akçakent gabrosunun arazide izotrop görünümü 68
Şekil 4.5 Akçakent gabrosunun arazide bantlı görünümü 68
Şekil 4.6 Akçakent gabrosunun kırıklı ve çatlaklı yapısının arazi görünümü 69
Şekil 4.7 Çökelik Volkanitleri içerisindeki diyabaz daykının uzak (a) ve yakın (b) arazi görünümleri..... 70
Şekil 4.8 Çökelik Volkanitleri içerisindeki ojit bazaltın uzak (a) ve yakın (b) arazi görüntüsü..... 70
Şekil 4.9 Çökelit Volkanitlerine ve Akçakent Gabrosuna sokulum yaptığı sınırlar boyunca gelişen kontakt metamorfik kayaların uzak (a) ve yakın (b) arazi görünümü 72
Şekil 4.10 Halaçlı Monzonitinin ve içerisindeki feldispat megakristallerinin uzak (a) ve yakın (b) arazi görüntüsü 72
Şekil 4.11 (a, b) Monzonit porfir kayasının içerisindeki ksenolit türü anklavların arazi görünümü..... 73
Şekil 4.12 Monzonit kayasının içerisindeki mafik magmatik anklavların görüntüsü ... 73
Şekil 4.13 İntrüzif gabro (a) ve monzogabroların (b) kırılmış el örneğindeki görünümü 74
Şekil 4.14 Eğrialan Siyeniti (a) ve içerisindeki nefelin megakristallerinin (b) arazi görünümü 75
Şekil 4.15 Alkalen bazalt bileşimindeki volkanik kayaların Google Earth görüntüsü . 76
Şekil 4.16 Alkalen bazaltların arazi görünümü..... 77
Şekil 4.17 (a, b) Alkalen bazaltların genel el örneğindeki görümleri 77
Şekil 4.18 Pelajik kireçtaşları ile aratabakalı olan alkalen bazaltik kayaların arazi görünümü 78
Şekil 4.19 Kızılcalı çevresinde dom şeklinde gözlenen dasitlerin arazi görünümü..... 79
Şekil 4.20 Porfiro afanitik dokulu dasit bileşimindeki kayaların kırımlış el örneğindeki görünümleri..... 79
Şekil 5.1 Holokristalen hipidiyomorf dokulu Akçakent Gabrosu'nun fotomikrografı.. 82
Şekil 5.2 Blasto holokristalen hipidiyomorf tanesel dokulu metagabronun fotomikrografı 82
Şekil 5.3 Ofiyolitik gabrolardaki bitovnit bileşimindeki plajioklaz minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 83

Şekil 5.4 Ofiyolitik gabrolardaki anortit bileşimindeki plajioklaz minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 84
Şekil 5.5 Ofiyolitik gabrolardaki diyopsit bileşimindeki piroksen minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 85
Şekil 5.6 Ofiyolitik gabrolardaki diyopsit bileşimindeki piroksen mineralinin çeperinde oluşan ikincil aktinolit minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 86
Şekil 5.7 Diyabaz kayasındaki epidotlaşmanın fotomikrografı 87
Şekil 5.8 Bazalt kayasındaki intersertal dokunun fotomikrografı..... 88
Şekil 5.9 Bazalt içerisindeki ojit minerallerinin fotomikrografı 88
Şekil 5.10 Bazalt içerisindeki epidotlaşmanın fotomikrografı..... 89
Şekil 5.11 Bazalt içerisindeki epidotlaşmanın ve ojit mineralinin fotomikrografı 89
Şekil 5.12 Pelajik kireçtaşındaki mikritik dokunun fotomikrografı..... 90
Şekil 5.13 Pelajik kireçtaşındaki laminalanmanın fotomikrografı..... 90
Şekil 5.14 Basit ikiz gösteren ortoklaz mineralinde gözlenen monzonitik dokunun fotomikrografı 91
Şekil 5.15 Kahverenkli biyotit mineralinin fotomikrografı 92
Şekil 5.16 Prizmatik kristaller şeklinde bulunan piroksen minerallerinin fotomikrografı 92
Şekil 5.17 Özşekilli kristaller şeklinde gözlenen titanit ve yarıözşekilli amfibol minerallerinin fotomikrografı..... 93
Şekil 5.18 Biyotit mineralinde gözlenen kloritleşmenin fotomikrografı 93
Şekil 5.19 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzonitin fotomikrografı 94
Şekil 5.20 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzosiyenitin fotomikrografı. 94
Şekil 5.21 Holokristalen porfiritik dokulu monzonit porfir kayasındaki özşekilli piroksen minerallerinin fotomikrografı..... 95
Şekil 5.22 Monzonit porfir kayasındaki zonlu doku gösteren plajioklaz mineralinin fotomikrografı 95
Şekil 5.23 Kuvars Monzonit porfir kayasındaki serisitleşmenin fotomikrografı 96
Şekil 5.24 Monzonitlerdeki andezin bileşimindeki plajioklaz mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 97
Şekil 5.25 Monzonitlerdeki diyopsit bileşimindeki kilinopiroksen mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 98
Şekil 5.26 Monzonitlerdeki allanit mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)..... 99
Şekil 5.27 Monzonitlerdeki allanit mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)..... 100
Şekil 5.28 Monzonitlerdeki magnetit türündeki opak mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c) 101
Şekil 5.29 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki nefelin mineralinin fotomikrografı..... 102
Şekil 5.30 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki amfibol mineralinin fotomikrografı..... 102
Şekil 5.31 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki uralitleşmiş piroksen mineralinin fotomikrografı..... 103
Şekil 5.32 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzosiyenit içerisindeki serisitleşmiş nefelin mineralinin fotomikrografı..... 103
Şekil 5.33 Alkalen bazalt kayasındaki piroksen minerallerin fotomikrografı 104

Şekil 5.34 Kloritleşmiş piroksen minerallerinin fotomikrografı 104
Şekil 5.35 Riyodasitteki silisleşmenin ve kalsedon oluşumlarının fotomikrografı 105
Şekil 5.36 Dasit içerisindeki özşekilli kuvars kristallerinin fotomikrografı 105
Şekil 5.37 Dasit içerisindeki killeşmiş plajioklaz minerallerinin fotomikrografı 106
Şekil 5.38 Dasit içerisindeki mermer kaya parçasının fotomikrografı 106
Şekil 5.39 Dasit içerisindeki bazalt kaya parçasının fotomikrografı 106
Şekil 5.40 Granoblastik dokulu mermerlerdeki basınç ikizi gösteren kalsitlerin fotomikrografı 107
Şekil 5.41 Granoblastik dokulu hornfelsin fotomikrografı 108
Şekil 6.1 Çalışma alanındaki kayaların (a) AK, (b) R, (c) WIP, (d) PWI, (e) V, (f) CIA, (g) CIW ve (h) PIA alterasyon indekslerine göre çizilmiş sütun diyagramları 112
Şekil 6.2 Çalışma alanında bulunan magmatik kayaların toplam alkali-silika diyagramındaki konumu 114
Şekil 6.3 AFM (Na_2O +K_2O - FeO_t - MgO) diyagramı 114
Şekil 6.4 Çalışma alanında bulunan magmatik kayaların SiO_2–K_2O diyagramındaki konumu 115
Şekil 6.5 Silikaya karşı FeO / (FeO + MgO) sınıflama diyagramı 116
Şekil 6.6 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının element değişim diyagramları (a) SiO_2–Al_2O_3, (b) SiO_2–MgO, (c) SiO_2–CaO, (d) SiO_2–Na_2O, (e) SiO_2–K_2O, (f) SiO_2–Ti_2O, (g) SiO_2–MnO, (h) SiO_2–P_2O_5, (ı) SiO_2–Fe_2O_3 117
Şekil 6.7 Ofiyolitik kayaların (gabro, diyabaz ve bazalt) ve alkalen bazaltların element değişim diyagramları (a) SiO_2–Al_2O_3, (b) SiO_2–MgO, (c) SiO_2–CaO, (d) SiO_2–Na_2O, (e) SiO_2–K_2O, (f) SiO_2–Ti_2O, (g) SiO_2–MnO, (h) SiO_2–P_2O_5, (ı) SiO_2–Fe_2O_3 119
Şekil 6.8 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının iz element değişim diyagramları (a) SiO_2–Ba, (b) SiO_2–Rb, (c) SiO_2–Sr, (d) SiO_2–Th, (e) SiO_2–Zr, (f) SiO_2–Nb, (g) SiO_2–Ta, (h) SiO_2–Y 121
Şekil 6.9 Ofiyolitik kayaların (gabro, diyabaz ve bazalt) ve alkalen bazaltların iz element değişim diyagramları (a) SiO_2–Ba, (b) SiO_2–Rb, (c) SiO_2–Sr, (d) SiO_2–Th, (e) SiO_2–Zr, (f) SiO_2–Nb, (g) SiO_2–Ta, (h) SiO_2–Y 122
Şekil 7.1 İAKK'nın $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı $^{143}Nd/^{144}Nd$ sınıflama diyagramı 124
Şekil 8.1 İAKK'daki bazı magmatik kayaların jeokronolojik verileri 137
Şekil 8.2 Monzonit (YK–4–14) ve siyenit (YK–1C–14) bileşimindeki kayalardan ayıklanan zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri 144
Şekil 8.3 Halaçlı monzonitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–4–14) 145
Şekil 8.4 Halaçlı monzonitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–5–14) 146
Şekil 8.5 Eğrialan siyenitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–1C–14) 147
Şekil 8.6 Eğrialan siyenitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–8–14) 147
Şekil 8.7 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: CI–15–12) 149
Şekil 8.8 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: YK–2–14) 150

Şekil 8.9 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: AC–06–13)..... 151
Şekil 8.10 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: AC–43–13)..... 152
Şekil 9.1 ÇMK kayalarının Ta/Yb' a karşı Th/Yb değişim diyagramı..... 154
Şekil 9.2 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların SiO_2'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (c) diyagramları, $^{206}Pb/^{204}Pb$'e karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (d), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (e) diyagramları ve Rb/Sr'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) korelasyon diyagramları..... 155
Şekil 9.3 Ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki SiO_2'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (c) diyagramları, $^{206}Pb/^{204}Pb$'e karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (d), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (e) diyagramları ve Rb/Sr'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) korelasyon diyagramları..... 156
Şekil 9.4 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayalarının $\delta^{18}O$ değerleri..... 157
Şekil 9.5 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $\delta^{18}O$ değerlerinin karşılaştırılması..... 158
Şekil 9.6 Manto kaynağı karışım modeli..... 159
Şekil 9.7 Monzonit, intrüzif gabro ve siyebit bileşimindeki kayaların ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$– $^{143}Nd/^{144}Nd$ AFC modeli..... 160
Şekil 9.8 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların ilksel mantoya normalize edilmiş iz element değişim diyagramı..... 161
Şekil 9.9 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların kondirite normalize edilmiş iz element değişim diyagramı..... 162
Şekil 9.10 Ofiyolitik ve alkalen bazalt kayaların ilksel manto değerlerine normalize edilmiş iz element değişim diyagramı..... 163
Şekil 9.11 Ofiyolitik ve alkalen bazalt kayaların kondirit değerlerine normalize edilmiş nadir toprak element değişim diyagramı..... 164
Şekil 9.12 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Ta/Yb karşı Th/Yb sınıflama diyagramı..... 165
Şekil 9.13 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının Th/La karşı Ce/Pb (a), Sr/La karşı La/Yb (b), Th/Yb karşı Ba/La (c) diyagramları..... 166
Şekil 9.14 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Th/La karşı Ce/Pb (a), Sr/La karşı La/Yb (b), Th/Yb karşı Ba/La (c) diyagramları..... 167
Şekil 9.15 AMK kayalarının ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı εNd diyagramı..... 168
Şekil 9.16 AMK kayalarının ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı ilksel $^{143}Nd/^{144}Nd$ sınıflama diyagramı..... 171
Şekil 9.17 AMK kayalarının ilksel $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı ilksel $^{143}Nd/^{144}Nd$ diyagramı..... 171
Şekil 9.18 AMK kayalarının (a) $\Delta 8/4$ karşı $\Delta 7/4$ ve (b) $\Delta 8/4$ karşı $^{206}Pb/^{204}Pb$ sınıflama diyagramları..... 173
Şekil 9.19 AMK kayalarının ilksel $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı $\Delta 7/4$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ve $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ sınıflama diyagramları..... 174
Şekil 9.20 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların εNd karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ diyagramı..... 176
Şekil 9.21 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların $\delta^{18}O$ değerleri..... 177
Şekil 9.22 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ karşı $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ diyagramları..... 178
Şekil 9.23 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Dy karşı Dy/Yb sınıflama

diyagramı..... 179
Şekil 9.24 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Ba/Rb karşı Rb/Sr sınıflama diyagramı..... 180
Şekil 9. 25 Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının Nb – Y (a), Ta – Yb (b), Rb –(Y+Nb) (c) ve Rb –(Yb+Ta) (d) sınıflama diyagramları 181
Şekil 9.26 Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının (a) Hf – Rb/10 – 3Ta ve (b) Hf – Rb/30 – 3Ta sınıflama diyagramı 182
Şekil 9.27 AMK'daki ofiyolitik kayaların ve bazaltik daykların Zr/4 – 2Nb – Y diyagramındaki konumları 183
Şekil 9.28 AMK'daki ofiyolitik kayaların ve bazaltik daykların La/10–Y/15–Nb/8 diyagramındaki konumları 184
Şekil 9.29 Akçakent foid içerikli kayaların şematik jeolojik oluşum modeli..... 187

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 6.1 Günlenme ve bozunma indeksleri hesaplama formülleri ve değerlendirme kriterleri 110
Çizelge 7.1 İAKK'daki magmatik kayaların Sr–Nd izotop bileşimleri 124
Çizelge 7.2 İAKK'daki magmatik kayaların Pb izotop bileşimleri 127
Çizelge 7.3 İAKK'daki magmatik kayaların O ve S izotop bileşimleri 129
Çizelge 7.4 AMK kayalarının Sr–Rb–Sm–Nd element içerikleri, ölçülen ve hesaplanan Sr–Nd izotop oranları, εSr–εNd değerleri 131
Çizelge 7.5 ($^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ ve ($^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ izotop oranları ve Δ7/4 ile Δ8/4 değerleri için kullanılan hesaplama formülleri 133
Çizelge 7.6 AMK kayalarının ölçülen Pb izotop oranları, Δ7/4–8/4 değerleri 134
Çizelge 7.7 AMK kayalarının O izotop değerleri 135
Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri 138
Çizelge 9.1 AFC modeli için uç bileşen değerleri 160

1. GİRİŞ

İç Anadolu'nun Geç Kretase–Paleojen yaşlı magmatik kayaları Neotetis okyanusunun kapanması boyunca bölgenin magmato–tektonik evrimine tanıklık etmiştir. İç Anadolu'daki magmatizmayı Neotetis okyanusunun kuzey kollarını oluşturan İzmir Ankara Erzincan ve İç Toros okyanuslarının kapanması kontrol etmektedir (Şengör ve Yılmaz 1981, Bozkurt ve Mittwede 2001, Boztuğ ve Jonckheere 2007). Neotetis okyanusunun Senomaniyen–Turoniyen (95–90 My) dönemlerinde kapanmaya başladığı kabul edilmektedir (Garfunkel 2004). Dolayısıyla İç Anadolu Bölgesi Geç Kretase'den itibaren yoğun bir magmatik faaliyete maruz kalmıştır. Bu etkinlik zaman içerisinde değişmiş ve farklı jeokimyasal karakter kazanmıştır. Söz konusu magmatizmanın yay magmatizması ile benzer jeokimyasal özelliklere sahip olduğu belirtilmekle birlikte çarpışma ile eş yaşlı mı yoksa çarpışma sonrası oluşan ürünler mi olduğuna ilişkin tartışmalar devam etmektedir. Zaman içerisinde kalkalkalenden alkalene değişen magmatizmanın ürünleri genel olarak granit, monzonit ve siyenit bileşimindedir. Granit bileşimindeki kalkalkalen magmatik ürünler bölgedeki magmatik faaliyetin ilk ürünlerini temsil etmektedir ve İç Anadolu Kristalen Kompleksi (İAKK)'ne 95–66 My zaman aralığında sokulum yaptığı düşünülmektedir (Göncüoğlu vd. 1994, Erler ve Göncüoğlu 1996, Boztuğ 1998, 2000, Aydın vd. 1998, Köksal vd. 2001, 2004, 2012, İlbeyli vd. 2004, İlbeyli ve Pearce 2005, Kadıoğlu vd. 2006, Boztuğ vd. 2003, 2007, 2009, Boztuğ ve Harlavan, 2008, Işık vd. 2008, Köksal ve Göncüoğlu 2008, Kadıoğlu ve Dilek 2009). Kalkalkalen ile alkalen magmatizma arasındaki geçiş ürünlerini temsil eden şoşonitik magmatizmanın ise 81–67 My aralığında meydana geldiği ve daha çok monzonitik ürünlerle temsil edildiği belirtilmektedir (Yalınız vd. 1999, Köksal vd. 2004, 2013, Kadıoğlu vd. 2006, Boztuğ vd. 2007, 2009, Boztuğ ve Harlavan, 2008). Bölgedeki son magmatik aktivite ise alkalen ürünlerle temsil edilmektedir. Bu alkalen magmatizmanın ürünleri ise silikaca doygun ve silikaca doygun olmayan ürünlere karşılık gelmektedir. Bu ürünler genel olarak 84–54 My yaşlı siyenitik bileşimdeki kayalardan oluşmaktadır (Köksal vd. 2004, Kadıoğlu vd. 2006, Boztuğ vd. 2007, 2009, Boztuğ ve Harlavan, 2008). Tüm bu magmatik kayaların mineralojisi, petrografisi, jeokimyası ve petrojenezi önceki çalışmalarda ortaya konulmasına rağmen jeodinamik yerleşimleri ve bu magmatizmalara neden olan mekanizma halen tartışma konusudur

(Ataman 1972, Bayhan 1986, 1987, 1988, Akıman vd. 1993, Aydın vd. 1998, İlbeyli, 1998, Kadıoğlu ve Güleç 1999, Yılmaz ve Boztuğ 1998a, 1998b, 1998c, Alpaslan ve Temel 2000, Boztuğ 2000, Yalınız vd. 2000a, Kadıoğlu ve Güleç 2001a, 2001b, İlbeyli vd. 2004, Köksal vd. 2004, İlbeyli 2005, Kadıoğlu vd. 2006, Kadıoğlu 2007, Boztuğ ve Arehart 2007, Boztuğ ve Harlavan 2008, Köksal ve Göncüoğlu 2008, Boztuğ vd. 2009, İlbeyli ve Kibici 2009, İlbeyli vd. 2009, Köksal vd. 2012). Bazı araştırmacılar, bu magmatizmanın kuzeydoğuya doğru İAKK'nın altına dalarak İç Toros Okyanusu'nun (İTO) okyanusal litosferini tüketen güneybatıdaki dalma batma zonu ile ilşkili olduğunu düşünmektedirler (Görür vd. 1984, Erdoğan vd. 1996, Kadıoğlu vd. 2006, Kadıoğlu ve Dilek, 2009). Buna karşılık diğer çalışmalar, Pontidlerin altına kuzeye doğru olan yitimle ilşkili olduğu, çarpışma sonrası karakterde ve çarpışma sonrası gelişen gerilmeye bağlı olarak oluştuğunu savunmaktadır (Göncüoğlu ve Türeli 1993, 1994, Göncüoğlu vd. 1994a, 1994b, İlbeyli ve Pearce 1997, Çemen vd. 1999, Dirik vd. 1999, Boztuğ 2000, İlbeyli ve Pearce 2005). Bu magmatizmanın jeodinamik yerleşimini açıklamaya yönelik yapılan çalışmalarda, kayaların yaşlandırılmasına yönelik daha çok K–Ar ve Ar–Ar yöntemleri kullanılarak soğuma yaşları elde edilmiştir. Kristalizasyon yaşının tespitine yönelik sınırlı sayıda çalışmada mevcuttur (Köksal vd. 2004, 2012, 2013).

Yukarıda bahsi geçen magmatizmadan sonra bölgedeki magmatik faaliyet yaklaşık 15 My kesintiye uğramış ve bu süre zarfında İAKK'de sedimanter havzalar gelişmiştir (Geneli 2011). İAKK'nın özellikle kuzey bölümünde gözlenen bu havzaların (örneğin Çankırı ve Çiçekdağ Havzaları) oluşumuna Eosen döneminde volkanik faaliyet eşlik etmiştir (Erdoğan vd. 1996, Gülyüz 2009, Geneli, 2011, Gülyüz vd. 2012). Bu havzaların ve bunlara eşlik eden volkanizmanın oluşumu bazı yazarlara göre (Görür 1981, Görür vd. 1984, Erdoğan vd. 1996, Baş vd. 1986, Kadıoğlu ve Dilek 2009) İç Toros Okyanusunun Anadolu levhasının altına kuzeye doğru yitimi ile gelişmiş, geç aşama yay ile ilişkili oldukları belirtilirken, bazı yazarlarda söz konusu süreçlerin Neotetis okyanusunun kapanmasından sonra genişlemeli rejime bağlı olarak oluştunu kabul etmektedir (Göncüoğlu vd., 1994b; Gürer and Aldanmaz, 2002; Clark ve Robertson 2002, 2005, Alpaslan vd. 2004, 2006). Buna karşılık bölgede bahsi geçen volkanik faaliyetten daha önce gelişmiş bir alkalen magmatizmanın varlığı da söz

konusudur (Deniz ve Kadıoğlu 2012, Deniz vd. 2014, 2015b, 2015c). Bu alkalen mafik magmatizmanın ürünleri daha çok bazalt bileşimindedir ve muhtemelen yapılan öncel çalışmalarda bölgedeki ofiyolitik birimlerin bir parçası olarak kabul edilmiştir. Dolayısıyla bu kayaların kökeni, ofiyolitlerle olan ilişkisi, bölgedeki felsik ve mafik kayalarla olan bağlantısı, bu magmatizmaya neden olan mekanizmanın ne olduğu ve magmato–tektonik oluşumu konusunda herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Tüm bu eksikliklerin giderilmesi ve olası sorulara yanıt bulunabilmesi için bu kayaların gözlendiği Çiçekdağ civarında detaylı çalışma yapmak oldukça önem arzetmektedir. Yapılan bu çalışmada yukarıda bahsi geçen sorulara yanıt bulmak amacıyla çalışma alanında ilk kez tanımlanan alkalen mafik magmatizma ile birlikte Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK)'ndeki (veya Çiçekdağ Havzasındaki) tüm magmatik kayaların petrojenezi detaylı bir şekilde irdelenmiştir. Daha önceki yapılan çalışmalarda bölgede ofiyolitik gabroların dışında intrüzif gabroların da bulunduğundan bahsedilmiş fakat bu kayaların bölgedeki veya çalışma alanındaki hangi magmatizma ile ilişkili olduğu açıklanmamıştır (Yılmaz ve Boztuğ 1998a, 1998b, 1998c). Bununla birlikte AMK'da yapılan çalışmalar sadece tüm kaya jeokimyası verileri ile sınırlıdır.

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

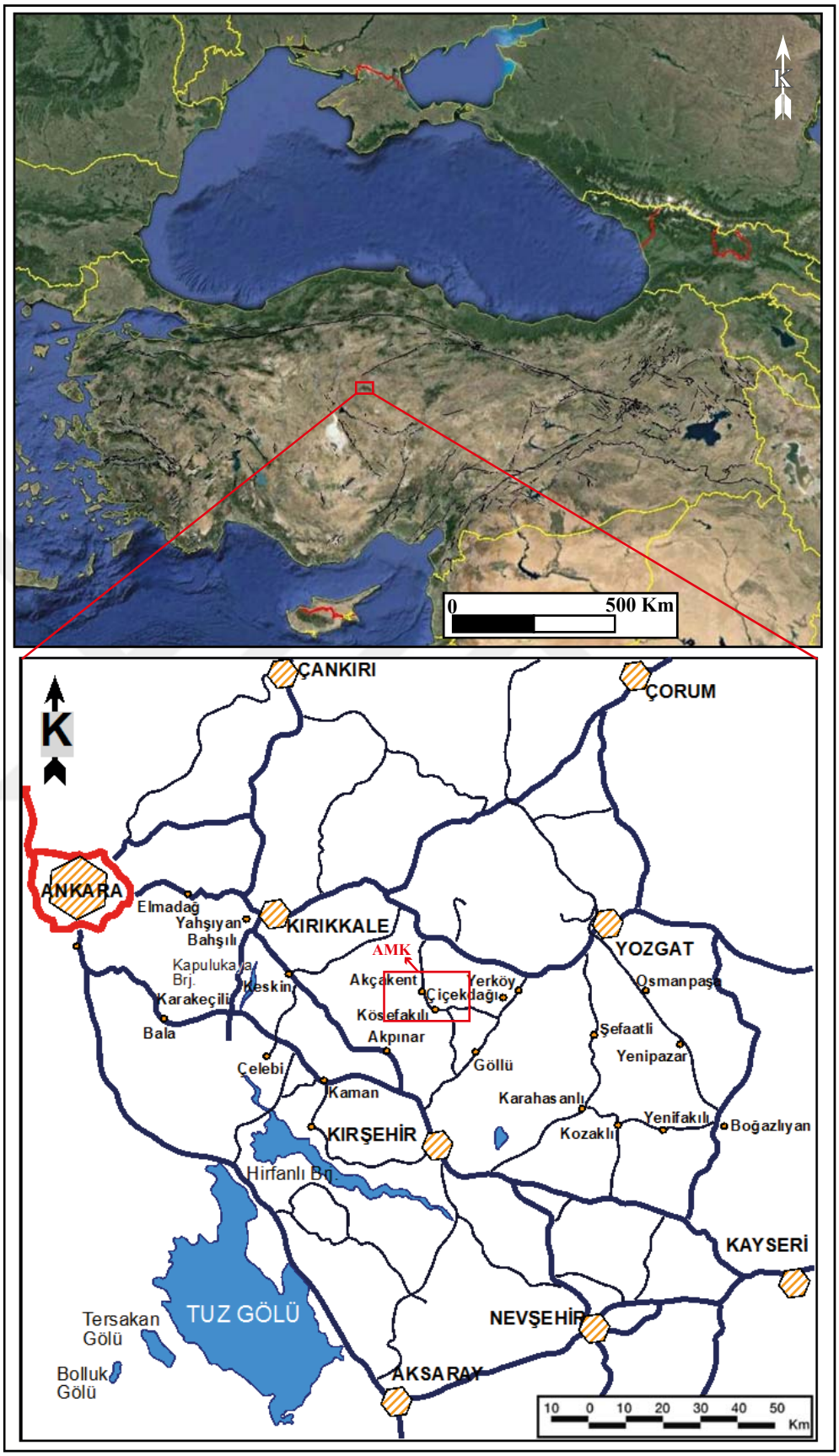
Çalışmanın konusu; Akçakent (Kırşehir) foid içerikli magmatik kayaların zamansal ve mekânsal konumunun araştırılmasıdır. İç Anadolu Kristalen Kompleksi (İAKK) içerisinde mafik magmatik kayalar en fazla Kırşehir ilinin Akçakent ilçesi ve çevresinde yüzlek vermektedir. Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK) olarak adlandırılan kütlenin içerisinde bulunan özellikle alkalen bazaltik dayklarının zamansal ve mekansal konumu belirlenmemiş ve İç Anadolu'nun şekillenmesi açısından ilişkisi ortaya konulmamıştır. Bu nedenle bu tez çalışması Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK) içerisindeki ve daha önce incelenmemiş alkalen bazaltik dayklarının jeolojisi, petrografisi, jeokimyası, izotop jeokimyası, zamansal konumu ve bölgedeki diğer magmatik kütlelerle ilişkisini ortaya koymak üzere yapılmıştır.

Bu çalışma ile Türkiye jeolojisinin genel olarak anlaşılması, İç Anadolu jeolojisi, ve şekillenmesi açısından analitik veriler katarak literatür bilgisine önemli katkılar sunmaktadır. Bununla birlikte İç Anadolu'da Geç Mesozoyik ve Erken Senozoyik yaşlı magmatik faaliyetlerin bölgenin gerek ekonomik jeolojisine (maden oluşumu, hidrotermal yatakların varlığı ve endüstriyel yataklar) gerekse bölge dinamiğine önemli bilgiler sunmaktadır. Bu yüzden doktora tez konusu doğrudan Geç Mesozoyik ve Erken Senozoyik döneminde gelişen magmatizmanın oluşum nedenlerini, oluşumu sırasında yan ve temel kaya ile olan ilişkisini anlamak için saha, ve laboratuvar çalışmaları ayrıntılı olarak yapılmıştır.

1.2 Çalışma Alanının Konumu ve Morfolojisi

Çalışma alanı, kuzeyde İzmir Ankara Erzincan Kenet Zonu (İAEKZ), batıda İç Toros Kenet Zonu (İTKZ) veya Tuz Gölü Fayı (TGF) ve doğuda Ecemiş Fay Zonu (EFZ) ile sınırlanan, İç Anadolu'daki Ankara, Sivas ve Niğde yerleşim merkezleri arasında kalan kabaca üçgen biçimindeki İAKK'nın (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, Akıman vd. 1993) kuzey bölümünde, Kırşehir ilinin yaklaşık 66 km kuzey–kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 1.1).

Kırıkkale ile Yozgat illerinin arasında, Kırşehir'in Akçakent, Kösefakılı ve Çiçekdağ kasabalarının çevresindeki ofiyolitik ve magmatik (plütonik, damar, volkanik) kayaların tamamı AMK olarak adlandırılmıştır (Şekil 1.1). AMK, yaklaşık 750 km^2'lik bir alanda yüzlek vererek İAKK'nın kuzey bölümünde yer alan en geniş yayılıma sahip magmatik kaya topluluklarından birini temsil etmektedir. Bunun yanında çok farklı bileşim ve karakterdeki kayalardan (ofiyolitik, gabroyik, monzonitik, siyenitik ve bazaltik) oluşması İAKK'nın jeolojik evriminin yorumlanması açısından AMK'yı daha da önemli kılmaktadır.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası (AMK: Akçakent Magmatik Kompleksi)

Çalışma alanı 1/100.000 ölçekli Kırşehir İ31 ve İ32 paftalarında, 1/25.000 ölçekli Kırşehir İ31 c2, c3 ve İ32 c1, c2, c3, c4, d1, d2, d3, d4 paftalarında yer almaktadır. Kırşehir ili, Akçakent, Kösefakılı ve Çiçekdağ kasabalarını içine alan geniş bir bölgeyi oluşturmaktadır (Şekil 1.1). Genellikle engebeli bir topoğrafyaya sahip olan çalışma alanındaki yükseltiler 1000–1800 m arasında değişmektedir. Çalışma alanının en önemli yükseltilerini; Ağaçlı Dağ (1244m), Çiçekhane Tepe (1881m), Ala Tepe (1482m), Tavşanevi Tepe (1131m), Ada Tepe (1074m) ve Yağmur Tepe (1553m) oluştururken en önemli dereleri Uzungöl Dere, Tavşanlı Dere, Tepecik Çayı ve Delice Çayı'dır.

İç Anadolu Bölgesi'nin tipik karasal iklim koşullarının hakim olduğu yörede iklim şartları lokal olarak farklılıklar göstermekle beraber kışları soğuk ve yağışlı, yazları ise sıcak ve kurak geçmektedir. Bu iklim koşullarına bağlı olarak bölge bitki örtüsü bakımından fakirdir.

Çalışma alanı Ankara, Kırıkkale, Kırşehir ve Yozgat illerine çok yakın, Akçakent, Kösefakılı ve Çiçekdağ gibi yerleşim yerlerinin arasında bulunması ve bölgede madencilik faaliyetlerinin çok yaygın olması nedeniyle ulaşım problemi bulunmamaktadır.

1.3 Materyal ve Yöntem

Doktora tez çalışması sırasıyla literatür derlemesi, arazi çalışması, labotuvar çalışması ve elde edilen verilerin değerlendirilmesi şeklinde dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

1.3.1 Literatür derlemesi

İAKK ve çalışma alanındaki magmatik kayalarla ilgili yapılmış önceki çalışmalar derlenerek kaynak özetleri çıkarılmıştır. Ayrıca çalışma konusuyla ilgili literatür incelenerek çalışma alt yapısı hazır hale getirilmiştir.

1.3.2 Arazi çalışması

Arazi çalışması sırasında 1/25 000 ölçekli Kırşehir I31 c2, c3, I32 c1, c2, c3, c4, d1, d2, d3, d4 paftaları içerisinde yer alan metamorfik, ofiyolitik, magmatik ve sedimanter birimler tespit edilip birbirleriyle ilişkileri ortaya konularak kayaların sınırları çizilmiştir. Örtü birimlerini oluşturan sedimanter birimler ayıklanmamıştır. 2009–2013 yılları yaz ve kış aylarının değişik zaman dilimlerinde yürütülen arazi çalışmalarında Akçakent, Kösefakılı ve Çiçekdağı (Çiçekhane Tepe) çevresinde bulunan, çalışma konusunu oluşturan AMK'daki ofiyolitik, gabroyik, monzonitik, siyenitik ve bazaltik bileşimdeki magmatikler ve bunları kesen damar kayaları ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Çalışma alanında bulunan kayaların makroskobik ve mezoskobik incelemeleri yapılarak tipik özellikleri görüntülenmiştir. Farklı litolojileri karakterize eden (ofiyolititk kayalar (gabro, diyabaz, bazalt), monzonit, foid siyenit, foid (intrüzif) gabro, bazalt, riyodasit–dasit) kaya örneklerinden mümkün olduğunca taze olan kayalardan farklı amaçlara yönelik 270 adet örnekleme yapılmıştır. Örneklerin alındığı yerler GPS (Global Positioning System–Küresel Konum Belirleme Sistemi) yardımıyla topografik harita üzerine işlenmiştir.

1.3.3 Laboratuvar çalışması

Laboratuvar çalışmaları mineralojik ve petrografik, jeokimyasal analizler, radyojenik (Sr–Nd) ve duraylı izotop analizleri ve kaya yaşlandırma (U–Pb ve Ar–Ar) analizlerini kapsamaktadır. Bu çalışmaların detayları aşağıda verilmiştir.

1.3.3.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında üstü açık parlak ince kesitleri elde edilen örneklerin ayrıntılı petrografik incelemeleri yapılmıştır. Bu çalışmalarda Petrografi Araştırma Laboratuvarı'ndaki Leica marka DMLP model polarizan mikroskop kullanılmıştır. İncelemeler neticesinde çalışma alanındaki kayaların mikroskobik dokusal özellikleri, mineralojik bileşimleri ve bozunma türleri

belirlenmiştir. İncelemesi yapılan temsili örneklerin koordinatları ve tanımlamalarına ilişkin çizelge EK–1 ve EK–2'de verilmiştir. İnce kesitlerde gözlenen minerallerin ve önemli dokusal özelliklere yönelik mikro fotoğraflarının çekimi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrojenez ve Mikro Analiz Laboratuvarındaki Leica marka ahtapot araştırma mikroskobunda yapılmıştır.

Piroksen, amfibol, plajiyoklaz, epidot gibi minerallerin türlerinin belirlenmesi amacıyla Konfokal Raman Spektroskopisi (CRS) çalışmaları Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'ndeki (YEBİM) ekipmanlar kullanılarak yapılmıştır. CRS çalışmalarında HORIBA marka Jobin Yvon LabRAM HR model ve Thermo marka DXR model cihazlar kullanılmıştır.

1.3.3.2 Jeokimyasal analizler

Örneklerin major oksit ve iz element jeokimyasal analizleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) laboratuvarlarında yapılmıştır. Petrojenez ve Mikro Analiz Laboratuvarı'nda öncelikle kırma ve öğütme işlemlerinden geçirilmiştir. Numuneler öncelikle Retsch Marka otomatik taş kırıcıda ufaltılmış, daha sonra FRITSCH marka otomatik öğütücüde Tungsten Karbid değirmene konularak öğütülmüştür. 4 g öğütülmüş örnek 0.9 g bağlayıcı malzeme (Wachs) ile karıştırılıp, hidrolik pres altında sıkıştırılarak pres–pastil halinde analize hazır hale getirilmiştir. Öğütülmüş toz numunelerinin toz pelletleri yine aynı laboratuvarlarda yapılmış ve örnekler X Işınları Floresans Spektrometresi (XRF) analizi için hazır hale getirilmiştir. Analizler Spectro marka X–LAB 2000 model Polarize Enerji Dispersif X Işınları Floresans Spektrometresi (PEDXRF) cihazında ana element oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. XRF analizleri GEO–7220 yöntemiyle yapılmış olup cihazın kalibrasyonu USGS'in plütonik kayalar (granit, granodiyorit vb.) için oluşturduğu K02–GSR–09 ve G01–GS–N–Granite standartları kullanılarak yapılmıştır. Nadir Element (NE) analizleri ise ACME (Kanada) Analytical Lab. Ltd.'de İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICP–MS) ile yaptırılmış

olup bu analizlerde Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırma Kurumu (USGS) standartlarına göre SO–18 standartı kullanılarak cihazın kalibrasyonu sağlanmıştır.

1.3.3.3 Radyojenik izotop analizleri

1.3.3.3.1 Sr–Nd izotop analizleri

AMK kayalarının oluşumuna ve kökenine yönelik yaklaşımda bulunmak amacıyla uygun görülen örneklerden Sr–Nd izotop analizleri 2013–2014 arasındaki bir yıllık süre zarfında İskoç Üniversiteleri Çevresel Araştırma Merkezi'nde (Scottish Universities Environmental Research Centre–SUERC) yapılmıştır. Örnek hazırlamaya ilişkin detalı bilgi ve ilişkli şemalar Ek–3'de verilmiştir.

Sr ve Nd ayrılmış örnekler ve standard solüsyonlar filamanlarının üzerine yüklendikten sonra kütle spektrometresinin örnek haznesine yerleştirilip okumalar için hazırlanmış olur. Ölçümler VG Sector 54 TIMS'te yapılmıştır.

1.3.3.3.2 Pb izotop analizleri

AMK'deki kayaların kökenine yönelik yaklaşımda bulunmak amacıyla Sr ve Nd izotop analizleri yapılan örneklerden Pb izotop analizleri aynı merkezde yapılmıştır. Örnek hazırlamaya ilişkin akış şemaları ve detalı bilgi Ek–4'de verilmiştir. Pb izotop ölçümleri MC–ICP–MS'te yapılmıştır.

1.3.3.4 Duraylı izotop analizleri

AMK'deki kayaların fraksiyonel kristalleşme, asimilasyon fraksiyonel kristalleşme ve kristalleşme sonrası geçirdikleri etkileri ve kökenine yönelik yaklaşımda bulunmak amacıyla uygun görülen örneklerden tüm kaya ve mineral (kuvars ve feldispat) oksijen (O) izotop analizleri SUERC'te yapılmıştır. Monzonit, monzonit porfir ve siyenit

kayalarından ayrılan feldispat ve kuvars minerallerinden, ofiyolitik kayalardan ve alkalen bazaltlardan tüm kaya toz örneklerinden analiz yapılmıştır.

Duraylı oksijen izotop analizleri için öncelikle mineralin veya örneğin bünyesindeki oksijenin çıkartılır ve sonra karbondioksit (CO_2) gazı haline dönüştürüldükten sonra kütle spektrometresinde ölçülür. Mineralin veya örneğin bünyesindeki oksijen lazer florinasyon tekniği ile çıkartılmıştır. Mineral örnekleri kaya kırıldıktan sonra binoküler mikroskobun altında kapanım, cam yapışmış veya altere olmuş kısımlardan ayıklanarak seçilmiştir. Sharp'ın (1990, 1992) tanımladığı gibi toplam lazer florinasyon sistemi kullanılarak 0.9–3.7 mg örnek kullanılarak örneklerden oksijen ayrılmıştır. Tüm florinasyonlar mineral kafes sisteminden oksijenin % 100 çıkarılması ile sonuçlanmıştır. Elde edilen bu oksijen CO_2'ye dönüştürülerek VG Optima marka kütle spektrometreinde analiz edilmiştir. Oksijen izotop ($\delta^{18}O$) değerleri Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu (V–SMOW) ile ilişkili olrak binde bir (‰) olarak verilmiştir. Örnekler GP147 (granat standardı), SCXO (olivin standardı) ve TOR1 (kuvars standardı) uluslararası standartları kullanılarak yapılmıştır.

1.3.3.5 Kaya yaşlandırma analizleri

1.3.3.5.1 U–Pb yaşlandırma analizleri

U–Pb yaş tayini; AMK'deki felsik intrüzif kayaların kristalizasyon yaşlarının belirlenmesi amacıyla monzonit ve siyenit bileşimli kayalardan taze örnek alınarak ve ayıklanan zirkon minerallerinden yapılmıştır. Örnek hazırlamaya ilişkin detalı bilgi Ek–5'de verilmiştir. U–Pb yaşlandırma analizleri, British Geological Survey (BGS) Doğal Çevre Araştırma Konseyi (NERC) İzotop Yerbilimleri Laboratuvarı (NIGL)'nda bulunan Thermo Fisher marka Triton Plus^{TM} (çoklu toplayıcılı) model İzotop Derişim–Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (ID–TIMS) kullanılarak yapılmıştır. Ölçüm sonucunda elde edilen ham verilerin düzeltmesi için Tripoli (sürüm 4.7) programı kullanılarak tarafımca yapılmıştır. Kayaların içerisindeki zirkon minerallerinin morfolojilerinin belirlenmesi amacıyla taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüleri

yine British Geological Survey'deki FEI marka Quanta 600 model taramalı elektrom mikroskobu kullanılarak yapılmıştır.

Zirkon minerallerindeki U ve Pb izotop oranlarının belirlenmesinden önce zirkon minerallerinin morfolojilerinin belirlenmesi için katodoluminesans bağlı SEM ile zirkon minerallerinin içyapıları belirlenmiştir. Bunun için zirkon kristalleri epoksi içerisine yerleştirilmiştir. Struers marka Epofix epoksi ve sertleştiricisi kullanılmıştır. Epoksi sertleştikten sonra elmas parlatıcı kullanılarak parlatılmıştır. Üzeri parlatılmış örneklerin üzeri daha iyi görüntü elde edebilmek için karbon ile kaplanmıştır.

1.3.3.5.2 Ar–Ar yaşlandırma analizleri

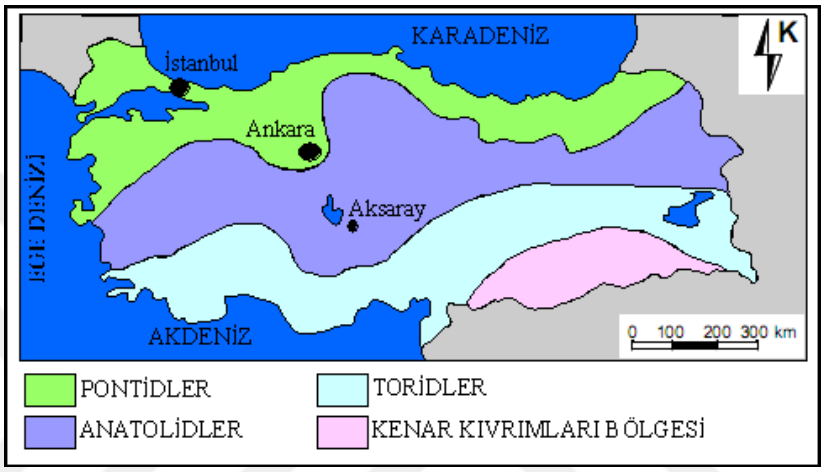
Radyometrik yaş tayini; AMK'nın soğuma yaşlarının belirlenmesi amacıyla kompleksin tamamını temsil edecek şekilde farklı lokasyonlardaki kayalardan taze örnek alımı yapılmış ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemi ile de bunların radyometrik yaş analizleri yapılmıştır. Örnek hazırlamaya ilişkin detalı bilgi Ek–6'da verilmiştir. $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırma analizleri, İskoç Üniversiteleri Çevresel Araştırma Merkezi'ndeki Doğal Çevre Araştırma Kurumu (NERC) bünyesindeki Argon İzotop Laboratuvarı'nda ARGUS V çoklu toplayıcılı asal gaz kütle spektrometresi cihazında CO_2 kesintili ısıtma yöntemi kullanılarak belirlenmiştir.

1.3.4 Elde edilen verilerin değerlendirilmesi

Literatür, arazi ve laboratuar çalışmaları neticesinde elde edilen tüm veri ve bilgiler ile birlikte değerlendirilerek yorumlanmış, alkali magmatik kayaların jeolojisi, petrolojisi ve kökeni ortaya konularak, böylece elde edilen sonuçlar İç Anadolu'nun diğer plütonik kayaları ile karşılaştırılarak bölgenin magmatizma tarihçesi açısından genel yapısı irdelenmeye çalışılmıştır.

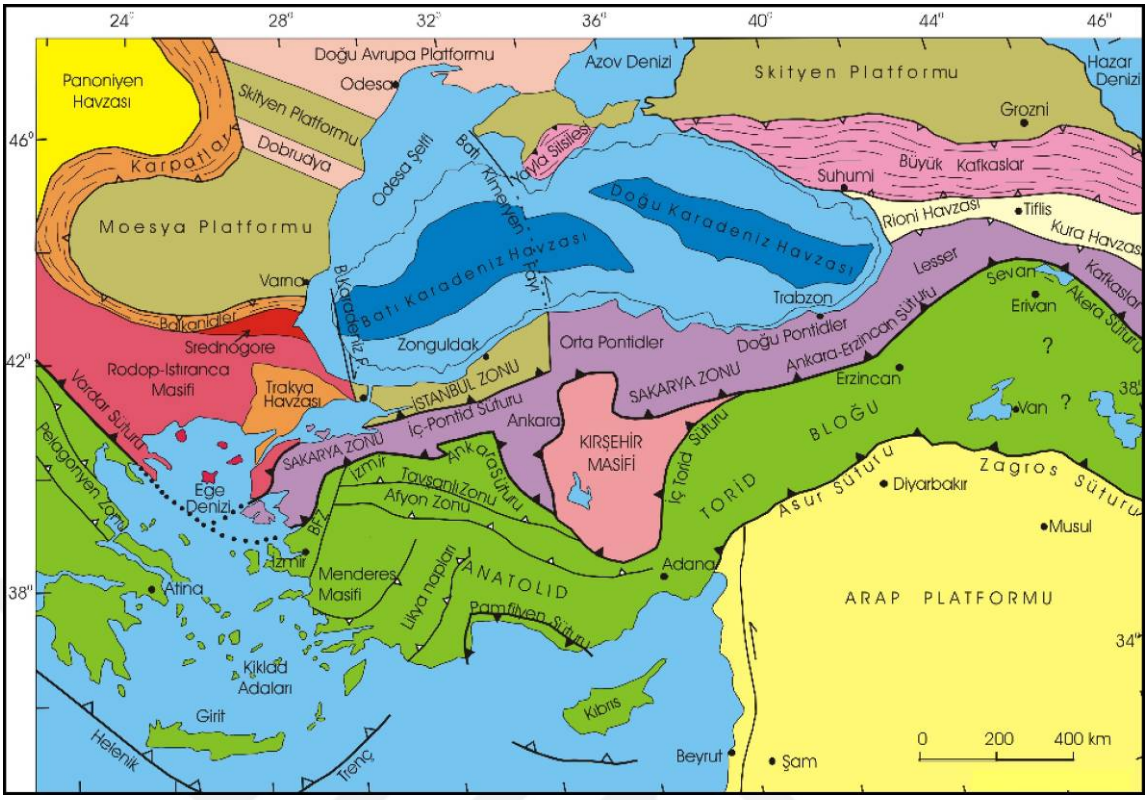
1.4 Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri

Türkiye'nin tektonik üniteleri Ketin (1966) tarafından Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 1.2). Bu çalışmaya göre İAKK (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, Akıman vd. 1993) içerisinde yer alan çalışma alanı Anatolidler kuşağında yer almaktadır.



Şekil 1.2 Türkiye'nin tektonik üniteleri (Ketin 1966'dan değiştirilerek alınmıştır)

Okay ve Tüysüz (1999) Türkiye'nin tektonik birliklerini Rodop–Istıranca Zonu, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu, Kırşehir Masifi, Torid–Anatolid Bloğu ve Arap Platformu olarak altı bölümde sınıflamışlardır (Şekil 1.3). Bu sınıflamaya göre çalışma alanı İzmir–Ankara–Erzincan ve İç Torid Kenet Zonları tarafından sınırlanan Kırşehir Masifi'nde yer almaktadır.



Şekil 1.3 Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz 1999'den alınmıştır)

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanının da içerisinde bulunduğu Kırşehir Bloğu (Görür vd. 1984, Poisson 1986) ile ilgili olarak birçok araştırmacının değişik amaçlara yönelik yapmış olduğu jeolojik çalışmalar bulunmaktadır. Çalışma alanında hem ofiyolitik hemde magmatik birimlerin bulunmasından dolayı öncel çalışmalardan ofiyolitik ve magmatik kayalar ile ilişkili olanlar seçilmiş olup kısa özetler halinde kronolojik sırasına göre aşağıda alt başlıklar altında verilmiştir.

2.1 Ofiyolitik Kayalar İle İlgili Öncel Çalışmalar

Yalınız vd. (1996), Neotetis'in kuzey ve güney okyanusal kollarının arasında yer alan İAKK'nın Geç Kretase yaşlı az çalışılmış ofiyolitik kayalarında incelemeler yapmışlardır. Sarıkaraman Ofiyoliti'nde bulunan yastık lavların ve diyabaz dayklarının boşluklu, afirik, olivince fakir, plajiyoklaz, piroksen firik toleyitlerin eş magmatik farklılaşmış serileri olduğunu fakat yeşil şist fasiyes mineral birlikteliklerini sergilediklerini belirtmişlerdir. Farklı kaynaktan türeyen bir grup genç dolerit dayklarının tüm volkanik birlikteliği kestiğini, lavların ve daykların N–MORB'a göre LIL (K, Rb, Cs, U, Th ve Sr) elementlerinde zenginleşme buna karşın HFS (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti, Y) ve hafif NE'nde tüketilme gösterdiklerini, ofiyolitik bazaltların yitim zonlarına bağlı olarak oluşan ada yayı toleyitlerinin kimyasal karakteristiklerini gösterirken daykların kimyasının N–MORB'a yakın olduğunu ifade etmişlerdir. Bu bakımdan Sarıkaraman Ofiyoliti'nin doğu Akdeniz Bölgesi'ndeki diğer ofiyolitlerle benzer özellikte olduğunu, eğer İç Anadolu Ofiyolitleri'nin kuzeydeki Vardar–İzmir–Ankara–Erzincan okyanus kolunun güneye doğru bindirmesinden türediği kabul edilirse, okyanus kabuğunun bu parçasının İAKK'ya üzerlemesinden önce diğerlerine nazaran oldukça kısa ömürlü olduğu varsayımında bulunmuşlardır.

Floyd vd. (1998), intrüzif ve ekstrüzif ofiyolitik plajiyogranitlerin jeokimyası ve petrojenzine yönelik araştırmalarını Sarıkaraman Ofiyoliti'nde gerçekleştirmişlerdir. Plajoyogranitlerin ofiyolitik seri içerisinde en üstte yer alan gabroların en üst

kısımlarında ve tabakalı dayk kompleksi içerisindeki çok fazlı dayklar olarak gelişmiş ağsı yapıdaki tronjemitler ve intrüzif levhalar ile temsil edildiğini, plajiyogranit dayklarının ofiyolitin volkanik kısmındaki bazaltik lavlar ile ilişkili püskürük silisleşmiş riyolitleri beslediği düşünülmüş, tronjemitlerin ise dinamik ve gelişmekte olan magma odasının üst kısımlarından türemiş olabileceğini dile getirmişlerdir. İntrüzif tronjemitler ile ekstrüzif riyolitlerin jeokimyasal olarak örtüştüğü, Nb ve Ta'daki negatif anomaliler le birlikte düşük HFS ve değişken yüksek LIL element içeriklerine sahip oldukları, diğer plajiyogranitlerin aksine alt yeşil şist fasiyesinde LIL elementlerinin değişken mobilizasyonunu yansıtan yüksek K ve O içerikleriyle karakterize edildiğini belirtilmiştir. İlksel plajiyogranitlerin kaynak malzeme olarak kabul edilen gabroyik kayaların ya % 70–85 oranında klinopiroksen–feldispat–amfibolün fraksiyonel kristallenmesi veya % 5–15 oranında yığın kısmi ergimesinden meydana gelmiş olabileceğini ve bununla birlikte sadece ilk aşamanın plajiyogranit bileşimlerini oluşturabileceğini belirtmişlerdir.

Yalınız ve Göncüoğlu (1998), Türkiye'deki Alpin ofiyolitik kuşağının İAKK'daki izole olmuş ofiyolitik kütlelerin tamamını İç Anadolu Ofiyolitleri (İAO) olarak adlandırmışlar, metamorfik tektonitler, kümülat ve izotrop gabrolar, plajiogranitler, diyabaz daykları, yastık lavları ve Orta Turoniyen–Alt Santoniyen epi–ofiyolitik örtü birimlerinden oluştuğunu, İç Anadolu Metamorfiklerine (İAM) bindirdiklerini ve İç Anadolu Granitoyidlerinin (İAG) sokulum yaptığını belirtmişlerdir. Orta Turoniyen–Erken Santoniyen'de İzmir–Ankara okyanusu içerisindeki okyanuslar arası dalma kuşakları (SSZ) (yay önü havzasında) ile ilişkili olarak hali hazırda tüketilmiş olan okyanusal litosferin kısmi ergimesinden türediklerini, Erken Santoniyen sonrası Geç Mestrihtiyen öncesinde Torid–Anatorid platformunun pasif kenarını temsil eden güney kısmına İAM'nin üzerine yerleştiği düşünülmektedir.

Yalınız ve Göncüoğlu (1999), allokton Sarıkaraman Ofiyolitinin alt bölümünde yeralan izotrop gabrolardaki klinopiroksenlerin bileşimlerini ortaya koymaya çalışarak bunların $En_{45}Fs_5Wo_{49}$ ile $En_{50}Fs_9Wo_{41}$ ile diyopsitik ojitik bileşimde olduğunu belirtmişlerdir. Ca'ca zengin, Na'ca fakir (Na_2O < % 0.55) olan piroksenlerin Yüksek Mg ($Mg_{\#}$= 81.4 – 91.19) ve Ti (< % 0.68) içeriklerine sahip olduklarını söylemişlerdir.

Yalınız vd. (1999), İAKK'nın batı ucunda KB–GD doğrultulu ana granitoyid kuşaklarından birinin doğu kenarında bulunan Terlemez kuvars monzonitinin petrojenezini ve ofiyolit yerleşimine ilişkin jeotektonik anlamını açıklamaya çalışmışlardır. K–feldispat megakristalleri içeren kayanin içerisinde mafik mikrogranüler anklavların yanı sıra SSZ–tipi İAO'nin en yaygın temsili üyesi olan Sarıkaraman Ofiyolitleri'nin üst kesimlerini oluşturan gabroyik bileşiminde olan ksenolit türü anklavlar da görülmektedir. Bu kayaların H–tipi granitoyidler olarak sınıflandırılmış, kalkalkalen, metaalüminalı karakterde olduğu belirtilmiştir. Diğer İAG'den farklı olarak Orta Turoniyen–Alt Santoniyen yaşlı Sarıkaraman Ofiyoliti ile iyi gelişmiş dokanak ilişkilerine sahiptir. Kuvars monzonitlerden yapılan hornblend K–Ar yaşları 81.5 + 1.9 My'dır ve arazideki dokanak ilişkileri kullanılarak değerlendirildiğinde SSZ–tipi İAO'nin yerleşim yaşı Erken Santoniyen–Erken Kampaniyen arasında olabileceği öngörülmüştür. Ofiyolitlerin oluşumu ve yerleşimiarasında çok kısa bir zaman boşluğunun olması yay önü ofiyolitlerinin tipik özelliği olabileceği belirtilmiştir.

Floyd vd. (2000), parçalanmış Üst Kretase (90–85 My) tabakalı yapıdaki ofiyolitik üyelerin gabro, diyabaz daykları, bazalt lavları ve pelajik sedimanlardan meydana geldiğini, toleyitik yay ve sunan yay ardı havzalara komşu MORB benzeri bileşimlerdeki birliktelikleri içerdiğini ifade etmişlerdir.

Yalınız vd. (2000a, 2000b), Neotetis okyanusunun kuzey kolunu temsil eden Üst Kretase yaşlı ofiyolit kütlelerinden biri olan Çiçekdağ Ofiyoliti'nin tabakalı gabro, izotropik gabro, plajiyogranit, dolerit dayk kompleksi, bazaltik volkanik seri ve Turoniyen–Santoniyen yaşlı epiofiyolitik sedimanter örtüden meydana geldiğini, az miktardaki bir grup ilksel fraksiyonlanmamış bazalt ile birlikte gabro, dolerit ve bazaltlardan oluşan magmatik kaya birimlerinin diferansiyasyona uğramış toleyitlerin yaygın eş magmatik serileri olduğunu, bazaltik volkaniklerin ise çoğunlukla yastık lavları ile masif lavlar ve az oranda bazaltik breşlerden oluştuğunu ve altere olmuş yastık lavların petrografik özelliklerine göre, olivince fakir, plajiyoklaz klinopiroksen pikrik toleyitler olduklarını belirtmişlerdir. Bazalt lavlarının ve dolerit dayklarının iz element verilerinin yitim ile ilişkili kimyasal benzerlik sundukları ve LIL elementlerde

zenginleşmeye karşın HFS ve HNE elementlerde tüketilme gözlenmektedir. Yazarlar jeokimyasal karakteristiklerinin doğu Akdeniz Neotetis SSZ–tipi ofiyolitleriyle benzer olduğu, Çiçekdağ Ofiyoliti okyanus kabuğunun Noetetis okyanusunun kuzey kolunun içerisinde hâlihazırda zaten tüketilmiş olan okyanusal litosferin kısmi ergimesinden türediğini düşünmektedirler. Çiçekdağ Ofiyoliti'nin yaşlı okyanusal alan içerisinde yeni okyanusal litosferin Geç Kretase'deki gelişimini temsil ettiğini düşünmektedirler.

Yalınız vd. (2000c), İç Anadolu SSZ–tipi Neotetis ofiyolitlerinin oluşumu ve yerleşim yaşına ilişkin paleotektonik çalışmalar yapmışlar, İAO'nin epi–ofiyolitik örtüsünün epiklastik volkanojenik derin deniz sedimanları ve plajik birimlerle arakatmanlı moloz akıntıları ile karakterize edilebileceği, pelajik birimler içerisindeki planktonik foraminifer birlikteliğinin Erken Orta Turoniyen–Erken Santoniyen oluşum yaşını işaret ettiğini, pelajiklerle arakatmanlı olan epiklastik volkanojenik sedimanların volkanik yaya bitişik olan deniz kenarındaki riftleşmeyi gösterdiğini belirtmişlerdir. Yazarlar Neotetis'in Vardar–İzmir–Ankara–Erzincan bölümünün doğu Türkiye'deki ve batıdaki (Yunanistan) kısımlarındaki SSZ–tipi ofiyolitlerle İAO'nin oluşum/yerleşme yaşları ile kaya birimlerini korele ederek doğudaki okyanuslararası yitimin kesinlikle daha genç olduğunu ve bu bölümün kapanmasının daha önce önerildiğinden daha çok karmaşık olduğunu ifade etmişlerdir.

Garfunkel (2006), Neotetis ofiyolitlerini daha iyi anlayabilmek için içerisinde bulunduğu havzaları da detaylı incelemek gerektiğini düşünen yazar herbir ofiyolit grubunun komşu havzalardaki plakaların hareketindeki değişikliklerden hemen sonra yaklaşık 10 My gibi kısa bir sürede oluştuğunu, bu ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda normal uzun süreli açılmalarla oluşmadığını, SSZ–tipi oluşumlarla örtüştüğünü, yığışımları boyunca meydana gelen yayılmanın yiten dilimin hızlı bir şekilde geriye çekilmesiyle ilşkili olduğunu belirtmiştir.

Yalınız (2008), İAO'nin ada yayı toleyilerinin baskın eşmagmatik diferansiyasyona uğramış serileri ile bunları örten kimyasal ve mineralojik olarak ada yayı toleyitleri ile daha fazla tüketilmiş boninitler arasında yer alan boninit benzeri bazaltlardan

oluştuğunu belirtmiştir. Lav kimyasındaki bu çeşitliliğin zamanla devamlı olarak daha fazla tüketilmiş magmalardan patlamaları yansıttığını, değişik manto kaynak bileşimlerini ve kısmi ergimeleri işaret ettiğini düşünmüşlerdir. HFS elementlerde ve HNTE'de (HNTE: La_N/Yb_N: < 1)tüketilme, NMORB ve yay ardı bazaltlara göre LIL elementlerde zenginleşmeleri ile tipik olarak SSZ–tipi özellikler sunduklarını ortaya koyarak Izu Bonin ve Mariana yayönlerinde meydana gelen okyanusal kabuk ile benzer olduklarını önesürmişlerdir. Yazarlara göre; lav dizisindeki ilerleyen tüketilme ve kalkalkalen bazaltların ve bunların diferansiyasyon ürünlerinin varolmayışı İAO'nin Neotetisin Vardar İzmir Ankara Erzincan okyanus dilimi içerisindeki herhangi adayayı gelişiminden önce daha önceden tüketilmiş MORB mantosu ve okyanusal litosferdeki dalma batmanın ilk aşamadan meydanana gelmiş olabilir. İAO'nin oluşumu için yay önü yerleşiminin önerilmesi uygunsuz ve yanıltıcı olmakla birlikte erken orta Turoniyen–erken Santoniyen boyunca yeni oluşmaya başlayan okyanus içindeki yitim zonunun üzerinde kısa ömürlü dalmadan meydana gelmiş, sonra İAKK'nın güneyine doğru hızlı bir şekilde yerleşmiş ve daha sonra erken Santoniyen sonrası ve orta Kampaniyen arasında bir zamanda oluşmuştur.

Toksoy Köksal (2003), Bu çalışmanın amacı Kurançalı (Kırşehir) bölgesindeki filogopit ve pargasitçe zenginleşmiş ultramafik–mafik kümülat kayalarının mineralojik ve jeokimyasal karakterlerini belirleyerek petrolojik ve bölgesel jeolojiye katkılarını araştırmaktır. Tektonik dilim içersinde bulunan Kurançalı kayaları, Alpin Neotetis'inin İzmir–Ankara–Erzincan kolunun kapanması sırasında türeyen İAO'nin izole birimlerinden birini temsil eder. Kümülat kayalar İAM'nin en üst kısmı olan Metamorfik Ofiyolitli Melanjını tektonik dokanakla üzerlemiş İAG'e ait felsik dayklar bu iki birimi kesmiştir. Kurançalı kayaları, yaygın olmayan bir şekilde değişken kristal boyutlarında filogopit ve pargasitçe zenginlik sunarlar. Kayalar ayrıca diyopsidik ojit, plajiyoklaz, rutil, ilmenit, sfen, apatit ve pirit içermektedirler. Kayalar altı gruba ayrılmıştır: klinopiroksenit, sulu mineraller ve plajiyoklazlı klinopiroksenit, filogopititit, horblendit, tabakalı gabro, diyorit. Minerallerin detaylı EMP verilerinin değerlendirilmesi, filogopitin yüksek Fe^{2+}–Fe^{3+}–$Al^{[6]}$–Ti bileşimli, diyopsidik ajutin yüksek Ca–$Al^{(t)}$–Ti bileşimli, Si–fakir pargasitin yüksek $Al^{[4]}$–K–Na–Ti içerikli ve interkumulus plajiyoklasın geniş kompozisyonal aralıklı (an%=40.61–98.58) özellikleri

ile olağan olmayan içerikler sergilediklerini göstermiştir. Yerdeğişim vektörleri ve element değişim diyagramları Kurançalı kayalarının yüksek su basıncı ve oksijen fugasitesi etkisi altında sulu metasomatizmaya uğramış kaynaktan türediğini göstermiştir. Kayaların ana, iz ve nadir element içerikleri petrolojik özellikleri belirlemek için kullanılmıştır. Kimyasal ve tektonik tanımlama diyagramları, ve HFSE ve HNE'ye göre zenginlik gösteren LILE ve LNE ile karakterize olan birbirine parallel çoklu element değişim ve REE profilleri zayıf alkalin karakterde kalk–alkalin özellik gösterirler. N–MORB'a göre hafif zenginlik sunan kayalar Nb–Ta ve Ti'ce diğer elementlere göre fakirdirler. Kayaların LNE/HNE oranları yüksektir. Mineralojik ve jeokimyasal veriler, kayaların yay bölgesinde gelişmiş olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte kayaların, batan dilimden türeyen metasomatik akışkan/ergiyik ve/veya OIB–tipi alkalin ergiyik tarafından etkilenmiş manto kaması kaynak kayasından türediğini ortaya koymuştur. Kayaların, tektonik ortamları iyi tanımlanmış kayalar ile yapılan karşılaştırmaları okyanus içi yay bölgesinde geliştiklerini gösterirken, dalma–batma zonu bölgesinde gelişen, yay–önü yay–arkası İAO ile yapılan karşılaştırmalar Kurançalı kayalarının farklı özellikler sunduğunu ve yay baseninde geliştiğini ortaya koymuştur.

Koçak vd. (2005), yapmış oldukları çalışmada Aksaray ve Kayseri civarındaki ofiyolitik hornblend gabrolarının kökenini ve petrolojik özelliklerini açıklamaya çalışmışlardır. Bu gabroların peridotitin yüksek derecede kısmi ergimesi ile oluşan ve bunların okyanuslar arası yay ardı havzaları içerisinde ağırlıklı olarak komşuluk eden yitimden türeyen akışkanlarla kirletilmiş olan karışımından meydana gelen magmalardan oluştuğunu, bu mafik magmaların titanyumlu manyetit, diyopsit, olivin içeren yüksek seviyeli fraksiyonel kristalleştiğini, yerleşimi klorit, biyotit, amfibol kristallenmesine veya yeniden kristalleşmesine ve ayrıca alkali, alkali toprak elementleri ve bazı hafif NE gibi birçok ana elementin mobilizasyonuna neden olan geniş okyanus tabanı metamorfizmasının takip ettiğini belirtmişlerdir.

2.2 İntrüzif Kayalar ile İlgili Öncel Çalışmalar

Bayhan (1986), İç Anadolu granitoyid kuşağı sokulumlarından biri olan Çelebi granitoyidinin jeokimyasını ve kökenini ortaya koymuştur. Sokulumun granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşiminde kalkalkali karakterde olduğunu belirtmiştir. I–tipi granitoyid özelliğinde olduğunu, volkanik yay çarpışma sonrası granitoyidlerle benzerlik gösterdiğini ve kıtasal kabuk ve manto malzemesinin kısmi ergimesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

Tarhan (1987), Orta Anadolu metamorfik ve granitik kayaların kökeni ve evrimi isimli çalışmasında, Orta Anadolu'da yüzeyleyen birimlerin tabanını Paleozoik yaşlı Aksaray metaofiyolitinin oluşturduğunu, üzerine ise Permo/Karbonifer–Kampaniyen yaşlı ada yayı kökenli Orta Anadolu metamorfikleri ile bu metamorfiklerden türemiş Orta Anadolu granitik kayalarının yüzeylendiğini belirtmiştir. Tüm bu birimlerin ise uyumsuzlukla Üst Mastrihtiyen–Pliyosen yaşlı çökellerle örtüldüğünü ifade etmiştir.
Bayhan (1987), İç Anadolu granitoyid kuşağının iç kesimlerinde Kaman civarında bulunan Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının mineralojik, petrografik ve kimyasal özellikleri incelemiştir. Bu özelliklere göre söz konusu plütonlarda subalkali ve alkali olmak üzere iki farklı petrografik kaya grubu tanımlamıştır. Her iki petrografik grubun kabuk ve manto malzemesinin iki farklı evrede kısmi ergimeye uğraması sonucu oluşan iki farklı magmatik eriyikten türediğini belirtmiştir.

Bayhan (1988), Kırşehir Masifi'nde yer alan Bayındır–Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemiş ve kökenlerini açıklamıştır. Çalışma alanındaki siyenitoyidlerin kuvars siyenit ve feldispatoidli siyenit bileşiminde olduğunu, feldispatoidli siyenitlerin mineralojik ve kimyasal özellikleri açısından miyaskitik karakterde olduklarını belirtmiştir. Volkanitlerin ise fonolit ve tefritik fonolit bileşimde olduklarını ileri sürmüştür. Bu kaya gruplarının tek bir magmanın fraksiyonel kristallenmesi ile değil farklı kaynak malzemelerden türemiş değişik magmalardan oluştuklarını ifade etmiştir.

Önen ve Unan (1988), Kaman'ın kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyasını incelemiş, gabroları hornblend gabro ve ince taneli gabro olarak tanımlamışlardır. Çalışma neticesinde gabroların subalkali toleyitik magmadan kristalleştikleri ve bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi olabilecekleri sonucuna varılmıştır.

Bayhan (1989), Keskin sokulumunun mineralojik, petrografik ve kimyasal özelliklerini ortaya koymuştur. Bu özelliklere göre sokulumu iki farklı kaya grubuna ayırmıştır. Bu grupların manto ve kabuksal malzemenin bölümsel ergimesiyle oluştuğunu belirtmiştir.

Tokel (1989), Anadolu'daki yitim ve çarpışma kökenli granitoyidlerin kimyasal ve metalojenetik karşılaştırmasını yapmış, Fanerozoik yaşlı granitoyidleri tektonik yerleşimlerine göre Pontidler boyunca uzanan Geç Subhersiniyen yaşlı magmatik yay granitoyidleri ve Pontidlerin güneyinde Divriği–Bolkardağı karmaşığı boyunca uzanan Üst Kretase–Paleosen yaşlı ofiyoliti kesen çarpışma granitoyidleri olmak üzere iki grupta sınıflandırmıştır.

Erler vd. (1991), Kaman ve Yozgat yörelerinde yapılan incelemelerde Kırşehir Masifi'ne sokulum yapan magmatik kayaların arazi konumları, petrografik özellikleri ve kimyasal bileşimlerini dikkate alarak yedi gruba ayırmışlardır. Kaman yöresinde yüzeyleyen kayaların güneyde Fakılı granitinden kuzeyde Bayındır nefelin siyenitine kadar, ortaç kökenli bir magmada, kuvars ve plajiyoklaz azalması ve ortoklaz artmasıyla birbirlerine geçiş gösterdiklerini ve bunların Kırşehir metamorfiklerinin altına dalan bir yitim zonunun ürünü olduklarını belirtmişlerdir.

Güleç ve Kadıoğlu (1991), Aksaray'ın kuzeyinde yer alan felsik ve mafik sokulum kayalarının jeokimyası ve kökenlerine yönelik çalışmalar yapmışlardır. Felsik kayaları oluşturan Ağaçören granitoyidinin alt ürünlerinin kabuk kökenli bir magmanın ayrımlaşma ürünlerini temsil ettiğini, mafik kayaları oluşturan Çokumkaya gabrosunun ise manto kökenli olduğunu belirtmişlerdir.

Akıman vd. (1993), İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın batı kısmındaki granitoyidleri (1) Sulakyurt–Niğde arasında KD–GB ve KB–GD yöneliminde yüzeylenen plütonlar, (2) Sivas–Çamardı boyunca yüzeylenen küçük plütonlar ve (3) kuzey kesimlerde Yozgat civarında yüzeyleyen büyük batolit olmak üzere üç gruba ayırmışlardır. Çalışma kapsamında sadece ilk grubu oluşturan monzonitik–granitik–granodiyoritik bileşimde olan granitoyidlerin alümino–kafemik ve kafemik birlikteliğinde ayrıca metalümina–peralümina karakterde, S ve I–tipi magmatik kayalar olduklarını, çarpışmayla eş yaşlı veya çarpışma sonrası oluştuklarını ve kabuksal malzeme içerdiklerini belirtmişlerdir.

Boztuğ vd. (1993), Kretase–Paleojen yaşlı İç Anadolu Alkalen provensinin batıdan–doğuya doğru Kortundağ, Baranadağ, Buzlukdağ, Çayağzı, Yozgat, Karaçayır Kösedağ, Hasançelebi, Dumluca, Murmana ve Karakeban plütonlarından oluştuğunu, Kösedağ plütonunun doğu kesiminin siyenitik ve monzonitik kayalarının kafemik, metalümino, katyonik (Na+K)<A1 parametresi olan ve silis bakımından aşırı doygun, alkalen ile koyu renkli subalkalen arasında geçiş özelliği gösteren bir magma tipine sahip olduğunu, Nb–Y ve Rb–Y+Nb eser element verilerine göre levha içi granitoyidleri (WPG) karakteri gösterdiğini, Kırşehir Bloğu'ndaki kabuk kalınlaşmasının sonlarına doğru meydana gelen gerilme rejimi ile gelişebilecek olan manto yükseliminden de malzeme alan ve başlıca alt kabuktan türeyen bir petrojenez mekanizmasına sahip olabileceği öne sürülmüştür.

Göncüoğlu ve Türeli (1993), Ekecidağ'da incelemeler yapmışlar ve söz konusu plütonun kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle oluştuğunu ve Üst Kretase'de Neotetis'in İzmir–Ankara kolunun kapanmasıyla ilişkili iki aşamalı çarpışmayla meydana geldiğini ifade etmişlerdir.

Göncüoğlu vd. (1993), İç Anadolu Kristalen Kompleksi (İAKK)'ndeki Geç Kretase yaşlı kalkalkalin–alkalen karakterli plütonların metamorfik ve ofiyolitik kayalar ile ilişkili olduğunu ve bunların doğu Akdeniz bölgesinin Mesozoyik evriminin açıklanmasında anahtar rol üstlendiklerini belirtmişlerdir. Yani İAKK'nın magmatik, metamorfik ve ofiyolitik kayaları içerdiği belirtilmiştir. İAKK içindeki plütonlar farklı

yazarlar tarafından da ele alınmış, genel anlamda benzer sonuçlarla birlikte farklı görüşler de ortaya çıkmıştır. Metamorfitler üzerinde tektonik dokanakla yer alan ofiyolitik kayalar (Orta Anadolu Ofiyolitleri) plütonik kayalar tarafından sıcak dokanaklarla kesilmiştir.

Kadıoğlu ve Güleç (1993), İç Anadolu granitoyid kayalarında yer alan anklavları kökensel açıdan incelemişler ve bunları genel olarak ksenolit, magma segregasyonu, magma karışımı ürünleri ve restitler olmak üzere dört gruba ayırmışlardır.

Tolluoğlu (1993), Kırşehir Masifi'ni kesen Kötüdağ ve Buzlukdağ felsik intrüziflerin petrografik ve jeokimyasal karakterlerini incelemiştir. Kötüdağ Volkanitini ve Buzlukdağ Siyenitoyidini Kırşehir Masifi'ni batıda yay gibi kuşatan ve yer yer keskin dokanaklarla kuşatan intrüzif kayalar ve İç Anadolu Magmatik Kuşağı'nın tipik örnekleri olarak haritalamıştır. Buzlukdağ Siyenitoyidinin Kırşehir Masifi içerisinde stok ve dayklar şeklinde yüzleklendiğini ve kuvars siyenit, siyenit ve monzonit bileşiminde olduklarını belirtmiştir. Siyenitoyide ait kaya örneklerinin lökokrat ve aşırı doygun alkali (ALKOS) karaktere sahip olduklarını ifade etmiştir. Bölgede intrüzif kütleye ait çok sayıda kalınlıkları birkaç metre arasında değişen feldispatoyidli siyenit bileşimindeki damar kayalarının genellikle sil, dayk veya stok şeklinde metamorfikleri kestiğini gözlemlemiştir.

Türeli vd. (1993), metamorfik ve ofiyolitik yan kayalara sokulum yapmış monzogranit ve granodiyorit bileşimindeki Ekecikdağ granitoyidini petrografik ve kimyasal bileşimlerine göre birbiriyle kökensel olarak ilişkili olan beş alt birime ayırmış, kalkalkalen karakterli olup alümino–kafemik eğilim gösterdiğini, hem I–tipi hem de S–tipi granitlere benzer özelliklere sahip olduğunu, granit magmasının yerleşimi sırasında daha önceden var olan gabroyik bir kayadan gelen ksenolitler içerdiğini, jeokimyasal analiz sonuçlarının kıtasal kabuk kökeni ve çarpışma sonrası tektonik ortamını işaret ettiğini ifade etmişlerdir.

Akay (1994), Çiçekdağ–Akçakent (Kırşehir) Bölgesinin jeolojisi ve petrol potansiyelini ortaya koymak üzere yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Çankırı–Çorum Havzası'nın güney kesiminin jeolojisi ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanındaki temel kayaların Kırşehir Masifi'nin bir parçası olarak kabul edilen magmatik kuşaktan meydana geldiğini, çalışmalarında bu kuşağı Çiçekdağ Kuşağı olarak adlandırmışlar ve iki farklı kaya birlikteliğinden oluştuğunu, yaşlı kayaların mafik volkanikleri, yastık lavları, masif diyabazlar ve Çökelit Volkanitleri olarak adlandırılan yarı denizel hiyaloklastikleri içerdiğini belirtmişlerdir. Çökelit Volkanitlerinin granitik plütonlar ve bunların volkanik eşlenikleri (Yozgat magmatikleri) tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Yozgat magmatiklerinin jeokimyasal olarak granit, granodiyorit, monzonit ve monzodiyorit bileşiminde olduğunu, dokusal anlamda kısa mesafede özelliklerinin değişebildiğini, I–tipi, kalkalkalen bileşiminde olduklarını, Santoniyen–Geç Paleosen'de yitim zonunun üzerinde geliştiklerini dile getirmişlerdir.

Boztuğ vd. (1994), İç–Doğu Anadolu alkalin provensi doğu kesimlerinde yüzeylenen Üst Eosen yaşlı Kösedağ plütonu'nu incelediği çalışmada, plütonun doğu kesimi, başlıca, orta–kaba ve ince taneli olmak üzere haritalanabilir iki fasiyese ayrılabilmektedir. Ana kütleyi oluşturan orta–kaba taneli fasiyes, çoğunlukla kuvars siyenit, siyenit ve ender olarak da monzonitik kayalardan oluşurken; ince taneli fasiyes ise diğerlerinin içerisinde küçük sokulumlar halinde gözlenmekte ve başlıca siyenitik kayalardan oluşmaktadır. Ana mafik mineralleri amfibol (hornblend–kersutit), klinopiroksen (ojit ve ender olarak egirinojit) ve biyotitten oluşan Kösedağ plütonu doğu kesimi siyenitik ve monzonitik kayalardan oluşmaktadır. Levha içi granitoyidleri (WPG) karakteri gösteren Kösedağ plütonunun, bu özelliklerinin, çarpışma sonrası (post–COLG) bir jeodinamik ortama bağlı olarak gelişebileceği bazı eser element verileriyle de desteklenmektedir. Bu veriler ışığında, Kösedağ plütonunun, Neo–Tetis'in kuzey kolunun kuzeye doğru yitimiyle ilgili çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonlarında, pasif kenarda meydana gelen gerilme rejimi ile gelişebilecek olan manto yükseliminden malzeme alan ve alt kabuktan da kirlenen bir petrojeneze sahip olabileceği düşünülmektedir.

Güleç (1994), Ağaçören granitoyidinin iz element ve Sr izotop verileri göz önünde bulundurularak plütonun kökeni ve oluşumu açıklanmaya çalışılmıştır. Bu veriler ışığında plütonun 110 My yaşında olduğunu, % 60 kabuksal + % 40 manto malzemesinin karışımının % 60'nın fraksiyonel kristalleşmesiyle oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Erler ve Bayhan (1995), Aksaray ilinin kuzeybatısından başlayıp, kuzeye doğru Sulakyurt ilçesine kadar uzanan, buradan doğuya dönerek Sivas iline kadar devam eden Orta Anadolu granitoyidlerinin porfirik dokulu ve arenalaşmış bölümlerini çalışmışlardır. Orta Anadolu granitoyidleri genellikle monzogranit, kuvars monzonit, granodiyorit ve yer yer kuvars siyenit bileşimini gösterirler.

Geven (1995), Kaman'ın güneyinde yapmış olduğu çalışmada Cefalıkdağ granitoyidini incelemiş, kütlenin genel olarak kuvars monzodiyorit, kuvars monzonit ve granit bilişiminde olduğunu belirtmiştir. Cefalıkdağ granitoyidini petrografik ve jeokimyasal bileşimlerine göre üç alt gruba ayırmıştır. Plütonun kalkalkalen karakterde olduğunu, kafemik eğilim gösterdiğini ve hibrit bir malzemeden türediğini ancak bu malzemenin oluşumunda sialik köken katkısının daha fazla olduğunu ifade etmiştir.

Kadıoğlu ve Yıldız (1995), Akdağmadeni (Yozgat) granitoyid intrüzyonunun bir kısmını oluşturan Ortaköy granitoyidindeki ksenolitlerin mineralojik ve petrografik özellikleri incelemiştir. İnceleme sonunda Akdağmadeni Ortaköy civarındaki siyenitlerdeki anklavların ksenolit türünde olduğu ve ana kütlenin henüz aşınmadığını belirtmişlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç (1996), Ağaçören İntrüzif Takımının Çokumkaya Gabrosu, Ağaçören granitoyidi ve bu birimleri kesen genç dayklardan oluştuğunu belirtmişler, Ağaçören granitoyidindeki mafik mikrogranüler anklavların ayrıntılı petrografik özellikleri ve mineral kimyası açıklanmıştır.

Kadıoğlu ve Güleç (1997), Ağaçören İntrüzif Takımı'ndaki anklav ve gabroların mineral kimyası ve petrografik özelliklerinden yararlanarak AİT'deki Mafik Mikrogranüler Anklavların (MMA) Çokumkaya gabrosu magmasından türediğini ileri sürmüşlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç (1997), AİT'deki Çokumkaya Gabrosunun Ağaçören Granitoyidinde sinosoidal dokanaklı yer aldığını, Ağaçören Granitoyidinin tüm alt birimlerinin MMA içerdiklerini, bu anklavların ana kaya ile keskin dokanaklı olduklarını, iğnemsi apatit, kamalaşmış biyotit ve kuvars oseller (oceller) dokusu göstermeleri ile de mafik ve felsik bileşimli magmaların karışımı sonucu oluştuklarını, Ağaçören Granitoyidinin esasen üst kabuk kökenli olduğunu fakat alt kabuk ve manto kökenli ürünlerde içerdiğini buna karşılık Çokumkaya Gabrosunun ilksel olarak mantodan türediğini belirtmişlerdir.

Köksal ve Göncüoğlu (1997), İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın bir kısmını oluşturan Nevşehir'in kuzeydoğusundaki İdiş Dağı–Avanos bölgesinin jeolojisini incelemişlerdir. Çalışma kapsamında metamorfik kayaları, Aşıgediği Metamorfiklerine sokulan kuvars siyenit, alkali feldispat kuvars siyenit ve kuvars monzonit bileşimindeki İdiş Dağı siyenitoyidini, volkanik, volkanoklastik ve sedimanter örtü birimlerini incelemişlerdir. Karahıdır Volkaniklerinin İdiş Dağı siyenitoyidini dayklar şeklinde kestiklerini belirtmişlerdir.

Kadıoğlu ve Özsan (1997), İç Anadolu'nun kuzeybatı bölümünde yer alan Sulakyurt granitoyidindeki gabroların konumu sondajlarla belirlenmiş, gabroik kayaların Sulakyurt granitoyidlerinin altında derine doğru genişleyerek devam ettiğini, bu nedenle ofiyolitik olmadıklarını, granitoyid magmasının içine sokularak beraber kristalleşen eş plütonik kütleler oldukları açıklanmıştır.

Aydın vd. (1998), Orta Anadolu Granitoyidlerini (OAG) genel olarak C–tipi (kabuksal) lökogranitler ve H–tipi (hibrid) hornblend ± K–feldspat megakristalleri ± mafik mikrogranüler anklavlar içeren granitler olarak iki ana gruba ayırmışlardır. Granitoyid magmatizmasını siyenitoyid magmatizmasının izlediğini ve bu magmanın da ilk fazını

kuvars siyenitoyidlerin ikinci fazı ise feldspatoidli siyenitoyidlerin oluşturduğunu belirtirler. İç Anadolu Kristalen Kompleksi'ndeki magmatizma türlerinin peralüminalıdan metaalüminalıya ve giderek alkalin/peralkaline doğru değiştiğini ifade etmişlerdir. Siyenitoyid intrüzyonlarının çarpışması–sonrası magmatizmasının son evrelerini temsil ettiğini, silikaca–doygun magmatizmadan silikaca–doymamış magmatizmaya geçişin nedeninin ergime zonundaki su miktarındaki değişmeler olabileceğini belirtmişlerdir.

Boztuğ vd. (1998a), Orta Anadolu çarpışma plütonizmasının oluşumunda eş yaşlı mafik ve felsik magmaların çeşitli etkileşim tipleri adlı çalışmalarında; metamorfiklere sokulum yapan çarpışma ile ilgili plütonizmayı üç kısıma ayırmışlardır. Magma mixing/mingling olaylarının nasıl gerçekleştiğini, mafik ve felsik mikrogranüler anklavların oluşumlarını ayrıntılı açıklamışlardır.

Boztuğ (1998b), Orta Anadolu'da metamorfizma–magmatizma sinkronizasyonu ve S–I–A tipi magmatik kaya birliklerinin jeodinamik önemi isimli çalışmasında; metasedimentler, ofiyolitik kayalar ve intrüzyonların radyometrik yaş tayini sonuçlarına göre eşzamanlı olduklarını ileri sürmüştür. Üst Kretase'deki metamorfizma ve magmatizma eşzamanına ve metamorfizma derecesinin kuzeyden güneye doğru azalmasına bağlı olarak çarpışmaya bağlı terslenmiş metamorfizmayla meydana gelmiş olabileceğini düşünmüştür. İç Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisindeki çarpışmayla ilgili magmatik kayaların birbirlerinden farklı olduklarını söylemiştir.

Boztuğ vd. (1998c), Orta Anadolu çarpışma sonrası plütonizmasında kalkalkali ve alkali monzonitik birlikler adlı çalışmalarında, Yozgat batolitinin Şefaatli–Yerköy arası ile KB Kırşehir'deki Çiçekdağ ve Kaman'ın güneydoğusundaki Baranadağ'da incelemeler yapmışlardır.

Boztuğ vd. (1998d), Orta Anadolu bölgesindeki metamorfik birimler, ofiyolitik kayalar ve intrüziflerde çalışmalar yapılmış, kristalen kütledeki metasedimentlerin metamorfizma yaşı, ofiyolitik birimlerin yerleşme yaşı ve intrüzif kayaların da

intrüzyon yaşlarının kabaca Üst Kretase civarında bir eşzamanlılık gösterdiğini ve bazı intrüziflerin yerleşmesinin de Tersiyer'e kadar uzanabileceğini belirten araştırmacılar çarpışmayla ilgili magmatik kayaları da üç gruba ayırıp ayrıntılı olarak incelemiş oluşumlarını açıklamışlardır.

Boztuğ (1998), Üst Kretase–Paleojen yaşlı alkali plütonlarını incelemiş ve bu plütonları İç Anadolu'nun doğu kısımda yedi, batıda ise altı gruba ayırmıştır. Ana ve eser element jeokimyası verilerine göre belirgin bir şekilde genç orojenik, levha içi ve çarpışma sonrası karakteristikleri gösterdiklerini belirtmiştir. İç Anadolu'daki çarpışma sonrası alkali plütonizmasının Neotetis'in kuzey kolunun kuzeye doğru olan yitimi ile meydana gelen Anatolid–Pontid çarpışmasına bağlı olarak kıtasal kalınlaşma hemen ardından da gerilmeli rejim altında çarpışma sonrası litosferik incelme sırasında Anatolidlerin pasif kenarındaki manto malzemesinin adiabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi ergimesiyle oluşabileceğini ileri sürmüştür.

Güleç ve Kadıoğlu (1998), İAKK'nin güneybatısında yer alan Ağaçören granitoyidinin iz element ve Sr izotop verileri değerlendirilerek plütonun manto ve kabuksal bileşenlerinin ilişkisi araştırılmıştır. Bu veriler ışığında plütonun 110 My yaşında olduğunu, % 70 üst kabuk + % 30 manto malzemesinden oluşan karışımının ancak % 21'nın fraksiyonel kristalleşmesiyle oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Kadıoğlu vd. (1998), Ağaçören granitoyidindeki gabrolarda petrografik ve jeofizik incelemeler yapılmıştır, jeofiziksel veriler kullanılarak gabro kütlesinin granitoyidler içerisine sokulduğunu ve bunların derinlere doğru genişleyerek sokulum kütlesi olarak devam ettiklerini ortaya koymuşlardır.

Otlu ve Boztuğ (1998), İç Anadolu çarpışma sonrası (post–COLG) alkali plütonizmasının örneklerinden olan Kortundağ ve Baranadağ Plütonlarındaki silisçe aşırı doygun (ALKOS) ve silisçe tüketilmiş alkali (ALKUS) kaya birlikteliklerini incelemişlerdir. Bunlardan Kortundağ Plütonunu dört litodem birimine ayırırken Baranadağ Plütonunun ise haritalanabilir bir litodem biriminden oluştuğunu ileri

sürmüşlerdir. Bu litodem birimlerinin birbirleriyle ve metamorfiklerle olan dokanak ilişkilerini ortaya koymuşlardır. Yapılan incelemeler neticesinde plütonların mineralojik, petrografik ve petrolojik özellikleri ortaya konmuştur.

Yılmaz ve Boztuğ (1998a, 1998b), Neotetis'in kuzey kolunun Maestrihtiyen öncesinde Pontidlerin altına dalmasına bağlı olarak Ankara Erzincan Kenet Zonu boyunca gelişen olayların terslenmiş metamorfizma, ana kenet zonundan türemiş ofiyolit dilimleri, çarpışmayla ilişkili magmatizma ve çarpışma sonrası meydana gelen Orta Anadolu basenleri olarak ifade etmişlerdir. Akçakent Magmatik Kompleksi'nde ofiyolitik dilim yerleşmesi, çarpışma sonrası I ve H–tipi magmatizma ve levha içi karakterli A–tipi magmatizmanın gözlemlendiğini ileri sürmüşlerdir. Eğrialan Siyenitinin alkali karakterde olduğunu, ofiyolitleri ve Halaçlı Monzogranitini kestiğini tebarüz etmişlerdir.

Yılmaz ve Boztuğ (1998c), çarpışma zonu magmatizmasının petrojenezi adlı çalışmalarında magmatizmanın çarpışma öncesi (pre–coll), çarpışmayla eş zamanlı (syn–coll) ve çarpışma sonrası (post–coll) olmasına bağlı olarak ortaya çıkacak olan petrojenetik karakteristikler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çarpışma öncesi magmatizmasının yay magmatizması olarak bilindiğini ve toleyitik–kalakalkalen karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Çarpışmayla eş zamanlı magmanizmanın genellikle metasedimanter kayaların anateksi sonucu düşük ergime sıcaklığına sahip bileşenlerinin ergimesiyle ortaya çıkan eriyiklerden oluşan S–tipi granitik kayalarla temsil edildiğini, çarpışma sonrası kalkalkalen magmatizmanın ise litosferik delaminasyon sonucu kabuk–manto sınırında üst manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon nedeniyle yüksek dereceli kısmi ergimesinden türeyen mafik magma ile bu magmanın kıtasal kabuğun alt kısmına sokulması sonucu kabuksal kayaları dehidratasyon reaksiyonları nedeniyle kısmi ergimeye uğratarak oluşturduğu felsik magma ile etkileşmesi sonucu oluştuğunu ve I–tipi olduklarını ileri sürmüşlerdir. Çarpışma sonrası litosferik delaminasyon sırasında üst manto kayalarının adiyabatik dekompresyon ile düşük dereceli kısmi ergimeye uğramaları sonucu oluşan alkali magmatizmaların olduğunu da açıklamışlardır.

Aydın ve Önen (1999), Anatolid–Torid platformunun pasif kıta kenarını temsil eden İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki granitoyid intrüzyonlarından biri olan Baranadağ kuvars monzonitinde araştırmalar yapmış, plütonun orta–iri taneli olduğunu, mafik anklav ve K–feldispat megakristallerini içerdiğini ve genç magmatik aktiviteyi temsil eden aplitik dayklarla kesildiğini, ortoklaz, plajyoklaz, kuvars, hornblend, biyotit ve klinopiroksen içerdiğini, hafif alkalen ve oldukça iyi gelişmiş kalk–alkalen karakterde olduğunu, metaluminus karakterde çarpışma sonrası granitlerden olduğu belirtilmiştir.

Işık (1999), Ekecek–Yeniköy–Mamasun (Aksaray), Yeşilhisar (Kayseri) arasında yüzeyleyen gabroyik ve granitoyidik kayaların petrografik ve jeokimyasal incelemesini yaparak bölgede yüzeyleyen gabro, diyorit, plajiyogranit ve dolerit dayklarının İç Anadolu Ofiyolitlerinin üzerlemesinin kalıntıları şeklinde yorumlamış, Ekecekdağı granitoyidinin muhtemelen hibrid bir magmadan oluştuğunu ve çarpışma sonrası granit özelliğinde olduğu, bölgedeki gabroların ise ofiyolitik kökenli olduğunu belirtmiştir.

Kadıoğlu ve Güleç (1999), İç Anadolu Granitoyidlerindeki anklavların türü ve kökenine yönelik çalışmalar yapmışlar ve anklavları genel olarak ilk kez bu çalışma ile dört gruba ayrıldığını belirtmişlerdir. Anklavları kökensel olarak ksenolitik anklavlar, magma segregasyon anklavları ve magma mixing/mingling anklavları olmak üzere üç grupta sınıflandırmışlardır. Ksenolitik anklavların granitoyidlerin metamorfik ve ofiyolitik kayalarla olan dokanaklarında daha fazla oranda görüldüğünü ifade etmişlerdir.

Boztuğ (2000), Kırşehir Masifi'ndeki intrüzif birlikteliklerini (1) çarpışmayla eş yaşlı, S tipi, peralüminalı ve iki mikalı lökogranitik birliktelik, (2) çarpışma sonrası, I tipi, metalüminalı, yüksek potasyumlu kalkalkalen ve genellikle K–Feldispat megakristalli monzonitik birliktelik ve (3) A tipi, çarpışma sonrası ve levha içi alkalen birlikteliği, yüksek potasyum ve silikaca doygun alkalen, K–Feldispat megakristalli monzonitik ve siyenitik alt grup ve silikaca doygun olmayan alkalen feldispatoid–sodalit siyenit porfir alt grubu şeklinde sınıflamıştır. Radyometrik verilere dayanarak İç Anadolu'daki metamorfizma ve magmatizmanın Geç Kretase boyunca eşzamanlı olarak meydana geldiğini, metamorfizma derecesinin kuzeyden güneye doğru azaldığını belirtmişlerdir. Çarpışma sonrası, A tipi, levha içi karakterli alkalen birliğin kabuk kalınlaşmasından

sonra izostatil denge gereği sıkışmanın yerini alan gerilme rejimi sonucu, yükselmiş olan üst manto peridotitlerinin bazı özel fizikokimyasal koşullarda fraksiyonel kısmi ergimeye uğraması sonucunda meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Dilek ve Whitney (2000), İç Anadolu'nun Senozoyikteki kabuksal evrimini genişleme rejiminin etkileri, magmatizma ve arazi yapısı inceleyerek açıklamaya çalışmışlardır.

Düzgören Aydın vd. (2001), İç Anadolu'daki magmatizmanın ürünlerinin C–tipi (kabuktan türeyen) ve H–tipi monzogranitler ve monzonitler ile syenitik kayalardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Granat içeren C–tipi lökogranitlerin en yaşlı magmatik fazı temsil ettiğini, H–tipi granitoyidlerin en yaygın grubu oluşturduğunu ve mafik mikrogranüler anklav içerdiklerini, granitik intrüzyonların sonrasında öncelikle kuvars içeren sonrasında da feldispatoyid içeren siyenitlerin oluştuğunu belitmişlerdir. Bu farklı magma türlerinin çarpışma sonrası kabuk ve manto arasındaki etkileşim ile birlikte magmatizmada farklı aşamaları yansıttığını, C–tipi granitlerin çarpışma sonrası magmatizmanın ilk aşamalarında alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle, H–tipi ve syenitik kayaların devam eden genişlemeli tektonik rejim altında çarpışma sonrası magmatizmanın ileriki aşamalarında dikkate değer bir miktarda mantodan türeyen magmalardan meydana gelebileceğini savunmuşlardır.

Kadıoğlu ve Güleç (2001a), İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki gabro tiplerini arazi, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla ayırmışlardır. Buna göre İAKK içerisinde yüzeyleyen iki tip gabro olduğunu, bunlardan birinci tip gabroların granitoyidlerle sinüsoidal dokanaklı ve geçişli gabrolar, ikinci tip gabrolar ise granitik intrüzyonların yükselttiği gabrolar olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar birinci grup gabroların, subofitik doku özelliği sergilediklerini ve kaya içerisinde hâkim mafik mineralleri amfibollerin oluşturduğunu, ikinci tip gabroların ise holokristalin granüler doku özelliğinde ve hâkim mafik mineralleri piroksenlerin oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç (2001b), İAKK içerisinde yüzeyleyen felsik intrüzyonların yapısını ve dağılımlarını incelemişler, buna göre arazi çalışmaları, mineral bileşimi ve

jeokimyasal parametreler esas alınarak karmaşık içerisindeki çeşitli felsik intrüzyonları granitik, monzonitik ve siyenitik intrüzyonlar olmak üzere üç ana gruba ayırmışlardır.

Köksal vd. (2001), İç Anadolu'daki A–tipi magmatizmanın ürünlerinden olan İdiş Dağı Magmatik Kompleksi'nde mineralojik ve petrografik incelemeler yapmış, çoğunlukla kuvars siyenit ve alkali feldispat kuvars siyenit bileşiminde olduklarını, İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki magmatizmanın son aşamasının ürünleri olduğunu belirtmişlerdir.

Akçe (2003), yüksek lisans tezi kapsamında Yozgat Batolitinin kuzey bölümünün jeolojisini ve petrolojisini ortaya koymaya çalışmıştır.

Kadıoğlu vd. (2003), İAKK'nın batı kenarı boyunca bulunan eğrisel volkanoplütonik karmaşığın bir kısmı olan AİT'deki gabroyik kayaların uyumsuz intrüzif kütleler olarak oluştuklarını ve granitoyid kayalarıyla uyumsuz dokanak gösterdiklerini, gabroların $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşları 78.0 ± 0.3 ile 78.8 ± 1.0 My iken granitoyidlerin 77.6 ± 0.3 My belirtilmiştir.

Işık vd. (2004), Yozgat batolitindeki granitik kayaların içerisindeki turmalinit damarlarının B'ca zengin akışkanlarla ilişkili olarak oluştuklarını belirtmişlerdir. Turmalin mineralizasyonuna kuvars ve epidot mineralleri eşlik etmektedir. Turmalinit damarları ve granitoyidlerdeki petrografi ve mikroyapısal özelliklere göre turmalinitlerin B'ca zengin magmadaki akışkan parametrelerine ve bölgedeki yapıya bağlı olarak üç farklı aşamada oluştuğunu belirtmişlerdir. İlk aşamada oluşan turmalinlerin orta–iri kristalen, yeşilimsi kahverenkli dravit bileşiminde, ikinci aşama oluşumlarının ince taneli, yeşil–mavimsi yeşil renkli şörl bileşiminde olup turmalinlerin büyük bir kısmı bu aşamada oluşmuştur. Bu iki aşamadan sonra granitoyidler ve turmalinitler protomilonitik ve milonitik karakterdeki eğimli ve faylardan türeyen kırılgan deFormasyonlara maruz kalmışlardır. Son aşamada oluşan turmalinitlerin ise kırılgan deFormasyonun sonucu olarak oluştuğu, genişlemeli kırıklarda epidot, kuvars, K–feldispat ve turmalin mineralizasyonlarının varlığından bahsetmişlerdir.

İlbeyli vd. (2004), İç Anadolu'daki kıta–ada yayı çarpışmasıyla ilişkili olan benzer yaşlı intrüzif kayaları (1)kalkalkalen, (2)subalkalen–geçişli ve (3)alkalen olmak üzere üç gruba ayırmışlardır, alkalen plütonik kayaların nefelin monzosiyenit–kuvars siyenit bileşiminde metaalüminalı–peralkalen kayalar olduklarını, LIL ve hafif NE'ce zengin, yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranlarına sahip olduklarını belirtmişlerdir. Tektonik sınıflama diyagramlarına dayanarak bu kayaların fraksiyonel kristalleşme süreçleriyle birleşmiş kabuksal asimilasyondan etkilendiğini ileri sürmüşlerdir.

Köksal vd. (2004), İç Anadolu Kristalen Kompleksi'nin allokton ofiyolitik kayaları ve metamorfik kayalarına sokulum yapan H ve A–tipi granitoyidler Neotetis okyanusunun kapanmasıyla meydana gelen kıtasal çarpışmanın geç evresini karakterize ettiklerini, H ve A–tipi granitoyidlerdeki Rb–Sr ve K–Ar tüm kaya ve mineral yaş verilerinin çelişkili olduğunu bu nedenle de tipik lokasyonlardan U–Pb titanit yaşlandırması yapılıp jeokimyasal özellikleri ortaya konmuştur. H ve A–tipi granitoyidlerin U–Pb titanit yaşlarını sırasıyla 74.0 ± 2.8 ve 74.1 ± 0.7 My olduğunu belirtmişlerdir. Bu verilerin Torid–Anatolid platformunun pasif kenarındaki Alpin incelmesini takip eden çarpışma sonrası genişlemeli periyodun başlangıç zamanını kısıtladığını ifade etmişlerdir.

İlbeyli (2005), Geç Kretase magmatizmasının ürünleri olan, metamorfik kayalara sokulan ve ofiyolitik kayaları üzerleyen çarpışmayla ilişkili kayaları (1)kalkalkalen, (2)subalkalen ve (3)alkalen olmak üzere üç gruba ayırmıştır. Kalkalkalen plütonları on bir, subalkalenleri bir ve alkalenleri de altı lokasyonda incelemiştir. Alkalen kayaların metaalümina–peralkalen bileşimde, A–tipi ve foid içeren monzosiyenit–granit bileşiminde olduklarını belirtmişlerdir. Plütonların 5.3–2.6 kbar basınç altında 858–698^{o}C'daki geniş bir sıcaklık aralığında kristalleştiklerini, LIL ve hafif NE'nde zenginleşme, yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranları gösterdiklerini belirmişler, bu özelliklerinde kayaların büyük oranda yitim malzemesi içeren manto kaynağından türediklerini ileri sürmüşlerdir.

Tatar ve Boztuğ (2005), İç Anadolu'daki K–G yönlü plütonik kütleyi kesen Geç Kretase yaşlı Behrekdağ Karmaşığı'nı haritalanabilir beş granitoyid birime ayırmışlardır. Bunlar

(1) S–tipi, peralüminalı Danacıobası biyotit lökograniti, (2) I–tipi, hibrit, metalüminalı, K–feldispat megakristalli Konur kuvars monzonit, (3) mafik A–tipi, alkalen Kızdede monzogabro, (4) felsik A–tipi, alkalen Hasandede kuvars siyenit/monzonit ve (5) M–tipi, düşük potasyumlu toleyitik Yeniköy tonalitidir. Danacıobası biyotit lökogranitindeki biyotitlerden yapılan K–Ar yaşları 69.1 ± 1.42 ve 71.5 ± 1.45 My olarak tespit edilmiştir.

Kadıoğlu vd. (2006), Üst Kretase–Paleosen yaşlı kalkalkalenden alkalene değişik bileşimdeki felsik intrüzifler, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde metamorfik, ofiyolitik birimlere sokulum yapmakta ve bölgenin en önemli magmatik birimlerini oluşturmaktadır. Bu birimler göstermiş oldukları mineralojik ve kimyasal bileşimlerine göre, graniti monzonit ve siyenit üst takımlarına ayrılmıştır. Her üst takım kendi içerisinde göstermiş olduğu benzer mineralojik ve kimyasal bileşim ile düzenli bir coğrafik yayılım göstermeleri esasına dayanarak alt takımlara ayrılmıştır. Granit üst takımı Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin en dış bölümünü oluşturan granit ve granodiyoritlerden oluşmaktadır. Ağaçören intrüzif takımı, Çelebi takımı, Behrekdağ takımı, Sulakyurt takımı, Hacılı takımı, Kerkenez takımı, Akdağmadeni takımı ve Karakeban takımları granit üst takımının bireylerini oluşturmaktadır. Monzonit üst takımı granit üst takımı ile dereceli dokanak sergileyebilmekte ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin iç kısmına doğru ve granit üst takımı ile yayılım açısından paralellik sergilemektedir. Bu üst takım monzonit–kuvars monzonit bileşiminde olup başlıca Terlemez takımı, Saraycık takımı, Cefalık takımı, Baranadağ takımı, Akçakent takımı, Cankılı takımı ve Murmano takımlarını kapsamaktadır. Siyenit üst takımı, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde en iç kesimde ve diğer üst takımlardan bağımsız kütleler halinde bulunmaktadır. Siyenit üst takımı, kuvars siyenit, siyenit, foid siyenit ve pseudolösit içeren alkali bileşimdeki kayaları oluşturmaktadır. Bu üst takım İdişdağı takımı, Devedamı takımı, Hayriye takımı, Bayındır takımı, Buzlukdağ takımı, Akçakent takımı ve Ömerli takımlarından oluşmaktadır. Granit üst takımı monzonit üst takımı ve siyenit üst takımı sırasıyla yüksek K içerikli, kalkalkalin, şoşonitik ve alkali bileşimindedir. Granit ve monzonit üst takımı LILE açısından zenginleşme ve HFSE açısından fakirleşme göstermektedir. Siyenit üst takımı ise diğer iki üst takıma göre, daha fazla LILE ve kısmen de HFSE açısından zenginleşme göstermektedir. Kayaların

jeokimyasal bileşimleri, granit ve monzonit üst takımlarının adakit bileşiminde olup, dalma batma ürünleri olduğunu ve manto metasomatizmasından oluşan bir ürünü sergilediklerini, siyenit üst takımının ise kabuğun incelmesine bağlı ve daha çok kabuk kirlenmesine uğramış manto kökenli alkali kaynaklı ürünlerden oluşmuş olabileceğini göstermektedir. Yapılan $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analiz sonuçları granit üst takımının 77.7 ± 0.3 My, monzonit üst takımının 70.0 ± 1.0 My ve siyenit üst takımının ise 69.8 ± 0.3 My yaşında olduğunu ve Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde zaman içerisinde geniş bir magma evrimi geçirdiklerini göstermektedir. Bütün bu olaylar her üst takımda belirli ve ardışıklı bir zaman aralığında İç Toros okyanusunun dalması ve sıkışma rejimine bağlı olarak önce adakit magmasının türemesine neden olmuş ve daha sonra dalan dilimin astenosferde kopması ile genişleme rejimine bağlı olarak alkali magmatizmanın gelişimine neden olduğunu belirtmişlerdir.

Boztuğ ve Arehart (2007), İç Anadolu'daki Geç Kretase granitoyid kayalarının Neotetis'in kapanmasıyla meydana gelen çarpışma süreçlerinden türemiş S–I–A–tipi plütonlardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Oksijen ve sülfür izotop jeokimya çalışmalarında granitoyidlerin kökeninde belirgin kabuksal bulgulara rastlamışlardır.

Boztuğ vd. (2007a), Orta–Geç Kretase İç Anadolu granitoyidlerinin İç Anadolu yitim zonu ofiyolitlerine ve İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın orta–yüksek metasedimentlerine sokulum yaptıklarını ve Geç Paleosen–Erken/Orta Eosen sedimanları tarafından üzerlendiklerini, bunların da tek zirkon $^{207}Pb–^{206}Pb$ evaporasyon yaşlarının (1) Senomaniyen–Turoniyen, (2)Turoniyen–Santoniyen ve (3) Kampaniyen olarak üç gruba ayrıldığını ve bunlarında hornblend ve biyotit $^{40}Ar–^{39}Ar$ ve K–Ar soğuma yaşlarının 80–65 My civarında olduğunu belirtmişlerdir.

Boztuğ vd. (2007b), Divriği–Sivas bölgesindeki A–tipi granitoyidlerde K–Ar yaşlandırma, tüm kaya ve izotop jeokimyası çalışmaları yapan araştırmacılar Senomaniyen–Turoniyen supra–subduction zonu tipi Divriği ofiyolitik melanjına sokulum yapan bimodal A–tipi Dumluca ve Murmana granitoyidlerinin felsik monzonitik/siyenitik ve mafik gabroyik/diyoritik ve manzogabroyik/monzodiyoritik

kayalar içerdiğini belirtmişlerdir. Hornblend ve biyotit minerallerinden yapılan yeni K–Ar soğuma yaşları Dumluca için 72–77 My ve Murmana granitoyidlerinin felsik ve mafik kayaları için 68–77 My elde edilmiştir. Bu intrüzyonların felsik ve mafik kayaları metalüminus, yüksek K alkalen bileşimli, bununla birlikte zaman içerisinde gelişen üyelerin felsik kayaları peralüminyum karakterdedir. Tüm veriler birlikte değerlendirildiğinde mafik kayaların yalnızca zenginleşmiş manto mafik magmasından (EM II) fakat felsik kayaların hibrid felsik magmadan türediği sonucuna ulaşılmıştır. Hibrid felsik magmanın mantodan türeyen mafik ile diğer kabuksal malzemelerden türeyen silisik ergiyiklerin karışlımın ile oluştuğu belirtilmiştir. Mumana granitoyid birliğindeki bazı mafik kayaların bileşimi kaynak malzemasinde yitim izi taşıması nedeniyle yitim etkisiyle türeyen akışkanlarla metasomatize olmuş zenginleşmiş manto kaynağından türediği düşünülmektedir.

Kadıoğlu (2007), İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'ndaki metamorfik ve ofiyolitik kayalara sokulan felsik intrüzif kayaların granit, monzonit ve siyenit bileşiminde olduklarını, bu kaya birimlerinin mineralojik ve jeokimyasal verileri bu kayaların kökensel ilişkili olduklarını gösterdiğini, siyenitik kayaların İAKK'nin iç kısımlarında küçük kütleler olarak yüzlek verdiğini ve yedi alt takıma ayrıldığını (İdişdağı, Devedamı, Hayriye, Bayındır, Buzlukdağ, Akçakent ve Ömerli), LIL elementlerde zenginleşme HFS elementleriminde de kısmen bir zenginleşme görüldüğünü, siyenit takımı magmasının çarpışma sonrası kabuk incelmesine bağlı zenginleşmiş manto kaynağından türediğini belirtmiştir.

Boztuğ ve Harlavan (2008), İç Anadolu'daki S–I ve A–tipi granitoyidlerin K–Ar soğuma yaşlarının 80 ve 60 My arasında bir eşzamanlılık yansıttığını, eş kökenli tek bir jeodinamik yerleşimle fakat çeşitli kaynaklardan türediklerini belirtmişlerdir.

Işık vd. (2008), makaslama zonlarındaki kayaları yaşlandırmanın orojenik kuşaklardaki deFormasyon süreçlerini anlamada önemli olduğu düşüncesinden yola çıkarak İAKK'nın kuzey kısmındaki Kerkenez granitoyidlerden ve milonitik kayalardan Ar–Ar kaya yaşlandırması yapmışlardır. Kuvars monzonit ve hornblend granitoyid

bileşimindeki Kerkenez granitoyidinin ayrı makaslama zonları içerdiği, bu zonların alt amfibolit fasiyesine ulaşan metamorfizma şartlarında oluşmuş protomilonit ve milonit oluşumları ile karakterize edilebileceği, hızlı soğumaya ile kristalleştiği, kuvars monzonit bileşimindeki kayaların 81.2 ± 0.5 My civarında yerleştiğini belirtmişlerdir. Ar–Ar kaya yaşlandırma ve intrüzif ilşkilere göre İAKK'nın kuzey kısmındaki bölgesel metamorfizma için en üst yaş sınırı yaklaşık 81 My olabileceği tebarüz edilmiştir. Milonitik örneklerdeki hornblendlerden elde edilen plato yaşları 71.6 ± 0.3 My ve 71.7 ± 0.2 My, K–feldispat yaşları ise 71.6 ± 0.2 ve 81.3 ± 0.2 My'dır. Elde edilen veriler ışığında makaslama zonlarının hornblend granitin soğumasından ve yerleşiminden hemen sonra oluştuğunu ve bu zonlardaki soğuma olayının bölgedeki genişlemenin başlangıcı ile ilişkili olduğu, intrüziflerin soğuması ve intrüzyonların makaslamasının eşyaşlı olduğu ve Geç Kretase'de meydana geldiği belirtilmiştir.

Köksal ve Göncüoğlu (2008), İç Anadolu'daki Aksaray ve Kırşehir yörelerindeki bazı S, I ve A–tipi granitoyidlerde Sr ve Nd izotop çalışmaları yapmışlar, I ve A–tipi granitoyidlerin $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve ℇNd değerlerinin benzer buna karşın S–tipi granitoyidlerin I ve A–tipi granitoyidlerden daha radyojenik ilksel Sr izotop oranlarına ve daha düşük εNd değerlerine sahip olduklarını belirmişlerdir. S–tipi granitoyidlerden I ve A–tipi magmatik kayalara doğru gözlenen $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerlerindeki artış ve εNd değerlerindeki yükseliş, farklı kaynak özelliklerinden veya manto ve kıtasal kaynakların zaman içerisinde izotopik olarak karışması ile bağlantılı olabileceğini belirtmişlerdir.

Köksal vd. (2008), İç Anadolu'daki granitoyid tiplerindeki zirkonların tiplerini ve içsel yapılarını seçilen tipik plütonlarda ortaya koymuşlardır. Tipik A–tipi granitoyid olan Çamsarı kuvars siyenitinin genellikle K ve V zirkon tipinde olduğunu ve içsel yapısının yaygın metamiktizasyon gösterdiğini belirtmişlerdir.

Kurt vd. (2008), Üst Kretase'de Torid–Anatolid ile Pontid mikrokıtalarının çarpışmasından sonra gelişen Ulukışla Havzasında incelemeler yapan yazarlar bu havzanın kenen zonunun ötesinde genişlemeli rejim sonucu oluşan derin su içeren havza olarak tanımlamaktadırlar. Havzanın Üst Kretase–Orta Eosen yaşlı volkanik–

volkanoklastik kayalarla ilişkili oldukça kalın bir derin deniz türbiditleri ve pelajik sediman birlikteliğinden oluştuğu belirtilmiştir. Havzadaki volkanizmanın çarpışma sonrası oluşmuş alkalen magmatizmanın erken fazını temsil ettiği, bunu D–B dogrultusunda kalkalkalen diyoritlerin ve şoşonitik bileşiminde monzogabroların kestiğini ve bu dayklarının Orta Eosende genişlemeli Ulukışla Havzasının kapanmasından dolayı meydana gelen sıkışmalı tektonizma ile ilişkili olabileceğini ifade etmişlerdir.

Boztuğ vd. (2009a), Kaman–Kırşehir yöresi intrüzyonlarının, Torid–Anatolid platformu (TAP) ve yitim zonu üzerinde gelişen Orta Anadolu Ofiyolitini (OAO) içeren okyanusal ada yayı arasında Senomaniyen–Türoniyen'de gerçekleşen kıta–okyanusal ada yayı çarpışması sonrası gerilme rejiminde oluştuklarını, kuzeyden güneye doğru, Çamsarı kuvars siyeniti, Hamit kuvars siyeniti, Bayındır nefelin–kankrinit siyeniti, Durmuşlu nefelin–nozeyan–melanit siyenit porfiri ve Baranadağ kuvars monzoniti birimlerinden oluştuklarını, metamorfik kayalarla ofiyolitlere ait birimleri sıcak dokanakla kestiklerini ve Geç Paleosen–Erken/Orta Eosen yaşlı sedimanter birimler tarafından uyumsuz olarak örtüldüklerini belirmişlerdir. Tek zirkon ^{207}Pb–^{206}Pb, amfibol ^{40}Ar–^{39}Ar ve apatit fizyon izi jeotermokronolojisi yöntemleriyle soğuma ve yüzeylenme yaşları ortaya konmuştur.

Boztuğ vd. (2009b), Orta–Geç Kretase İç Anadolu granitoyidlerinin İç Anadolu yitim zonu ofiyolitlerine ve İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın orta–yüksek metasedimentlerine sokulum yaptıklarını ve Geç Paleosen–Erken/Orta Eosen sedimanları tarafından üzerlendiklerini, bunların da tek zirkon ^{207}Pb–^{206}Pb evaporasyon yaşlarının (1) Senomaniyen–Turoniyen, (2)Turoniyen–Santoniyen ve (3) Kampaniyen olarak üç gruba ayrıldığını ve bunlarında hornblend ve biyotit ^{40}Ar–^{39}Ar ve K–Ar soğuma yaşlarının 80–65 My civarında olduğunu belirtmişlerdir.

Demirel vd. (2009), Kerkenez Granitinin içerisindeki kuvars–turmalin breşlerindeki turmalinlerin jeolojik ve kimyasal çeşitliliklerini ortaya koymaya yönelik çalışma yapmışlardır. Buna göre, yapılan petrografik incelemelere göre üç nesil turmalin tespit edilmiştir. Bunlardan birinci nesil feruvit bileşiminde iken ikinci ve üçüncü nesil turmalinler şörl bileşimindedir. Al ve Na'ca zenginleşme, Ti ve Ca'da tüketilme

gösteren turmalinlerin yarıkatı şartlar altında düşük–orta pH'lı hidrotermal akışkanların ortama sızarak breşleşmesi ile ilşkili olabileceğini, genç nesillerdeki Na ve Al zenginleşmesinin ise B'ca zengin granitik kaynağın son aşama fraksiyonlaşması ile tanımlanabileceğini ortaya koymuşlardır.

Işık (2009), Ağaçören granitoyidi içerisindeki sünümlü makaslama zonları üzerine incelemeler yapmıştır. Granitoyidlerin Emizözü makaslama zonu boyunca deFormasyona uğrayarak milonitleştiği, milonitik folyasyonların ve gerilme lineasyonlarının oluştuğunu, zonun 78–71 My önce oluştuğunu ve buna bağlı olarakta Ağaçören granitoyidinin bölgesel deFormasyonu boyunca oluşmadığı genişlemeli Emizözü makaslama zonu ile eş zamanlı veya hemen sonrasında yerleştiğini tebarüz etmiştir.

İlbeyli vd. (2009), İç Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisinde yer alan farklı türdeki kaya tiplerinin Geç Kretase magmatizmasının ürünleri olduğunu, bu kayaların (1) kalkalkalen, (2) yarıalkalen/geçişli ve (3) alkalen olarak üç farklı birime ayırt edildiğini, alkalen kayaların genellikle peralkalen (A–tip) olup, bileşimleri feldispatoyidli monzosiyenitden granite kadar değiştiğini, karmaşıktaki tüm kaya oksijen izotop verilerinin % 6,5 ve % 14,8 arasında önemli oranlardaki $\delta^{18}O$ değerlerine sahip olduğunu, ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{143}Nd/^{144}Nd$ oranları ve her iki oran–$\delta^{18}O$ diyagramlarının intrüzif kayaların dalma–batma ile değişikliğe uğramış mantodan türemiş ve ayrıca fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenme geçirdiğini gösterdiğini, karmaşıkta farklı magmatizmaların başlangıcı için uygun mekanizmalar ya termal sınır tabakasının delaminasyonu ya da dalmakta olan levhanın yok edilmesi olabileceğini belirtmişlerdir.

İlbeyli ve Kibici (2009), İç, kuzeybatı ve batı Anadolu'daki çarpışmayla ilişkili magmatik kayaların magma kökenlerini ve tektono–magmatik oluşumunu inceledikleri çalışmalarında İç Anadolu alkalen intrüzif kayaların genellikle meta–alüminus, A–tipi, LIL elementlerce zengin olduklarını ve jeokimyasal karakterlerinin yitim ile değişmiş manto kaynağından oluştuğunu belirtmişlerdir.

Akçe (2010), yapmış olduğu doktora tez çalışması kapsamında Yozgat İntrüzif Kompleksi'nin (YİK) oluşumunu açıklamaya ve İAKK içerisindeki zamansal ve mekansal konumunu yorumlamaya çalışmıştır. YİK'nın farklı bileşim ve karakterdeki granitoyid, gabroyid, monzonit ve siyenitoyid bileşimindeki kayalardan oluştuğu; granitoyid bileşimli kayaların tipik olarak Sarıhacılı, Gavurdağı ve Kerkenez civarında gözlenmekte olup alkali feldispat granitten tonalite kadar değişen bileşimlere sahip olduklarını; Esenli ve Lökköy civarlarında magma karışımlı ince kristalin biyotit granitlerin gözlendiğini; monzonitik birimlerin kompleksin güneyinde Yerköy–Şefaatli arasında tipik olarak Caferli, Cankılı ve Hacılı civarında gözlenmekte olup monzonit ve kuvars monzonit bileşimine sahip olduklarını; monzonitler içerisinde yer yer iri feldispatlar ve monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit bileşimlerinde elipsoidal biçimli mafik magmatik anklavlar bulunduğunu; siyenitoyidlerin tipik olarak Sivritepe, Gedikhasanlı ve Yazılıtaş civarında gözlenip siyenit ve foid siyenit bileşiminde; gabroyik bileşimli kayaların ise tipik olarak Başınayayla ve Recepli civarında gözlendiğini belirtmiştir. Mikroskobik incelemelere göre; farklı oran ve tane büyüklüğüne sahip K–feldispat, plajiyoklaz, kuvars veya feldispatoid, mika, amfibol, piroksen ve granat minerallerinden oluşan birimlerin holokristalin hipidiyomorf tanesel, holokristalin hipidiyomorf porfirik, monzonitik ve ofitik doku özelliklerini sergilediğini; mafik magmatik anklavların K–feldispat megakristalleri, osellar dokusu ve kamalanmış biyotitler gibi magma karışım izlerine sahip olduğunu söylemiştir. Tüm kaya jeokimyası sonuçlarına göre; granitoyidlerin ve monzonitlerin kalkalkalen, gabroyik kayaların toleyitik, siyenitoyidlerin ise çoğunlukla alkalin karakterli olduğunu; granitoyidlerin peralümino ve metalümino, diğer birimlerin ise metalümino karaktere sahip olduğunu; kabuk ve/veya üst mantodan etkilenmiş bu birimlerin S–tipi, I–tipi ve hibrid tip (H–tipi) magma kökenine sahip olduklarını ifade etmiştir. YİK'de gözlenen granatlar ile İAKK'nın magmatik ve metamorfik kayalarında yer alan granatlar Raman spektroskopik karakteristikleri açısından karşılaştırılmış, YİK'deki iki mikalı granitten alınan granatların Raman spektra sonuçları spessartin ve nadiren almandin bileşimini yansıtırken İç Anadolu metamorfik temelinden alınan granatların almandin, grossular ve nadiren andradit bileşimininde olduğunu göstermiş, böylece bu granatların oluşumlarında farklı kaynak ve koşulların varlığına dikkat çekmiştir. Bu verileri Sarıhacılı lökogranitindeki granatlardaki mineral kimyası analizleri ile destekleyerek

magmatik kökenli olduğunu ve kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle oluşan S–tipi magmadan türemiş granatlar olabileceğini ifade etmiştir.

Deniz (2010), Geç Mesozoyik magmatizmasının ürünlerini temsil eden İAKK içerisinde yer alan alkalen intrüzif kayalardan biri olan Buzlukdağı'nda yapmış olduğu yüksek lisans çalışmasında detaylı petrografik ve jeokimyasal veriler ortaya koymuştur. Bu plutonun foid içeren siyenitoyid bileşiminde İç Anadolu'nun metamorfik temeline sokulduğunu, migmatit ve mermerlerin kontakt metamorfizmanın ürünleri olarak dış zonlarda gözlendiğini, çoğunlukla nefelin, K–Feldispat, oligoklaz, piroksen, biyotit, amfibol ile az oranda granat, kankrinit, sfen ve opak minerallerden meydana geldiğini, felsik dayklar ve fluorit içeren hidrotermal damarların neredeyse çalışma alanındaki tüm alt grupları kestiğini belirtmiştir. Kayaların peralkalen karakterli, levha içi granit kökenli, LILE ve HFSE zenginleşmesiyle ilgili olarak da yine alkalen kökeni işaret ettiğini söylemiştir. Jeoloji, petrografi ve jeokimyasal veriler ışığında Buzlukdağı alkalen intrüzif kayalarının silikaca doygun olmayan ürünler olduğunu ve Mesozoyiğin geç devirlerinde ve Erken Senozoyik boyunca İç Anadolu'daki kabuksal incelmeden türemiş olabileceğini ifade etmiştir.

Köksal vd. (2012), jeokimyasal ve izotop verilerinin Ağaçören granitik kayalarının bölgesel metamorfik ve ilişkili magmatik olaylar süresince kabuksal homojenleşmeye maruz kaldıklarını ve yitim bileşeni ile birlikte kabuksal özellikte olduğunu işaret ettiğini belirtmişlerdir. Bu kayalar içerisindeki zirkonların kalıntı çekirdeklere sahip olduğunu ve buna müteakip gelişmiş magmatik büyüme yapılarına sahip olduğunu belirtmişler ve LA–ICP–MS yöntemi ile $^{206}Pb/^{238}U$ yaşlarını ve Lu–Hf izotop oranları tespit etmişlerdir. Buna göre; biyotit muskovitlerin kristalleşme yaşı 84.1 ± 1.0 My, hornblend biyotit granit için 82.3 + 0.8/–1.1 My, granit porfir daykı için 79.1 + 2.1 / – 1.5 My, alkali feldispat daykı için 75.0 + 1.0 / –1.0 My ve monzonit için 73.6 ± 0.4 My'dır ve bu kayaların Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanması boyunca yaklaşık 84 ile 74 My arasında muhtemelen heterojen bir kaynağın devam eden magma oluşumunu neticesinde kristalleştiği şeklinde yorumlanmıştır. Yazarlar en yaşlı granitlerin (84–82 My) büyük olasılıkla MORB tipi okyanusal kabuğun Torid–Anatolid mikrokıtasının üzerine üzerlemesinden sonra kabuksal kalınlaşmaya bağlı olarak

oluştuğu düşünmektedirler. En genç granitoyidlerin ise litosferik delaminasyon sonrasında gelişen çarpışma sonrası genişleme ile ilişkilidir. Kalıntı çekirdeklerden elde edilen yaş verileri ile Lu–Hf izotop verileri korale edildiğinde Kretase yaşlı granitoyidlerin heterojen kabuksal bir protolitin ergimesinden oluştuğunu eHf (t) değerlerindeki –12.9 ile +2.2 arasındaki dikkate değer farklılığa dayanarak söylemişlerdir. Bu protolitlerin muhtemelen Erken Proterozoyik kabuk, az oranda jüvenil Geç Proterozoyik magmatik bileşenler ile Paleozoyik ve erken–geç Kretase kabuksal malzemeden meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Köksal vd. (2013), yapmış oldukları çalışmada Terlemez plütonunun bir parçası olan ve İç Anadolu'daki genişlemeli tektonik rejimin başlangıcını karakterize eden Satansarı Monzonit Stoğunun (SMS) petrojenetik karakteristiğini, kökenini ve jeodinamik karakterini ortaya koymaya çalışmışlardır. Tüm kaya jeokimya ve Sr–Nd izotop verilerine göre kalıntı yitim ile ilşkili bileşenler içeren kabuksal bir kökene sahip olduğu görülmektedir. SMS'nin içerisindeki zirkon kristallerinin bir kısmının kalıntı çekirdeklere ve magmatik çeperlere sahip olduğu, buna karşılık bir kısmınında tek bir magmatik olayda oluşan kristallerinde bulunduğu belirtilmiş ve bunlardan elde edilen $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 74.4 ± 0.6 My (2σ)'dır. $^{176}Lu/^{177}Hf$ oranlarının düşük ve εHf(t) değerlerinin negatif olması da kabuksal köken ile uyumludur. Yazarlar bu suca zengin magmalarının kabuğun içerisindeki bazalt kristalleşmesinden türeyen kalıntı ergiyiklerin neden olduğu sıcak zonlardan ve İç Anadolu'nun altındaki alt kabukta daha önceden var olan magmatik ve metamorfik kayaların kısmi ergimesinden türediklerini önermektedirler. SMS'nin de bu hibrit monzonitik ergiyiklerin aralıklı olarak sığ kabuğa adiyabatik yükselim ile sokulmasıyla oluştuğu düşünülmektedir.

Kurt vd. (2013), Geç Kretase yaşlı, metapelitik ve metabazik kayalara sokulum yapan ve Neojen ignimbiritleri tarafından üzerlenen Üçkapılı granitoyidindeki mafik mikro granüler anklavlarda incelemeler yapmışlardır. Genellikle granit az oranda granodiyorit bileşiminde olan ana kütlenin içerisindeki anklavların kompozisyonunun gabro ve diyorit olduğu belirtilmiştir. Çarpışma granitoyidleri ile benzer kimyasal özelliklere sahip olan kayalar kabuksal ergimeyi işaret eden yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (0.711189–0.716061) ve düşük $\varepsilon Nd_{(t)}$ (–5.13–7.13) değerlerine sahiptirler. K, Rb, Th'daki hafif

zenginleşme ve Ta, Nb, Ti'daki negatif anomalilerin anklavların yitimden modifiye olmuş bir kaynaktan türediğini gösterdiğini ifade etmişlerdir. Granitlerin kabuksal ergiyikler ve mantodan türeyen mafik magmaların karışımından oluştuğunu, H–tipi çarpışma sonrası oluşan granitoyidleri temsil ettiğini belirtmişlerdir.

Elitok vd. (2014), Kırıkkale civarında gözlenen Karacaali Magmatik Kompleksi'nin (KMK) felsik ve mafik kayalarını granit, granodiyorit ve monzonit bileşimindeki granit plutonu, hibrik kayaların içerisindeki porfiritik mikrogranit anklavları, mafik lavların mixing ve minglingi sonucu oluşan hibrit kayalar ve granit plütonu arasında bulunan diyabaz daykları ve damarları şeklinde dört grupta sınıflamışlardır. Jeolojik, petrografik ve jeokimyasal veriler ışığında bu kayaların kalkalkalen, peralüminalı karakterde ve yay ile ilişkili I–Tipi granitoyid olduğu belirtilmektedir. Tektonomagmatik oluşumu ise şu şekilde açıklanmıştır: Geç Kretase boyunca İç Toros okyanusal litosferinin İAKK'nın altına yitiminin başlaması, mafik alt kabuğun kısmi ergimesi için yeterli ısıyı ve granitik magmanın oluşumunu sağlayan yiten dilimden ve/veya manto kamasından türeyen kısmi ergiyiklerin yamanması, Geç Kretase ve Paleosen boyunca İç Anadolu ofiyolitlerini kesen granitik magmanın üst kabuğa sokulumuna olanak sağlayan üzerleyen kıtasal kabuk içerisindeki gerilmeli kuvvetler ile sonuçlanan kıta kıta çarpışmasını takip eden yitim ayrılması. Hibrit kayaların ise mafik, anortozitik ve/veya riyolitik magmaların mixing ve minglinginden oluştuğu ve büyük ihtimalle üst kabukta granitik magmanın kristalleşmesinden hemen sonra kısmen kristalleşmiş granitik sistemin içerisine sokulum yapmış olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

2.3 Volkanik Kayalar ile İlgili Öncel Çalışmalar

Floyd (1993), Ankara ofiyolitik melanjı içerisindeki düşük dereceli metamorfizmaya uğramış yarı denizel bazaltik lavlarda incelemeler yapmış bunların alkalen karakterde, levha içi okyanusal adayayı bazaltları (OIB) ile benzer özellikte olduğunu, granat içeren zenginleşmiş bir kaynağın çeşitli derecede kısmi ergimesi ile oluşan kimyasal olarak üç gruba ayrılabileceğini belirtmişlerdir. Ofiyolitik melanj içerisindeki alkalen bazaltların kimyası ve sedimanter birlikteliklere göre, okyanus adalarının volkanoklastik

döküntüler ile dolmuş hendeklerine komşu ilksel yarı denizel ortamda veya denizdağları ve bunların volkanik olarak aktif yay ortamlarda oluşum söz konusu olabilir. Denizdağları ile ilişkili bazaltların ve pelajik sedimanların parçalanmasının okyanusal kabuğun yitimi süresince ve yay önü platformu içerisine muhtemel katılımı ile gerçekleşmektedir.

Wilson vd. (1997), KB İç Anadolu yer alan Galatya volkanik provensindeki küçük miktarlardaki alkali bazalt lav akıntıları Miyosen yaşlı geniş miktardaki trakiandezitik–dasitik lav akıntıları ve piroklastiklerle ilişkilidir. K–Ar yaş verileri alkali bazaltların Erken Miyosen (17–19My) ve Geç Miyosen (<10 My)'de iki ayrı zaman aralığı boyunca patladığını, bazaltların iki grubunun farklı manto kaynağından türediğini, Geç Miyosen bazaltlarının Erken Miyosen bazaltlarından daha fazla tüketilmiş manto kaynağından türemiş olabileceğini işaret etmektedir.

Deniel vd. (1998), Hasan Dağı strato–volkanında incelemeler yapan araştırmacılar Hasan Dağ'ın Kapadokya bölgesindeki iki büyük Pliyo–Kuvaterner volkanlarından biri olduğunu belirtilmiştir. Volkanın oluşumunda Paleovolkan, Mesovolkan ve Neovolkan olmak üzere üç aşama tespit edilmiş, örneklerin birçoğunun kalkalkalen karakterde bazaltik andezitten riyolite kaya türleri ayıklanmış ve Neovolkana ait mafik örneklerin alkalen bazalt olduğu söylenmiştir. Keçikalesi (13 My) ve Paleo–Hasan Dağ (7 My) gibi yaşlı lavların mineralojik ve jeokimyasal karakteristikleri Mezo ve Neo Hasan Dağı (<1 My) genç lavlarınınkinden farklıdır. Kalsik plajiyoklaz ve pijonit tipik olarak yaşlı lavlarda gözlenmiştir. Paleovolkan bazaltlarının alkalilerce tüketildiği ve toleyitik eğilim göstermesi buna karşılık farklılaşmış lavlar genç lavlar ile kıyaslandığında Na_2O'ca tüketilmiş K_2O'ca zenginleşmiş oldukları görülmüştür. Tüm bazaltların çoklu element modellerinin K, Rb, Ba ve Th gibi LILE ve LREE'de zenginleşme ve kuvvetli (Paleovolkan) orta dereceli (Meso ve Neovolkan) negatif Nb, Zr ve Ti anomalileri ile tipik olarak kıta kenarı magmalarının özelliklerini gösterdiklerini belirtmişlerdir. En genç bazaltların uyumsuz elementlerce aşırı zenginleştiğini, bu durumun alkalen özellikleriyle uyumlu olduğu ve sistematik olarak HSFE'de negatif anomali göstermedikleri söylenmiştir. NE verilerinin tüm Meso ve Neovolkanı lavlarının her ikisi içinde sulu amfibol içeren kristalizasyon geçmişi sunduklarını, yaşlı ve genç

lavların arasındaki ayrımın Nb/Y, Ti/Y ve Th/Y gibi iz element oranlarıyla görülebildiği, bu oranların özellikle Keçikalesi ve Paleo–Hasan Dağı gibi yaşlı lavlarının kökeninde yitim bileşeni ile ± kabuksal kirlenmenin varlığını gösterdiği belirtilmiştir. Bu bileşenin zaman içersinde etkisinin azalması (son 6–7 My) litosferce zenginleşmiş eriyiğin katılımındaki artış ile ilşkilendirilmiştir. En genç Neovolkan ve aşırı ilksel bazaltların Paleo ve Mesovolkan bazaltlarından dikkate değer düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranına sahip olurken Mesovolkan bazaltları Paleovolkan örneklerinden daha fazla radyojenik Pb içermektedir. İlksel heterojen ve/veya değişken bir biçimde kirlenen magmalar arasındaki magma karışım süreçlerinin az farklılaşmış ve ortaç lavların kökenini açıklayabileceği, Meso– ve Neovolkan farklılaşmış lavlarının fraksiyonel kristalleşme ± bazı kabuksal kirlenme (AFC) ile tüketilmiş ve ilksel magmalardan türediği belirtilmiştir. Zaman içerisinde alkalen bileşimdeki ürünlerin gelişiminin Geç Miyosen'de İç Anadolu'daki genişlemeli tektoniğin gelişimiyle ilişkili olduğu ortaya konulmuştur.

Kürkcüoğlu vd. (1998), Erciyes strato–volkanında çalışmalar yapan araştırmacılar Kuvaterner yaşlı volkanın piroklastik depolanmalar ile lav akıntılarını ürettiğini, bu ürünlerin büyük çoğunluğunu kalkalkalen karakterde ürünler ve Koçdağ ve Erciyes birliklerinden oluşurken alkalen aktivitenin çoğunlukla Koçdağ'ın ilk aşamalarında ve Erciyes birliğinin yaklaşık ilk–orta aşamalarında gözlendiği, bu aşamaların piroklastik faaliyetlerle bittiği belirtilmiştir. Lavların bileşimlerinin bazalttan riyolite değiştiğini, kalkalkalen kayaların çoğunlukla andezitler ve dasitlerle temsil edildiğini, tüm volkaniklerin Rb, Ba, Nb'ca alkali bazaltların tüketilmesinin dışında çoğunlukla LIL ve HFS elementlerce zenginleştiğini, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ izotopik bileşimlerinin alkalen bazaltlar için 0.703344–0.703964, 0.512920–0.512780 arasında, bazaltik kayada 0.704322–0.705088, 0.512731–0.512630 arasında değişirken kalkalkalen kayalar yüksek Sr ve Nd izotop oranlarına (0.703434–0.705468, 0.512942–0.512600) sahiptir. Düşük Rb, Ba, Nb içeriği ile yüksek Zr/Nb, düşük Ba/Nb, La/Yb oranları ve düşük Sr izotopik bileşimleri tüketilmiş kaynak bileşenini gösterirken Erciyes alkalen magmasının oluşumu için yüksek Ba, Rb, Nb içeriği ile yüksek La/Yb, Ba/Nb düşük Zr/Nb ve düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları OIB benzeri manto kaynağını gösterdiğini belirtmişlerdir. Elementel ve oransal değişikliklerin farklı manto kaynaklarının farklı

derecede kısmi ergime olayları altında kaldıklarını işaret ettiği söylenmiştir. Ba, Rb, Nb içeriklerindeki tüketilmenin bu elementlerin kaynaktan uzaklaşmasıyla açıklanabileceği söylenmiştir. Kimyasal olarak farklı manto kaynaklarının kabuksal malzemelerle ilişki halinde olduğu ve kalkalkalen magmayı ürettiği, kalkalkalen örneklerdeki Ba/Nb artışının Erciyes volkaniklerinde kabuksal bileşenlerin katılımının atışına işaret ettiği belirtilmiştir. Sr ve Nd izotop bileşimleri ve yüksek LIL ve HFS element içeriğinin kalkalkalen magmanın OIB benzeri manto ergiyikleri ile yitim etkisiyle değişime uğramış astenosferik mantonun karışımından türeyebileceği sonucuna varılmıştır.

Tankut vd. (1998a), alkali bazaltların Galatya volkanik kompleksinin esas ürünlerini olusturan Erken–Orta Miyosen yaslı lav akıntıları ve piroklastikler ile birliktelik sunduğunu, elde edilen K–Ar yaş verileri Erken Miyosen ve Geç Miyosen olmak üzere iki farklı zamanda püskürdüğünü göstermekte, Alt Miyosen bazaltlarının bölgedeki ana fazı oluşturan andezitik volkanizma ile eş yaşlı olduğu belirtilmiştir. Bazaltlar alkalen karakterde olup, rift tipi, levha içi bazaltlara karşılık gelmekte, örümcek diyagramları değerlendirildiğinde Rb, Ba, K, Th, U (Büyük İyonlu Litofil element) gibi elementlerde zenginleşme göstermesiyle zayıf ada yayı etkisini işaret etmektedir. Jeokimyasal, jeokronolojik veriler ile arazi ilişkileri ışığında kompleksin ana fazı oluşturan andezitik volkanikleri ile aynı yaşta olan Alt Miyosen alkali bazaltlarının, tortul havzaların gelişimiyle es yaşlı olarak püskürdüğünü, Üst Miyosen alkali bazaltlarının ise, Neo–Tetis'in kuzey kolunun kapanmasını takiben gelişen lokal gerilme zonları içerisinde püskürmüş olabileceğini savunmuşlardır.

Tankut vd. (1998b), yapmış oldukları bu çalışmada Güvem bölgesindeki volkanik kayaların oluşumunu açıklamaya çalışmışlar, iki farklı Miyosen volkanik fazın varlığını ana uyumsuzlukla ayırmışlardır. Magmaların çarpışma sonrası tektonik yerleşim ile püskürmüş, en genç fazın Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca jeodinamik olarak sıkışmalı genişlemeli tektoniğin başlangıcıyla alakalı olduğu, Erken Miyosen fazının (18–20 My) potasyunca zengin ortaç asidik magmalardan oluştuğu, Geç Miyosen volkanik fazın (10 My–Tortoniyen) ise alkali bazaltlardan meydana geldiği açıkça belirtilmiştir. Volkaniklerin ana, iz element ve Sr–Nd izotop bileşimlerinin Geç Miyosen bazaltları ve Erken Miyosen serilerine kadar ilksel mafik magmaların farklı

magma kaynaklarından türediğini göstermektedir. Buna karşılık aktif kıta kenarlarındaki yüksek K'lı kalkalkalen magma serileriyle bazı benzerlikler sundukları, Erken Miyosen volkaniklerinin Zr, Nb, Ti, Y gibi HFS elementlerin yüksek bolluklarıyla açık bir şekilde alkalen oldukları söylenmiştir. En ilksel mafik magmaların manto kaynağı Geç Kretase–Erken Tersiyer Tetis yitim zonunun Galatya provensinin kuzeye doğru altına dalmasıyla yükselen kabuktan türeyen değişime uğramış astenosferik manto olabileceği düşünülmektedir. Geç Miyosen bazaltlarının Sr–Nd izotop içerikleri tüketilmiş manto kaynağının bileşenlerinin (bölgenin altındaki astenosferin ortalama bileşimini temsil eden) kısmi ergimesini işaret etmektedir.

Aydar ve Gourgaud (2002), Kompleks bir stratovolkan olan Hasan Dağı'nın dört gelişim evresine sahip olduğunu, her aşamanın farklı magmalarla temsil edildiğini, granat oluşumlarına Paleo–, Mezo–, ve Neovolkanlardaki riyodasitik ve riyolitik pümislerde, Paleovolkandaki bazaltik andezitik lav akıntılarında ve Geç Kuvaterner'de oluşmuş güncel bazaltlarda ratlandığı yazarlar tarafından belirtilmiştir. Yaşlı volkaniklerin toleyitik yönelimde olurken Mezovolkan ve Neovolkanların kalkalkalen özellikte olduğu buna karşılık güncel bazaltların alkalen özellikte olduğu belirtilmiştir. Granat genellikle pirop ve almandin bileşiminde olduğu söylenmiştir. İz element verilerinin Miyosen'den Kuvaterner'e magma bileşiminde yitim etkisinin azaldığını işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Kürkcüoğlu (2010), Develidağ volkanik kompleksindeki bazaltik kayaların jeokimyasını ve petrolojisini ortaya koymaya çalıştığı çalışmada Develidağ volkanik zonunun (DVZ) İç anadolu'daki Orta Miyosen–Kuvaterner yaşlı Kapadokya Volkanik Provensi'nin (CVP) bir kısmını oluşturduğunu, Pliyo–Kuvaterner Sultansazlığı çek ayır havzasının doğu kısmında yer aldığını ve güneye doğru Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalarla üzerlendiklerini belirtmişlerdir. Develidağ bazaltlarının düşük LILE (Rb, K, Ba, Th) ve yüksek HFSE (Nb,Zr,Hf,Y) içerikleriyle karakteristik olmalarına karşın andezitlerin genellikle Nb ve Zr dışında yüksek LILE ve HFSE değerlerine sahip oldukları görülmüştür. Kaya birimlerindeki Pb (3.11–12.09 ppm) ve U'nun (0.36–2.64 ppm) çeşitli bollukları Ba içeriği ile ilişkilendirilmiş, bununla birlikte düşük Nb/La (0.6–0.7) ve göreceli olarak yüksek Ba/Nb oranlarının bazaltlar için kabuksal katılımı

işaret ettiğini, yüksek Zr/Ba (0.5), Zr/Hf (42–47) ve Th/U (3.13–4.69) değerleri astenosferik kaynak bileşenlerinden katılımları gösterdiğini, yüksek Zr/Hf (>36) değerlerinin metasomatizmaya uğramış manto kaynağının tanımlayıcı özelliği olduğunu belirtilmiştir. Zr/Hf, Zr/Ba, Nb/Th ve Sr/Ce oranları bazaltik kayaların MORB benzeri bir kaynaktan türediğini gösterdiğini, tipik toleyitik–kalkalkalen birlikteliklerinin gözlendiğini söylemişlerdir.

Temel vd. (2010), İç Anadolu'nun kuzey batısında gelişen Galatya Volkanik Provensi (GVP) çarpışma sonrası süreçlerle meydana gelmiştir. GVP çoğunlukla 20–14 My yaşlı asidik ve ortaç bileşimdeki volkanikleri içermekte olduğu ve manto kaynağının yitim ile ilişkili olaylarla (Geç Kretase öncesi) değişime uğradığı belirtilmiştir. GVP'nin 100km güneyinde Polatlı, Ankara yakınlarında bazaltik kayaların Beypazarı havzasının Miyosen yaşlı depolanmalarıyla ara tabakalı olarak geniş alanları kapladığını, Polatlı volkaniklerinin Erken–Orta Miyosen yaşlı olduklarını ve yükselimi sırasında kabuksal kirlenmeye uğramış manto kaynağından türediklerini belirtmişlerdir. GVP ve Polatlı lavları yakın zaman ve mekanlarda oluşmalarına rağmen farklı manto kaynaklarından türemişlerdir.

Geneli (2011), İç Anadolu'daki Üst Kretase magmatizmasının devamında meydana gelen Eosen volkanizmasının petrolojisi üzerine yapmış olduğu doktora tez çalışmasında bu volkaniklerin mafik ve ortaç karakterli olup bazalt, bazaltik andezit, andezit ve nadiren alkali bazalt bileşiminde olduğu, yüzeye çıkarken Üst Kretase granitoyidleri ile etkileştiğini, dalma batmadan türeyen akışkan ve ergiyikler ile zenginleşmiş heterojen bir manto kaynağından türediği ve bu kayaların oluşumunda litosferik deliminasyonun etkili olduğunu belirtmiştir.

Kasapoğlu vd. (2015), ilk kez Nallıhan volkaniklerini bazaltik, andezitik ve riyolitik bileşimde üç grupta sınıflandırmışlar ve bu kayaları Eosen yaşlı Kızderbent Volkanikleri ile karşılaştırmışlardır. Zirkonlardan yapmış oldukları U–Pb yaşlandırmasına göre Nallıhan Volkaniklerininin yaşını 51.7 ± 4.4–47.8 ± 2.4 My arasında belirtmişlerdir. Bazaltik ve andezitik kayalardaki klinopiroksenlerden elde

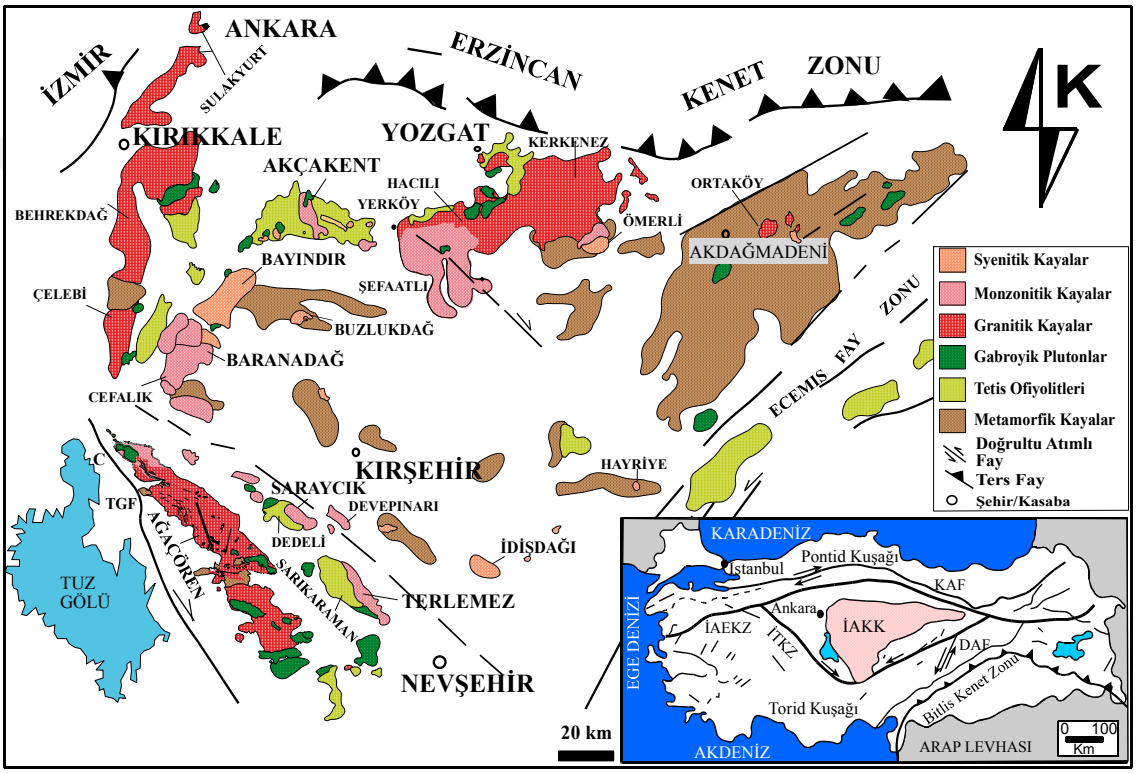
edilen kristalleşme koşullarının sırasıyla ~ 7–8 kbar (~23 km) ile ~1210°C ve 4.5–1.5 kbar (~14–1.5 km) ile ~1110–1010°C söylenmiştir. Olivin içeren, yüksek MgO'lu (% 10'a kadar) bazaltik bileşimdeki kayaların nefelin normatif oldukları, Na–alkalen bileşimde oldukları, buna karşılık andezitik ve riyolitik bileşimli ürünlerin çoğunlukla sodik karakterli kalkalkalen özellikte oldukları belirtilmiştir. Tüm kaya gruplarının Sr izotop oranları benzer olup (~ 0.7040–0.7045) fraksiyonel kristalleşme süreçlerinde kabuksal kirlenme söz konusu değildir. Jeokimyasal verilere göre Nallıhan Volkanikleri E–MORB veya OIB benzeri zenginleşmiş bir manto kaynağından türemiş iken Kızderbent Volkanikleri N–MORB benzeri tüketilmiş manto kaynağından türemiştir. Heriki volkaniğin yitimle ilişkili zenginleşme süreçlerine uğrayan, spinel içeren manto kaynağının kısmi ergimesinden türediği ve Kızderbent Volkaniklerindeki bu zenginleşmenin daha fazla olduğu belirtilmiştir.Tüm veriler ışığında, bu volkanik ürünlerin dilim kopması ile ilşkili bir oluşumla ilgili olabileceği, Nallıhan Volkaniklerinin yükselen astenosferik mantonun ergimesi ile oluştuğu, yitim gerisinde ise yükselen mantonun oldukça metasomatize olmuş yarı yay mantosu ile daha çok etkileşime girmesi ve ergimesiyle de Kızderbent volkaniklerinin meydana geldiği belirtilmiştir.

Kürkçüoğlu vd. (2015), Sivas civarında gözlenen bazalt ve bazanit bileşimindeki mafik lavlarda incelemeler yapmış, bazaltik kayaların susuz peridotitik manto kaynağının ergimesi sonucu oluştuğunu buna karşılık bazanitlerin ise sulu metasomatik mineral fazlarını içeren yarıkatısal litosferin ergimesi ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Astenosferin yükselimiyle yükselen manto ve lokal olarak metasomatize olan yarıkıtasal litosferik malzeme ergimiş, sıkışmalı gerilmeli deFormasyonların etkisiyle de bu mafik ergiyiklerin sığ derinliklere yükselimi gerçekleşmiştir. Bazalt bileşimindeki kayaların ~ 1120–1275°C sıcaklıkta ve 7 kbar basıncın altında, bazanitlerin ise ~ 1250–1300°C sıcaklıkta ve 12–18 kbar basınçta oluştuklarını olivin ve piroksen jeotermobarometreleri kullanarak söylemişlerdir. Plajiyoklaz kristallerinin ise ~ 1090–1200°C sıcaklıkta ve 10–11 kbar basınçta oluştuklarını belirtmişlerdir. Bu veriler ışığında; bazaltlar için çok aşamalı mineral gelişimi söz konusu iken bazanitler için çok derindeki bir kaynaktan hızlı yükselim söz konusudur. İç Anadolu'nun kabuk kalınlığının 36–41 km olduğu varsayıldığında bazanitik ve ilksel bazaltik magmaların kabukta yükselimlerinden önce

kabuğun tabanında havuzlandığını göstermektedir. Önceki çalışmalarda İç Anadolu mafik volkanizmasının sıkışmalı rejim neticesinde kabuksal kirlenmeye veya yitimden türeyen akışkanlarla modifiye olmuş astenosferden türeyen ilksel bazaltik ergiyiklerden türediği belirtilmesine karşılık, yazarların yapmış oldukları bu çalışmada bu mafik ürünlerin genişlemeli rejim sonucunda oluştuklarını açıklamışlardır.

3. BÖLGESEL JEOLOJİ

İnceleme alanı, İç Anadolu Bölgesi'nde Kırşehir ilinin kuzey–kuzeybatısında, Ankara, Sivas ve Niğde yerleşim merkezleri arasında kalan kabaca üçgen biçimindeki İAKK'nın (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, Akıman vd. 1993) kuzeybatı bölümünde yer almaktadır (Şekil 3.1).



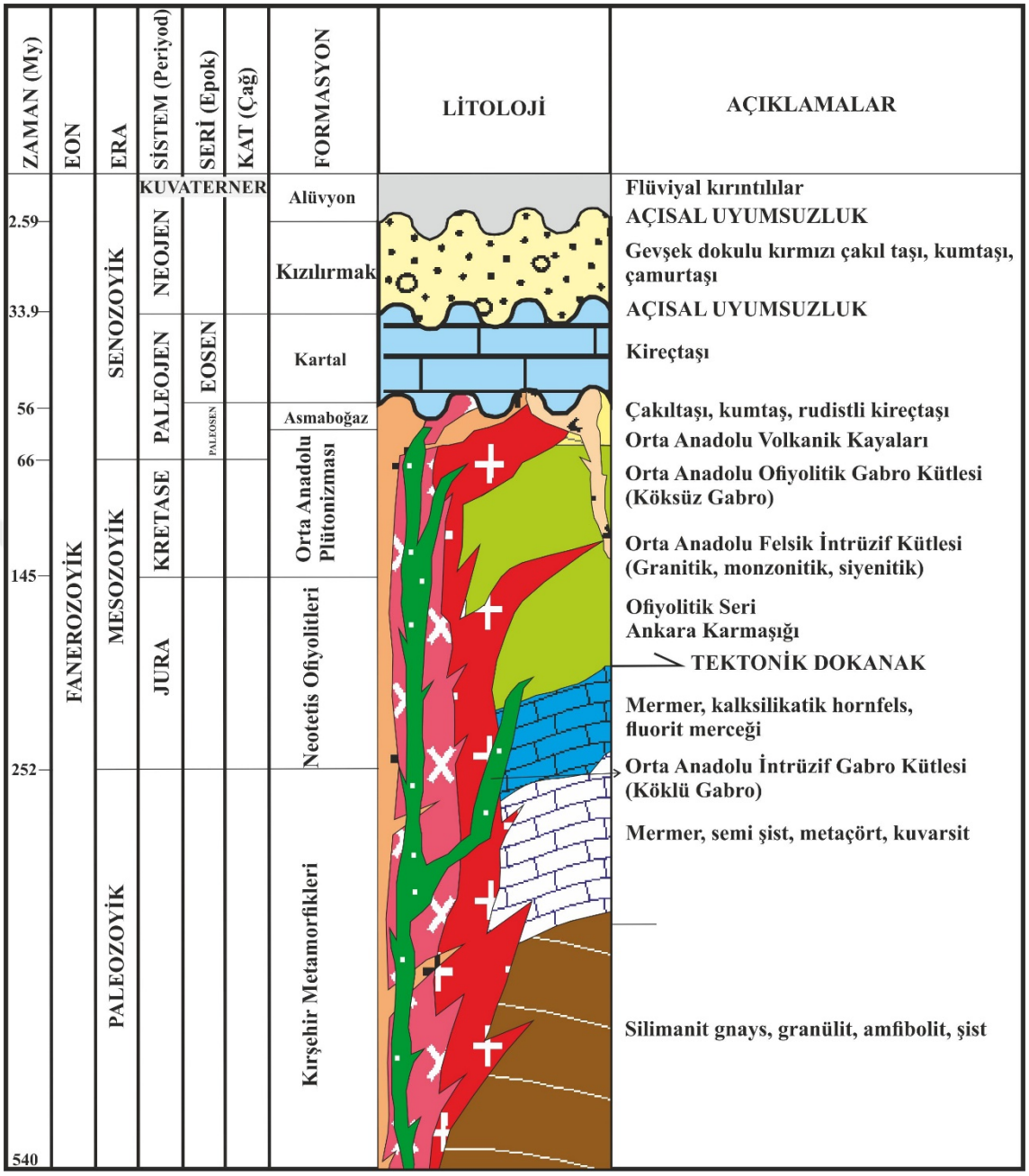
Şekil 3.1 İç Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Kadıoğlu vd. 2006'dan değiştirilerek alınmıştır) (KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, İAKK: İç Anadolu Kristalen Kompleksi, İTKZ: İç Toros Kenet Zonu, İAEKZ: İzmir Ankara Erzincan Kenet Zonu)

İAKK (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993), İç Anadolu'da Ankara–Sivas–Ulukışla arasında yer alan üçgen biçimindeki bir alanda yüzeylenir ve kuzeyde İAEKZ, batıda TGF ve doğuda EFZ ile sınırlanır. Bu topluluk Kırşehir Masifi (Arni 1938, Seymen 1982), Çiçekdağ Masifi, Niğde Masifi, Akdağmadeni Masifi, Kızılırmak Masifi ve Orta Anadolu Masifi gibi adlarla anılmaktadır (Ketin 1955). Levha tektoniği terminolojisi

açısından ise Kırşehir Masifi, Kırşehir Bloğu (Görür vd. 1984), Kırşehir Kompleksi (Lünel 1985) veya Kırşehir Mikrolevhası olarak adlandırılmıştır (Erler vd. 1991).

İAKK'da ana hatlarıyla dört kaya türü bulunmaktadır. İAM olarak adlandırılmış metamorfikler oldukça düzenli bir istif sunmaktadır. Metamorfikler üzerindeki okyanusal kabuğa ait kayalar İAO, metamorfikleri ve ofiyolitleri sıcak dokanak ile kesen farklı kaya türleri içeren felsik intrüzif kayalar ise İAG olarak adlandırılmıştır (Göncüoğlu vd. 1991, 1992). Bu birimlerin haricinde masife sokulum yapan manto kökenli mafik kayalar da bulunmaktadır (Kadıoğlu ve Güleç 1995, Kadıoğlu ve Özsan 1998, Kadıoğlu vd. 2003).

Kaman–Kırşehir çevresinde ise sırasıyla Kaman Grubu olarak adlandırılan metamorfik birimler, Kaman grubunu da Kaman'ın batısında K25°D, kuzey ve kuzeydoğusunda ise D–B gidişli tektonik bir dokanak boyunca Ankara karmaşığı ve Karakaya ultramafiti üzerlemekte ve bu birimi açılı uyumsuzlukla üst Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları (Görür 1981) örtmektedir. Metamorfik temeli ve Ankara Karmaşığı diyorit, granodiyorit ve kuvars monzonit bileşimli derinlik kayaları (Baranadağ Plütonu), nefelinli siyenit ve lösitli porfirlerden oluşan Buzlukdağ Plütonu ile bunların damar ve yüzey kayaları tarafından sıcak dokanak ile kesilmiştir (Şekil 3.2) (Seymen 1981). Kaman Grubuna ait kayalar alttan üstte doğru, birbirleri ile uyumlu ve yanal geçişli görülen Kalkanlıdağ, Tamadağ ve Bozçaldağ Formasyonlarıdır. Bu birimler, tabanda amfibolit fasiyesi ile başlayıp yeşilşist fasiyesi ile devam ederek mermerlerle örtülmüşlerdir.



Şekil 3.2 İç Anadolu Bölgesi'nin genelleştirilmiş kolon kesiti (Kadıoğlu 2001'den değiştirilerek)

3.1 Bölgenin Stratigrafisi

3.1.1 Temel birimler

3.1.1.1 Metamorfik birimler

İAKK içerisinde düzenli bir istif sunan ve İAM olarak adlandırılan metamorfik kütlelerin en güney parçasını Niğde Masifi, orta kısmını Kırşehir Masifi, kuzeydoğusunu ise Akdağ Masifi oluşturmaktadır.

Niğde Masifi, Orta Anadolu Masifi adı verilen büyük metamorfik kütlenin en güneyinde bulunmaktadır. Niğde Masifi içerisinde yüzeyleyen metamorfik birimleri kaya stratigrafi birimi olarak ilk kez Göncüoğlu (1977) tarafından ayırtlanmış ve istif özelliklerini belirlenmiştir. EFZ'nin batısında yer alan metamorfik birimler alttan üste doğru Gümüşler, Kaleboynu ve Aşıgediği metamorfiklerinden oluşmaktadır. Gümüşdere Formasyonu sillimanit–biyotit–muskovit–gnays, biyotit–gnays vb. kayalardan oluşan amfibolit ve az miktarda mermer bantlarına rastlanan bir birimdir. Kaleboynu Formasyonu mermer, biyotit ve muskovit gnays, amfibol şist ve kuvarsit ardalanması ile tanıtmandır. Aşıgediği Formasyonunun ana kayacı mermerdir. Alt kesimlerde muskovit gnays ve kuvarsit bantları gözlenir. Bu formasyonun üst kesiminde mermerler içinde amfibolit yeşilşist, metagabro, serpantinit ve piroksenitten oluşan bir karmaşık ile birlikte viridin/andaluzit–gnays yüzeylenmektedir. Bu birimler granitoyidler tarafından kesilmiştir (Göncüoğlu 1981, 1982).

Kırşehir Masifi metamorfikleri üç birime ayrılmıştır. Bunlar; alttan üste doğru Kalkanlıdağ Formasyonu, Tamadağ Formasyonu ve Bozçaldağ Formasyonudur. Kalkanlıdağ Formasyonu metamorfik temelin en yaşlı birimi olup başlıca lökokrat ve daha yaygın mesokrat ve melanokrat gnayslar, biotitşistler, amfibolşist gibi görülen piroksenşistler, yer yer rastlanabilen ince mermer bantları ve bunlara eşlik eden vollastonitli, diopsitli kalkşistler, Tamadağ Formasyonuna geçişte ise kalksilikatik şistler metakuvarsit ve kuvars şistlerden oluşmaktadır. Birimin, metamorfizma

öncesinde psemitik–ortokuvarsitik ara tabakalı pelitik–yarıpelitik kayalar ve kumlu–killi marnlardan oluştuğu belirtilmiştir. Bu tortul kayalar önce yüksek amfibolit–granülit fasiyesinde ilerleyen, sonra epidot–amfibolü fasiyesinden yeşilşist fasiyesine kadar gerileyen düşük basınç metamorfizması geçirmişlerdir. Tamadağ Formasyonunun değişik derecede kirli ve temiz kireçtaşı ara tabakalı pelitik, yarıpelitik ve psemitik çökeller şeklinde olduğu sanılmaktadır. Kökende bu litolojilerden oluştuğu düşünülen tortul istifin, düşük basınç–yüksek sıcaklık koşulları altında ilerleyen, fakat sonra gerileyen tarzda başkalaşım geçirmesiyle, mermer ve şistik kayalardan oluşmuş karmaşık birim ortaya çıkmıştır. Tamadağ metamorfiklerindeki şist ara yüzeylerinin üste doğru giderek incelmesi ve seyrekleşmesiyle som mermerin egemen görüldüğü diğer bir birime geçilir. Bu birim ilk kez Seymen (1981) tarafından Bozçaldağ metamorfitleri olarak adlandırılmıştır. Yer yer amfibol ve amfibolitşist arabantlarının da gözlendiği bu birim litolojik özelliği nedeniyle zengin metamorfik mineral parajenezi sergilemez (Seymen 1981). Ayrıca tüm bu bilgilerden farklı olarak Kaman çevresindeki metamorfiklerin temele ait kayalar olmadığı ve magmatik sokulumlara bağlı olarak metamorfize olmuş kayalar olduğu belirtilmiştir (Kılıç ve Kadıoğlu 2012a, 2012b, Kılıç 2013).

Akdağ Masifi metamorfik kayaları alttan üste doğru pelitik ve migmatit kayalardan oluşan Aşılık metamorfiti, pelitik ve kalksilikatik kayalardan oluşan Fındıcak metamorfiti, kuvarsit ve kuvars şistlerden oluşan Pelitlikaya kuvasiti ve metakarbonatlardan oluşan Kadıköy metakarbonatından oluşmaktadır (Alparslan vd. 1996).

3.1.1.2 Ofiyolitik birimler

İAKK'daki ofiyolitik kütleler İAO olarak adlandırılmıştır. İAO, ofiyolit istif özelliğini korumuş fakat çoğu parçalanmış metamorfik tektonitler, kümülat ve izotrop gabrolar, plajiyogranitler, levha–dayk karmaşığına ait diyabazlar, yastık lavlar ve epiofiyolitik çökellerden oluşmaktadır. Ofiyolitik birimler İAM üzerinde tektonik dokanakla yer alırlar ve İAG tarafından kesilmişlerdir. Ofiyolitlerin yay–önü tektonik ortamında, daha

önce tüketilmiş bir okyanusal litosferin kısmi ergimesi ile oluşabileceği belirtilmiştir (Yalınız ve Göncüoğlu 1998).

3.1.2 Magmatik birimler

İAKK'daki metamorfik ve ofiyolitik kayaların içerisine sokulmuş plütonik kayalar Geç Mesozoyik'deki alkalen ve kalkalkalen magmatizmadan türeyen mafik ve felsik kayalardan oluşmaktadır.

3.1.2.1 Mafik kayalar

İAKK'daki mafik birimler başlıca gabro ve daha az oranda diyabaz ve bazalt kayalarından oluşmaktadır. Bu gabroların Mesozoik yaşlı ofiyolitik kayalara bağlı, Neo–Tetis'in kalıntı ürünleri olduğu pek çok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Ancak son yıllarda yapılan çalışmalarda İç Anadolu'da yüzeyleyen gabroyik kayaların bir kısmının ofiyolitik olmadığı bunların İç Anadolu'ya sokulum yapan manto kökenli mafik kütleler olduğu belirlenmiştir (Kadıoğlu ve Güleç 1997, Kadıoğlu ve Özsan 1998, Kadıoğlu vd. 2003, Kadıoğlu vd. 2006).

Arazi, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla İAKK'daki gabroların iki tip sergilediği, bunlardan birinci tip gabroların granitoyidlerle sinüsoidal dokanaklı ve geçişli gabrolar oldukları, ikinci tip gabroların ise granitik intruzyonlarla keskin dokanak sergileyen granitik intrüzyonların yükselttiği gabrolar olduğu ortaya konmuştur. Araştırmacılar birinci grup gabroların, subofitik doku özelliği sergilediklerini ve kaya içerisinde hâkim mafik mineralleri amfibollerin oluşturduğunu, ikinci tip gabroların ise holokristalin granüler doku özelliği sergilediğini ve piroksenlerin baskın mineraller olduklarını oluşturduğunu belirtmişlerdir. Bunun yanında birinci grup gabroların granitik intrüzyonlarla olan dokanaklarında biyotit yaygın iken ikinci grupta gözlenmemektedir. Tüm kaya jeokimyaları birinci grup gabroların kalkalkaliden toleyitiğe geçişli iken, ikinci grubun tamamen toleyitik karakterinde olduğunu göstermiştir (Kadıoğlu ve Güleç 2001a).

İç Anadolu'nun kuzeybatı bölümünde yer alan Sulakyurt granitoyidindeki ofiyolitik olmayan gabroların konumu sondajlarla belirlenmiştir. Gabroların tonalit içerisine dayk şeklinde sokulduğu ve gabro kütlesinin köksüz olarak tonalit içerisinde yer almadığı belirtilmiş, gabroyik kayaların Sulakyurt granitoyidlerinin altında derine doğru genişleyerek devam ettiği, bu nedenle ofiyolitik olmadıkları ve granitoyid magmasının içine sokularak beraber kristalleşen eş plütonik kütleler oluşturdukları ortaya konmuştur (Kadıoğlu ve Özsan 1998).

Ağaçören plütonundaki gabro bloklarından elde edilen özdirenç değerleri gabroların tavan bloğu değil, derinlere doğru devam eden sokulum kütleleri olduğunu göstermektedir. Ayrıca Ağaçören İntrüzif Takımının (AİT) havadan manyetik anomalileri yapılarak AİT içerisindeki apofizler halinde gözlenen gabroyik kayaların yeryüzünden yaklaşık 1.55 km derinlikte birleştikleri belirtilmiştir (Kadıoğlu vd. 2002).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemiyle yapılan yaş analizlerinde gabroların 78 ± 0.3 – 78.8 ± 1.0 My, granitoyidlerin ise 77.6 ± 0.3 My yaşlı oldukları belirlenmiş dolayısıyla gabrolarla granitoyidlerin eş yaşlı mafik–felsik intrüzyonlar olduklarını açığa çıkmıştır (Kadıoğlu vd. 2002).

3.1.2.2 Felsik kayalar

İAKK'daki felsik kayalar kabaca granitoyid, monzonit ve siyenit türü kayalardan meydana gelmektedir. Siyenitoyid kayalarından daha yaygın olan granitoyid kayaları İAKK'nın dış zonu boyunca yüzlek vermektedir. Siyenitoyidler genellikle karmaşığın iç kısımlarında görülmektedir ve çoğunlukla küçük kütlelerden meydana gelmektedir (Kadıoğlu vd. 2006).

Granitik, monzonitik ve siyenitik kütleler de kendi içerisinde göstermiş oldukları benzer mineralojik ve kimyasal bileşim ile düzenli bir coğrafik yayılım göstermeleri esasına dayanarak alt takımlara ayrılmıştır. İAKK'nin en dış bölümünü oluşturan granit üst takımı granit ve granodiyorit bileşimindedir. Bu takım Ağaçören, Çelebi, Behrekdağ,

Sulakyurt, Hacılı, Kerkenez ve Akdağmadeni alt takımlarından oluşmaktadır. Monzonit üst takımı granit üst takımı ile dereceli dokanak sergilemekte ve İAKK'nin iç kısmına doğru granit üst takımı ile yayılım açısından paralellik sergilemektedir. Bu üst takım monzonit–kuvars monzonit bileşiminde olup başlıca Terlemez, Saraycık, Cefalık, Baranadağ ve Akçakent alt takımlarını kapsamaktadır. Siyenit üst takımı, İAKK'nın içerisinde en iç kısmında ve diğer üst takımlardan bağımsız kütleler halinde bulunmaktadır. Siyenit üst takımı, kuvars siyenit, siyenit, foid siyenit ve pseudolösit içeren alkali bileşimdeki kayalardan oluşmaktadır. Bu üst takım İdişdağı, Devepınarı, Hayriye, Bayındır, Buzlukdağ, Akçakent ve Ömerli alt takımlarından meydana gelir. Granit üst takımı, monzonit üst takımı ve siyenit üst takımı sırasıyla yüksek K içerikli, kalkalkalin, şoşonitik ve alkali bileşimindedir. Granit ve monzonit üst takımı LILE açısından zenginleşme ve HFSE açısından fakirleşme göstermektedir. Siyenit üst takımı ise diğer iki üst takıma göre, daha fazla LILE ve kısmen de HFSE açısından zenginleşme gösterir. Kayaların jeokimyasal içerikleri, granit ve monzonit üst takımlarının adakit bileşimli dalma batma ürünleri olduğunu ve manto metasomatizması sinyalleri sergilediklerini, siyenit üst takımının ise kabuk incelmesine bağlı ve daha çok kabuk kirlenmesine uğramış manto kökenli alkali kaynaklı ürünlerden oluştuğunu göstermektedir. $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analiz sonuçları granit üst takımının 77.7 ±0.3 My, monzonit üst takımının 70.0 ± 1.0My ve siyenit üst takımının ise 69.8 ± 0.3My yaşında olduğunu ve bunların İAKK içerisinde zaman içerisinde geniş bir magma evrimi geçirdiklerini ortaya koymuştur. Bütün bu olaylar, her üst takımda belirli ve ardışıklı bir zaman aralığında İç Toros okyanusunun dalması ve sıkışma rejimine bağlı olarak önce adakit magmasının türemesine neden olmuş ve daha sonra dalan dilimin astenosferde kopması ile genişleme rejimine bağlı olarak alkali magmatizmanın ortaya çıkmasını sağlamıştır (Kadıoğlu vd. 2006).

3.1.3 Örtü birimleri

3.1.3.1 Volkanik birimler

İAKK'daki volkanik kayalar başlıca Kötüdağ ve Saraykent volkanik kayalarıdır. Kötüdağ Volkaniti riyolit, dasit, trakiandezit ve andezit bileşimindedir, riyolit ve dasitler sarı, bej, soluk gri renkte gözlenirken trakiandezit ve andezit kayaları koyu gri ve kahverengi renk tonuna sahiptir. Andezitlerde açık ve koyu renkli bol fenokristal bulunmaktadır. Hipokristalin porfirik dokuludur, volkanik hamurun bileşimi kriptokristalin mineraller, mikrolitler ve az miktarda volkan camından oluşmaktadır (Tolluoğlu 1993).

3.1.3.2 Çökel birimler

Bölgedeki çökel birimler; Baraklı, Çevirme, Deliceırmak ve Kızılırmak Formasyonlarıdır.

Kırşehir'in güneybatısı ve güneydoğusunda küçük alanlarda yüzeyleyen Baraklı Formasyonu kırmızı–kahve–gri renkli, orta–kalın katmanlı, yer yer çapraz katmanlı, magmatik–metamorfik taneli bloklu çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan linyitli karasal çökellerden meydana gelmektedir. Kalınlığı 100–700 m arasında değişen birim Tersiyer öncesi temel üzerine uyumsuzlukla yerleşmiştir. Formasyonun üst seviyelerinde linyitli ve ince kumtaşı ara katkılı siyah–kahve renkli çamurtaşları bulunmaktadır (Kara 1991).

Genellikle kuzey kesimlerde yüzeylenen Çevirme Formasyonu alt seviyelerinde paralel katmanlı kumtaşı ve silttaşı, üst seviyelerde ise beyaz, bej, krem renkli, orta–kalın katmanlı/masif kireçtaşı ara seviyeleri bulunan masif çamurtaşından oluşmaktadır. Yer yer tabanında kalınlığı 2 m'yi bulabilen bloklu taban çakıltaşı seviyeleri bulunabilir. Formasyonun kalınlığı 250 m'dir. Baraklı Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli

olan birimin üzerinde regresif özellikli Deliceırmak Formasyonu uyumlu olarak yer almaktadır (Kara 1991).

Deliceırmak Formasyonu regresif özellikli, evaporitli, kırmızı–kahve, gri renkli, paralel–çapraz katmanlı, az köşeli–köşesiz taneli, gevşek karasal çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından meydana gelmiştir. Birimin alt seviyeleri orta–iyi tutturulmuş ince–orta–kalın paralel katmanlı kumtaşları ile ardalanmalı jips–anhidrit ve kaya tuzlu çamurtaşlarından, orta–üst seviyeleri ise çamurtaşlarıyla ardalanmalı ve üste doğru artan oranda alt düzeyleri erozyonal çapraz katmanlı çakıltaşı ve kumtaşından oluşur. Formasyonun kalınlığı 1100–2000 m arasındadır ve Üst Miyosen–Pliyosen yaşlı Kızılırmak Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür (Kara 1991).

İç Anadolu'nun büyük bir kısmında yüzeyleyen Kızılırmak Formasyonu kırmızı–kahve renkli, katmansız, bloklu, çakıllı, kumlu, gevşek karasal çamurtaşlarından oluşmaktadır. Tüf, jips, anhidrit, killi kireçtaşı, çakıltaşı, kumtaşı bant ve mercekleri içermektedir. Üst Miyosen öncesi temelin üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Kalınlığı 5–100 m arasında değişen Formasyon yatay konumludur. Birimin yaşı Üst Miyosen–Pliyosen'dir (Kara 1991).

Bölgenin en genç oluşumları vadi ve akarsu yataklarında, ova ve düzlüklerdeki çakıl, kum ve kil depolanmalarıdır (Kara 1991).

4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ

Çalışma alanında gözlenen kayalar ofiyolitik birimler, magmatik birimler ve örtü birimleri olarak üç gruba ayrılabilir. Ofiyolitik kayaları İAO'ya ait ofiyolitik kayalar oluşturmaktadır. Magmatik birimler ise plütonik (intrüzif), yarıvolkanik (damar) ve volkanik (ekstrüzif) kayalar ile temsil edilmektedir. Göncüoğlu ve Türeli (1994), çalışma alanındaki ofiyolitik ve magmatik birimlerin tamamını 'Çiçekdağ Magmatik Karmaşığı (AMK)' olarak tanımlamıştır. Araştırma konusu içerisinde yer almayan örtü birimleri ise Üst Paleosen–Oligosen havza dolguları ve Erken Miyosen sonrası sedimanlarla temsil edilmektedir (Şekil 4.1, 4.2) (Gülyüz 2009).

Çalışma alanı Çiçekdağı havzası olarak da bilinmektedir. Çiçekdağı havzası İAKK üzerinde Çankırı Havzası'nın güney uzantısının bir parçası olarak Geç Paleosen–Orta Oligosen döneminde gelişmiştir. Havza Çiçekdağı yükseliminden dolayı iki farklı sedimanter dönem geçirmiştir. Havzanın hem kuzey hemde güney kısmında gözlenen Baraklı, Kocaçay ve Boğazköy Formasyonları ilk dönemde denizel ortamda çökelmiştir. Kıtasal çökellerden oluşan İncik ve Güvendik Formasyonları ikinci dönemde çökelmişlerdir (Şekil 4.2) (Gülyüz 2009).

Göncüoğlu vd. (1991) çalışma alanındaki temel birimleri toplu olarak İAKK olarak adlandırılmış ve İAM, İAO ve İAG olarak üç grup altında toplamışlardır. Bu tez kapsamında incelenen alanın dışında güney kesimlerde İAM'ye ait kayalar gözlenmektedir. Güney kesimlerde gözlenen İAM, söz konusu bölgelerde en yaşlı birimi oluşturmaktadır. İAM Kırşehir Masifi (Seymen 1981, 1982), Niğde Masifi (Göncüoğlu 1977) ve Akdağ Masifi (Göncüoğlu vd. 1991) olmak üzere üç yerde mostra vermektedir. Karmaşıkların her biri benzer litolojilere sahiptir. Alttan üste doğru Gümüşler Metamorfikleri, Kaleboynu Metamorfikleri ve mermerlerin temsil ettiği Aşıgediği Metamorfikleri'nden (Göncüoğlu vd. 1991, 1993) oluşmaktadırlar. Gümüşler Metamorfikleri İAM'nin en yaşlı kaya grubudur ve yüksek sıcaklık (HT)–düşük basınç (LP) (7–8 kbar, 650^{o}–750^{o}C) metamorfik koşullarına maruz kalmış (Göncüoğlu vd. 1991, Whitney vd. 2001) volcano–sedimanterler, intrüzif kayalar ve kireçtaşı ile temsil

edilmektedir. Kaleboynu Metamorfikleri silttaşı, marn ve kuvarsit kayalarını içermektedir. Aşıgediği Metamorfikleri muhtemelen Paleozoyik–Mesozoyik Torid Platform karbonatlarına ait olan mermer, çörtlü mermer ve dolomitik mermerlerinden oluşmuştur (Gülyüz 2009).

Whitney vd. (2001) İAM'yi farklı basınç–sıcaklık ilişkilerini ve tektonik özelliklerini dikkate alarak iki grup altında değerlendirmişlerdir. Kuzey zonun, Kırşehir ve Akdağ Masiflerini içerdiğini, falyanmış, ters falyanmış metasedimanter kayalardan oluştuğunu buna karşılık güney zonun Niğde Masifi içerdiğini belirtmişlerdir (Gülyüz 2009).

Çalışma alanının güney kısmında Gümüşler Formasyonu ve Bozçaldağ Formasyonu yüzlek vermektedir. Gümüşler Formasyonu ilk olarak Göncüoğlu (1977) tarafından adlandırılmıştır. Seymen (1982) tarafından Kalkalıdağ Formasyonu ve Dökmeci (1980) tarafından da Köklüdere Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Birim Dulkadirli, Pekmezci ve İnlimurat köyleri arasında yüzlek vermektedir. Birimin alt kısımlarında gnayslar üst kısımlarda da şistler gözlenmektedir. Genellikle granitik gnays, biyotit muskovit gnays ile amfibolit, amfibol şist, piroksen şist, kuvarsit, kuvarsit şist ve seyrek olarakta mermer bantlarından oluşmaktadır. Birimin tabanı çalışma alanında görülememektedir. Birim örtü birimleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Gülyüz 2009).

Bozçaldağ Formasyonu ilk kez Seymen (1982) tarafından adlandırılmıştır. Göncüoğlu (1977) tarafından Aşıgediği Formasyonu ve Kara (1991) tarafından da Bozçaldağ mermerleri olarak tanımlanmıştır. Çamlıktepe tepesi ve Dulkadirli köyü arasında yüzlek vermektedir. Bu birimin içerisinde açık gri, beyaz, pembemsi beyaz renkli holokristalen mermerler oluşmuştur. İAG bu birime sokulum yapmakta ve iki birimin dokanağı boyunca belirgin kontakt metamorfizma gözlenmektedir. Paleojen havza dolguları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Gülyüz 2009).

4.1 Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK)

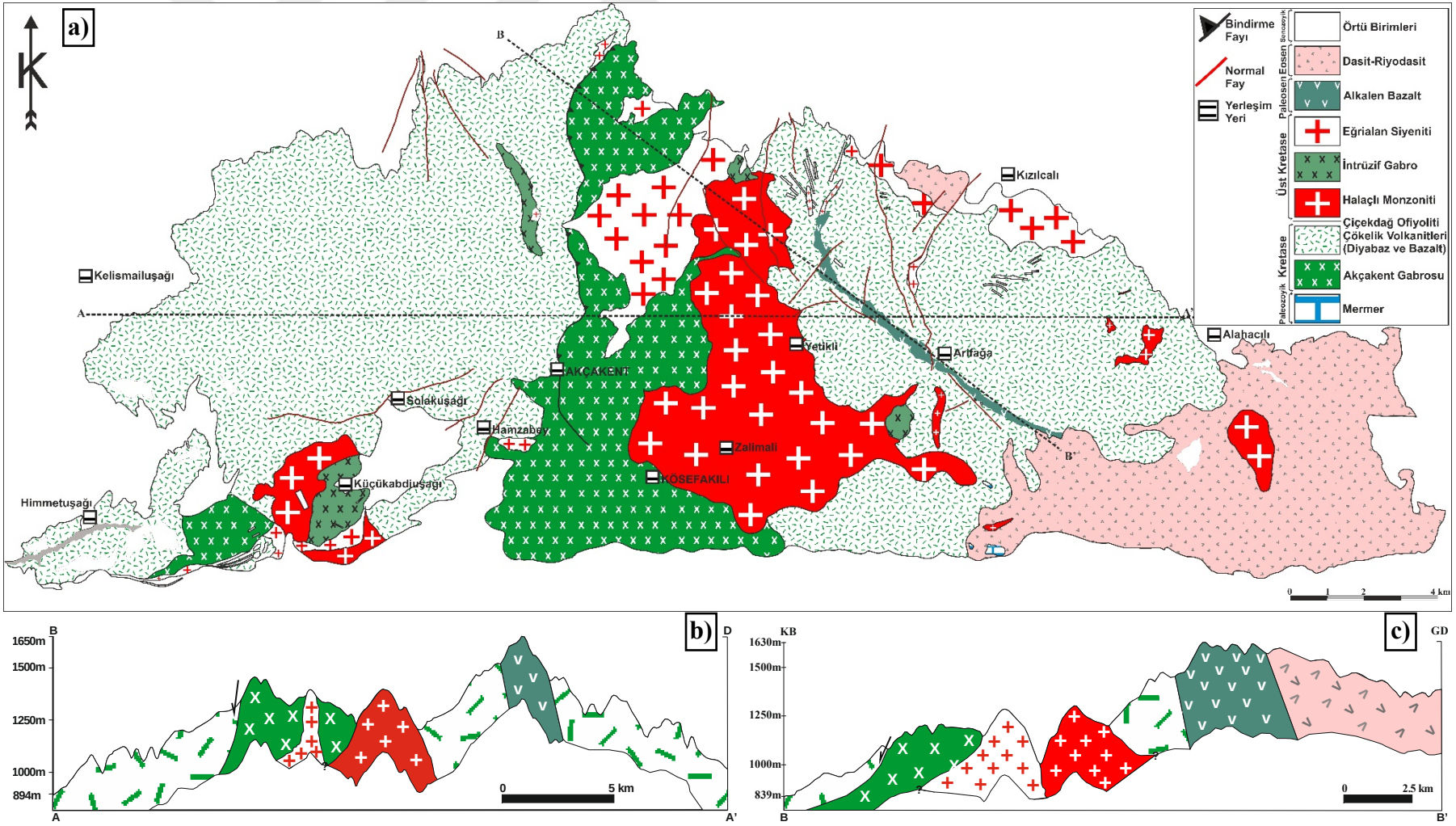
AMK'daki magmatik birimler ofiyolitik ve magmatik kayalar ile temsil edilmektedir. Ofiyolitik kayaları İAO'ya ait ofiyolitik kayalar oluşturmaktadır. Magmatik birimler ise plütonik (intrüzif), subvolkanik (damar) ve volkanik (ekstrüzif) kayalardan yapılıdır (Şekil 4.1).

Çalışma alanındaki ofiyolitik birimler Göncüoğlu vd. (1991) tarafından İAM, İAO ve İAG olarak İAKK'da üç grup altında toplanan temel kayalar içerisinde değerlendirilmiştir. Yapılan çalışma kapasamında bu birimler temel kayalar olarak değil sadece İAO'ye ait birimler olarak tanımlanmıştır.

İAO genellikle manto ultra mafiklerce (tektonitler) yoksundur ve kümülatlar, diyabaz daykları, yastık bazaltlar ve bunlarla ilişkili sedimanter kayalar ile karakteristiktir (Yalınız vd. 2000c). Ofiyolitik birimlerin üzerinde Alt Turoniyen–Kampaniyen pelajik sedimanlar yer almakta ve Üst Kretase–Alt Paleojen granitoyidlerle kesilmektedir (Göncüoğlu vd. 1991, Yalınız vd. 1996).

İAO Senomaniyen–Kampaniyen boyunca genellikle yitim zonu üstü ortamlarda gelişmiştir. N–MORB tipi ofiyolitler genellikle İzmir Ankara Erzincan Kenet Zonu içerisinde İAKK'nın kuzeyinde yüzlek vermektedir. (Göncüoğlu ve Türeli 1993, Tüysüz vd. 1995, Yalınız 2008).

İAO'ya ait olan ofiyolitik kayalar çalışma alanının büyük bir bölümünde gözlenmekte ve Çiçekdağ Ofiyolitleri (ÇO) olarak adlandırılmaktadır. ÇO arazide iki farklı birim olarak izlenir. Bunlar Çökelit Volkanitleri ve Akçakent gabrosudur (Şekil 4.1, 4.2) (Göncüoğlu vd. 1991, Erdoğan vd. 1996, Boztuğ 1998, Yılmaz ve Boztuğ 1998, Gülyüz 2009). Örnek alım yerleri birçok örnekte birbirine yakın olması nedeniyle koordinatları EK–2'de verilmiştir.



Şekil 4.1 Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK)'nin ve çalışma alanının jeoloji haritası (a), A–A' (b) ve B–B' (c) doğrultularında alınmış jeolojik enine kesitle

4.1.1 Çiçekdağ Ofiyoliti

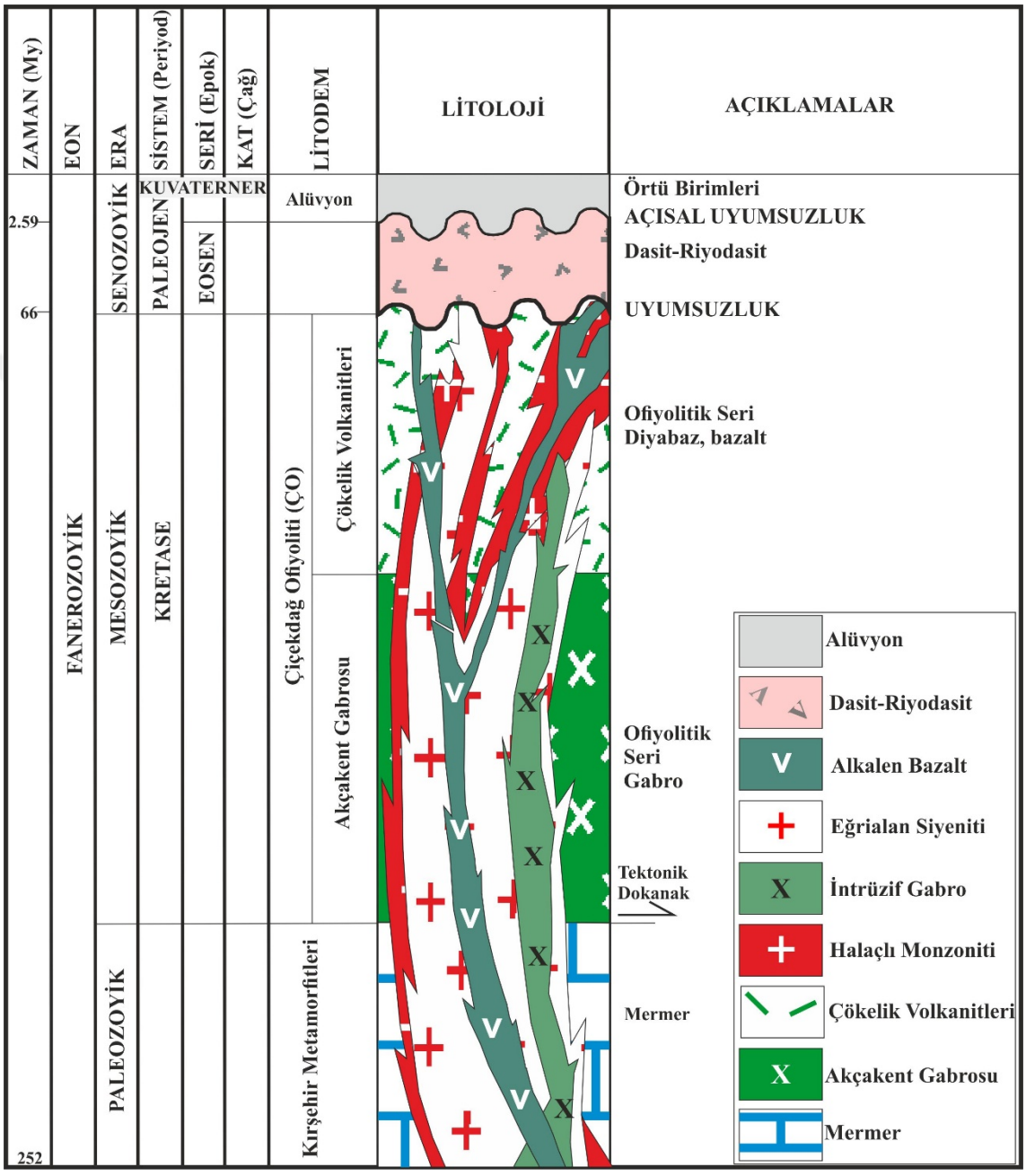
ÇO Çiçekdağ'ın güneyinde bulunan kuzeye eğimli bir bindirme fayı ile İAKK'nın temel kayalarını tektonik olarak üzerlemektedir ve Yalınız vd. (2001)'e göre bu alan ofiyolitik serinin tipik olarak gözlendiği yere karşılık gelmektedir. Birim tabandan tavana tabakalı ve izotrop gabroları, plajiyogranitleri, diyabaz daykları, masif ve yastık lavları, yastık bazaltların içerisinde Turoniyen–Santoniyen (Erdoğan vd. 1996) pembe renkli pelajik kireçtaşı arakatmanlarını içermektedir (Şekil 4.1, 4.2) (Yalınız vd. 2000a, 2000b, 2000c, Gülyüz 2009).

4.1.1.1 Akçakent Gabrosu

Çalışma alanınnın orta kısımlarında gözlenmekte ve Akçakent kasabası etrafında yüzlek vermektedir (Şekil 4.1). İlk olarak Boztuğ (1998) tarafından adlandırılmış olan Akçakent Gabrosu ÇO'nin en yaşlı ve en alt kısmını oluşturmaktadır. Önen ve Unan (1988) tarafından ilk olarak hornblend gabro ve ince kristalen gabro, Yılmaz ve Boztuğ (1998) tarafından da izotrop ve kümülat gabro olarak tanımlanmıştır. Erler ve Bayhan'a göre (1995) Üst Kretase Ofiyolitik Melanjının bir parçasıdır. Göncüoğlu ve Türeli (1993) ise söz konusu gabronun İzmir Ankara okyanusu içerisindeki volkanik yayın bir parçası olduğunu düşünmektedir.

Çökelik Volkanitlerini batıda kuzey–güney ters faylar boyunca tektonik olarak üzerlemektedir ve Üst Paleosen–Oligosen havza dolguları ve Neojen birimleri tarafından örtülmektedir (Şekil 4.1, 4.2). Akçakent Gabrosu çalışma alanındaki birimlerin üzerine taşınarak yerleşmeleri nedeniyle köksüz oldukları için özellikle siyenit bileşimindeki intrüziflerin yükselimi sırasında büyük bloklar halinde intrüzif bünyesine dahil olmuşlardır (Şekil 4.3). Gabrolar kendilerini kesen siyenitler ile keskin dokanak ilişkisi sergilemektedir (Şekil 4.3). Genel olarak izotrop ve seyrek olarak da kümülat gabrolarla karakterize edilmektedirler (Şekil 4.4, 4.5). Koyu yeşil renkli gözlenen kayalar faneritik, yer yerde pegmatitik doku göstermektedirler. Bölgedeki

faylanmaya bağlı olarak oldukça kırıklı–çatlaklı bir yapı kazanmışlar ve bunun sonucunda da alterasyona uğramışlardır (Şekil 4.6).



Şekil 4.2 Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti



Şekil 4.3 Çiçekdağ felsik kayalarda yer alan ofiyolitik gabro bloğunun (ksenolitik anklav) siyenit içerisindeki görünümü

4.1.1.2 Çökelik Volkanitleri

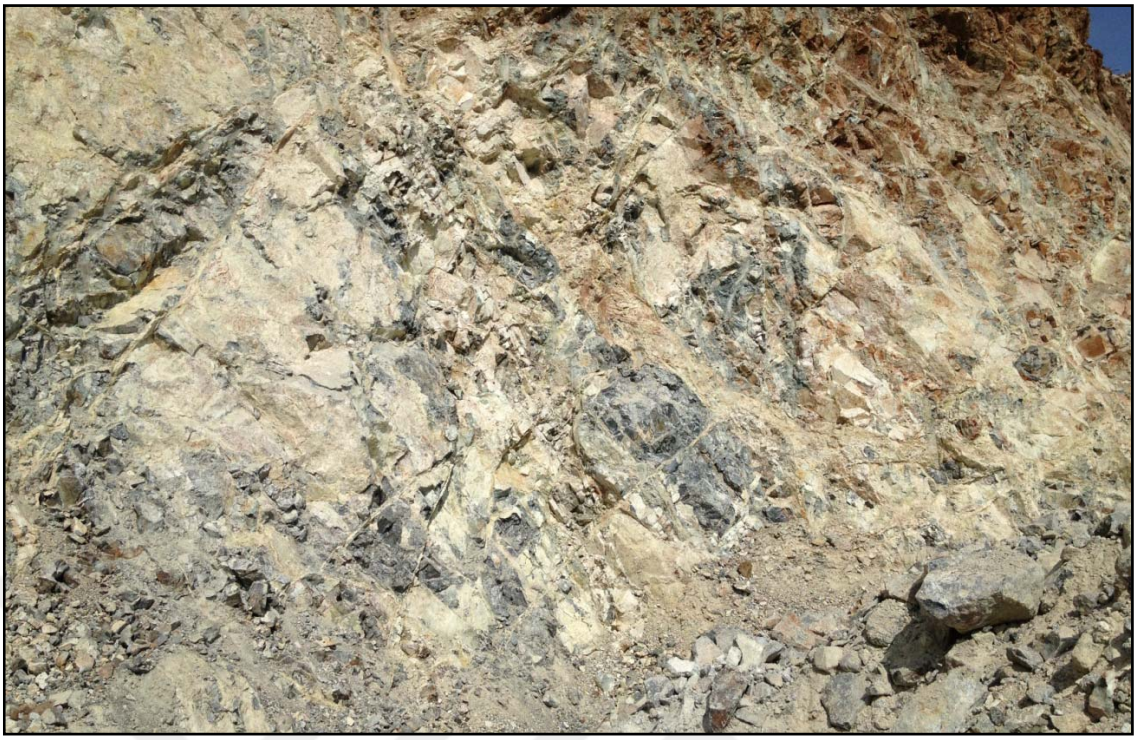
AMK'nın batı ve doğu kesimlerinde Çökelik ve Akçakent köyleri civarında gözlenmektedir (Şekil 4.1). Çökelik Volkanitleri ilk olarak Erdoğan vd. (1996) tarafından adlandırılmıştır. Birimi aynı yazarlar Çökelik Volkanitlerinin kalın mafik volkanik kayalardan, tüflerden ve bunlarla ara katmanlı pelajik sedimanlardan meydana geldiğini, ayrıca güney kesimlerde bulunanların nispeten metamorfizmaya uğradıklarını ve metamorfizma derecesinin Kırşehir'e doğru arttığını belirtmişlerdir. Erler ve Bayhan (1995)'a göre Çökelik Volkanitleri Üst Kretase Ofiyolitik Melanjının bir parçasıdır (Gülyüz 2009). Bu volkanitler çalışma alanının doğusunda ve güneyinde Paleojen havza dolgu birimleri tarafından ve ayrıca kuzey–güney ters faylar boyunca tektonik olarak Akçakent Gabrosu tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.1, 4.2). Birim yer yer pelajik sedimanlarla arakatkılı yastık lavları içermektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1998).



Şekil 4.4 Akçakent gabrosunun arazide izotrop görünümü



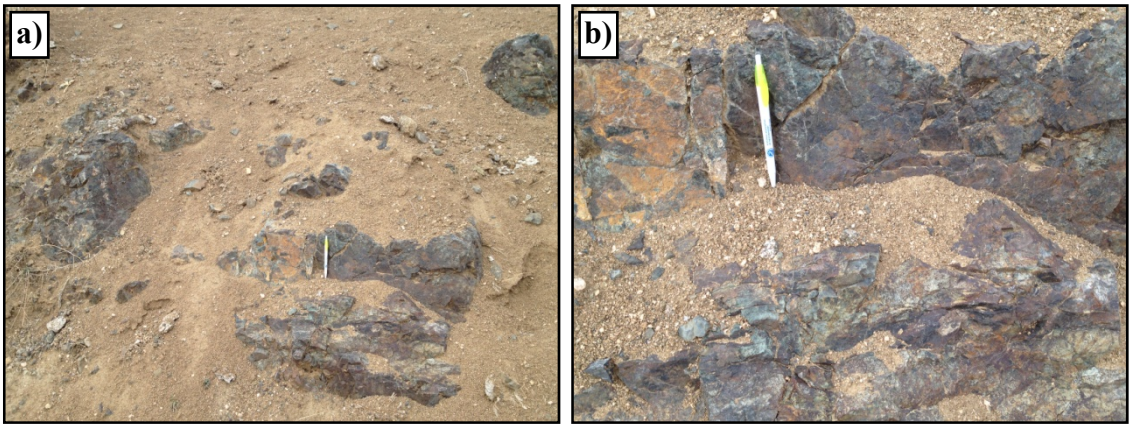
Şekil 4.5 Akçakent gabrosunun arazide bantlı görünümü



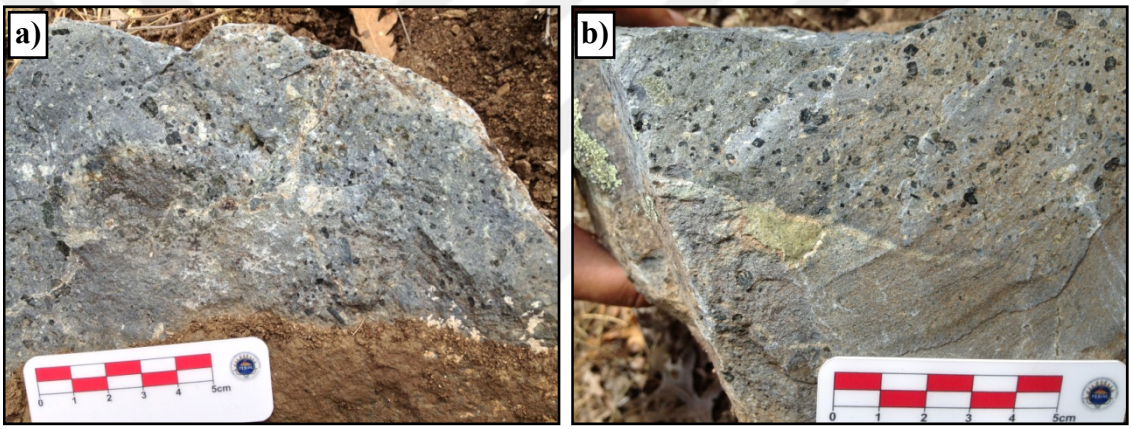
Şekil 4.6 Akçakent gabrosunun kırıklı ve çatlaklı yapısının arazi görünümü

Önceki çalışmalarda Çökelit Volkanitlerinin siyenit, monzonit ve monzogranit bileşimindeki felsik dayklar tarafından kesildiği belirtilmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1998). Bu çalışma kapsamında diyabaz ve bazalt (yastık ve spilitik) bileşimindeki birimlerin monzonit porfir ve diyorit porfir, mikro siyenit ve alkalen bazalt bileşimindeki dayklar tarafından keskin dokanak ile kesilmektedir. Özellikle diyabazların alkali bazalt bileşimindeki mafik dayklar tarafından kesildiği belirlenmiştir (Şekil 4.1, 4.7) (Deniz vd. 2014).

El örneğinde afanitik dokulu olan bazalt kayaları gri–koyu gri renklidir (Şekil 4.8). Piroksen megakristalleri kayaya yer yer porfiritik doku kazandırmaktadır. Spilitik bazalt bileşimindeki kayaların boşlukları yer yer hidrotermal çözeltilerin etkileriyle kalsit mineralleri tarafından doldurulmuştur. Boyutları 1–2 cm olabilen bu kalsitlerin ana kaya ile dokanak kısımlarında demiroksitleşmeler gözlenmektedir.



Şekil 4.7 Çökelik Volkanitleri içerisindeki diyabaz daykının uzak (a) ve yakın (b) arazi görünümleri



Şekil 4.8 Çökelik Volkanitleri içerisindeki ojit bazaltın uzak (a) ve yakın (b) arazi görüntüsü

4.1.2 Magmatik Birimler

AMK'ya ait içerisinde gözlenen magmatik birimler İAG içerisinde değerlendirilmektedir. Bunlar İAKK'nın ofiyolitik kayalarının içerisine yerleşmiş ve Üst Paleosen–Oligosen havza dolguları ve Neojen–Kuvaterner birimleri tarafından üzerlenmiştir. Kadıoğlu vd. (2006)'e göre mineralojik ve kimyasal özellikleri dikkate alınarak kalkalkalen–alkalene bileşimli Üst Kretase–Paleosen yaşlı felsik intrüzifler, granit, monzonit ve siyenit üst takımlarına ayrılmıştır. Granit üst takımı monzonit üst takımı ile dereceli dokanak sergilemektedir. Bu üst takım monzonit–kuvars monzonit bileşiminde olup Akçakent civarında da gözlenmektedir. İAKK'nın iç kesimlerinde

gözlenen siyenit üst takımı kuvars siyenit, siyenit, foid siyenit ve pseudolösit içeren alkali bileşimdeki kayalardan oluşmaktadır. Bu üst takım da Akçakentin kuzeyinde ve Kabaklı–Kızılçalı civarında yüzlek vermektedir (Şekil 4.1, 4.2).

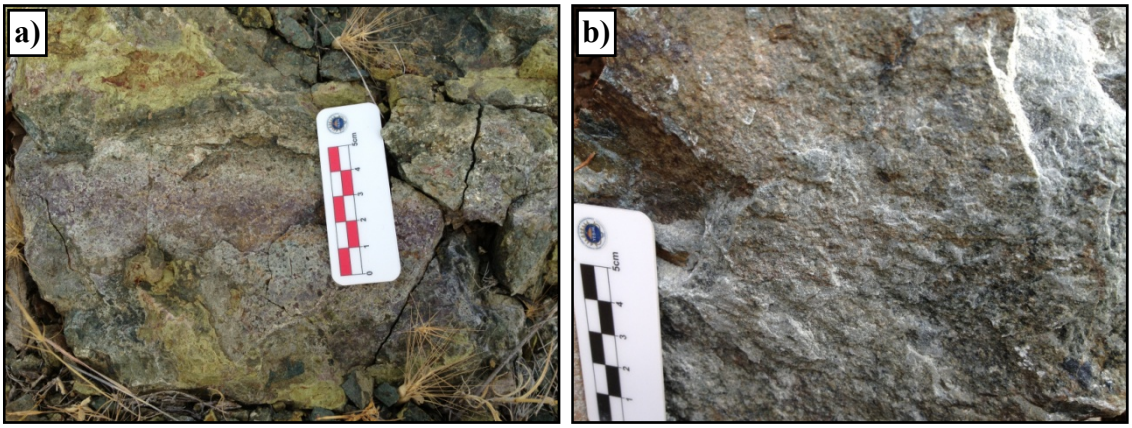
4.1.2.1 Plütonik Kayalar

Çalışma alanının iç kısımlarında Kösefakılı, Polatlı, Korkorlu, Hasanali, Zalimali, Yetikli, Halaçlı ve Küçükabdiuşağı civarında gözlenen plütonik kayalar Halaçlı Monzograniti, intrüzif gabrolar ve Eğrialan Siyeniti ile temsil edilmektedir (Şekil 4.1, 4.2) (Boztuğ vd. 1998, Yılmaz ve Boztuğ 1998, Gülyüz 2009, Deniz vd. 2014).

4.1.2.1.1 Halaçlı Monzoniti

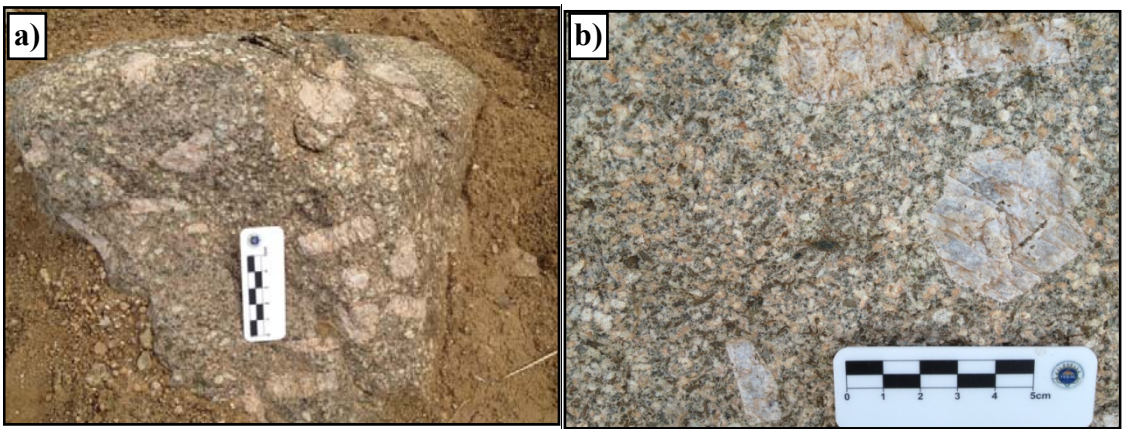
Halaçlı monzoniti çalışma alanının yani magmatik kompleksin orta/iç kısımlarında yer almaktadır (Şekil 4.1). Erdoğan vd. (1996) tarafından 'Yozgat Magmatikleri' olarak tanımlanan Halaçlı Monzograniti ilk olarak Boztuğ vd. (1998) tarafından adlandırılmıştır. Bu birim daha önceki çalışmalarda monzogranit olarak tanımlanmasına rağmen daha çok monzonit, kuvars monzonit ve monzonit porfir bileşiminde olduğu ve yer yer monzosiyenit bileşiminde örneklere de rastlandığı belirlenmiştir (Deniz vd. 2014). Bu kütle çarpışma sonrası oluşmuş İç Anadolu granitoyidlerinin bir parçası olarak değerlendirilmiştir (Göncüoğlu ve Türeli 1994, İlbeyli ve Pearce 1997, Yılmaz ve Boztuğ 1998). Yılmaz ve Boztuğ (1998) birimi Lökköy ve Yassıağıl K–feldispat Megakristalen Monzogranitlerinin eşdeğeri olarak değerlendirmiş (Ekici ve Boztuğ 1997, Tatar ve Boztuğ 1997) ve Üst Kretase–Paleosen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Halaçlı Monzoniti ÇO'ne sokulum yapmıştır ve Senozoyik depolanmaları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Şekil 4.1, 4.2). Çökelit Volkanitlerine ve Akçakent Gabrosuna sokulum yaptığı sınırlar boyunca kontakt metamorfik kayaların oluşumuna neden olmuştur (Şekil 4.9). Bu kontakt kayaların en iyi gözlenebildiği yerler, özellikle Çökelit Volkanitleri ile olan dokanaklarda mafik kayaların tremolit aktinolit epidot hornfelse dönüştüğü kısımlardır (Şekil 4.9).



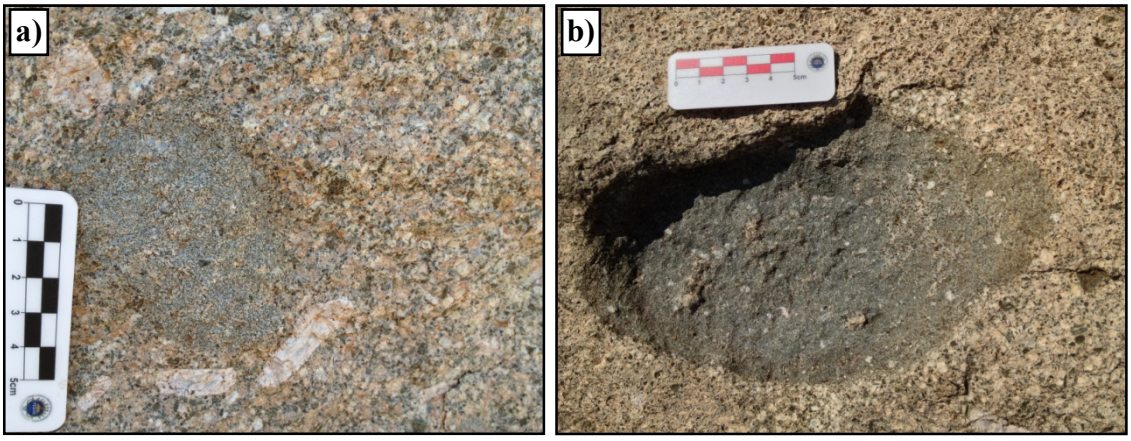
Şekil 4.9 Çökelit Volkanitlerine ve Akçakent Gabrosuna sokulum yaptığı sınırlar boyunca gelişen kontakt metamorfik kayaların uzak (a) ve yakın (b) arazi görünümü

Halaçlı monzoniti el örneğinde pembemsi gri renkli ve porfiro faneritik dokuludur. Birim özellikle içerisindeki K–feldispat megakristallerinin kayaya kazandırdığı porfiritik doku özelliği ile kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 4.10). K–feldispat megakristallerinde alterasyon sonucu killeşmeler ve kaya içerisinde de epidotlaşmalar yaygın olarak gözlenmektedir.

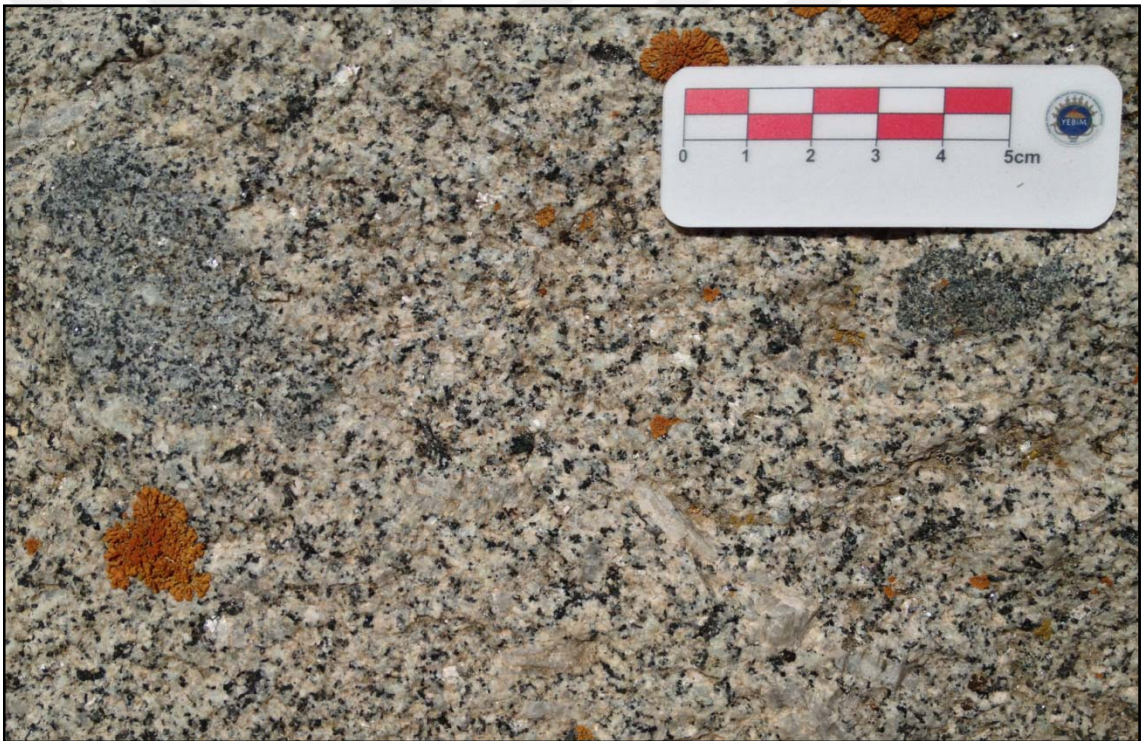


Şekil 4.10 Halaçlı Monzonitinin ve içerisindeki feldispat megakristallerinin uzak (a) ve yakın (b) arazi görüntüsü

Monzonit porfir bileşimindeki kayalarda Çökelit Volkanitlerine ait olduğu düşünülen ksenolit türünde anklavlar bulunmaktadır (Şekil 4.11). Bu anklavlar diyabaz, daha çok bazalt, andezit ve dasit bileşimindedir. Az oranda mafik magmatik anklavlar da mevcuttur (Şekil 4.12).



Şekil 4.11 (a, b) Monzonit porfir kayasının içerisindeki ksenolit türü anklavların arazi görünümü



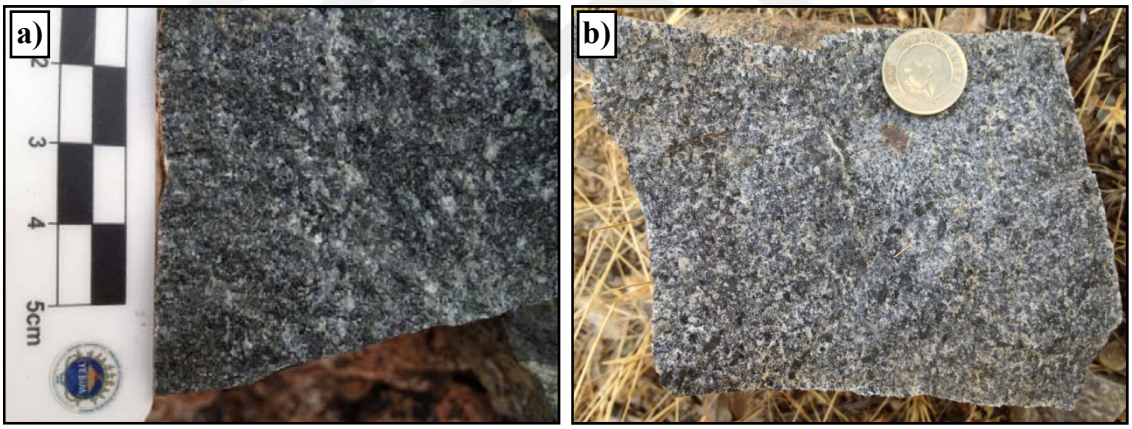
Şekil 4.12 Monzonit kayasının içerisindeki mafik magmatik anklavların görüntüsü

4.1.2.1.2 İntrüzif gabro

İntrüzif gabrolar arazide çok sınırlı alanlarda yüzlek vermektedirler (Şekil 4.1). Arazi gözlemlerinde Güneydamları Mahallesinin kuzeyinde, Hamzabey köyü, Taşlı Tepe, Kabak Tepe ve Höbekkaya Tepe'de gabro–monzogabro bileşimli kayalara rastlanmıştır

(Şekil 4.1). İAKK'daki gabro bileşimindeki kayaların hepsinin ofiyolitik seriye ait olmadığı Kadıoğlu ve Güleç (1997) tarafından belirlenmiştir. Bu kayaların bölgede bulunan ofiyolitik ve felsik intrüzif kayalara sokulum yapan, felsik birimlerle sinüsoidal geçişli dokanak ilişkisi sergileyen manto kökenli mafik ürünler oldukları belirtilmiştir. Yılmaz ve Boztuğ (1998) ise çalışma alanında ofiyolitik gabroların yanı sıra intrüzif gabroların varlığından bahsetmiş, bu gabroların Çökelik Volkanitleri içerisinde Kabak Tepe–Höbekkaya Tepe civarında küçük intrüzif kütleler halinde yüzlek verdiklerini öne sürmüşlerdir. Ancak bu intrüzif gabroların bileşimleri ve çalışma alanındaki hangi felsik birim ile ilişkili olduğu ile ilgili herhangi bir yorum getirilmemiştir.

Gabro bileşimindeki kayalar koyu yeşil renkli gözlenirken monzogabro bileşimindeki kayalar koyu gri renklidir (Şekil 4.13). Faneritik dokulu ve mikrokristalen olan kayada mafik mineral olarak genellikle amfibol mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.13).

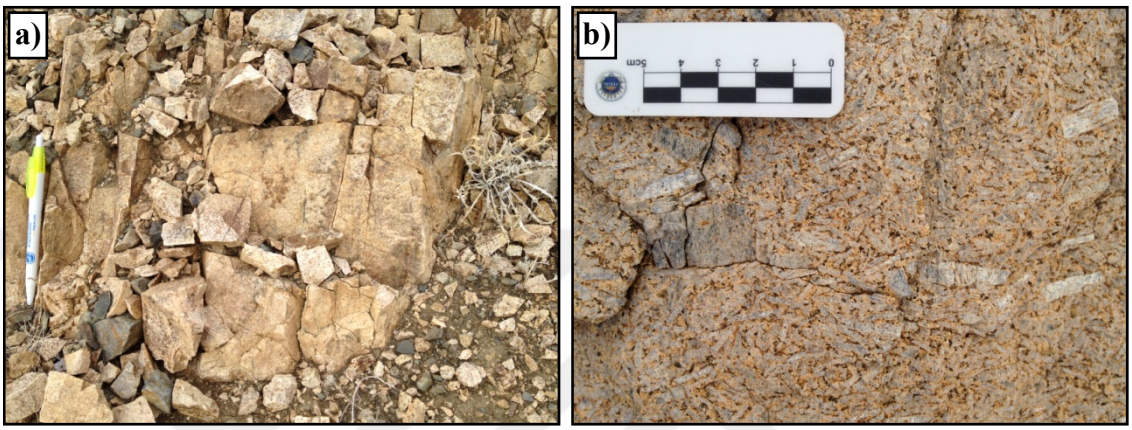


Şekil 4.13 İntrüzif gabro (a) ve monzogabroların (b) kırılmış el örneğindeki görünümü

4.1.2.1.3 Eğrialan Siyeniti

Çalışma alanının merkezi, kuzeydoğu ve güneybatı kısımlarında yüzlek vermektedir (Şekil 4.1). Birim ilk olarak Boztuğ vd. (1998) tarafından adlandırılmıştır. Çiçekdağı Ofiyoliti ve Halaçlı Monzogranitine sokulum yapmakta ve Geç Paleojen havza dolguları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4.1, 4.2). Yeniyapan köyünün kuzeybatı kesimlerinde Akçakent gabrosuna sokulum yaptığı gözlenmiştir. Akçakent

gabrosu ile keskin dokanak ilşkisine sahiptir. Eğrialan Siyeniti faneritik–porfirofaneritik dokulu ve genellikle orta–ince kristalen olarak göze çarpmaktadır (Şekil 4.14). İçerisinde kayaya porfiritik doku kazandıran, boyutları 1–8 cm olabilen, ileri derecede killeşmiş nefelin kristalleri bulunmaktadır (Şekil 4.14). Mafik mineral olarak gözlenen biyotit mineralleri el örneğinde gözle ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.14).



Şekil 4.14 Eğrialan Siyeniti (a) ve içerisindeki nefelin megakristallerinin (b) arazi görünümü

Çalışma alanında bu siyenitlere bağlı olarak oluşmuş fluorit oluşumlarına rastlanmaktadır (Yaman 1985a, Yılmaz ve Boztuğ 1998, Koç ve Reçber 2001b, Kavbakcı vd. 2012, Deniz ve Kadıoğlu 2015, Kadıoğlu ve Deniz 2015). Özellikle Söğütlü Tepe çevresinde hidrotermal çözeltilerin etkisiyle oluşmuş beyaz, mor, yeşil renkli fluorit damarları görülmektedir.

4.1.2.2 Volkanik kayalar

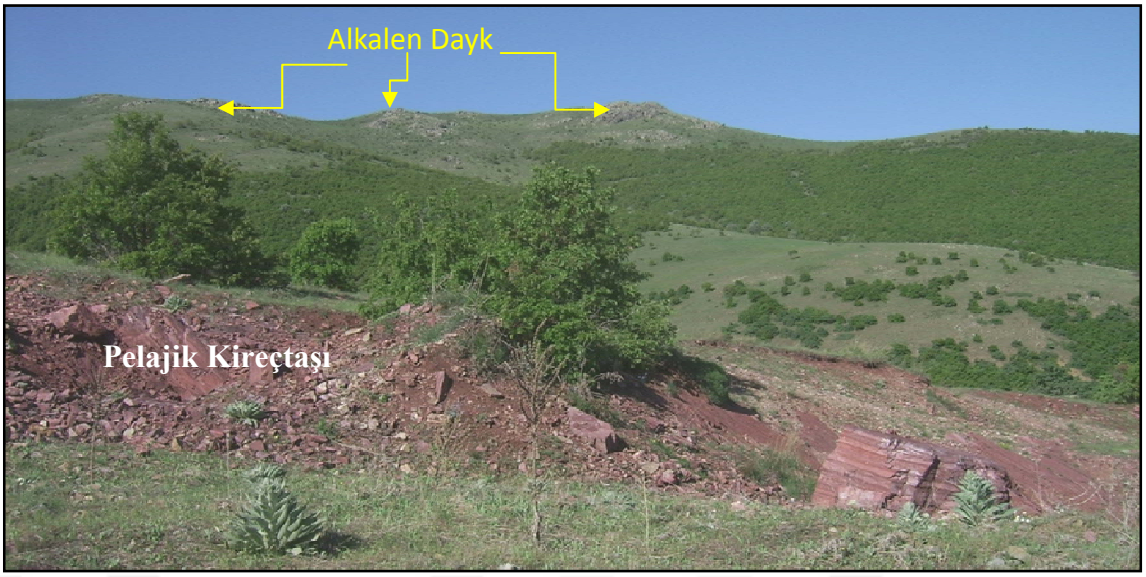
4.1.2.2.1 Alkalen Bazalt

Doktora tezi kapsamında yapılan çalışmalarda Çökelik Volkanitlerini ve intrüzif birimleri kesen volkanik kayalar tespit edilmiştir. Alkalen bazalt bileşimindeki bu mafik dayklar kompleksin doğu kesiminde, Çiçekdağı Tepe civarında kuzeybatı–güneydoğu doğrultu yüzlek vermektedir (Şekil 4.1, 4.15). Gözlendiği lokasyonlardaki en yüksek

topografyaya sahip birimi temsil etmektedir (Şekil 4.15, 4.16). Birim Çökelik Volkanitlerine ait diyabaz kayaları ile keskin dokanaklıdır.

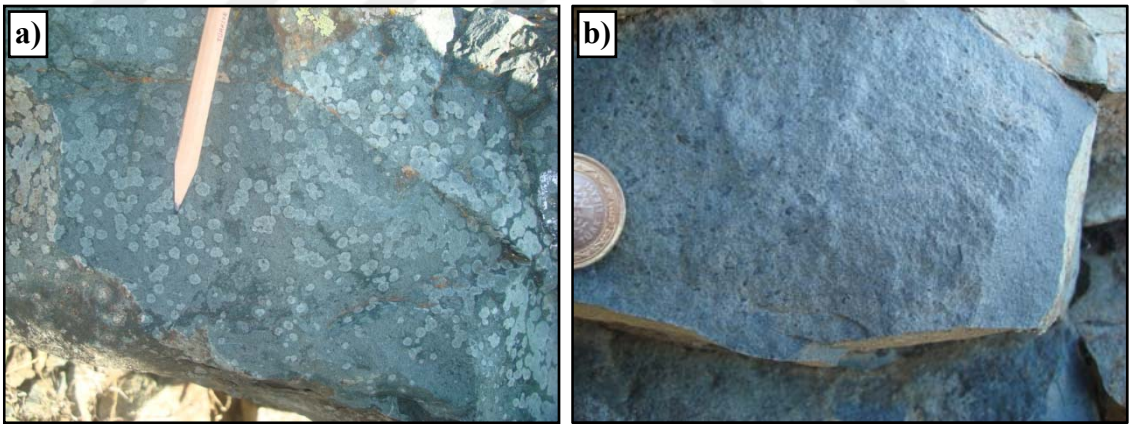


Şekil 4. 15 Alkalen bazalt bileşimindeki volkanik kayaların Google Earth görüntüsü

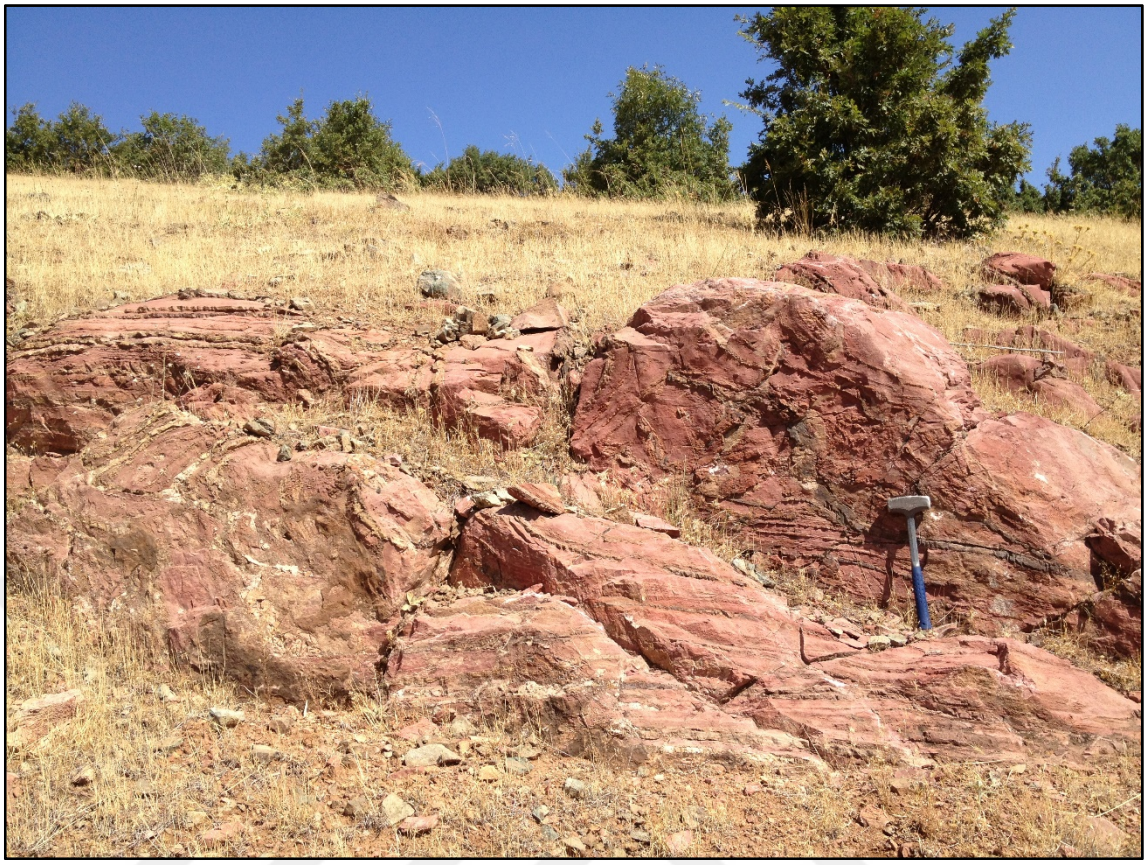


Şekil 4.16 Alkalen bazaltların arazi görünümü

Makroskobik olarak afanitik dokulu olup yeşil renkte gözlenmektedir (Şekil 4.17). Pelajik kireçtaşları ile aratabakalıdırlar (Şekil 4.18).



Şekil 4.17 (a, b) Alkalen bazaltların genel el örneğindeki görümleri



Şekil 4.18 Pelajik kireçtaşları ile aratabakalı olan alkalen bazaltik kayaların arazi görünümü

4.1.2.2.2 Dasit–Riyodasit

Dasit ve riyodasit bileşimindeki kayalar çalışma alanının en doğusunda Yerköy'ün batısında ve kuzeyde bulunan Kızılcalı yerleşim yerinin batısında yer almaktadır (Şekil 4.1). Bu kayalar oldukça geniş alanda yüzlek vermektedir. Önceki çalışmalarda Eosen yaşlı volkanik kayalar olarak değerlendirilmiştir (Geneli 2011). Kızılcalı çevresinde dom şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.19). Arazide ofiyolitik seriye ait diyabaz ve bazalt kayaları ile olan dokanak ilişkisi toprak örtüsü nedeniyle gözlenememiştir. Dasit ve riyodasit bileşimindeki kayalar el örneğinde gri renklidir. Porfiro afanitik dokulu olan kayaların içerisinde makroskobik olarak gözlenebilen kuvars, feldispat ve mafik mineral megakristalleri bulunmaktadır (Şekil 4.20).



Şekil 4.19 Kızılcalı çevresinde dom şeklinde gözlenen dasitlerin arazi görünümü



Şekil 4.20 Porfiro afanitik dokulu dasit bileşimindeki kayaların kırımlış el örneğindeki görünümleri

4.2 Örtü Birimleri

Çalışma alanındaki tüm birimlerin üzerine gelen sedimanter birimler örtü birimleri olarak adlandırılmış ve bu tez kapsamında ayrıntılı incelenmemiştir (Şekil 4.2).. Bahsi geçen birimler Gülyüz (2009) tarafından detaylı incelenmiş ve genel olarak iki farklı örtü birimine ayrılmıştır. Gerçek havza dolgularından oluşan alt birlikteliğin Baraklı, Kocaçay, Boğazköy, İncik ve Güvendik Formasyonlarını kapsadığını, ikinci ve en genç birlikteliğin ise Neojen ve Kuvaterner birimlerinden oluştuğu belirtilmiştir.

Baraklı Formasyonu alt birlikteliğinin en yaşlı havza dolgularını temsil eden kırmızımsı grimsi renkli konglomeralar ile yeşilimsi gri renkli kumtaşları ve çamurtaşları ile karakterize edilmektedir (Kara ve Dönmez 1990, Gülyüz 2009). Üzerine gelen Koçaçay Formasyonu (Birgili vd. 1975) mavimsi renkli marnlarla ara tabakalı numulitik kireçtaşları, yeşilimsi gri renkli kumtaşı ve bölgesel olarak da konglomeralardan oluşmaktadır. Geç Eosen yaşlı olan Boğazköy Formasyonu (Özcan vd. 1990) ise silttaşı, çamurtaşı, kumtaşı, az miktarda konglomera ve kireçtaşları ile karakterize edilmektedir (Gülyüz 2009). Uyumlu olarak birimin üzerine gelen ve çalışma alanında yüzlek veren en yaygın birimlerden birini temsil eden İncik Formasyonu (Birgili vd. 1975) kırmızı renkli kumtaşları ve çamurtaşlarından meydana gelmektedir. Gerçek havza dolgularının en üst kısmında bulunan, Orta Oligosen yaşlı Güvendik Formasyonu (Kaymakcı vd. 2001) ise çalışma alanının kuzey kesimlerinde yüzlek vermekte ve marn, silttaşı, kumtaşı ve jips ile karakteristiktir (Gülyüz 2009).

Neojen birimleri çoğunlukla çalışma alanının batı ve güney kısımlarında yüzlek vermektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar alandaki en genç birimi temsil etmekte ve ana dereler boyunca çalışma alanının çoğunlukla iç ve kuzey kısımlarında gözlenmektedir (Gülyüz 2009).

5. MİNERALOJİ VE PETROGRAFİ

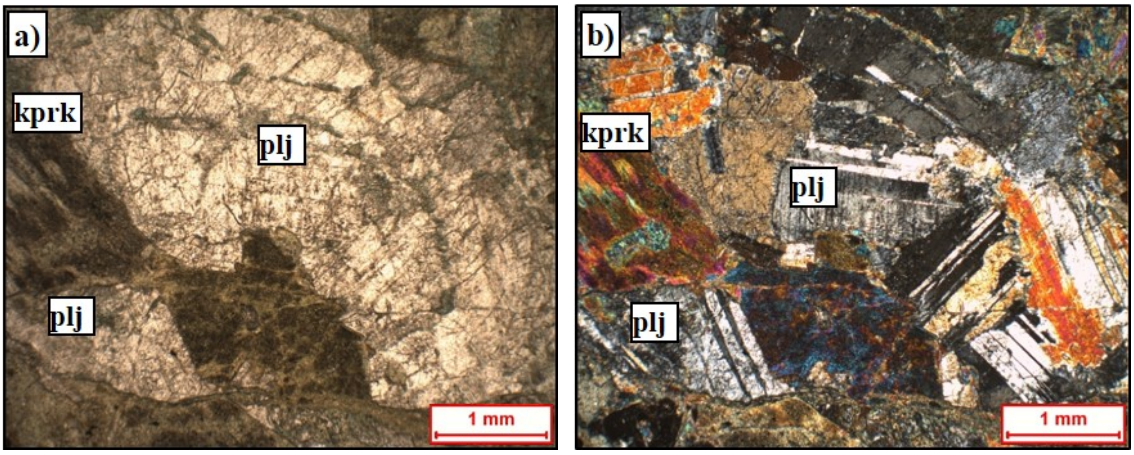
Çalışma alanında gözlenen kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri yaşlıdan gence doğru ofiyolitik, AMK'a ait felsik-mafik plütonik, volkanik ve bunlarla ilişkili kontakt metamorfik kayalar olmak üzere dört grup altında sunulmuştur. Bu kaya grupları kendi içerisinde, mineralojik bileşimleri, dokusal özellikleri ve göstermiş olduğu bozunmalar dikkate alınarak alt gruplara ayrılmıştır. Temsili örneklerin mineralojik ve petrografik incelemeleri Ek–1 ve Ek–2'de yer almaktadır.

5.1 Ofiyolitik Kayalar

Çalışma alanında en yaşlı kaya grubunu temsil eden, ofiyolitik birime ait kayalar gabro, diyabaz ve bazalt (yastık, spilitik) bileşimindedir. Bu kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri aşağıda sırasıyla verilmiştir.

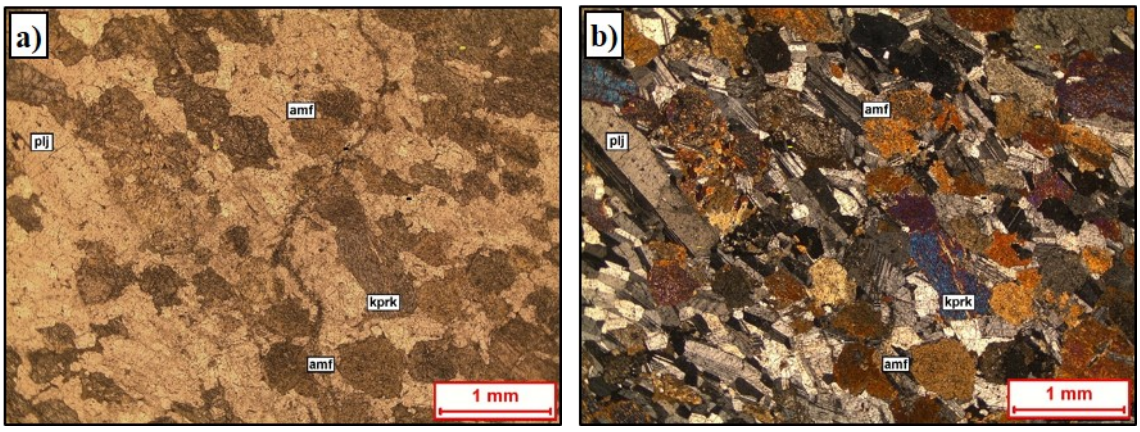
5.1.1 Akçakent Gabrosu

Bu çalışmada ofiyolitik gabrolar arazi gözlemlerinde oldukça kırıklı çatlaklı, aşırı bozunma göstermeleri (karbonatlaşma, uralitleşme, epidotlaşma) ve genel olarak felsik magmatik kayalar tarafından köksüz bloklar halinde yükseltilmiş olmalarından dolayı 'ofiyolitik gabro' adı altında sınıflandırılmıştır. Ofiyolitik kaya grubunun tabanını ve en yaşlı kayasını temsil eden gabrolar mikroskobik olarak holokristalen hipidiyomorf dokulu olup, başlıca plajiyoklaz, piroksen ve amfibol minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.1). Yapısal ve dokusal özelliklerine göre izotrop, kümülat ve metagabro olarak tanımlanmışlardır. Kaya içerisindeki plajiyoklaz mineralleri hipidiyomorf, dikdörtgen şekilleri ve olup polisentetik ikiz göstermeleri ile mikroskop altında kolaylıkla ayırt edilmiştir. Bu minerallerin hidrotermal çözeltilerin ve atmosferik koşulların etkisi altında kalmaları sonucu serisit (< 0.01 mm boyutundaki küçük muskovit pulcukları) minerallerine dönüştükleri gözlenmiştir. Plajiyoklaz minerallerindeki serisitleşmiş kısımlar mikroskop altında, özellikle mineral sönme konumunda iken II. Nikolde pırıltılı bir girişim rengi göstermeleri ile ayırt edilmiştir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Holokristalen hipidiyomorf dokulu Akçakent Gabrosu'nun fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz, kprk: klinopiroksen)

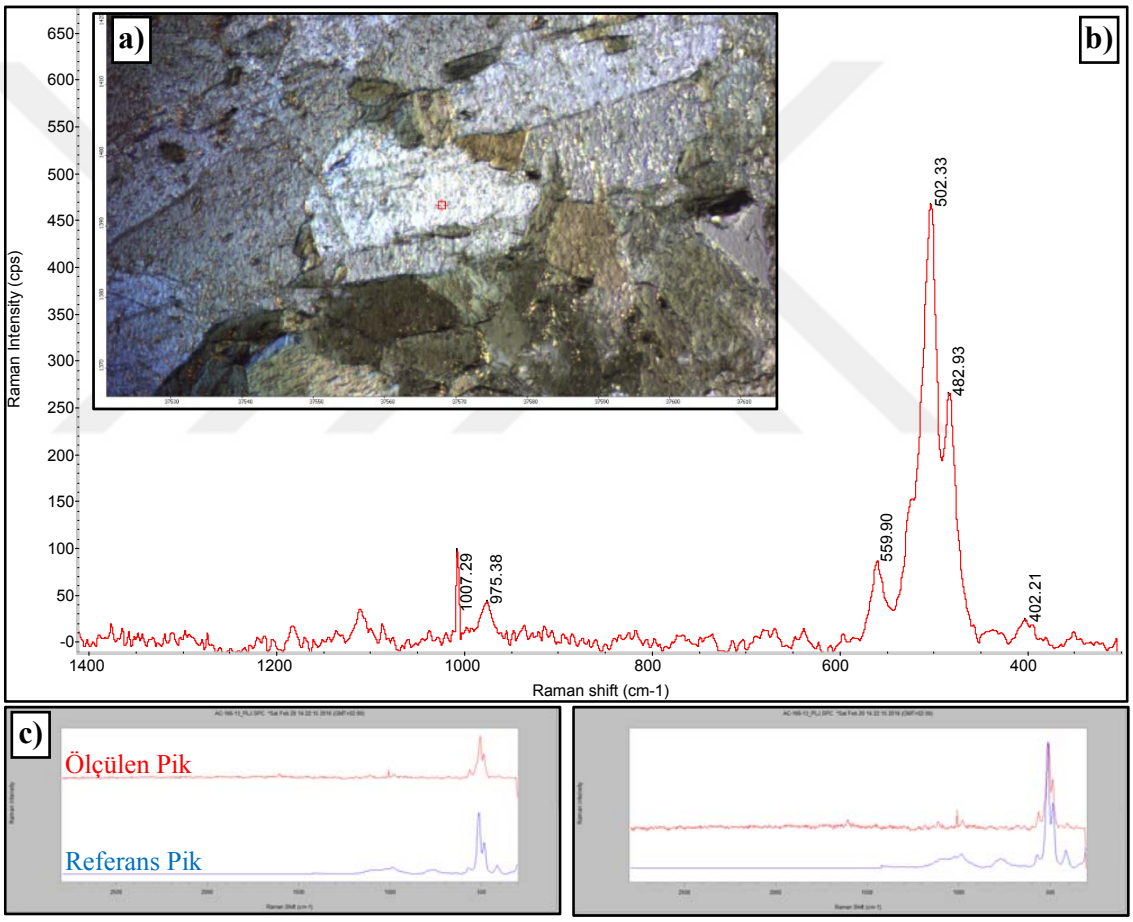
Kısmen metamorfizmaya uğramış fakat ilksel dokusu korunmuş metagabrolar ise blasto holokristalen hipidiyomorf tanesel doku özelliği sergilemektedir (Şekil 5.2). Başlıca mineralojik bileşimini plajiyoklaz ve piroksen mineralleri oluşmaktadır (Şekil 5.2). Kayanın içerisindeki özellikle mafik (piroksen) minerallerde belirgin bir yönlenme gözlenmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Blasto holokristalen hipidiyomorf tanesel dokulu metagabronun fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, kprk: klinopiroksen)

Konfokal Raman Spektrometre (CRS) çalışmalarıyla ofiyolitik gabrolardaki plajiyoklazlarının bitovnit ve anortit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.2, 5.3).

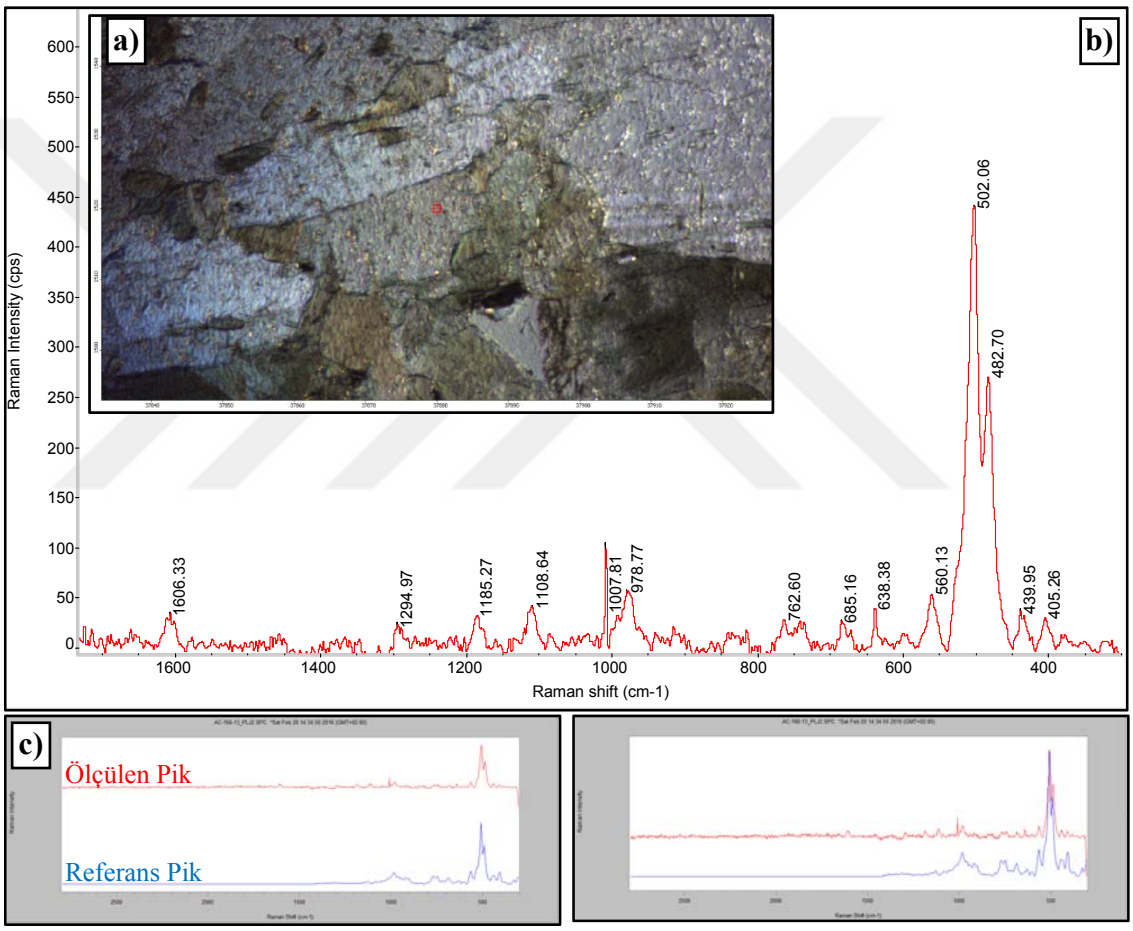
Bitovnit bileşimindeki plajiyoklaz mineralleri 502.33 cm^{-1} ve 483.93 cm^{-1}'de kuvvetli Raman kaymasına sahiptir ve bu piklerin yanında 1007.29 cm^{-1}, 975.38 cm^{-1}, 559.90 cm^{-1} ve 402.21 cm^{-1}'de zayıf kaymalar da gözlenmektedir (Şekil 5.3). Anortit bileşimindeki plajiyoklaz minerali ise 1606.33 cm^{-1}, 1294.97 cm^{-1}, 1185.27 cm^{-1}, 1108.64 cm^{-1}, 1007.81 cm^{-1}, 978.77 cm^{-1}, 762.60 cm^{-1}, 685.16 cm^{-1}, 638.38 cm^{-1}, 560.13 cm^{-1}, 502.06 cm^{-1}, 482.70 cm^{-1}, 439.95 cm^{-1} ve 405.26 cm^{-1}'da Raman kaymalarına sahiptir (Şekil 5.4). 600 ile 400 cm^{-1}'de arasında gözlenen dörtlü pik ve 800–600 cm^{-1} arasındaki zayıf pikler bitovnitten farklı olan anortite özgü olan kaymalardır (Şekil 5.4).



Şekil 5.3 Ofiyolitik gabrolardaki bitovnit bileşimindeki plajiyoklaz minerelinin Raman görüntüsü (a) kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

Hem cihaz kütüphanesindeki veriler hem de rruff info web sayfasındaki Raman verileriyle karşılaştırılarak ölçülen bu spekturumların hangi tür plajiyoklaz mineraline ait olduğuna karar verilmiştir (http://rruff.info/). 1000 cm^{-1}'nin üzerindeki kaymalar OH

bağlarına bağlı olarak ortaya çıkar (Frogner vd. 1998). Dolayısıyla bu kaymaların plajiyoklaz minerallerinde zayıf kaymalar olarak gözlenmesinin nedeni kayayı bozunmaya uğratan hidrotermal etkiler neticesinde plajiyoklaz minerallerinin yapılarında azda olsa suyun etkisinin ortaya çıkması olabilir. Bir diğer alternatif olarak minerallerde gözlenen OH kaymaları kayanın türediği magmanın/ergiyiğin bileşiminde su bulunduğu göstermekte ve buda söz konusu ofiyolitlerin supra subduction tipi ofiyolitik kayalar oldukları görüşünü destekler niteliktedir.

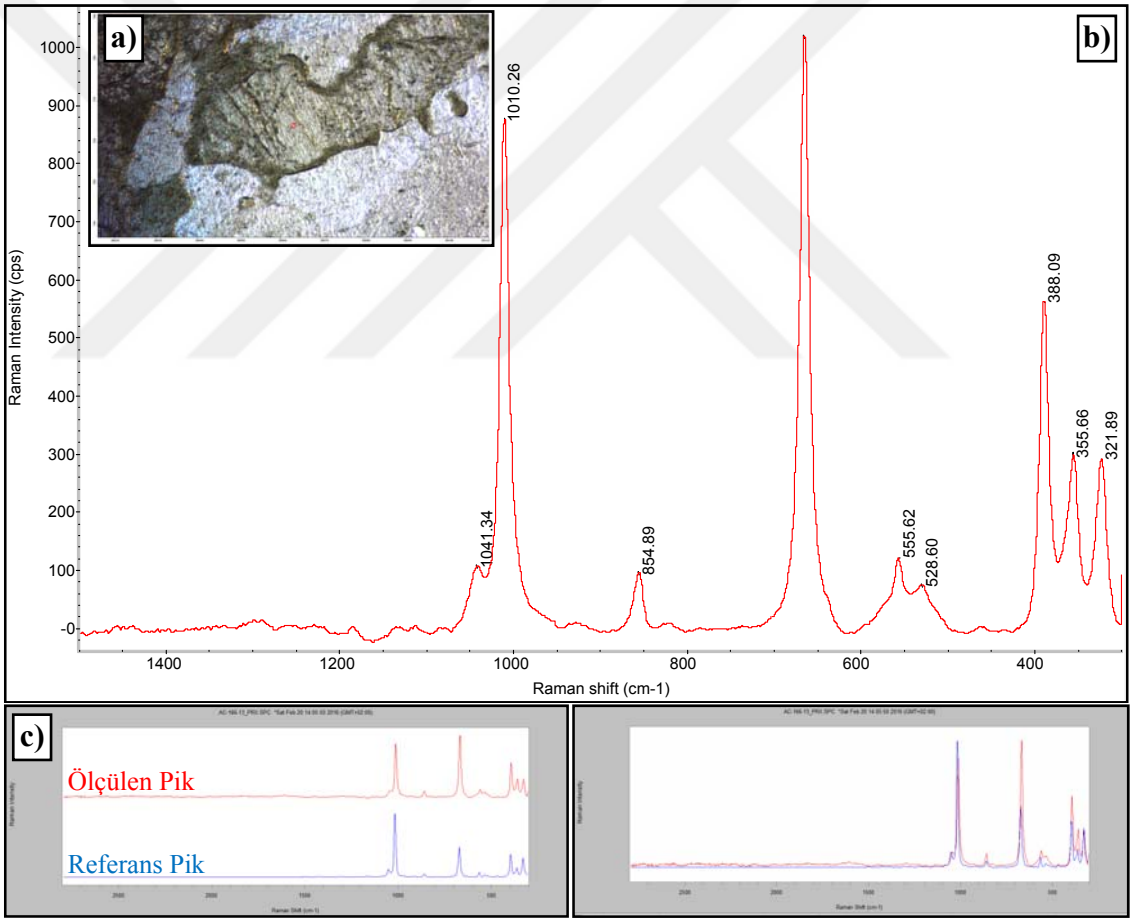


Şekil 5.4 Ofiyolitik gabrolardaki anortit bileşimindeki plajiyoklaz minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

Piroksen mineralleri genellikle hipidiyomorf ve ksenomorf kristaller şeklinde prizmatik ve levhamsı yapıdadır. Çapraz nikoldeki yüksek girişim renkleri ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Piroksen mineralleri belirli basınç ve sıcaklık altında hidratlaşmaları sonucu serpantin minerallerine dönüşmüşlerdir (Şekil 5.1). Ayrıca kaya içerisine giren

çözeltilerin etkisiyle düzensiz bir şekilde kenar, kırık, dilinim ve çatlakları boyunca uralitleşmişlerdir.

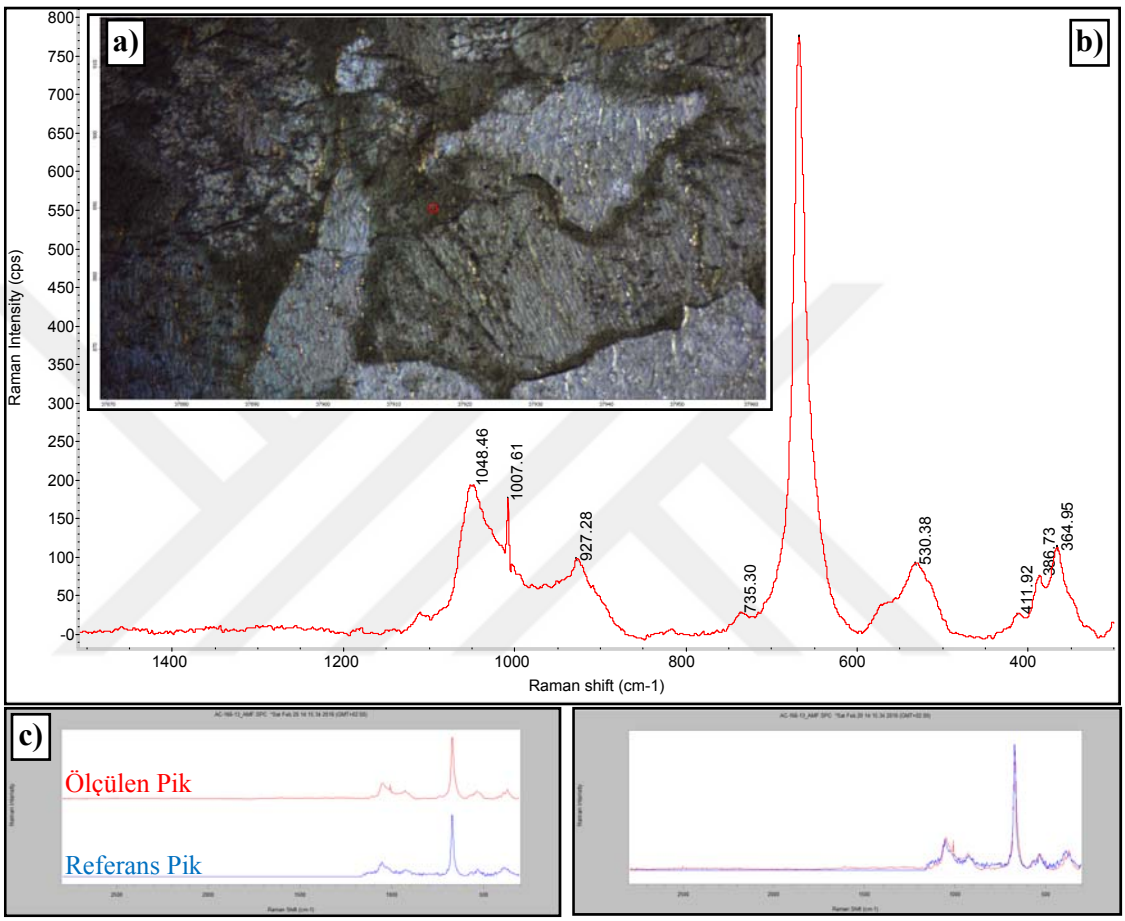
CRS çalışmalarıyla ofiyolitik gabrolardaki piroksen minerallerinin diyopsit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.5). Diyopsit bileşimindeki kilinopiroksen minerali 1041.34 cm^{-1}, 1010.26 cm^{-1}, 854.89 cm^{-1}, 665.78 cm^{-1}, 555.62 cm^{-1}, 528.60 cm^{-1}, 388.09 cm^{-1}, 355.66 cm^{-1} ve 321.89 cm^{-1}'de Raman kaymaları gözlenmektedir (Şekil 5.5). Susuz silikat minerali olan piroksen minerallerinde OH bağlarının gözlenmesi bu minerallerde gelişen uralitleşme ve serpantişme türü bozunmalarile ilişkilidir.



Şekil 5.5 Ofiyolitik gabrolardaki diyopsit bileşimindeki piroksen minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

Diyopsit bileşiminde olan piroksen minerallerinin çeper kısımlarından alınan CRS ölçümlerinde bazı minerallerin çeperinden itibaren uralitleşerek aktinolite dönüştüğü

tespit edilmiştir. Aktinolit mineralinin 1048.46 cm^{-1}, 1007.61 cm^{-1}, 927.28 cm^{-1}, 735.30 cm^{-1}, 667.22 cm^{-1}, 530.38 cm^{-1}, 411.92 cm^{-1}, 386.73 cm^{-1} ve 364.95 cm^{-1}'de Raman kaymaları gözlenmektedir (Şekil 5.6). Aktinolitin yanı sıra tremolit türü amfibol minerallerinin varlığı da söz konusudur.

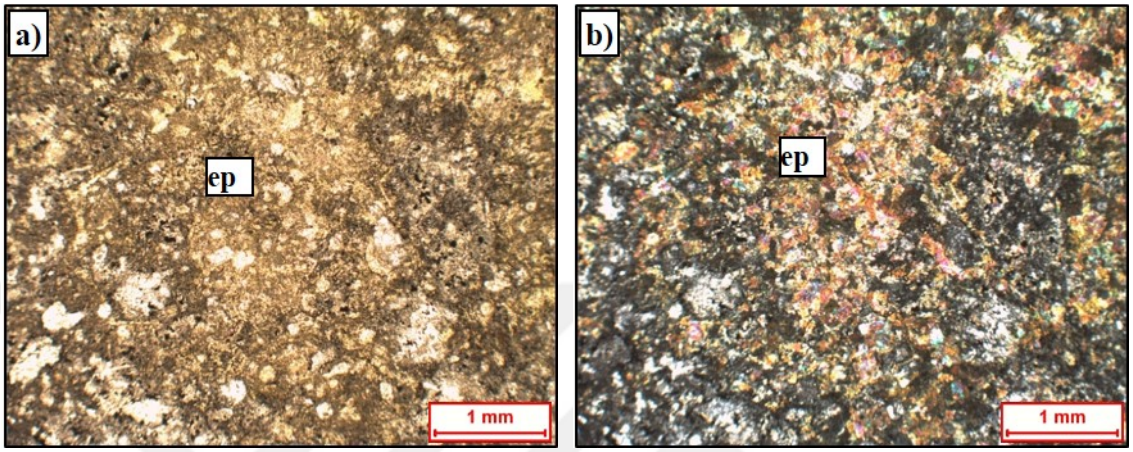


Şekil 5.6 Ofiyolitik gabrolardaki diyopsit bileşimindeki piroksen mineralinin çeperinde oluşan ikincil aktinolit minerelinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

5.1.2 Diyabaz

Çalışma alanında Çökelit Volkanitleri içerisinde değerlendirilmiştir. Subofitik doku gösteren kaya genel anlamda plajiyoklaz ve amfibol minerallerinden meydana gelmektedir. Kalsiyumca zengin mafik minerallerin veya kalsiyumca zengin çözeltilerin minerallerle yaptıkları kimyasal reaksiyonlar sonucu kırık ve çatlaklar boyunca ikincil

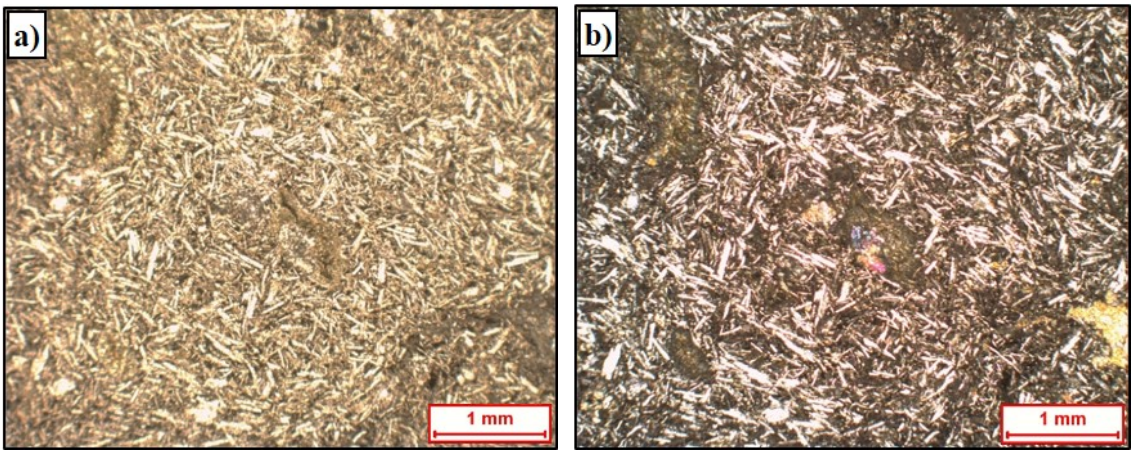
epidot minerallerine yaygın bir şekilde dönüştüğü gözlenmiştir (Şekil 5.7). Feldispat mineralleri de atmosferik koşulların etkisiyle kil minerallerine dönüşmüştür. Killeşmeler ince kesitte paralel nikolde bulanık toprağımsı ve çok açık kahve renkleri ile ayırt edilmektedir (Şekil 5.7).



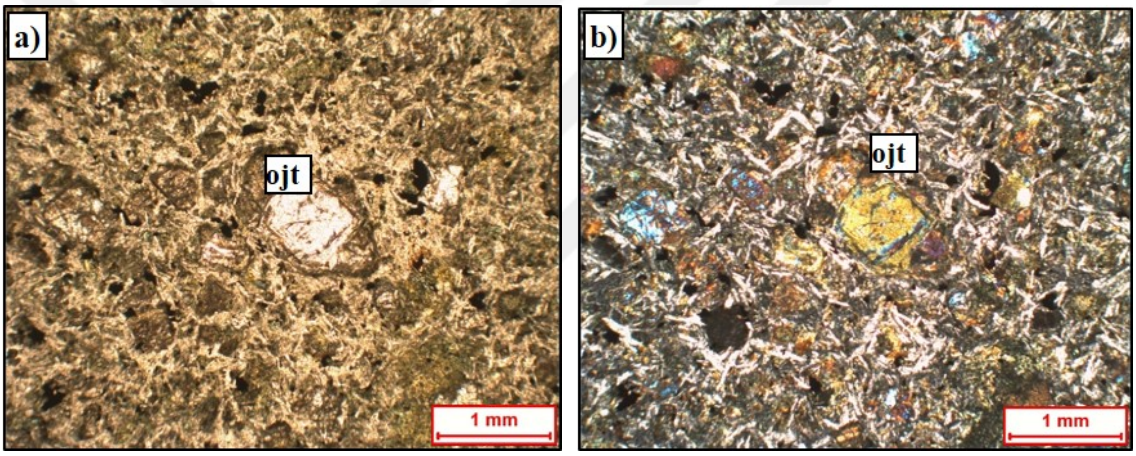
Şekil 5.7 Diyabaz kayasındaki epidotlaşmanın fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ep: epidot)

5.1.3 Çökelik Volkanitleri

Çökelit Volkanitlerindeki bazaltlar yastık ve spilitik bazalt olarak tanımlanmıştır. Kaya genel olarak intersertal dokulu olup, hamuru meydana getiren kristalit ve mikrolitlerinin birbirlerini engellemeli keser konumda yer aldıkları görülmektedir. Kristalit ve mikrolitlerin arasında volkan camı ve mafik mineral olarak da piroksen gözlenmektedir (Şekil 5.8). Piroksen mineralleri özşekilli ve yarı özşekilli kristaller şeklinde gözlenirken büyük bir çoğunluğu epidotlaşmış ve karbonatlaşmıştır (Şekil 5.9, 5.10). Piroksen minerallerinin optik özelliklerine göre ojit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.9, 5.10). Bazı piroksen mineralleri dilinim, kenar veya kırıkları boyunca klorite dönüşmüştür. Kloritleşmeler Na metasomatizmasına bağlı olarak meydana gelmiş olduğu düşünülmektedir. Epidotlaşma yaygın bir şekilde hamurda da gözlenmektedir (Şekil 5.11).



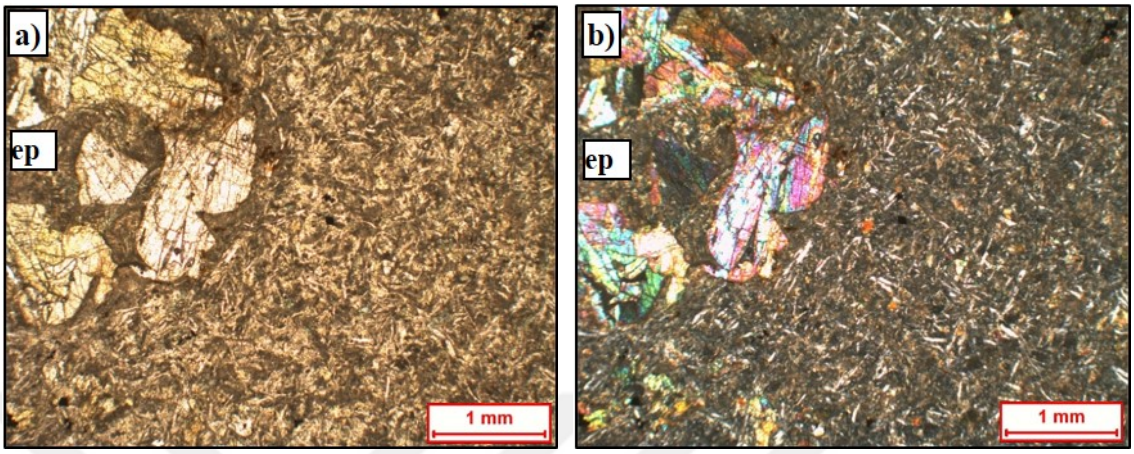
Şekil 5.8 Bazalt kayasındaki intersertal dokunun fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol)



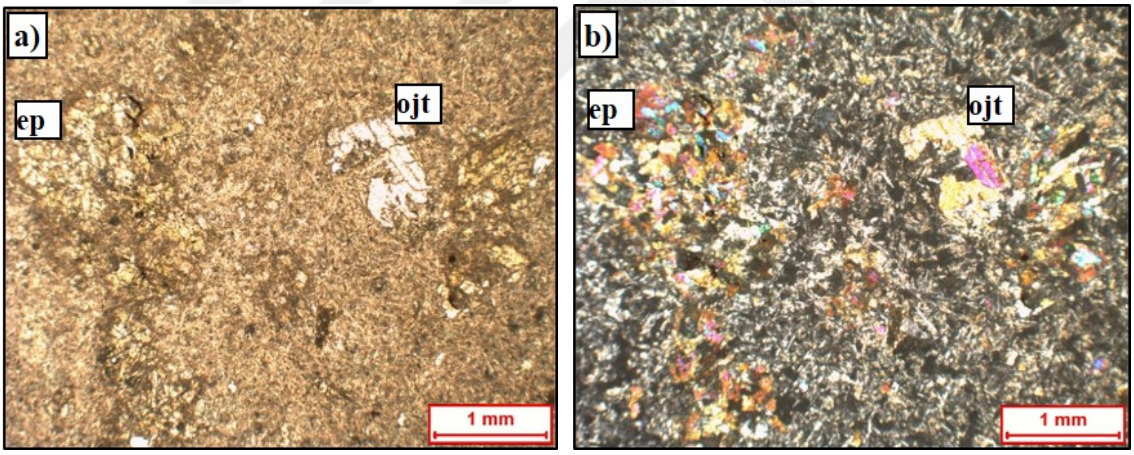
Şekil 5.9 Bazalt içerisindeki ojit minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ojt: ojit)

Spilitik bazaltlarda yer yer amigdoloidal doku gelişmiştir. Kayanın katılaşması sırasında uçucu bileşenlerin ayrılması ile ortaya çıkan düzensiz boşlukları genellikle kuvars ve az oranda kalsit mineralleri ile doldurulmuştur. Boşluk doldurucu ikincil kuvars minerallerinde sferulitik doku hakimdir. Kalsit ve kuvars baskın ikincil minerallerdir. Kuvars mineralinin merkezinden kenarına doğru ışınsal bir biçimde mikroskop tablasının döndürülmesiyle görüntü alanını süpürecek şekilde hareket etmesi ile tanınmaktadır.

Çalışma alanındaki magmatizmaya bağlı hidrotermal çözeltilerin etkisiyle oluşan ikincil kuvars mineralleri kayada yaygın olarak silisleşmelere neden olmuştur.



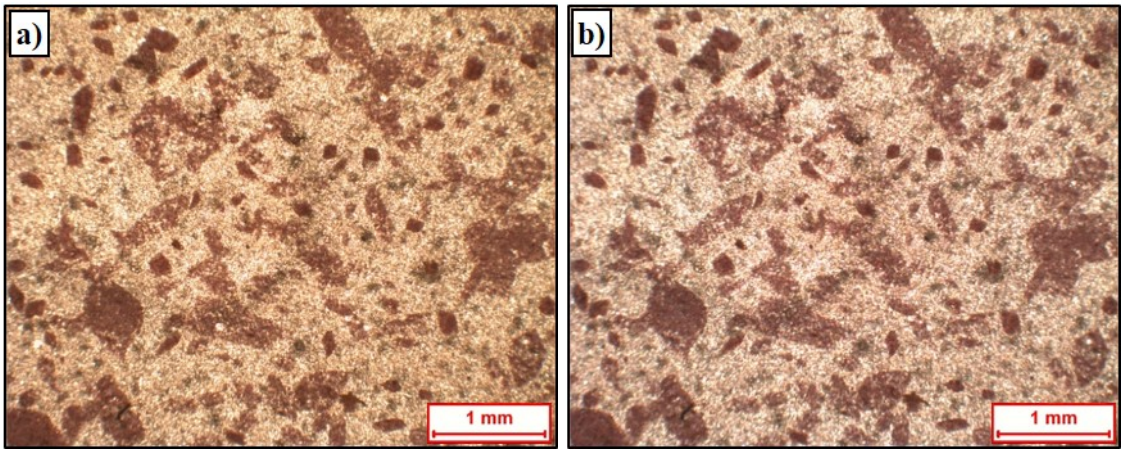
Şekil 5.10 Bazalt içerisindeki epidotlaşmanın fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ep: epidot)



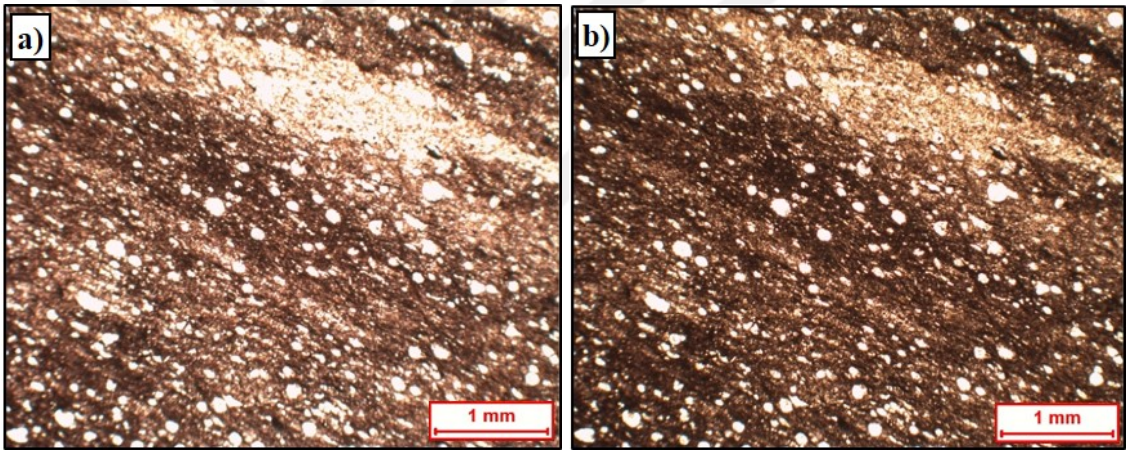
Şekil 5.11 Bazalt içerisindeki epidotlaşmanın ve ojit mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ep: epidot, ojt: ojit)

5.1.4 Pelajik Kireçtaşı

Pelajik kireçtaşları genel olarak mikritik dokuludur (Şekil 5.12). Yer yer laminalanma özelliği gösterirler (Şekil 5.13). Bu laminalanmaya uyumlu radyolarya fosilleri içerirler (Şekil 5.13).



Şekil 5.12 Pelajik kireçtaşındaki mikritik dokunun fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol)



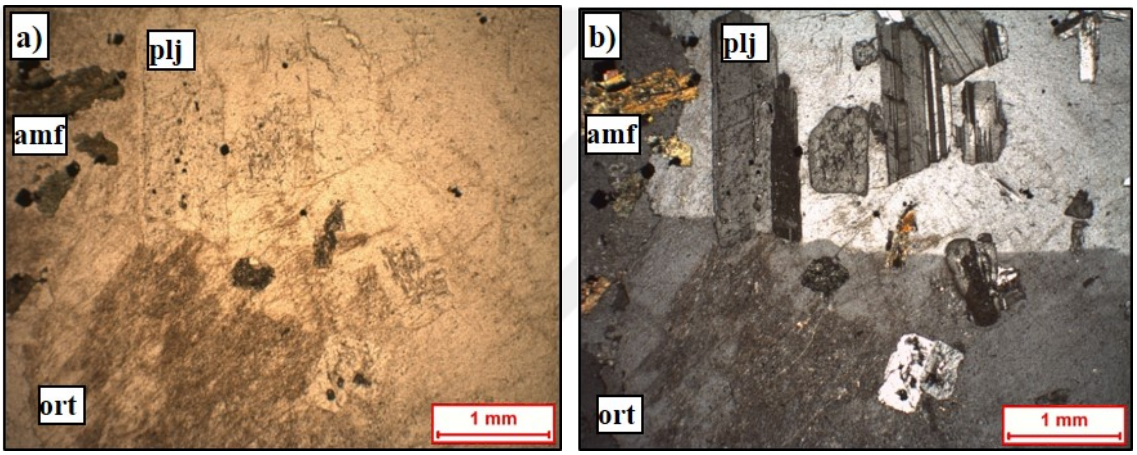
Şekil 5.13 Pelajik kireçtaşındaki laminalanmanın fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol)

5.2 İntrüzif Birimler

AMK'daki intrüzif kayalar mineralojik bileşimleri ve dokusal özellikleri dikkate alınarak genel olarak üç grup altında değerlendirilmiştir. Bunlar, yaygın olarak Halaçlı civarında gözlenen daha çok monzonit bileşimindeki intrüzif kayalar, monzonit bileşimdeki kayaları da yer yer kesen siyenitik ve intrüzif gabroyik bileşimli kayalardır.

5.2.1 Halaçlı Monzoniti

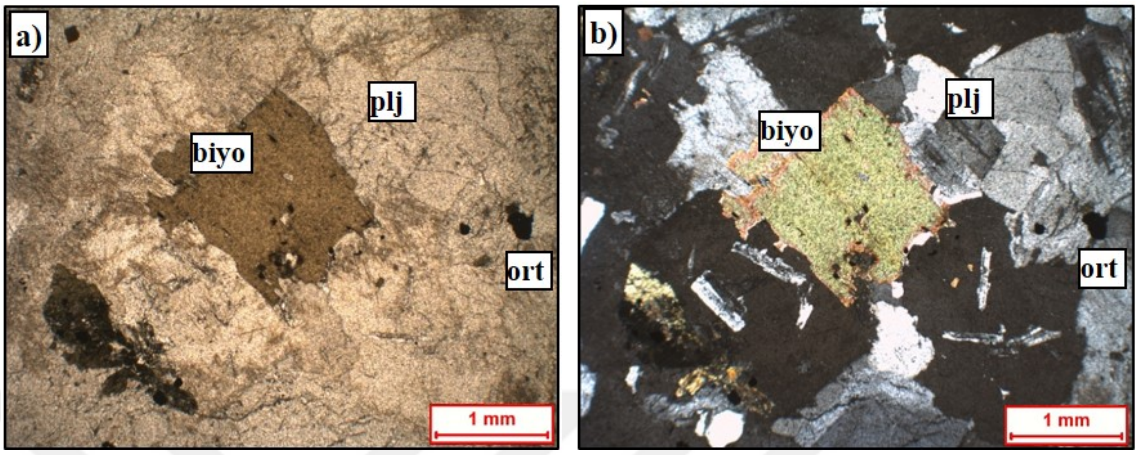
Önceki çalışmalarda monzogranit olarak tanımlanan kaya genel olarak monzonit, kuvars monzonit, monzosiyenit, kuvars monzosiyenit ve daha sığ derinliklerde katılaşan monzonit porfir bileşimindeki kayalardan oluşmaktadır. Monzonit, kuvars monzonit, monzosiyenit ve kuvars monzosiyenit bileşiminde tanımlanan örnekler, holokristalen hipidiyomorf tanesel dokulu olup, ana mineralojik bileşimlerinde kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, amfibol, piroksen, biyotit bulunurken titanit, zirkon, apatit ve opak mineraller başlıca aksesuar fazlardır (Şekil 5.14, 5.15, 5.16).



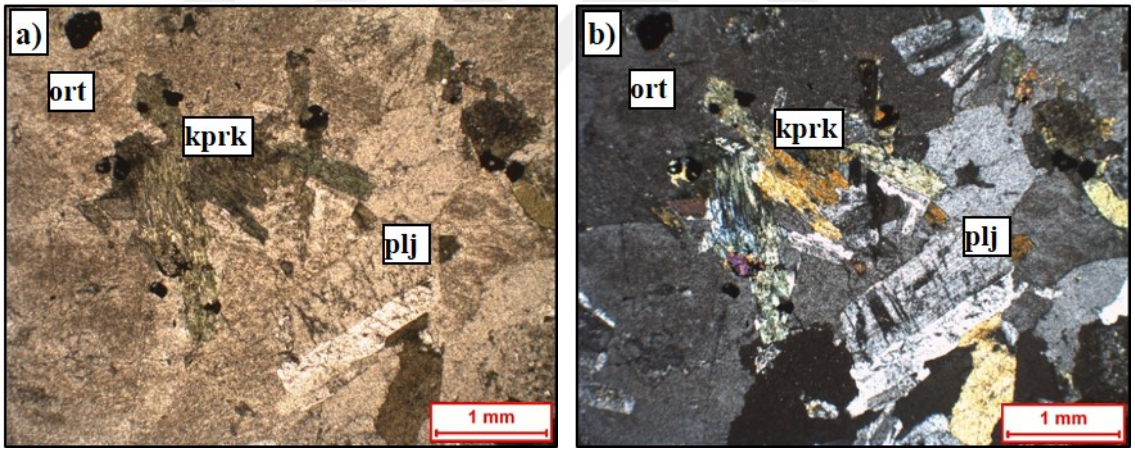
Şekil 5.14 Basit ikiz gösteren ortoklaz mineralinde gözlenen monzonitik dokunun fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz, ort: ortoklaz, amf: amfibol)

Plajiyoklaz mineralleri yarıözşekilli olup yer yer zonlu ve lata dokusu göstermektedir. Ortoklaz mineralleri yarıözşekilli ve/veya özşekilsiz kristaller şeklinde monzonitik doku sergilemektedir (Şekil 5.14). Bazı ortoklaz mineralleri basit ikizlenme göstermeleri ile kolaylıkla tanınabilmektedir (Şekil 5.14). Amfibol mineralleri özşekilli ve yarıözşekilli kristaller şeklindedir (Şekil 5.17). Feldispat minerallerinde yer yer killeşme ve serisitleşme gözlenirken amfibol ve biyotit minerallerinde dilinimleri boyunca kloritleşme gelişmiştir (Şekil 5.18). Amfibol minerallerinde çeperlerinden itibaren biyotitleşme saptanmıştır. Bu durum amfibol minerallerinin kristalleştikten sonra asidik bir magma ile reaksiyona girdiğinin göstergesidir. Kayanın içerisindeki amfibol ve

biyotit gibi mafik minerallerin oksitleşmeleri sonucu yer yer opasitleşmiştir. asitleşmiş kısımlar çok koyu kahve renkli olup pleokroizma özelliği göstermemektedir.



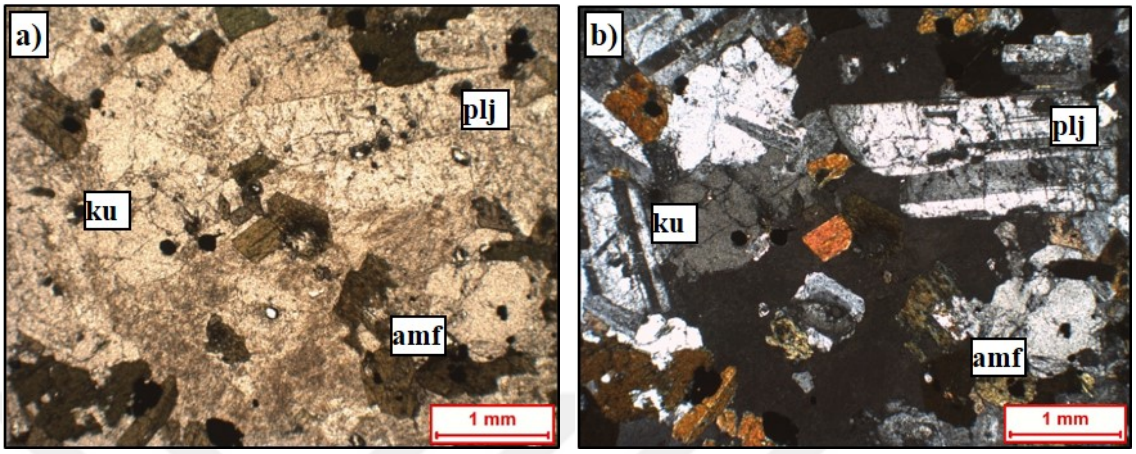
Şekil 5.15 Kahverenkli biyotit mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, biyo: biyotit, plj: plajiyoklaz, ort: ortoklaz)



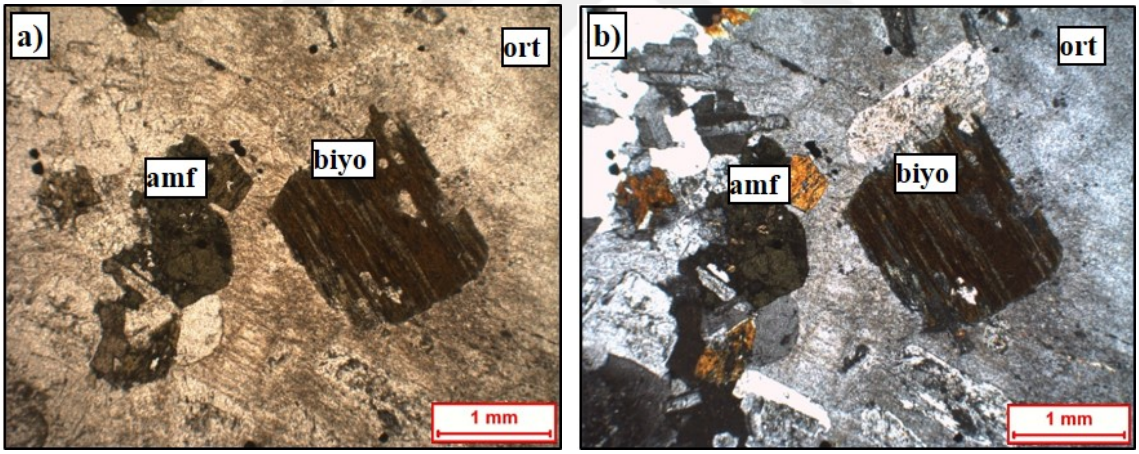
Şekil 5.16 Prizmatik kristaller şeklinde bulunan piroksen minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ort: ortoklaz, plj: plajiyoklaz, kprk: klinopiroksen)

Kuvars monzonit olarak tanımlanan örneklerde genel mineralojik bileşimden farklı olarak yer yer kuvars, hidrobiyotit ve tali mineral olarak da fluorit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 5.19). Hidrobiyotitleşmiş kristaller kızıl kahvemsi renkte ve pleokroizma özelliği göstermemektedir. Bu olay, biyotit minerallerinin kristalleşmesi

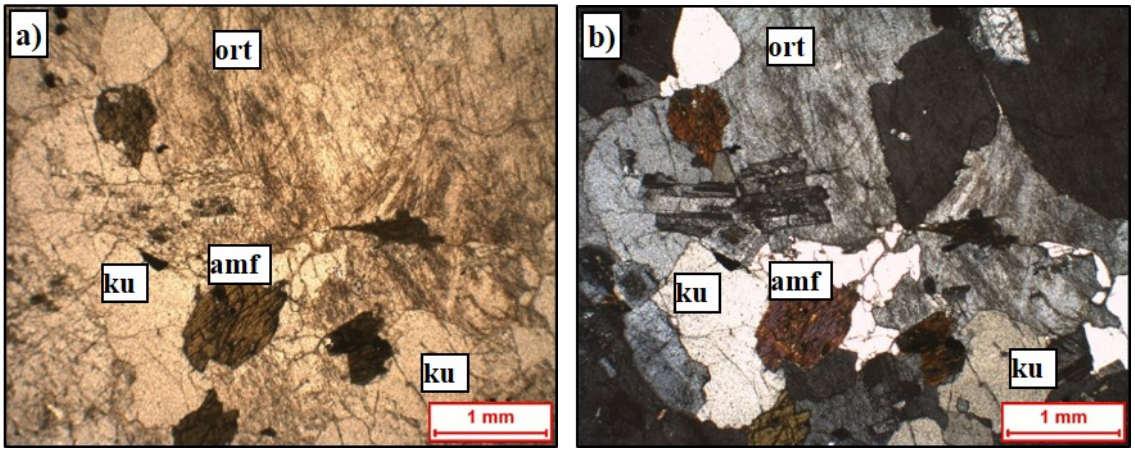
esnasında hidratça zengin felsik ergiyiklerin etkisi altında kaldıklarını işaret etmektedir. Plajiyoklaz minerallerinde sossuritleşme gözlenmiştir.



Şekil 5.17 Özşekilli kristaller şeklinde gözlenen titanit ve yarıözşekilli amfibol minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, ku: kuvars)

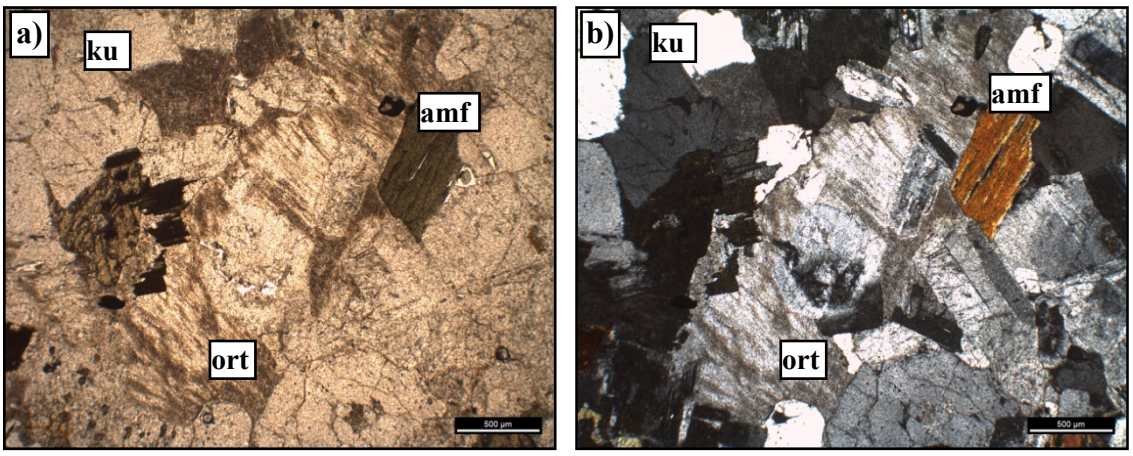


Şekil 5.18 Biyotit mineralinde gözlenen kloritleşmenin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, biyo: biyotit, amf: amfibol, ort: ortoklaz)



Şekil 5.19 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzonitin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ort: ortoklaz, amf: amfibol, ku: kuvars)

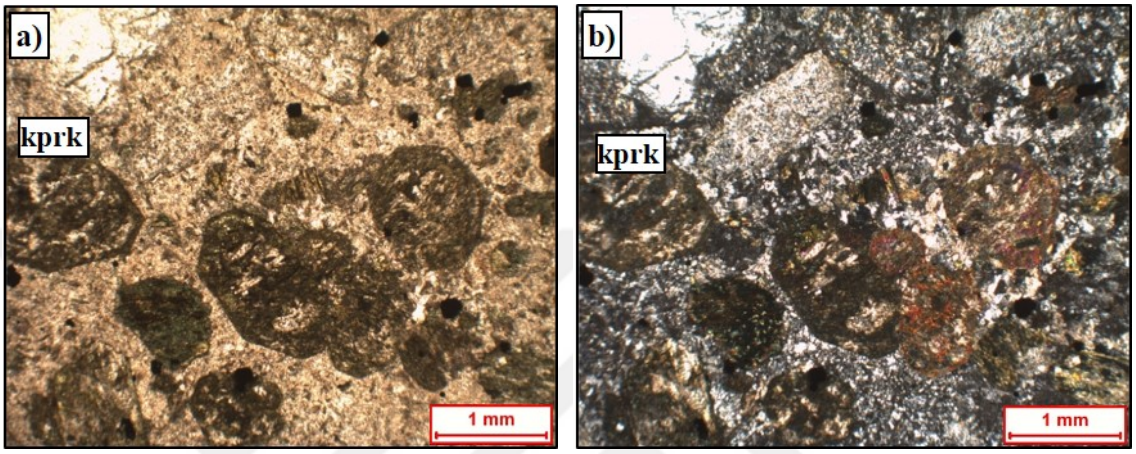
Monzosiyenit ve kuvars monzosiyenit bileşiminde tanımlanan kayalar benzer mineralojik ve petrografik özelliklere sahiptir. Diğer gruplardan farklı olarak alkali feldispat bolluğu plajiyoklazlara göre fazla olduğu belirlenmiştir. Plajiyoklaz mineralleri kristalleşirken ergiyik içerisindeki ani ve dereceli değişim ile ayrılmasıyla zonlanmaya uğramış ve bu olay sonucunda da zonlu doku kazanmıştır. Poiklitik dokunun varlığı özellikle K–feldispat minerallerinde dikkat çekmektedir (Şekil 5.20).



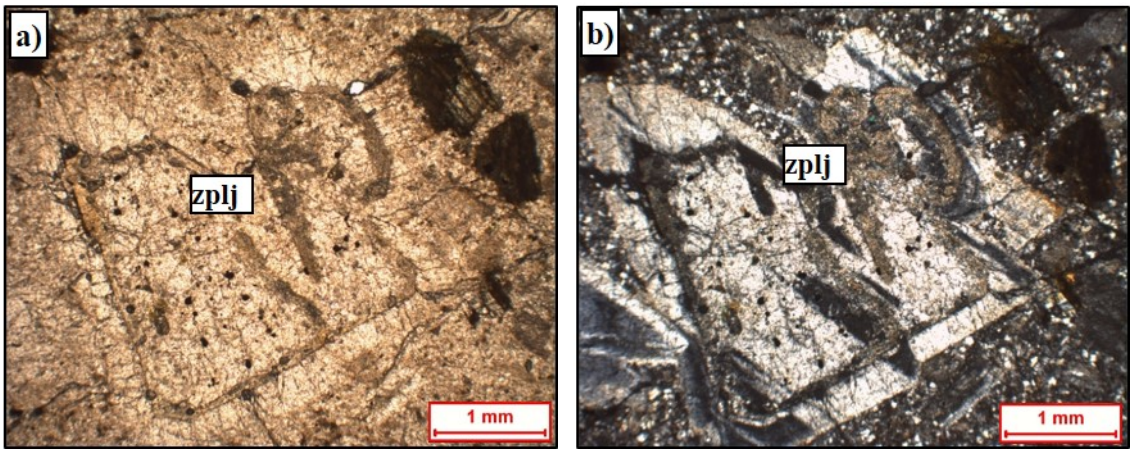
Şekil 5.20 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzosiyenitin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ku: kuvars, amf: amfibol, ort: ortoklaz)

Arazide özellikle monzonit bileşimli olan kayaların sığ derinlikte katılaşan ürünlerine rastlanmaktadır. Monzonit porfirler genel olarak holokristalen porfirik dokulu olup,

plajiyoklaz fenokristalleri, kuvars, piroksen, az oranda biyotit ve opak mineralleri içermektedir (Şekil 5.21). Piroksen mineralleri epidotlaşma nedeniyle sferulitik doku kazanmıştır. Kayanın içerisindeki serisit, epidot ve klorit mineralleri alterasyon ürünleri olarak göze çarpmaktadır (Şekil 5.21). Bazı plajiyoklaz minerallerinde zonlu dokunun varlığı tespit edilmiştir (Şekil 5.22).



Şekil 5.21 Holokristalen porfiritik dokulu monzonit porfir kayasındaki özşekilli piroksen minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, kprk: klinopiroksen)

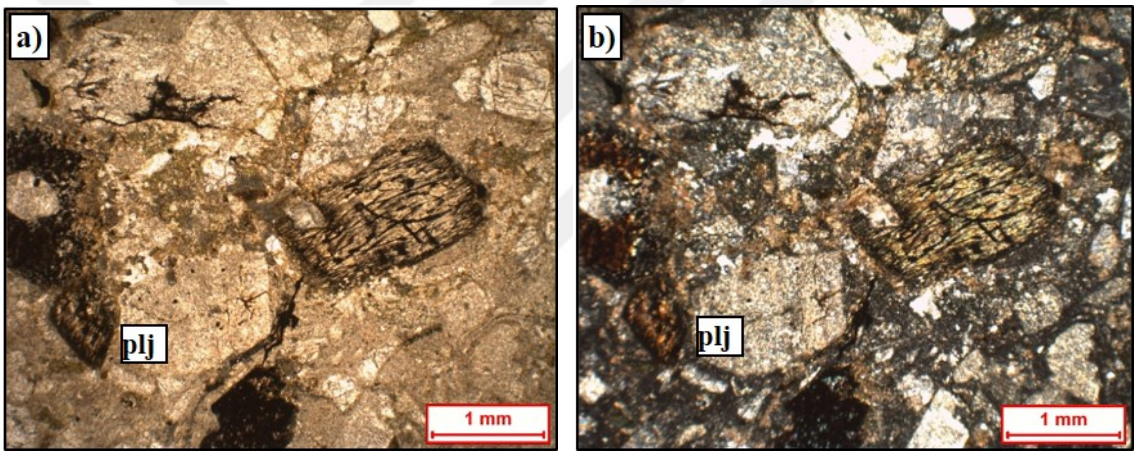


Şekil 5.22 Monzonit porfir kayasındaki zonlu doku gösteren plajiyoklaz mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, zplj: zonlu plajiyoklaz)

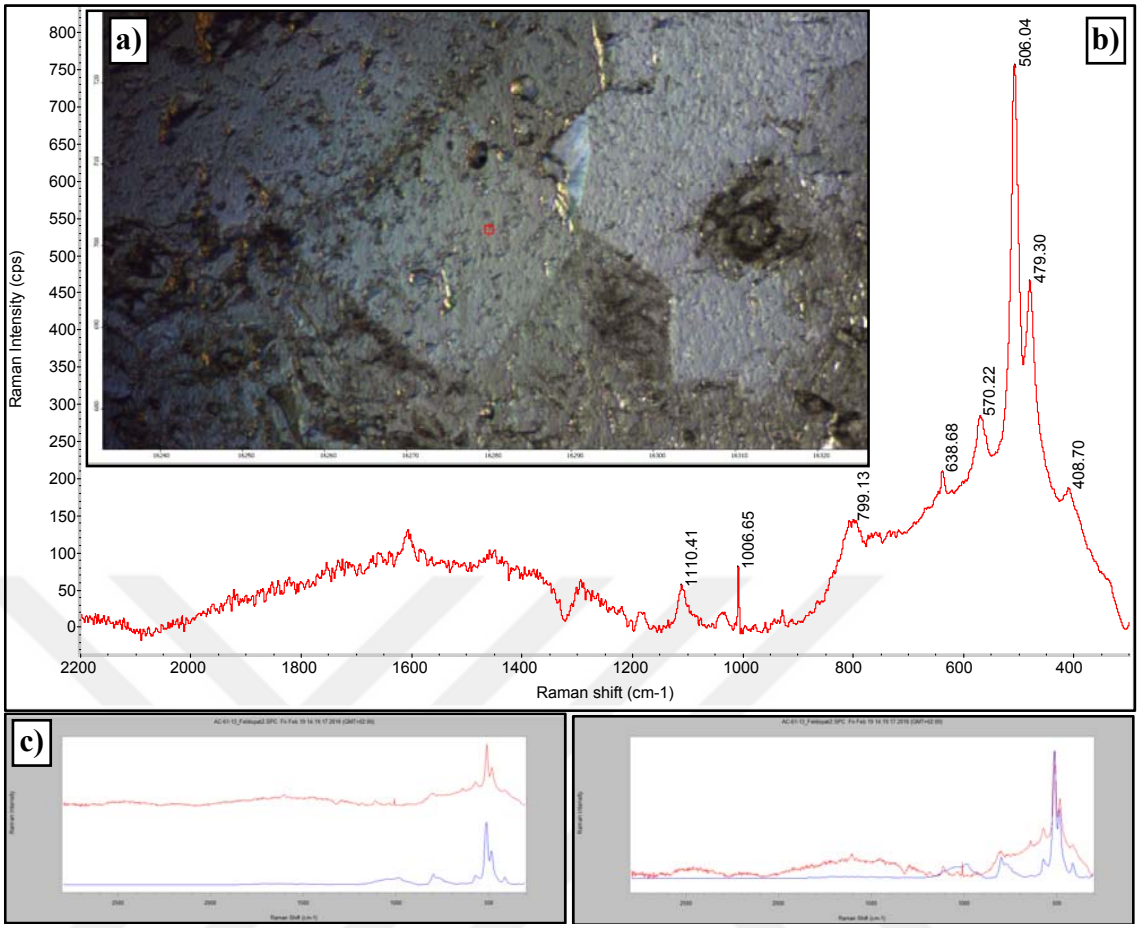
Plajiyoklaz minerallerinde yaygın sossuritleşme ve kloritleşme gözlenmektedir. Kuvars içeriği yüksek olan monzonit porfirlerde mineraller hemen hemen eş boyutludur. Monzonit porfirlere nazaran tali minerallerden titanit ve ortit (allanit) içermektedirler.

Yarı özşekilli olan feldispat grubu minerallerde serisitleşme ve killeşme görülmektedir (Şekil 5.23). Ortoklazlar, killeşme nedeni ile bulanık, toprağımsı renk tonundadır. Kaya içerisinde kloritleşmiş ve epidotlaşmış amfibol mineralleri gözlenmektedir.

CRS çalışmaları kapsamında monzonit kayalarının mineralojik bileşimini oluşturan plajiyoklaz, amfibol, prioksen grubu mineraller ile opak minerallerin türleri tespit edilmiştir. Monzonitlerdeki plajiyoklaz minerallerinin andezin bileşimindedir (Şekil 5.24). Andezin mineralleri 506.04 cm^{-1} ve 479.30 cm^{-1}'de kuvvetli Raman kaymasına sahiptir ve bu piklerin yanında 1110.41 cm^{-1}, 1006.65 cm^{-1}, 799.13 cm^{-1}, 638.68 cm^{-1}, 570.22 cm^{-1} ve 408.70 cm^{-1}'de zayıf kaymalar da gözlenmektedir (Şekil 5.24).

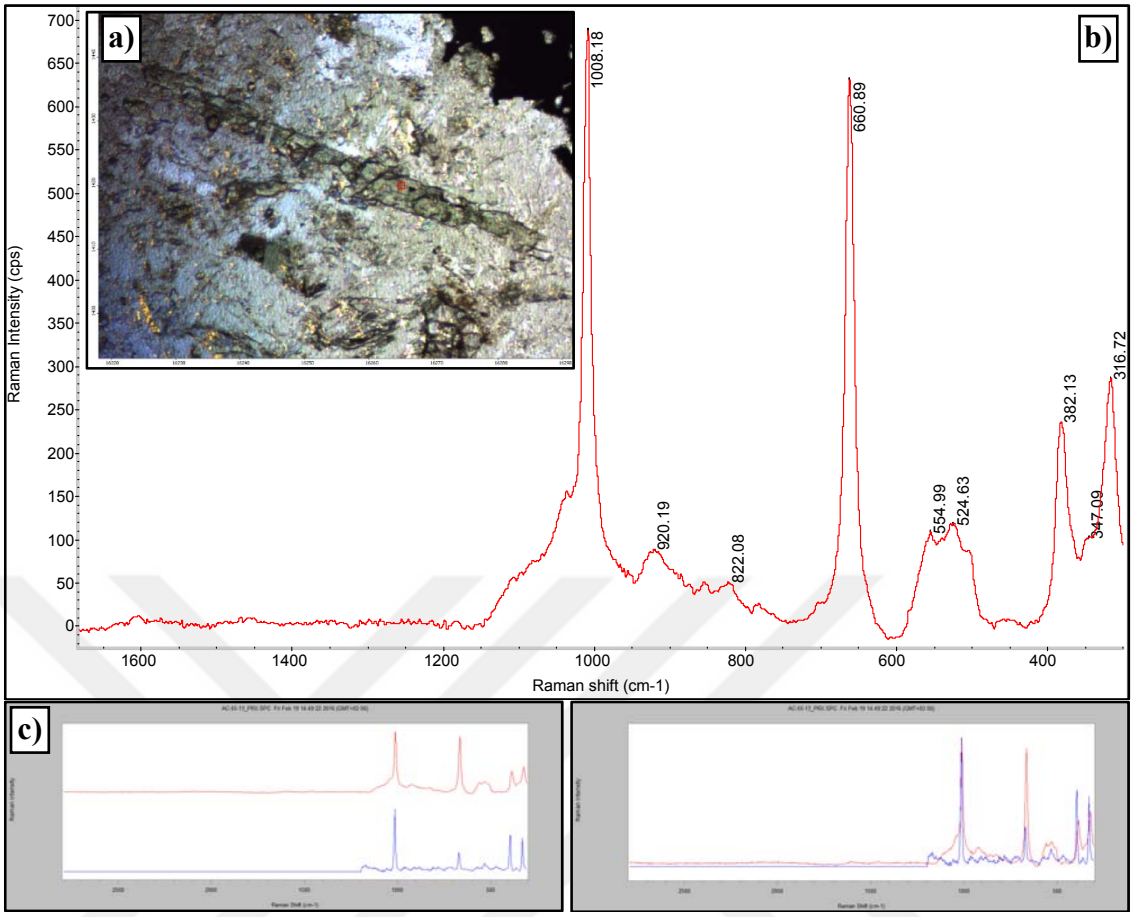


Şekil 5.23 Kuvars monzonit porfir kayasındaki serisitleşmenin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz)



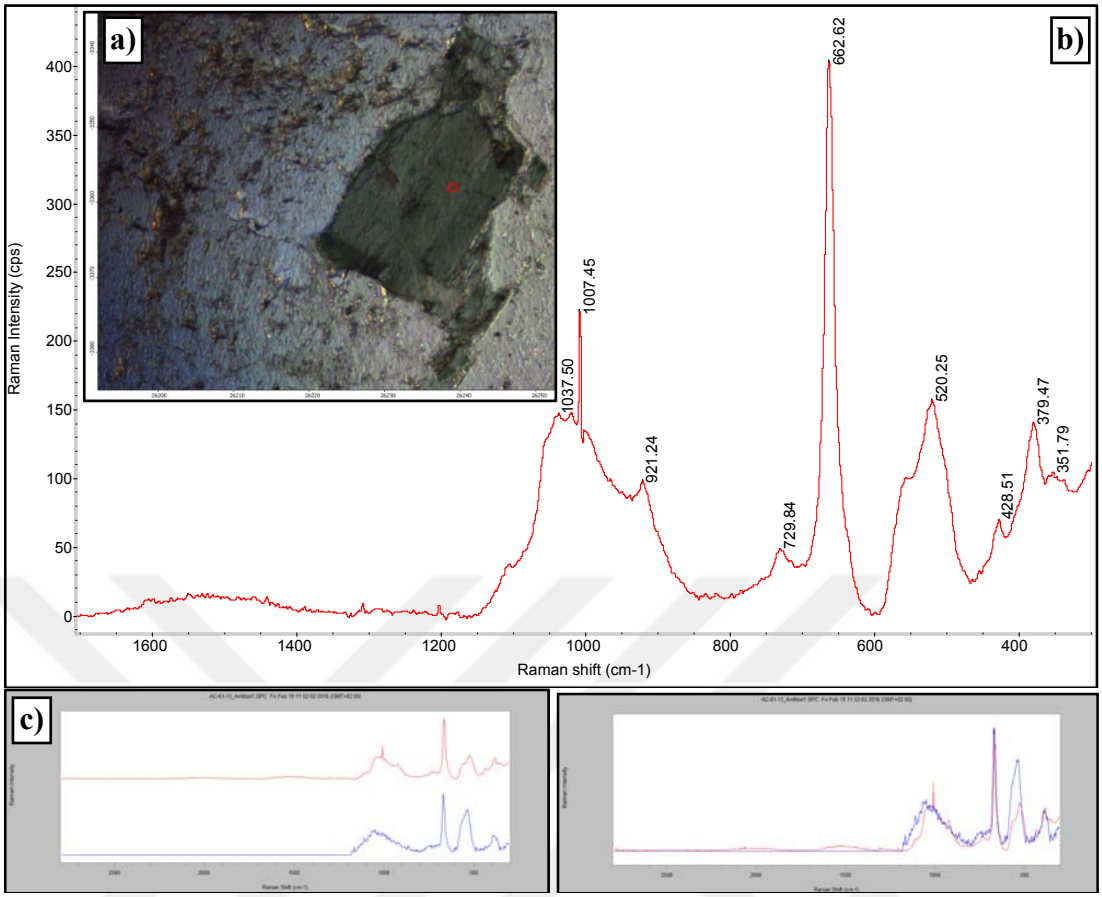
Şekil 5.24 Monzonitlerdeki andezin bileşimindeki plajiyoklaz mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

Piroksen minerallerinin diyopsit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.25). Diyopsit bileşimindeki kilinopiroksen minerali 1008.18 cm^{-1}, 920.19 cm^{-1}, 822.08 cm^{-1}, 660.89 cm^{-1}, 554.99 cm^{-1}, 524.63 cm^{-1}, 382.13 cm^{-1}, 347.09 cm^{-1} ve 316.72 cm^{-1}'de Raman kaymaları sergilemiştir (Şekil 5.25).



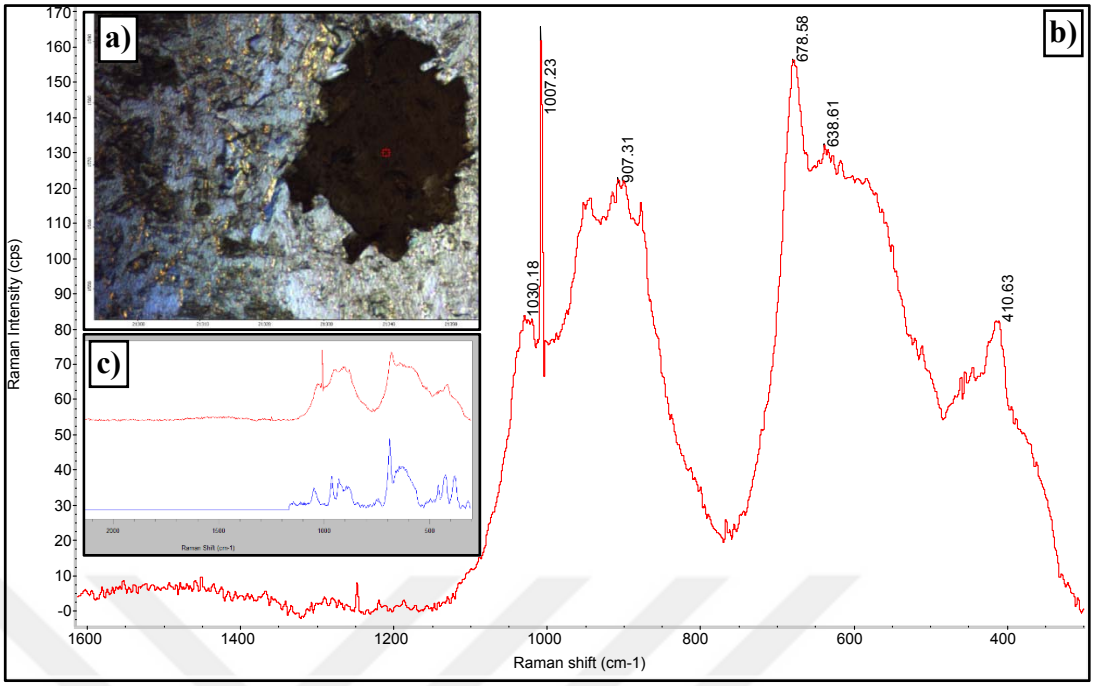
Şekil 5.25 Monzonitlerdeki diyopsit bileşimindeki kilinopiroksen mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

Kaya içerisindeki amfibol minerallerinin bileşimi genellikle aktinolit çıkmıştır. Aktinolit 1037.50 cm^{-1}, 1007.23 cm^{-1}, 921.24 cm^{-1}, 729.84 cm^{-1}, 662.62 cm^{-1}, 520.25 cm^{-1}, 428.51cm^{-1} ve 379.47 cm^{-1}'de Raman kaymalarına sahiptir (Şekil 5.26).



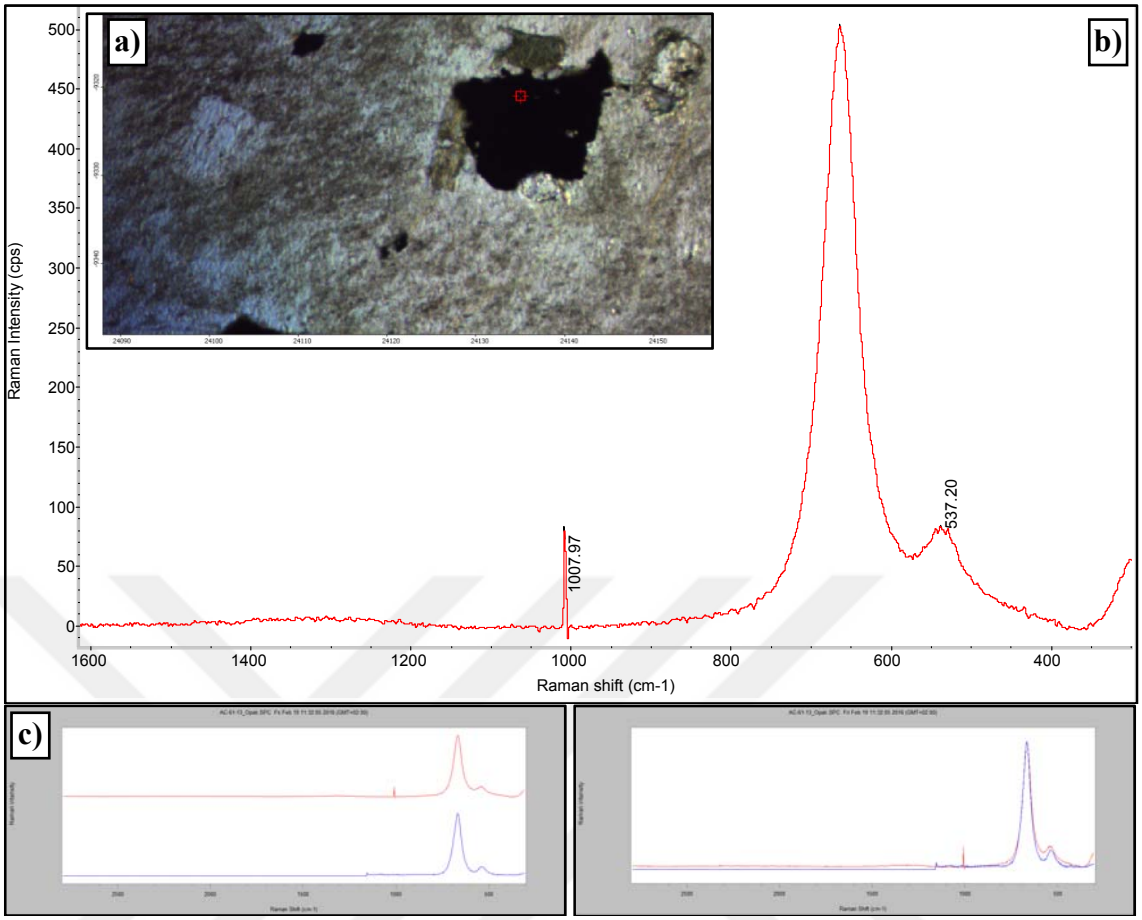
Şekil 5.26 Monzonitlerdeki aktinolit mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

CRS çalışmaları ile allanit mineralinin varlığı tespit edilmiştir. 1030.18 cm^{-1}, 1007.23 cm^{-1}, 1007.45 cm^{-1}, 678.58 cm^{-1}, 638.61 cm^{-1} ve 410.63 cm^{-1}'de Raman kaymaları kaydedilmiştir (Şekil 5.27).



Şekil 5.27 Monzonitlerdeki allanit mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

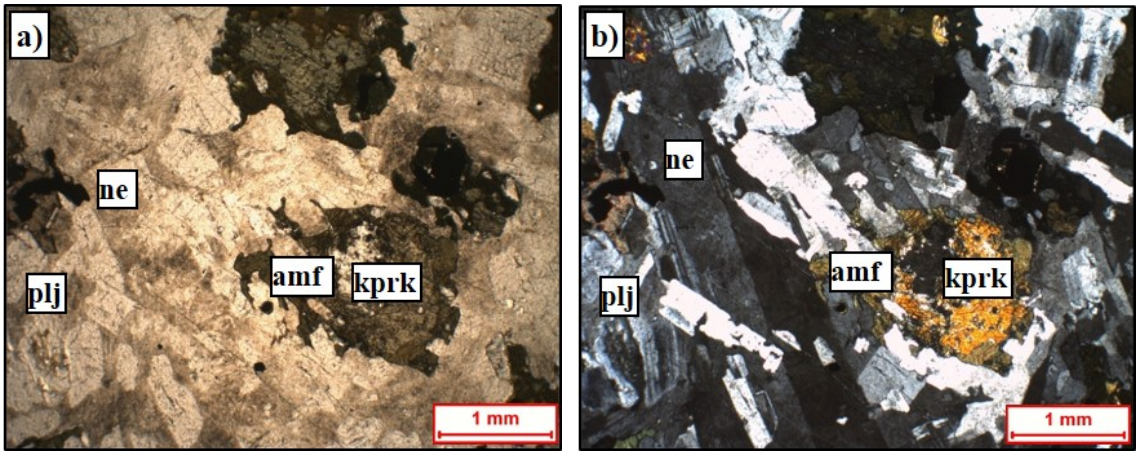
İnce kesit incelemeleri sırasında alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta türleri tespit edilemeyen opak minerallerde CRS çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalara göre opak minerallerin manyetit bileşimde olduğu tespit edilmiştir. Manyetit minerali 663.71 cm^{-1} ve 537.20 cm^{-1}'de Raman kaymalarına sahiptir (Şekil 5.28).



Şekil 5.28 Monzonitlerdeki manyetit türündeki opak mineralinin Raman görüntüsü (a), kayması (b) ve piklerin referans karşılaştırması (c)

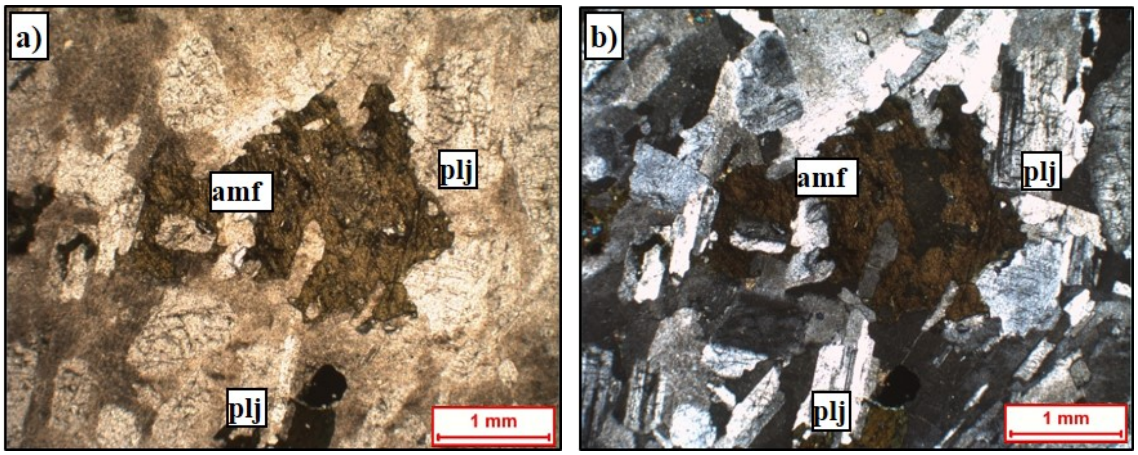
5.2.2 İntrüzif Gabro

Holokristalen hipidiyomorf dokulu olan kayanın ana mineralojik bileşiminde nefelin, plajiyoklaz, amfibol, az oranda piroksen ve opak mineraller yer almaktadır (Şekil 5.29, 5.30).

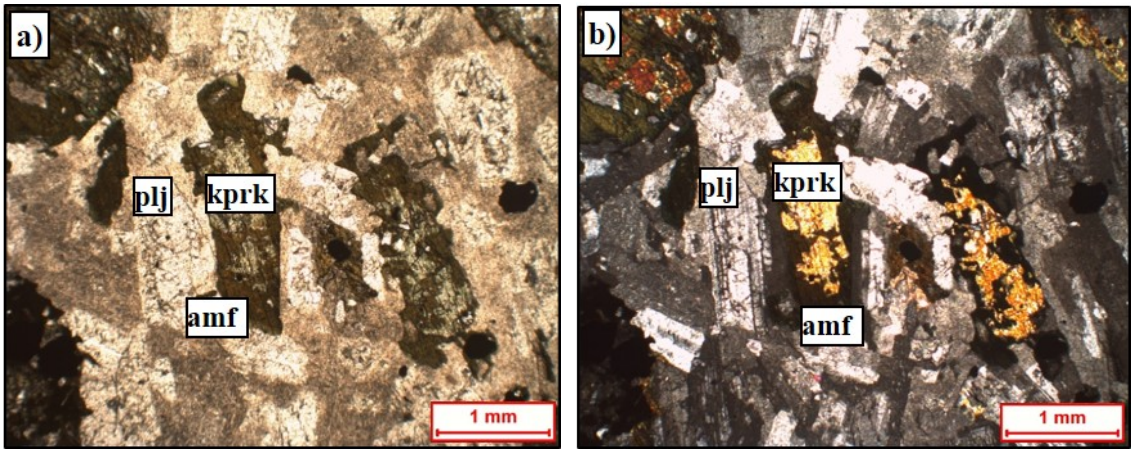


Şekil 5.29 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki nefelin mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ne: nefelin, plj: plajiyoklaz, amf: amfibol, kprk: klinopiroksen)

Plajiyoklazlarda zonlu doku gözlenirken piroksen minerallerinde krona dokusunun varlığı dikkat çekmektedir. Krona dokusu piroksen mineralleri oluştuktan sonra ergiyik ile reaksiyona girmesi sonucu çeper kısımlarında amfibol minerallerinin oluşumu şeklinde meydana gelmektedir. Bu süreç magmasal (birincil) uralitleşme olarak ta bilinir (Şekil 5.31). Bu minerallerde yer yer epidotlaşmalar da tespit edilmiştir.



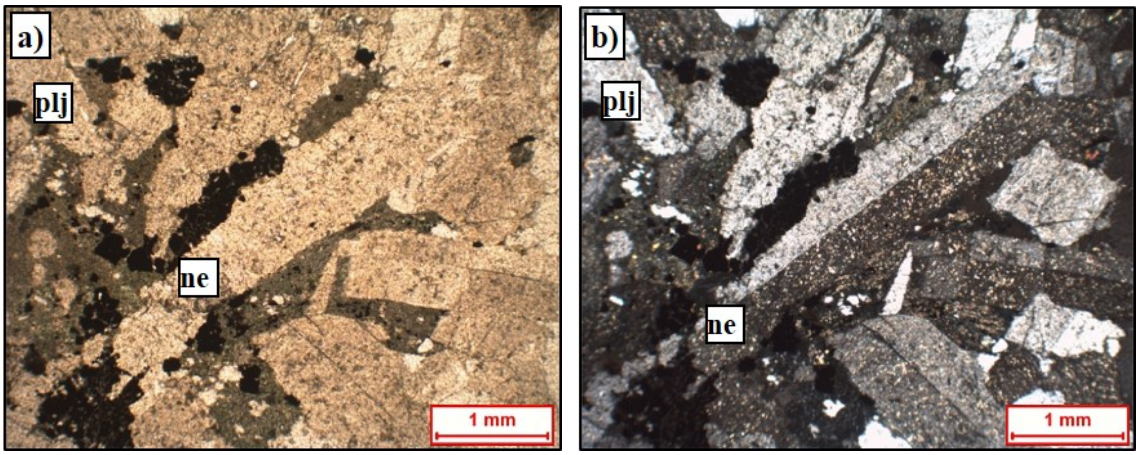
Şekil 5.30 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki amfibol mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, amf: amfibol, plj: plajiyoklaz)



Şekil 5.31 Holokristalen hipidiyomorf dokulu foid gabro içerisindeki uralitleşmiş piroksen mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz, kprk: klinopiroksen, amf: amfibol)

5.2.3 Eğrialan Siyeniti

Kaya genel olarak holokristalen hipidiyomorf dokulu olup başlıca nefelin, plajiyoklaz, ortoklaz ve epidot minerallerinden meydana gelmektedir. Nefelin mineralleri prizmatik, uzun dikdörtgen şekildedir. Nefelin minerallerinin çok iri boyutlarda bulunmaları halinde kayaya porfiritik bir doku kazandırdıkları görülmektedir. Nefelin ve feldispat minerallerinde yer yer killeşme ve serisitleşme gözlenmektedir (Şekil 5.32).

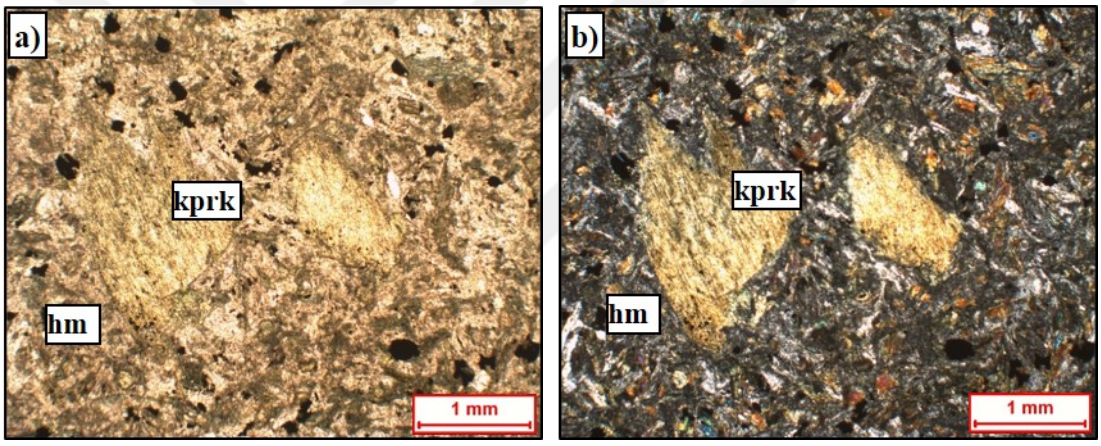


Şekil 5.32 Holokristalen hipidiyomorf dokulu kuvars monzosiyenit içerisindeki serisitleşmiş nefelin mineralinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ne: nefelin, plj: plajiyoklaz)

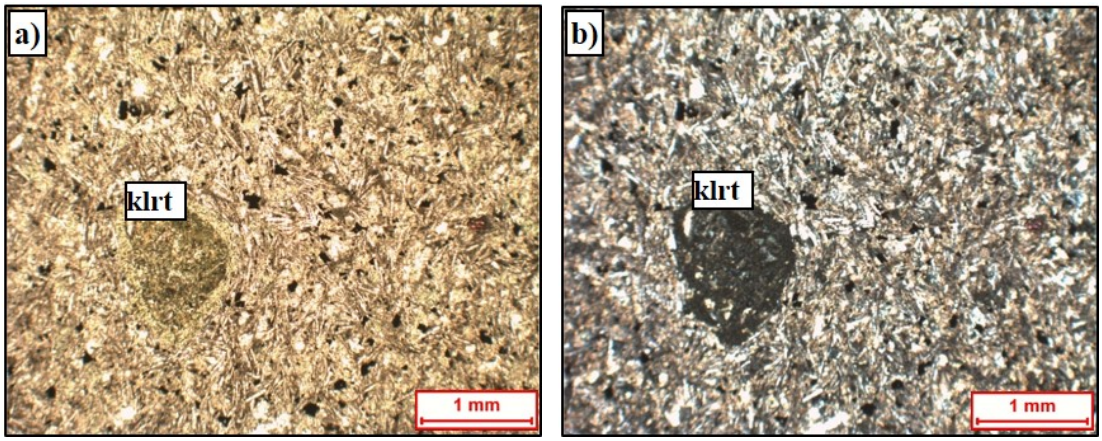
5.3. Volkanik Kayalar

5.3.1. Alkalen Bazalt

Alkalen bazaltlar makroskobik olarak yeşil renkli ve afanitik dokulu, mikroskop altında ise mafik mineral fenokristallerin ile tipiktir. Mikrolitler ve kristalitlerin hem mafik hem de plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmasından dolayı kaya 'alkalen bazalt' olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.33). Hipohiyalin dokulu olan kayada mafik mineral olarak piroksen mineralleri baskındır. Bu mineraller ve hamur yaygın şekilde epidotlaşmıştır. Piroksen minerallerinde yer yer kloritleşmeler de gözlenmektedir (Şekil 5.34).



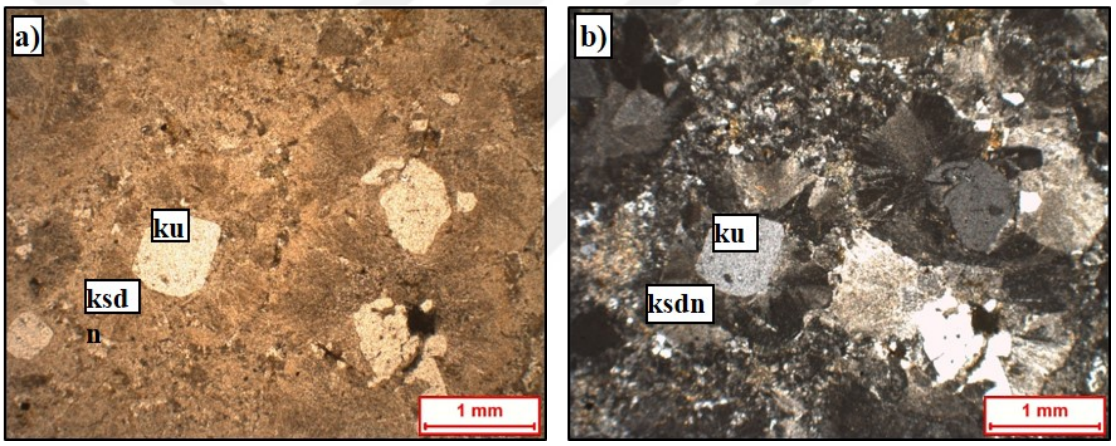
Şekil 5.33 Alkalen bazalt kayasındaki piroksen minerallerin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, kprk: klinopiroksen, hm: hamur)



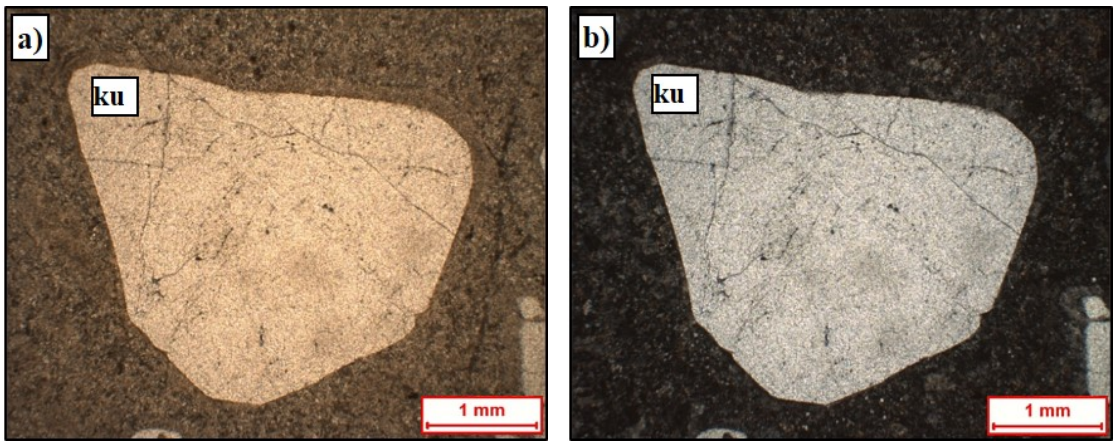
Şekil 5.34 Kloritleşmiş piroksen minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, klrt: klorit)

5.3.2. Riyodasit–Dasit

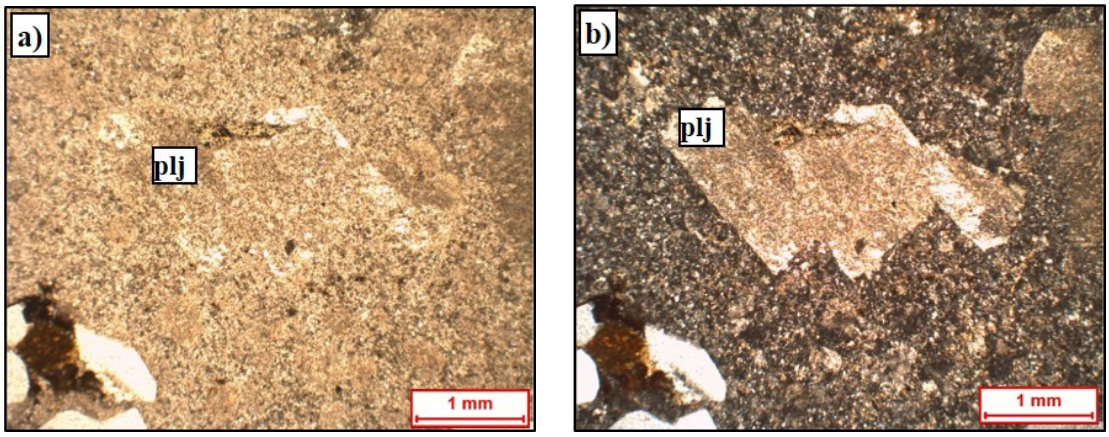
Riyodasit bileşiminde olan kaya genel olarak hipohiyalin porfirik dokuludur. Özşekilli kemirilmiş kuvars, sanidin, plajiyoklaz ve opak mineraller kayacın ana mineralojik bileşimini oluşturmaktadır. Sferulitik dokulu kalsedon mineralleri ikincil silis oluşumları olarak göze çarpar (Şekil 5.35). Dasit bileşimde olanlar ise hiyaloplitik porfirik veya hipokristalen dokulu ve benzer mneralojik bileşimde olup plajiyoklaz fenokristallerinin oranı kuvarslara göre daha fazladır (Şekil 5.36). Plajiyoklaz fenokristallerinde killeşme yaygındır (Şekil 5.37). Kaya içerisinde mermer ve bazalt kaya parçaları da gözlenmiştir (Şekil 5.38, 5.39).



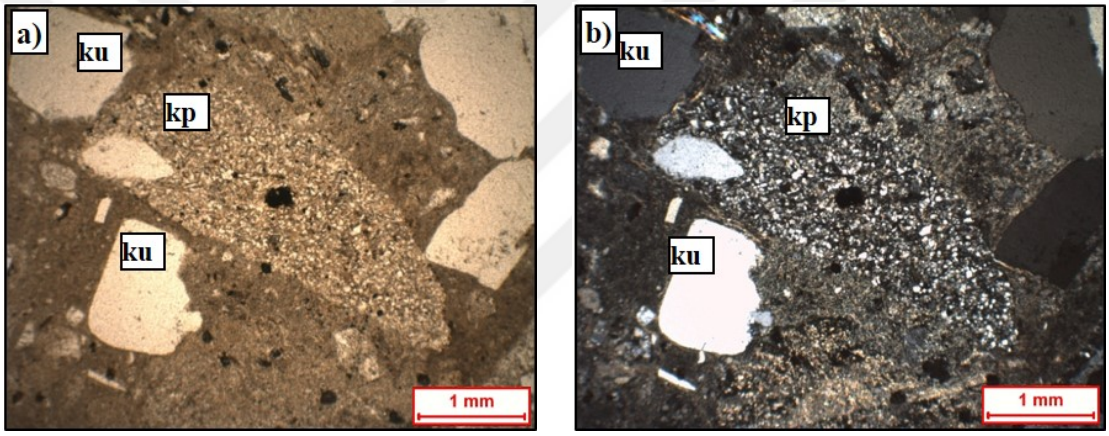
Şekil 5.35 Riyodasitteki silisleşmenin ve kalsedon oluşumlarının fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ku: kuvars, ksdn:kalsedon)



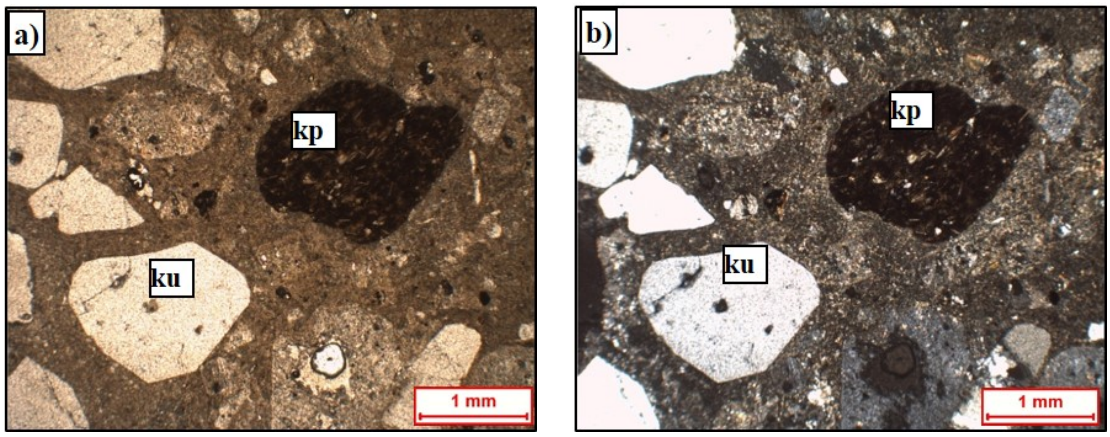
Şekil 5.36 Dasit içerisindeki özşekilli kuvars kristallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ku: kuvars)



Şekil 5.37 Dasit içerisindeki killeşmiş plajiyoklaz minerallerinin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, plj: plajiyoklaz)



Şekil 5.38 Dasit içerisindeki mermer kaya parçasının fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ku: kuvars, kp: kaya parçası)

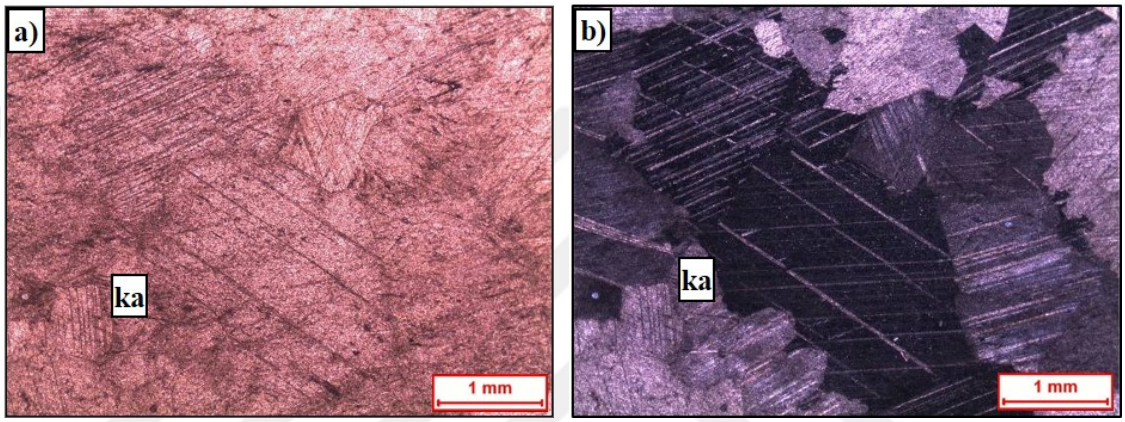


Şekil 5.39 Dasit içerisindeki bazalt kaya parçasının fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ku: kuvars, kp: kaya parçası)

5.4. Kontakt Metamorfik Kayalar

5.4.1. Mermer

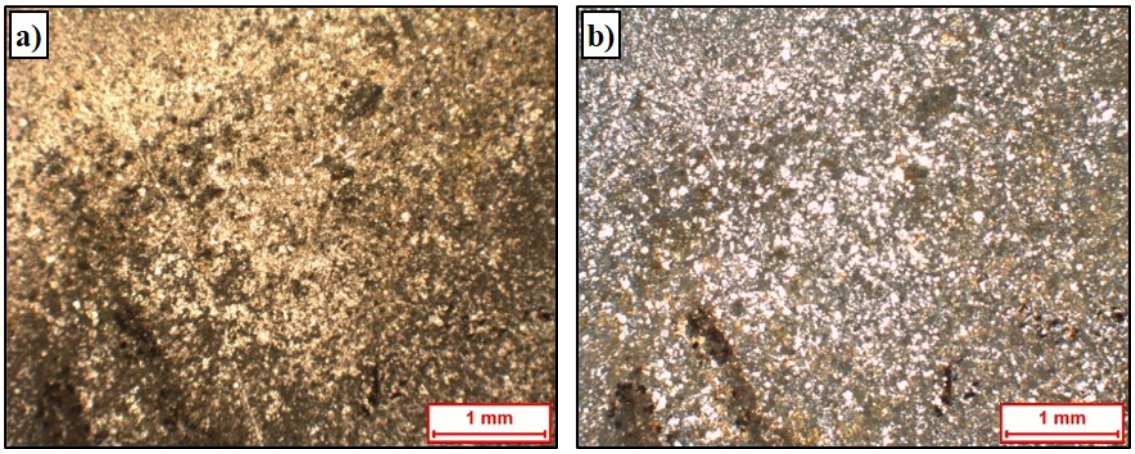
İntrüziflerin dokanak kısımlarında bulunan mermerler granoblastik dokulu olup basınç ikizi gösteren kalsit minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil 5.40).



Şekil 5.40 Granoblastik dokulu mermerlerdeki basınç ikizi gösteren kalsitlerin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol, ka: kalsit)

5.4.2. Hornfels

Kontakt metamorfizma sonucu oluşmuş ve intrüziflerin dokanak kısımlarında bulunan bu kayalar çok küçük tanelidirler (Şekil 5.41). Kaya tipik olarak granoblastik dokuludur. Kaya tipik olarak kuvars, plajiyoklaz, piroksen ve skapolit minerallerinden oluşmuştur.



Şekil 5.41 Granoblastik dokulu hornfelsin fotomikrografı (a: paralel nikol, b: çapraz nikol)

6. JEOKİMYA

İnceleme alanından alınan kaya örneklerinin ayrıntılı mineralojik–petrografik incelemelerinden sonra kayalarının jeokimyasal karakterlerinin ortaya konması amacıyla kaya gruplarını temsil eden mümkün olduğu kadar taze ve karakteristik örnekler seçilerek tüm kaya jeokimyasal analizleri yapılmıştır. 120 adet taze kaya örneği seçilmiş ve bu örneklerden tüm kaya ana oksit ve iz element (Ek–8), 49 adet örnekte nadir element (NE) analizi (Ek–9) yapılmıstır. Jeokimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlara aktarılarak değerlendirilmiştir.

Örneklerin analizleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuvarı'ndaki Spectro marka X–LAB 2000 model PEDXRF cihazı kullanılarak yapılmıştır. XRF analizleri GEO–7220 yöntemiyle yapılmış olup cihazın kalibrasyonu USGS'in plütonik kayalar (granit, granodiyorit vb.) için oluşturduğu K02–GSR–09 ve G01–GS–N–Granite standartları kullanılarak yapılmıştır. Eser element analizleri ICP–MS ile yaptırılmış olup bu analizlerde USGS standartlarına göre kalibre edilmiştir.

Çalışma alanındaki kayaların altere olup olmadıklarını ve uçucu bileşenlerin miktarını tespit etmek amaçlı Ateşte Kayıp (AK) değerleri hesaplanmıştır (Ek 7–8). Buna göre çalışma alanında bulunan kayaların çoğunluğunun alterasyona uğradığı görülmektedir. Her kaya türünün AK değerlerinin ortalaması alınarak çizilen sütun diyagramından da görüldüğü gibi intrüzif gabrolar en az alterasyona uğrayan kaya grubunu temsil ederken en fazla alterasyona ofiyolitik seriye ait kayaların ve özellikle de diyabaz bileşimindeki kayaların uğradığı söylenebilir (Şekil 6.1a). Kimyasal analiz sonuçları kullanılarak örneklerde etkili olan günlenme ve/veya bozunma sürecini belirleyebilmek ve miktarını ortaya koyabilmek amaçlı Ruxton Oranı (R), Parker Günlenme İndeksi (WIP), Günlenme Ürünü İndeksi (PWI), Bozunmanın Kimyasal İndeksi (CIA), Günlenmenin Kimyasal İndeksi (CIW), Vogt Kalıntı İndeksi (V) ve Bozunmanın Plajiyoklaz İndeksi (PIA) Çizelge 6.1'deki formüller kullanılarak hesaplanmış ve elde edilen değerler aynı çizelgede belirtilen optimum değerler kullanılarak yorumlanmıştır (Ruxton 1968, Parker

1970, Roaldset 1972, Nesbitt ve Young 1982, Harnois ve Moore 1988, Fedo vd. 1996, Souri vd. 2006, Fiantis vd. 2010). Hesaplanmış indeks değerleri Ek 5'de verilmiştir.

Çizelge 6.1 Günlenme ve bozunma indeksleri hesaplama formülleri ve değerlendirme kriterleri

İndeks	Formül	Optimum Taze Değer	Optimum Günlenmiş Değer
R	SiO_2/Al_2O_3	10	0
WIP	$(100)[(2Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K_2O/0.25)+(CaO/0.7)]$	>100	0
PWI	$[SiO_2/(TiO_2+Fe_2O_3+SiO_2+Al_2O_3)]x100$	>50	0
V	$(Al_2O_3+K_2O)/(MagO+CaO+Na_2O)$	>1	Sonsuz
CIA	$(100)[(Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$	≤50	100
CIW	$(100)[(Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O)]$	≤50	100
PIA	$(100)[(Al_2O_3-K_2O/Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O)]$	≤50	100

Ruxton Oranı (R) basit bir günlenme indeksi olup asidik ve ortaç kayalarda kullanılmaktadır (Fiantis vd. 2010). Çalışma alanında bulunan kayaların hesaplanan R değerlerinin 4'ten küçük olduğu görülmektedir (Şekil 6.1b). Değerlerin belirtilen optimum taze ve altere değerlerin arasında yeraldığı görülmekte ve kayaların kısmen altere oldukları söylenebilir. Monzonit bileşimindeki kayaların tüm kaya grupları içerisinde en yüksek değerlere sahip olduğu ve bu durum günlenmeden kolaylıkla etkilenen feldispat minerallerinin kaya içerisinde bol miktarda bulunmasından kaynaklanmıştır (Şekil 6.1b).

Parker Günlenme İndeksi (WIP) asidik, ortaç ve bazik bileşimli kayalarda günlenme sırasında neredeyse sabit kalan seskioksitlerden ziyade özellikle en hareketli ana alkali elementlerin (Na, K, Mg, Ca) miktarları dikkate alınarak hesaplanmıştır (Fiantis vd. 2010). Oksijen ile bağ yapmış Na, K, Mg, Ca gibi elementlerin günlenme esnasında hareketliliklerine yönelik hesaplanan WIP değerleri çalışma alanındaki ofiyolitik birimlerde 5000'den küçük bulunmuşken monzonit, intrüzif gabro, siyenit ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalarda bu değerden yüksektir (Şekil 6.1c). Çizelge 6.1'de de

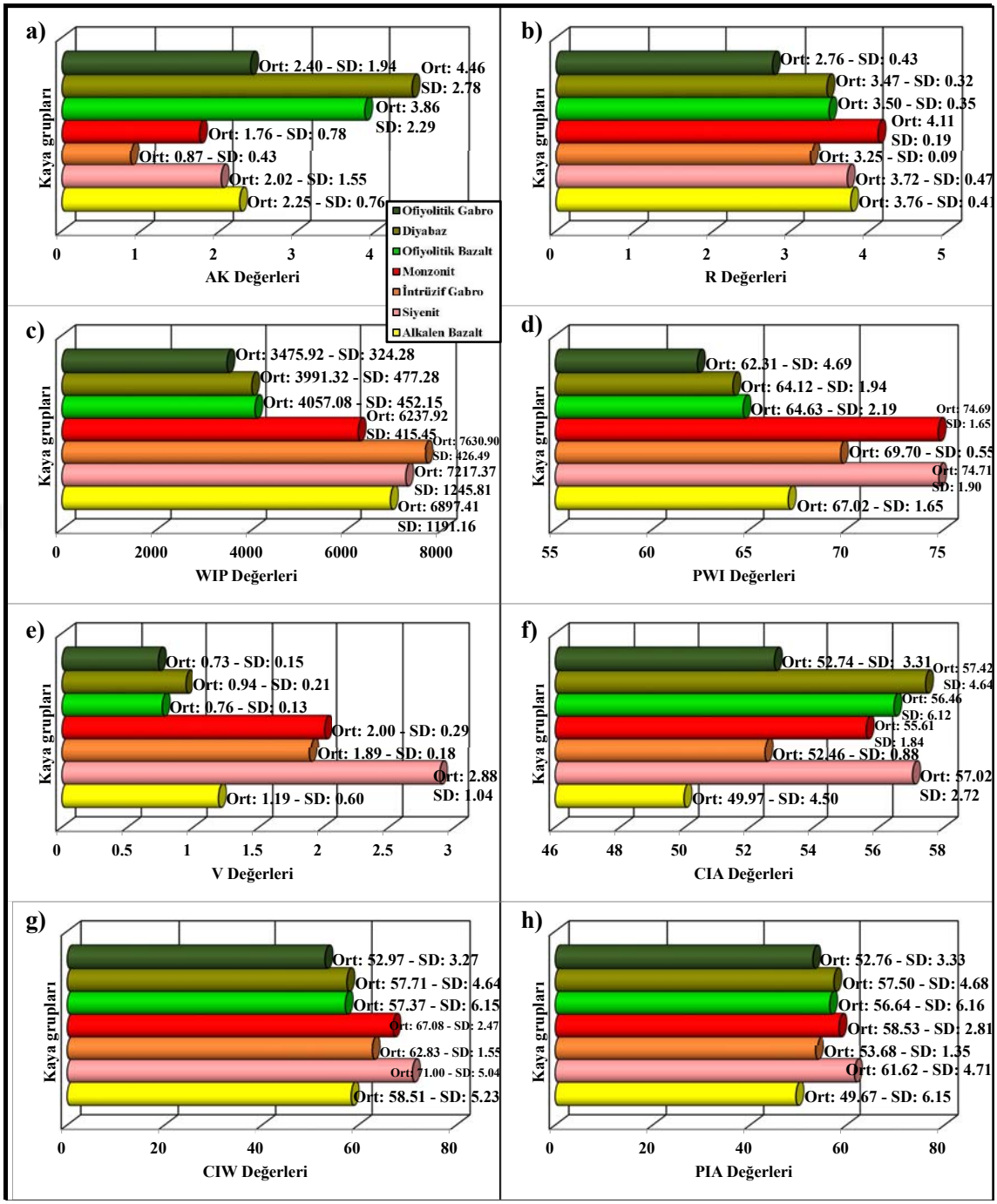
görüldüğü üzere 100'den büyük olan değerler taze olarak nitelendirilmektedir. Buna göre örneklerdeki alkali elementlerin hareketliliğinin söz konusu olmadığı söylenebilir.

Günlenme Ürünü İndeksi (PWI) ise daha çok gönlenme neticesinde ortaya çıkan ürünün tespite yönelik kullanılmıştır (Fiantis vd. 2010). PWI değerlerinin 50'den büyük olması durumunda kayaların altere olmadığı belirtilmiştir. Şekil 6.1d'e göre çalışma alanındaki tüm örneklerin hesaplanan PWI değerlerinin taze örnekler için belirtilen değerden büyük olduğu görülmektedir.

Vogt Kalıntı İndeksi (V) daha çok kil minerallerini içeren sedimanter kayalarda kullanılmaktadır. Çalışma alanındaki kayalarda ise günlenme ve/veya bozunma sonucunda oluşmuş kil minerallerine yaklaşımda bulunmak amacıyla bu değerler hesap edilmiştir. Hesaplanan V değerlerinin ofiyolitik kayalarda 1'den küçük olduğu buna karşılık monzonit, intrüzif gabro, siyenit ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalarda bu değerden yüksek olduğu Şekil 6.1e'de görülmektedir. Bu durum monzonit, intrüzif gabro, siyenit ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalarda günlenme ve/veya bozunma sonucunda kil minerallerinin meydana geldiği şeklinde yorumlanabilir.

Bozunmanın Kimyasal İndeksi (CIA) feldispatların kil minerallerine dönüşüm derecesini ölçmek amaçlı kullanılmaktadır (Nesbitt ve Young 1982, Fiantis vd. 2010). Çalışma alanındaki kayaların hesaplanan CIA değerleri 45 ila 60 arasındadır (Şekil 6.1f). CIA değerlerinin 50'den küçük olduğu alkalen bazaltlarda kil minerallerinin oluşumu söz konusu görülmemektedir (Şekil 6.1f). Buna karşılık diğer kayalardaki değerler belirtilen optimum taze değerden büyük olup bu kayalardaki feldispat minerallerinde bozunma sonucu ortaya çıkmış killeşmenin varlığından behsedilebilir.

Günlenmenin Kimyasal İndeksi (CIW) CIA ile benzer olup hesaplamalarda K_2O değerini gözardı etmektedir. CIW değerleri çalışma alanındaki bütüm kayalarda 50'den büyüktür ve buna göre bu kayalardaki feldispat minerallerinin günlenme sonucu kısmen kil minerallerine dönüştükleri söylenebilir (Şekil 6.1g).



Şekil 6.1 Çalışma alanındaki kayaların (a) AK, (b) R, (c) WIP, (d) PWI, (e) V, (f) CIA, (g) CIW ve (h) PIA alterasyon indekslerine göre çizilmiş sütun diyagramları (Ort: Ortalama, SD: Standart Sapma)

Bozunmanın Plajiyoklaz İndeksi (PIA) ise CIW'e alternatif olarak hesaplanmıştır. Silikat kayalarında yaygın olan plajiyoklaz mineralleri diğer minerallere göre hızlı bir şekilde bozunmaktadır (Fiantis vd. 2010). Dolayısıyla plajiyoklaz minerallerinin

bozunma durumları hakkında yaklaşımda bulunabilmek amacıyla PIA kullanılmıştır. Optimum günlenmiş değerin 100 olduğu ve taze örneklerdeki değerin 50'den küçük olması gerekliliği düşünüldüğünde alkalen bazalt kayalarının dışındaki tüm kayalardaki plajiyoklaz minerallerinin kısmen bozunduğu açıkça görülmektedir (Şekil 6.1h).

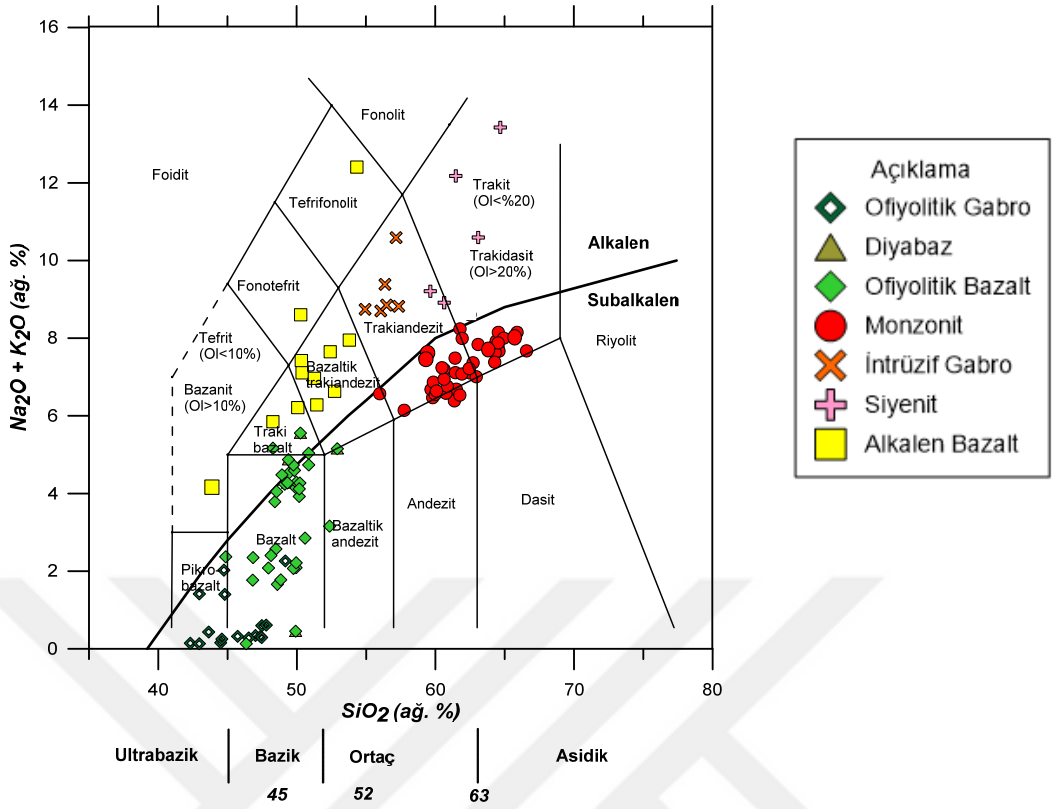
Tüm bu varsayımlar ışığında kayaların kısmen altere oldukları açıkça görülmektedir (Şekil 6.1).

AMK'de bulunan kayalar incelemeler sonucunda genel olarak ofiyolitik kayalar, monzonitik kayalar, siyenitik kayalar ve alkalen bazaltik kayalar olmak üzere dört grup altında toplanmıştır. Analitik verilerin kullanımı sırasında bu sınıflama kullanılmıştır.

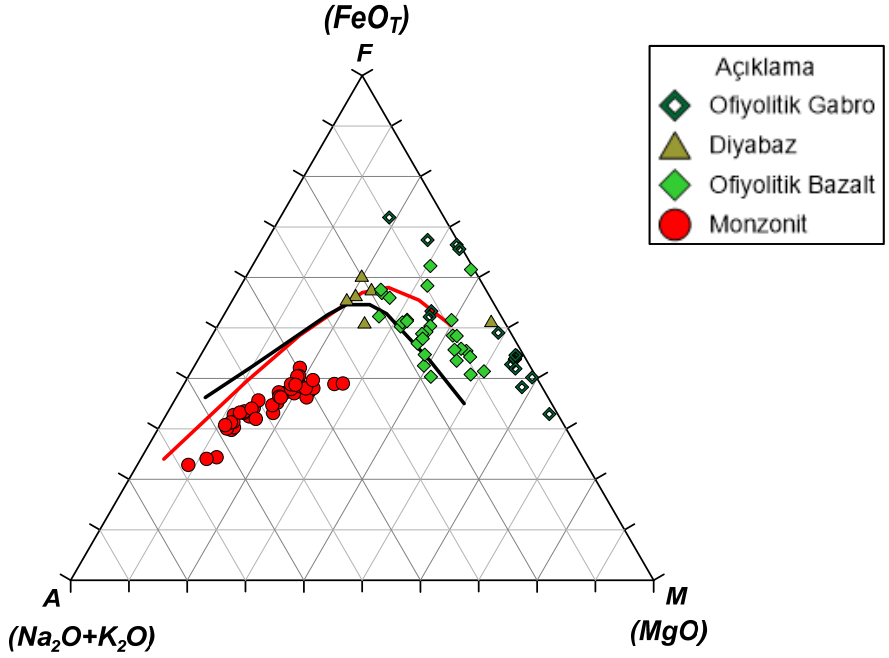
6.1 ÇKM'daki Kayaların Sınıflaması

Çalışma alanındaki magmatik kayalar toplam alkali–silika diyagramında subalkalen ve alkalen alanda yer almaktadırlar (Irvine ve Baragar 1971) (Şekil 6.2). Ofiyolitik ve monzonitik bileşimdeki kayalar diyagramda subalkalen alanda yer almaktadırlar. Siyenitik bileşimdeki kayalar ile alkalen bazaltlar ise zayıf alkalen karakterdedir (Scharzer ve Rogers 1974). Subalkalen karakterdeki kayaları ayırmak amacıyla kullanılan AFM (Na_2O+K_2O-FeO_t-MgO) diyagramında ofiyolitik kayaların toleyitik karakterleriyle kalkalkalen karakterdeki monzonitik bileşimdeki kayalardan ayrıldığı görülmektedir (Irvine ve Baragar 1971) (Şekil 6.3).

Toplam alkali–silika diyagramında monzonit, siyenit ve alkalen bazaltların birbirleri ile ilişkili olduğu görülmektedir (Şekil 6.2).

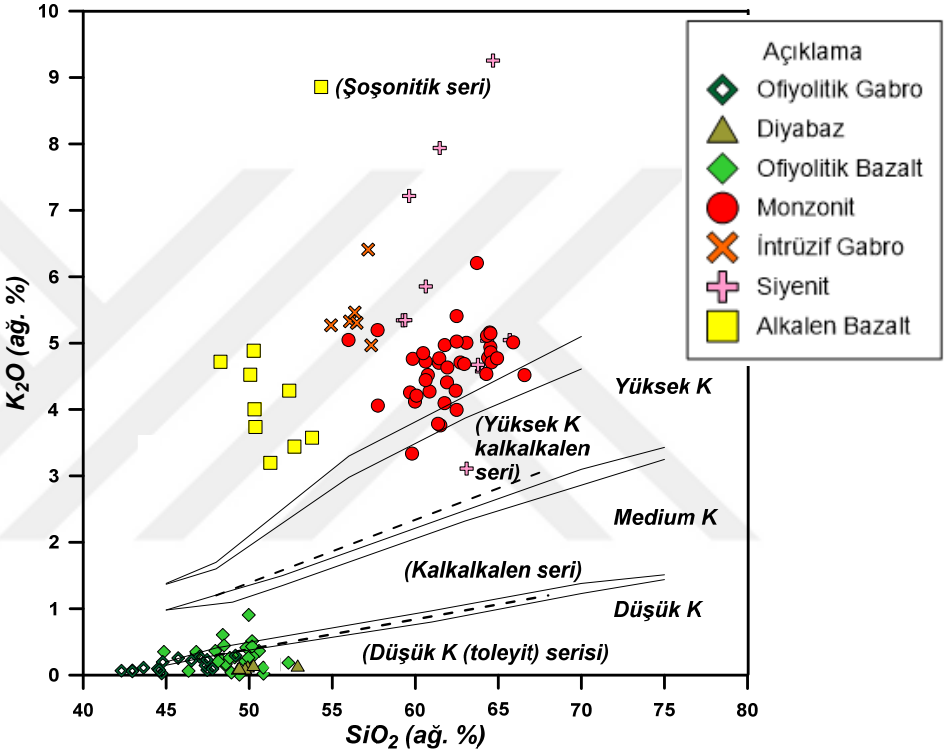


Şekil 6.2 Çalışma alanında bulunan magmatik kayaların toplam alkali–silika diyagramındaki konumu (Le Maitre vd. 2001, Alkalen–Subalkalen ayrım çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır)



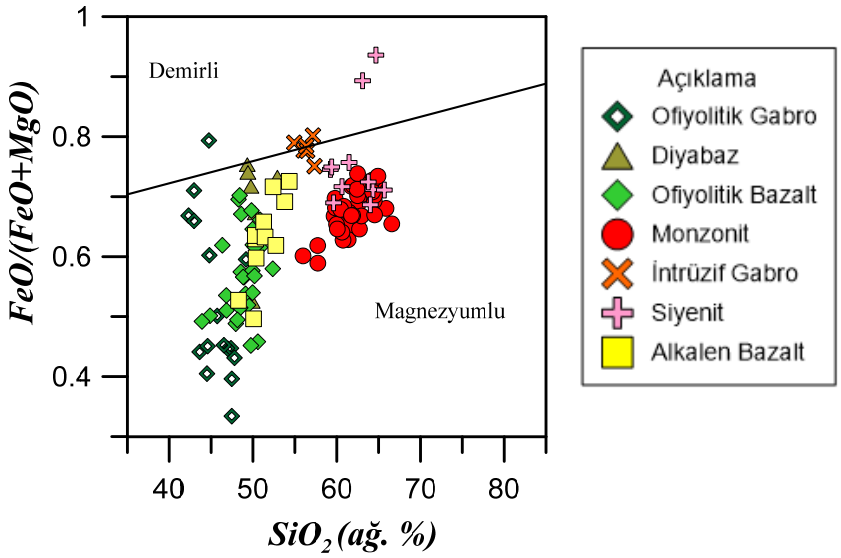
Şekil 6.3 AFM ($Na_2O + K_2O$ – FeO_t – MgO) diyagramı (Siyah renkli referans çizgisi : Irvine ve Baragar 1971, kırmızı renkli referans çizgisi : Kuno 1968)

Çalışma alanındaki kayalardan monzonitik, intrüzif gabro, siyenitik ve alkalen bazalt bileşimli kayalar SiO_2–K_2O diyagramında yüksek K'lı şoşonitik alanda yer almaktadır (Şekil 6.4). Buna karşılık ofiyolitik seriye ait gabro, diyabaz ve bazalt bileşimli kayalar düşük K'lı toleyitik alanda konumlanmıştır (Şekil 6.4). Şekil 6.4'te de çıkça görüldüğü üzere çalışma alanında bulunan alkalen bazalt bileşimli kayalar ofiyolitik seriye ait bazaltlardan yüksek K içerikleri ile ayrılmaktadır.



Şekil 6.4 Çalışma alanında bulunan magmatik kayaların SiO_2–K_2O diyagramındaki konumu (kesikli çizgiler Le Maitre vd. (1989) ve Rickwood (1989), düz çizgiler arasında kalan alanlar ise Peccerillo and Taylor (1976), Ewart (1982), Innocenti vd. (1982), Carr (1985) ve Middlemost (1985)'ten alınmıştır)

Frost vd. (2001)'nin kayaları demir ve magnezyum içeriklerine göre sınıflandırmak amacıyla oluşturdukları diyagramda birkaç örnek dışında çalışma alanında bulunan tüm kaya gruplarının magnezyumca zengin oldukları gözlenmiştir (Şekil 6.5).

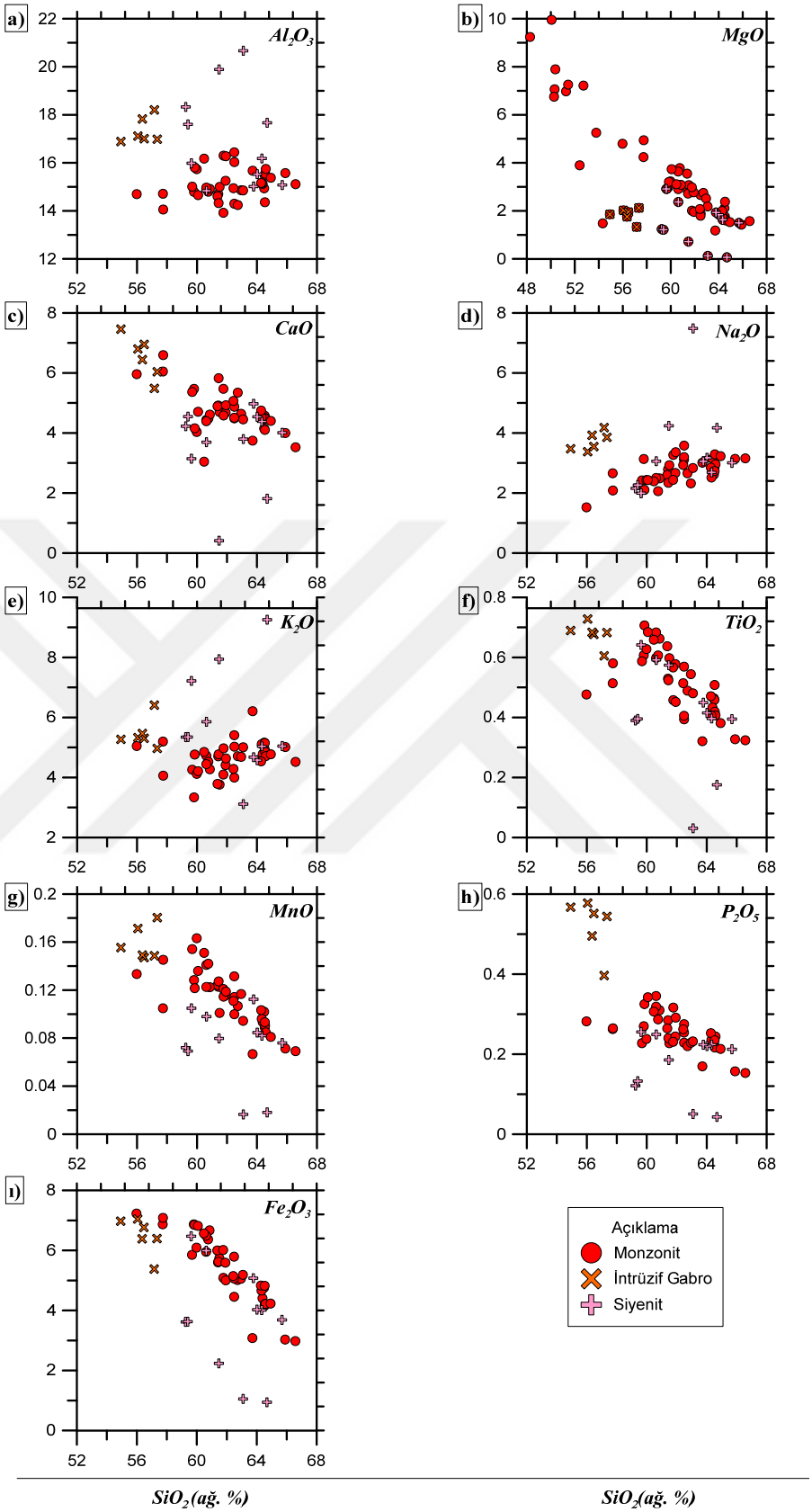


Şekil 6.5 Silikaya karşı FeO / (FeO + MgO) sınıflama diyagramı (Frost vd. 2001)

6.2 Ana Element Jeokimyası

Silika içeriği dikkate alınarak hazırlanan Harker diyagramları çalışma alanındaki kayaların kristalizasyon ilişkisini belirlemek amacıyla kullanılmıştır. Şekil 6.6'te de görüldüğü üzere, monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalar farklı diferansiyasyon ilişkilerine sahiptir. Bu kaya gruplarına ait örnekler Fe_2O_3, MnO, TiO_2, MgO, P_2O_5 ve CaO diyagramlarında SiO_2'ye karşı negatif bir ilişki göstermektedir (Şekil 6.5b,c,f,g,h,ı). K_2O, Na_2O ve Al_2O_3 içerikleri ise monzonit kayaları ile karşılaştırıldığında, intrüzif gabro ve siyenit kayalarında daha yüksektir (Şekil 6.5a,d,e). Major oksit diyagramları kayaların gelişiminde fraksiyonel kristalizasyonun etkilerini göstermek için oldukça kullanışlıdır. monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalar düşük MgO içeriğine sahip olmaları nedeniyle ilksel magma kompozisyonunu yansıtmamaktadırlar. Bu kayaların türediği magmalar magma odasında dikkate değer fraksiyonel kristalleşme (FC) maruz kalmışlarıdır (Şekil 6.5).

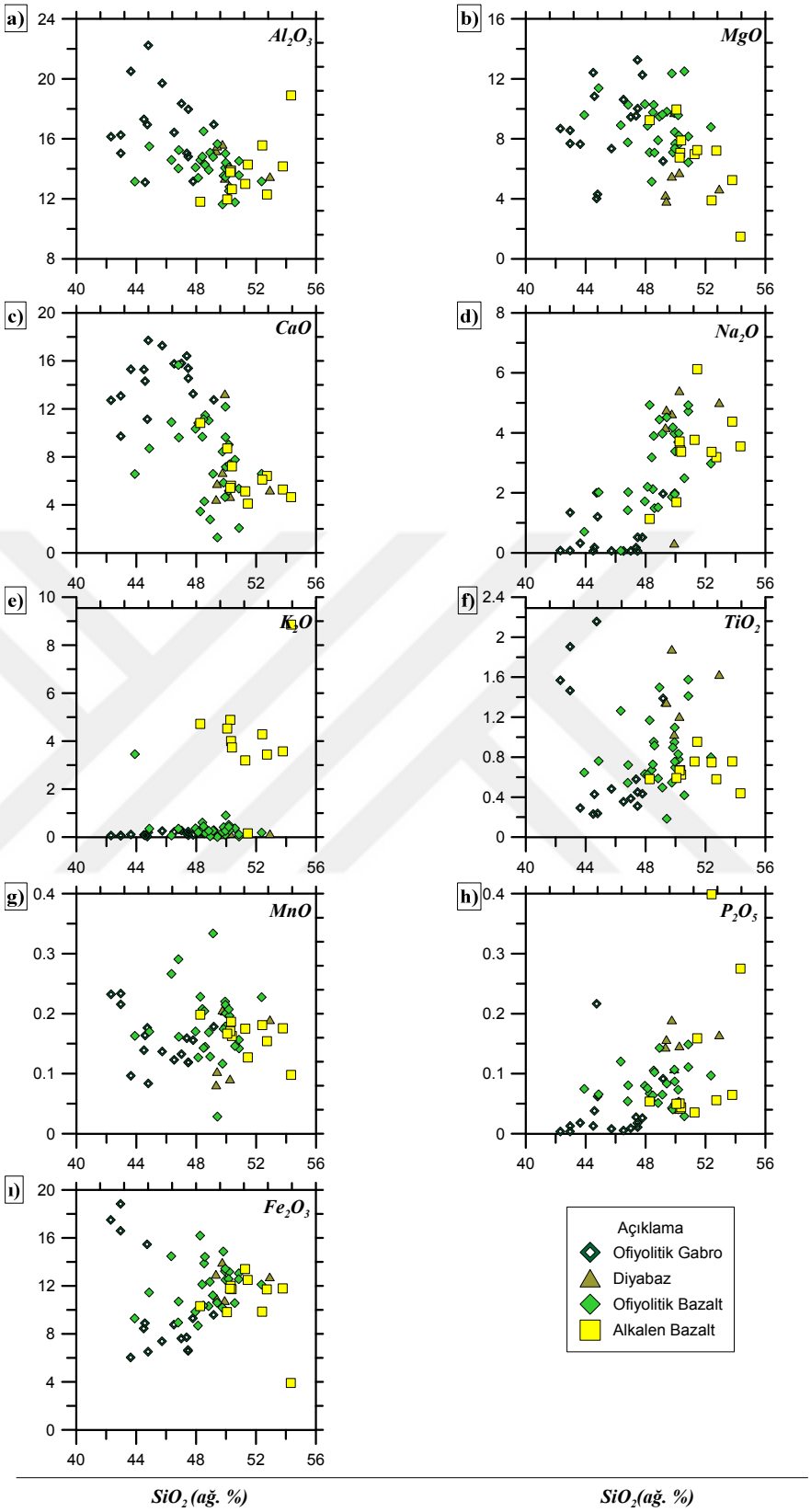
Silika içeriğinin artışıyla Fe_2O_3 içeriği azalmaktadır ve bu ilişki mafik minerallerden özellikle klinopiroksen minerallerinin kristalleşmesiyle ilişkilidir (Şekil 6.5ı). CaO içeriği klinopiroksen, amfibol ve plajiyoklaz kristalleşmesi ile bağlantılı olarak artan diferansiyasyonla azalmaktadır (Şekil 6.5c). SiO_2 artışına bağlı olarak TiO_2 ve P_2O_5



Şekil 6.6 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının element değişim diyagramları (a)SiO_2–Al_2O_3, (b) SiO_2–MgO, (c) SiO_2–CaO, (d) SiO_2–Na_2O, (e) SiO_2–K_2O, (f) SiO_2–Ti_2O, (g) SiO_2–MnO, (h) SiO_2–P_2O_5, (ı) SiO_2–Fe_2O_3 (Harker 1909)

içerikleri sırasıyla manyetit ve ilmenit gibi demir titan oksit minerallerinin ve sfen ve apatit kristalleşmesine bağlı olarak azalmaktadır (Şekil 6.5f,h). Monzonit kayalarında Al_2O_3 içeriğinde çok fazla bir değişim olmamakla birlikte kısmen bir pozitif ilişki söz konusudur (Şekil 6.5a). Bu ilişki plajiyoklaz kristalleşmesi nedeniyledir. İntrüzif gabro ve siyenit bileşimli kayalardaki pozitif ilişki ise klinopiroksen kristalleşmesi ile ilgili olabilir (Şekil 6.5a). Na_2O ve K_2O içerikleri kalsik plajiyoklazların kristalleşmesi sonucu silika artışıyla pozitif ilişki göstermektedir (Şekil 6.5d,e). Major oksit diyagramlarından da görüldüğü gibi klinopiroksen, amfibol, demir titan oksit ve apatit gibi mafik mineral fazlarının fraksiyonu ile uyumlu bir ilşkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.6).

Alkalen bazalt bileşimindeki kayalar diğer alkalen bileşime sahip intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalar ile benzer kristalizasyon yönelimi göstermelerine rağmen, ofiyolitik kayalar ile olan ilişkilerini daha net olarak ortaya koyabilmek amacıyla kimyasal özellikleri bu kayalar ile karşılaştırılmıştır. Foid içeren daykların silika içeriği % 50–53 arasında iken ofiyolitik kayalar % 43–54 arasında geniş bir aralıkta değişen silika içeriğine sahiptir (Şekil 6.7). Harker diyagramlarında belirgin bir kristalizasyon–diferansiyasyon ilişkisi gözlenmektedir (Şekil 6.7). Ofiyolitik kayaların majör oksit element içerikleri alterasyon nedeni ile çok değişkendir. Ofiyolitik kayaların Al_2O_3 içeriklerinde gözlenen negatif ilişki plajiyoklaz ve mafik minerallerin kristalleşmesi ile ilgilidir (Şekil 6.7a). MgO diyagramında SiO_2'ye karşı negatif bir ilişki görülmekte ve bu ilişkinin kayaların içerisindeki mafik minerallerin kristalleşmesini göstermektedir (Şekil 6.7b). Benzer şekilde silikanın artışına bağlı olarak CaO içeriklerinde görülen negatif yönelim klinopiroksen, amfibol ve plajiyoklaz minerallerinin kristalleşmesini işaret etmektedir (Şekil 6.7c). Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların SiO_2 artışıyla Na_2O miktarları artmakta ve pozitif ilişki sergilemektedirler (Şekil 6.7d). Bu durum kalsik plajiyoklazların kristalleşmesini yansıtmaktadır. Bazı alkalen bazalt kayalarının silisleşme sonucunda silisyum içerikleri artmıştır. Tüm benzerliklerin yanı sıra, alkalen bazaltların K_2O içerikleri ile ofiyolitik kayalardan belirgin bir şekilde ayrılmaktadır (Şekil 6.7e). Benzer şekilde MnO, TiO_2 ve P_2O_5'daki ilişkiler plajiyoklazın fraksiyonel kristalizasyonu ile ilgilidir (Şekil 6.7f, g, h). Fe_2O_3 karşı SiO_2 diyagramında iki farklı diferansiyasyon yönelimi söz konusudur (Şekil 6.7ı).



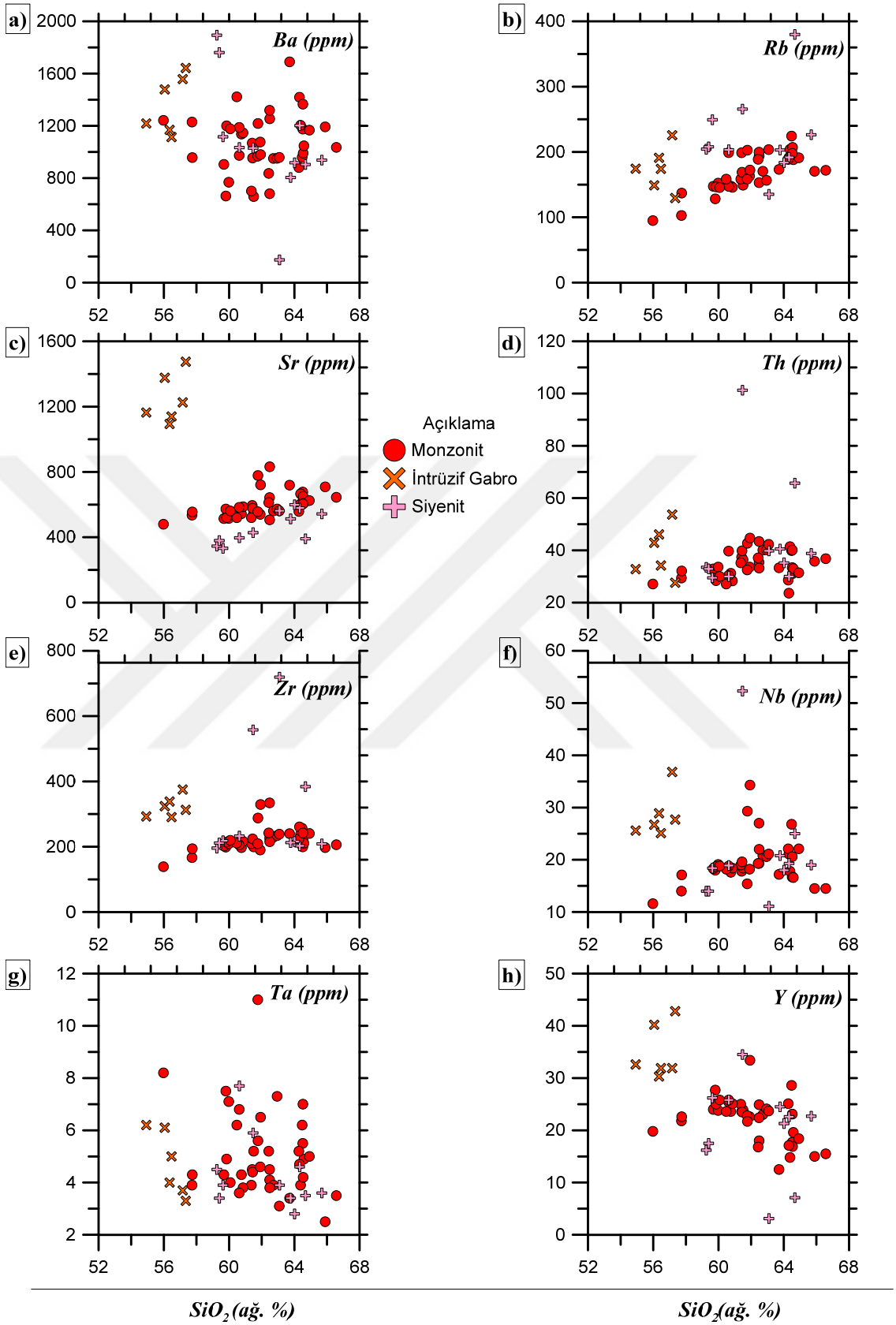
Şekil 6.7 Ofiyolitik kayaların (gabro, diyabaz ve bazalt) ve alkalen bazaltların element değişim diyagramları (a) SiO_2–Al_2O_3, (b) SiO_2–MgO, (c) SiO_2–CaO, (d) SiO_2–Na_2O, (e) SiO_2–K_2O, (f) SiO_2–Ti_2O, (g) SiO_2–MnO, (h) SiO_2–P_2O_5, (ı) SiO_2–Fe_2O_3 (Harker 1909)

Bazı gabro, diyabaz ve bazalt bileşimindeki ofiyolitik kayalarda gözlenen negatif ilişki piroksen minerallerinin kristalleşmesi ile ilgili iken pozitif ilişki plajiyoklaz fraksiyonu ile alakalıdır (Şekil 6.7ı).

6.3 İz Element Jeokimyası

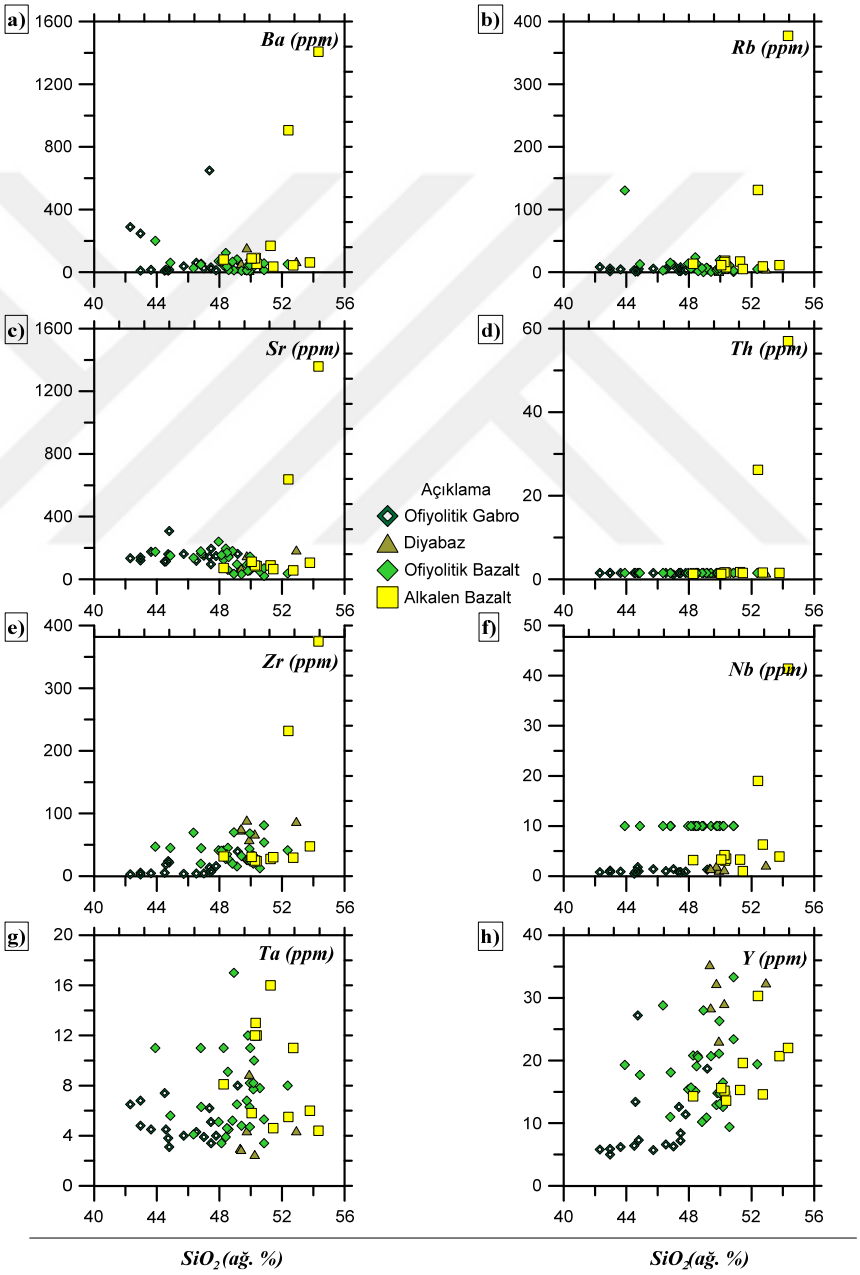
İz elementlerin Harker değişim diyagramlarında alterasyona ve günlenmeye bağlı olarak birçok elementte düzenli bir değişim yakalanmıştır (Şekil 6.8). SiO_2'ye karşı çizilen Ba, Rb, Sr, Th, Zr ve Nb değişim diyagramlarında göre monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların bahsi geçen element içerikleri ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalara göre oldukça yüksektir (Şekil 6.8–6.9). Buna karşılık Ta ve Y içeriklerinin ise tüm kaya gruplarında benzer olduğu görülmektedir (Şekil 6.8g, h–6.9g, h).

Silika miktarının artışına bağlı olarak monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların Ba, Rb, Sr, Th, Zr ve Nb elementlerinin konsantrasyonlarının diferansiyasyon ile birlikte genel olarak arttığı söylenebilir (Şekil 6.8a–f). Ba ve Rb'nin K ile buna karşılık Sr'nin Ca ile ilşkili olduğu düşünüldüğünde bu elementlerdeki silikanın artışına bağlı olarak gözlenen pozitif yönelim mafik mineral kristalleşmesi ile ilişkilidir (Şekil 6.8a–c). Th, Zr ve Nb elementlerinin ise daha çok kaya içerisindeki aksesuar minerallerde zenginleştikleri düşünüldüğünde bu elementlerde gözlenen pozitif ilişki plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol gibi ana mineral fazlarının kristalleşmesini işaret etmektedir (Şekil 6.8d–f). Kristalizasyonun son evrelerinde aksesuar minerallerinin oluştuğu düşünülebilir. SiO2'nin artışına bağlı olarak Ta elementinde kısmen bir negatif yönelim görüldüğü söylenebilir (Şekil 6.8g). Negatif Y anomalisi ise monzonitik, intrüzif gabro ve siyenitik bileşimli kayalarda özellikle amfibol ve az oranda piroksen minerallerinin oluşumunu göstermektedir (Şekil 6.8h).



Şekil 6.8 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının iz element değişim diyagramları (a) SiO_2–Ba, (b) SiO_2–Rb, (c) SiO_2–Sr, (d) SiO_2–Th, (e) SiO_2–Zr, (f) SiO_2–Nb, (g) SiO_2–Ta, (h) SiO_2–Y (Harker 1909)

İz elementlerin Harker değişim diyagramlarında alterasyona ve günlenmeye bağlı olarak birçok elementte düzenli bir değişim yakalanamamıştır (Şekil 6.9). Silikaya karşı Ba, Rb, Sr, Th, Zr, Nb, Ta ve Y değişim diyagramlarında göre ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayaların bahsi geçen element içeriklerinin genel olarak benzer olduğu görülmektedir (Şekil 6.9). Alkalen bazalt bileşimindeki örneklerden birkaç tanesinin Ba, Rb, Sr, Th, Zr ve Nb içerikleri diğerlerine göre oldukça yüksektir (Şekil 6.9a–f).



Şekil 6.9 Ofiyolitik kayaların (gabro, diyabaz ve bazalt) ve alkalen bazaltların iz element değişim diyagramları (a) SiO_2–Ba, (b) SiO_2–Rb, (c) SiO_2–Sr, (d) SiO_2–Th, (e) SiO_2–Zr, (f) SiO_2–Nb, (g) SiO_2–Ta, (h) SiO_2–Y (Harker 1909)

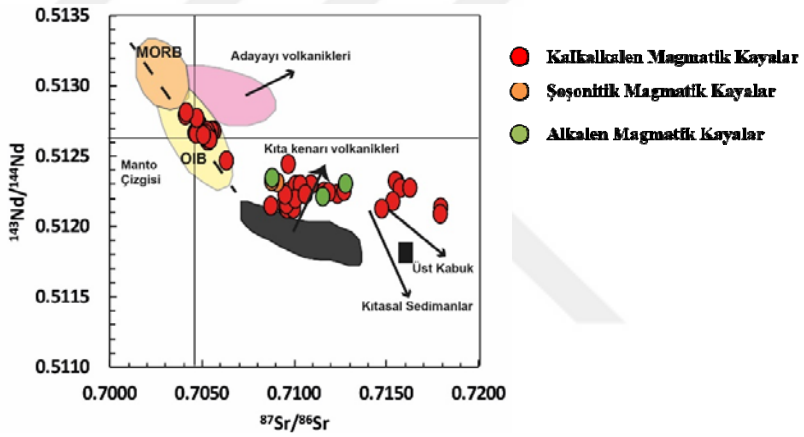
7. İZOTOP JEOKİMYASI

7.1 Öncel Çalışmalara Ait Bulgular

İAKK'daki magmatik kayalara izotop jeokimyası çalışmaları on yılı aşkın bir süredir yapılmaktadır. Bu çalışmalar çoğunlukla granitlerin kaynak karakteristikleri ve kristalizasyon geçmişlerini anlamaya ve yaş tespiti yapmaya (Rb/Sr)yönelik olmuştur. İAKK'daki magmatik kayaların oluşumunu etkileyen mantonun kimyasal ve izotopik karakterizasyonunu ortaya koymak üzere İlbeyli (1998, 2005) ve İlbeyli vd. (2004, 2009) kalkalkalen, subalkalen ve alkalen kayalar üzerinde Sr–Nd–O izotop analizlerini kullanmışlardır. Yazarlar bu felsik kayaların, kabuğa doğru yükselimleri sırasında, yitim bileşenleri içeren ve asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristallenmeye uğramış bir mantodan türediklerini ortaya koymuşlardır. Bu kayaların kökenindeki dikkate değer kabuk bileşenini açıklamak için Boztuğ ve Arehart (2007) O ve S izotop analizleri yapmışlar ve S–tipi granitlerin kabuk üstü kökene, hibrit I ve A–tipi granitoyidlerin ise önemli ölçüde kabuksal katılıma sahip olduğunu belirtmişlerdir. Mafik I ve A–tipi granitoyidlerin felsik kayalardan daha düşük S ve O değerlerine sahip olmasının daha fazla oranda manto bileşenlerinin ergidiğinin göstergesi olduğunu belirtmişlerdir. Köksal ve Göncüoğlu (2008) tarafından Aksaray ve Kırşehir civarındaki bazı S–I–A–tipi granitoyidler çalışılmış ve bunların tüm kaya Sr–Nd izotop karakteristikleri ortaya konmuştur. Yazarlara göre S–tipi granitoyidler kabuk veya kabuk baskın kaynaklardan, I–A–tipi granitoyidler ise bundan farklı ayrı bir kaynaktan veya manto ve kabuksal kaynakların zaman içerisinde izotopik karışımından türemişlerdir.

İAKK'daki bazı kalkalkalen, subalkalen (geçişli) ve alkalen bileşimdeki kayaların önceki çalışmalardan derlenerek çizilen Sr–Nd izotop diyagramı Şekil 7.1'de ve veriler Çizelge 7.1'de görülmektedir. Şekil ve çizelgeden de görüldüğü üzere, bu çalışmaların büyük bir kısmı kalkalkalen bileşimdeki kayalardan (granitik veya S–I–tipi granitler) elde edilmiştir. Subalkalen (geçişli) kayalardan (monzonit) ve alkalen bileşimdeki kayalara yönelik (siyenit) sınırlı izotop verisi bulunmaktadır. Şekil 7.1'e göre tüm bu kayalar diyagramın kabuksal kökeni temsil eden alanında yer almaktadır. Manto

çizgisinde yer alan kayalar karmaşığın içerisindeki volkanik kayaları temsil etmektedir. Kalkalkalen magmatik kayaların Sr izotop oranları geniş bir aralıkta değişmektedir (Şekil 7.1). Bu durum kayalardaki kirlenme miktarının değişik olabileceğinin göstergesidir. Şoşonitik bileşimindeki kayaların kısmen hem kalkalkalen hemde alkalen plütonik bileşimdeki kayalarıdan daha düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranlarına sahip olmasıyla fazla miktarda manto ürünlerini içerdiği söylenebilir (Şekil 7.1). Bu veriler ışığında; Şoşonitik ve alkalen bileşimdeki kayaların oluşumu açıklamak için halen felsik ve mafik şoşonitik ve alkalen karakterli kayalardan izotop verisinin eksik olduğu söylenebilir. Çünkü alkalen kayaların silika doygunluğu izotop bileşimini ayrıca etkilemektedir (İlbeyli vd. 2004).



Şekil 7.1 İAKK'nın $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı $^{143}Nd/^{144}Nd$ sınıflama diyagramı (İç Anadolu magmatik kayaların analizlerine ait olan veriler Türeli vd. 1993, İlbeyli vd. 2004, Alpaslan vd. 2004, 2006, Boztuğ vd. 2007, Köksal ve Göncüoğlu 2008, Geneli 2011, Köksal vd. 2008, 2012'dan alınmıştır)

Çizelge 7.1 İAKK'daki magmatik kayaların Sr–Nd izotop bileşimleri

Örnek Numarası	Lokasyon/Plüton Adı	Jeokimyasal Karakteri	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Referans
	Ulukışla	Alkalen	0.707712	0.512350	Alpaslan vd. 2004
	Ulukışla	Alkalen	0.709514	0.512231	Alpaslan vd. 2006
PolatlıV-1	Polatlı	Alkalen	0.704300	0.512800	
PolatlıV-15	Polatlı	Alkalen	0.704000	0.512800	
PolatlıV-19	Polatlı	Alkalen	0.704000	0.512800	
PolatlıV-24	Polatlı	Alkalen	0.704400	0.512800	
PolatlıV-38	Polatlı	Alkalen	0.704200	0.512900	
PolatlıV-41	Polatlı	Alkalen	0.705000	0.512800	
PolatlıV-42	Polatlı	Alkalen	0.704700	0.513000	
PolatlıV-43	Polatlı	Alkalen	0.703500	0.513000	
Alkali bazalt	Karacadağ(Kulu-Konya)	Alkalen	0.703802	0.512862	
Trakibazalt		Alkalen	0.705165	0.512759	
Skorya		Alkalen	0.704651	0.512819	
ERC96-116	Erciyes-Koçdağ	Alkalen	0.703964	0.512780	
C88-79	Erciyes	Alkalen	0.703344	0.512920	

Çizelge 7.1 İAKK'daki magmatik kayaların Sr–Nd izotop bileşimleri (devam)

Örnek Numarası	Lokasyon/Plüton Adı	Jeokimyasal Karakteri	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Referans
N2	Behrekdağ	Kalkalkalen	0.710040	0.512263	İlbeyli vd. 2004
N78	Cefalıkdağ	Kalkalkalen	0.709720	0.512256	
N20	Cefalıkdağ	Kalkalkalen	0.710020	0.512295	
N395	Cefalıkdağ	Kalkalkalen	0.710870	0.512300	
N75	Çelebi	Kalkalkalen	0.710280	0.512298	
N26	Baranadağ	Subalkalen-Geçişli	0.708730	0.512324	
N33	Hamit	Alkalen	0.708750	0.512349	
N285	Hamit	Alkalen	0.708760	0.512348	
N290	Hamit	Alkalen	0.712750	0.512307	
9	Ekecikdağ/Borucu	Kalkalkalen	0.715534	0.512321	Türeli vd. 1993
12	Ekecikdağ/Borucu	Kalkalkalen	0.715459	0.512325	
13	Ekecikdağ/Borucu	Kalkalkalen	0.715723	0.512274	
206	Ekecikdağ/Hisarkaya	Kalkalkalen	0.722029	0.512329	
MMG-1	Murmana		0.712666	0.512255	Boztuğ vd. 2007
MMG-3	Murmana		0.706270	0.512470	
DMG-7	Dumluca		0.704560	0.512665	
DMG-9	Dumluca		0.709630	0.512445	
F11	Eosen Volkanikleri		0.704040	0.512790	Geneli 2011
F23			0.705590	0.512680	
F26			0.705310	0.512610	
FG26			0.704790	0.512730	
YR16			0.705200	0.512650	
YD2			0.705240	0.512630	
PK1			0.704770	0.512730	
KA1			0.704690	0.512690	
YS1			0.705160	0.512660	
GE8			0.704890	0.512680	
FG3			0.705240	0.512610	
P6			0.704630	0.512660	
F24			0.705240	0.512630	
F31			0.704660	0.512770	
FG1			0.705220	0.512630	
F20			0.705470	0.512680	
YR1			0.705350	0.512640	
YR4			0.705340	0.512650	
YS7			0.705260	0.512670	
Y6			0.704090	0.512810	
GE12			0.705230	0.512680	
YR8			0.705150	0.512660	
K14			0.705380	0.512620	
D6			0.705020	0.512650	
C3	Geç Kretase Granitoyidler		0.709400	0.512160	
C8			0.709550	0.512130	
C14			0.709920	0.512130	
MCG-23-21			0.709540	0.512160	
MCG-116			0.710020	0.512200	
MCG-119			0.708690	0.512150	
1			0.717927	0.512139	Köksal vd. 2012
2			0.712307	0.512234	
3			0.711590	0.512252	
4			0.711830	0.512245	
5			0.720031	0.512197	
6			0.710560	0.512231	
Borucu	Borucu		0.715323	0.512181	Köksal vd. 2008
Hisarkaya	Hisarkaya		0.716245	0.512277	
Hisarkaya	Hisarkaya		0.735422	0.512252	
Sinandı	Sinandı		0.714717	0.512131	
Terlemez	Terlemez		0.709462	0.512227	
Namlıkışla	Namlıkışla		0.717904	0.512093	
Baranadağ	Baranadağ		0,709029	0,512317	
Çamsarı	Çamsarı		0,711517	0,512215	

Bazı granitik kayalardan ve Eosen yaşlı volkanik kayalardan Pb izotop çalışmaları yapılmıştır (Çizelge 7.2) (Köksal vd 2004, Boztuğ vd. 2007, Geneli 2011). Sivas civarında bulunan granitoyidlerden elde edilen $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları sırasıyla 18.57–18.96, 15.64–15.69 ve 38.6–39.2 arasındadır (Çizelge 7.2) (Boztuğ vd. 2007, Geneli 2011). Eosen volkaniklerinin $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları ise sırasıyla 18.3–19.0, 15.61–15.67 ve 38.58–38.9 arasındadır (Çizelge 7.2) (Geneli 2011). Köksal vd. (2004) titanit minerallerinden Pb izotop verileri sunmuştur.

O izotop çalışamaları genellikle kalkalkalen, geçişli ve alkalen bileşimdeki kayalardan tüm kaya örneklerden, kuvars ve feldispat minerallerinden yapılmıştır (Çizelge 7.3) (Boztuğ ve Arehart 2007, İlbeyli vd. 2009). Bahsi geçen kayalardan elde edilen tüm kaya $\delta^{18}O$ değerleri 6.5–14.8 ‰ arasında geniş bir aralıkta değişmektedir (Çizelge 7.3). Kalkalkalen ve geçiş bileşimli kayaların $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla 8.4–11.1 ‰ ve 7.3 ‰'dır (Çizelge 7.3). Silikaca doygun olmayan alkalen kayalar diğer kayalara göre daha düşük $\delta^{18}O$ değerine (6.5 ‰) sahip iken silikaca doygun alkalen kayalar 12.1 ‰ ile en yüksek değere sahiptir (Çizelge 7.3). İç Anadolu'daki magmatizmanın muhtemel kirleticisi olarak kabul edilen metasedimanter kayalar ise 14.8 ‰ $\delta^{18}O$ değerine sahiptir (Çizelge 7.3). İlbeyli vd. (2009) literatürdeki granitlerdeki zirkon minerallerinden elde edilen $\delta^{18}O$ değerlerinin $^{+3}Fe/^{+2}Fe$ oranı ve AK değerleri ile karşılaştırıldığında ilksel değerleri yansıttığını belirtmişlerdir.

Boztuğ ve Arehart (2007) ise kalkalkalen bileşimdeki felsik ve mafik kayalardaki kuvars ve feldispat minerallerinden O izotop analizleri yapmışlardır. Bu çalışmaya göre, S-I-tipi granitler 10 ‰'den daha büyük $\delta^{18}O$ değerler ile Taylor sınıflamasına göre (Taylor 1977, 1978, 1980) yüksek $\delta^{18}O$ granitik kayalar içerisinde yer almaktadır (Çizelge 7.3). Bu veriler S-tipi granitler için kabuk üstü kökeni gösterirken I–tipi granitler için önemli ölçüde kabuksal kirlenmeyi göstermektedir. Felsik A–tipi granitoyidler yüksek $\delta^{18}O$ değerleri ile magma kökeninde büyük miktarda kabuksal kirlenmeyi işaret etmektedir. Diğer taraftan bunların mafik eşlenikleri 6.0–10.0 ‰ $\delta^{18}O$ değerlerine sahip olmaları ile normal granitik değerlere sahiptir (Çizelge 7.3). Bu

verilere göre mantodan türeyen mafik magma kaynağına az oranda kabuksal etkinin söz konusudur (Boztuğ ve Arehart 2007).

Çizelge 7.2 İAKK'daki magmatik kayaların Pb izotop bileşimleri

Örnek Numarası	Lokasyon/Plüton Adı	Jeokimyasal Karakteri	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Referans
MMG-1	Murmana		18.96	15.68	38.76	Boztuğ vd. 2007
MMG-3	Murmana		18.65	15.67	38.69	
DMG-7	Dumluca		18.64	15.69	38.80	
DMG-9	Dumluca		18.57	15.64	38.70	
F11	Eosen Volkanikleri		18.68	15.64	38.90	Geneli 2011
F23			18.58	15.63	38.81	
F26			18.31	15.61	38.72	
FG26			18.57	15.61	38.77	
YR16			18.32	15.62	38.73	
YD2			18.69	15.63	38.85	
PK1			18.55	15.6	38.74	
KA1			18.01	15.61	38.69	
YS1			18.73	15.63	38.83	
GE8			18.69	15.64	38.90	
FG3			18.67	15.64	28.89	
P6			18.49	15.65	38.87	
F24			18.34	15.62	38.75	
F31			18.41	15.57	38.58	
FG1			18.58	15.63	38.86	
F20			18.73	15.63	38.86	
YR1			18.73	15.62	38.83	
YR4			18.65	15.63	38.83	
YS7			18.51	15.62	38.76	
Y6			19.01	15.67	38.86	
GE12			18.61	15.62	38.80	
K14			18.77	15.67	38.85	
D6			18.79	15.65	38.90	
C3	Geç Kretase Granitoyidler		18.86	15.7	39.06	
C8			18.85	15.75	39.23	
C14			18.85	15.69	39.19	
MCG-23-21			18.95	15.75	39.13	
MCG-116			18.72	15.67	38.98	
MCG-119			18.86	15.73	39.17	
1	Baranadağ		70.99	18.31	112.4	Köksal vd. 2004 (titanit mineralinden)
2			68.25	18.1	115.2	
3			69.22	18.16	113.4	
4			68.07	18.16	111.6	
5			59.97	17.77	99.3	
6			62.4	17.88	102.3	
7	Cs		41.14	16.83	69.3	
8			47.37	17.05	78.6	
9			57.06	17.6	92.9	
10			44.57	17.04	74.9	
11			53.03	17.47	86.4	

Kalkalkelen granitoyidlerden bazı S izotop verileri bulunmaktadır, bunlar diğer radyojenik izotop verileri ile uyumludur. $\delta^{34}S$ değerleri (2.6–17.0) kabul edilen manto değerlerinden yüksektir ve kükürt bütçesi açısından farklı derecelerde kabuksal katılımı göstermektedir. Kabuksal katılımın kaynağı sedimanter kısımdaki kabuksal sülfat veya önceki yitimden türeyen akışkanlarla metasomatizmaya uğramış litosferik manto olarak belirtilmiştir (Boztuğ ve Arehart 2007).

AMK'da bulunan magmatik kayaların oluştuğu ergiyiğin kökenini, bu kayaların oluşumundan sorumlu olan süreçleri, oluşumlarından sonra etkisi altında kaldıkları olayları açıklamak amacıyla radyojenik (Sr–Nd–Pb) ve duraylı (O) izotop analizleri yapılmıştır.

Sr–Nd–Pb izotop analizleri AMK'da bulunan magmatik kayaları temsil edecek şekilde her bir kaya grubundan seçilen taze örneklerden yapılmıştır. O izotop analizleri felsik derinlik kayalarından (monzonit ve siyenit) ayıklanan kuvars ve feldispat minerallerinden, buna karşılık ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan tüm kaya toz örneklerinden yapılmıştır. Analizler neticesinde elde edilen ham veriler ile hesaplanan ilksel değerler Çizelge 7.4, 7.5 ve 7.6'da yer almaktadır.

7.2 Bu Çalışmaya Ait Bulgular

7.2.1 Radjojenik İzotop Jeokimyası

AMK'daki kaya gruplarının kökensel ilişkilerinin ve özellikle magmatik kayaların oluşumunu etkileyen süreç veya süreçlerin rolünün ortaya konulması amacıyla Sr–Nd–Pb izotop analizleri yapılmıştır. Bunun için mümkün olan en taze örnekler seçilmiştir.

Çizelge 7.3 İAKK'daki magmatik kayaların O ve S izotop bileşimleri

Örnek Numarası	Plüton Adı	Kaya Türü	Jeokimyasal Karakter	Mineral/ Tüm Kaya	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{34}S$	Referans
N2	Behrekdağ	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	10.3	-	İlbeyli vd. 2009
N78	Cefalıkdağ	Kuvarsmonzodiyorit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	9.4	-	
N20	Cefalıkdağ	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	9.9	-	
N395	Cefalıkdağ	Granit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	11.1	-	
N75	Çelebi	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	8.4	-	
N26	Baranadağ	Monzonit	Geçişli	Tüm Kaya	8.3	-	
N33	Hamit	Nefelin siyenit	Alkalen	Tüm Kaya	6.5	-	
N285	Hamit	Nefelin siyenit	Alkalen	Tüm Kaya	7.6	-	
N290	Hamit	Kuvars siyenit	Alkalen	Tüm Kaya	12.1	-	
C2	Kırşehir	Metasediment		Tüm Kaya	14.8	-	
s246	Danacıobası	Biyotitlökogranit	Kalkalkalen	Kuvars	10.5	-	Boztuğ vd. 2007 Yozgat
s252	Danacıobası	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Kuvars	10.2	-	Boztuğ ve Arehart 2007
s258	Danacıobası	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Kuvars	10.8	-	
s265	Danacıobası	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Kuvars	10.4	-	
s389	Danacıobası	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Kuvars	10.8	-	
FBT12	Felahiye	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Feldispat	14.5	12.1	
FBT14	Felahiye	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Feldispat	12.9	12.1	
FBT15	Felahiye	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Feldispat	13.7	11.3	
FBT16	Felahiye	Biyotitlökograni	Kalkalkalen	Feldispat	16.5	15.2	
FBT26	Felahiye	Biyotitlökograni	Kalkalkalen		13.2	15.3	
FBT27	Felahiye	Hornblendbiyoitigranit	Kalkalkalen	Tüm Kaya	-	6.4	
FBT29	Felahiye	Hornblendbiyoitigranit	Kalkalkalen	Feldispat	-	1.9	
FBT30	Felahiye	Hornblendbiyoitigranit	Kalkalkalen	Feldispat	12	8.3	
FBT31	Felahiye	Hornblendbiyoitigranit	Kalkalkalen	Feldispat	10.4	11	
ST65	Cankılı	Monzogabro	Kalkalkalen	Feldispat	10.7	8.4	
ST159	Cankılı	Monzogabro	Kalkalkalen	Feldispat	12.8	2.8	
ST58	Akçakoyunlu	Kuvarsmonzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	12.4	2.6	
ST136	Akçakoyunlu	Kuvarsmonzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	11.4	4.0	
ST106	Adatepe	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	10.7	15.2	
ST139	Adatepe	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	11.6	7.0	
ST130	Yassıağıl	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	13.2	10.4	
ST131	Yassıağıl	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	13.7	14.4	
ST29	Karakaya	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	13.7	-	
ST50	Karakaya	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	13.6	5.5	
S14	Konur	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	12.2	-	
S37	Konur	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	11.9	-	
S42	Konur	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	11.5	-	
S54	Konur	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	11.3	-	
S127	Konur	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	9.5	-	
S177	Konur	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	11.8	-	
S194	Konur	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	12.8	-	
S204	Konur	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	11.2	-	
S209	Konur	Monzogranit	Kalkalkalen	Kuvars	11.9	-	
S397	Hasandede	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Feldispat	11.4	-	
S398	Hasandede	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Feldispat	10.5	-	
S400	Hasandede	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Feldispat	9.7	-	
DMG1	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	9.0	-	
DMG2	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.6	-	
DMG3	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.7	-	
DMG4	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.1	3.4	
DMG5	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.3	-	
DMG6	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.2	3.1	
DMG7	Dumluca	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	7.4	0.9	
DMG8	Dumluca	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	10.8	5.4	
DMG9	Dumluca	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars+Feldispat	9.9	4.8	
DMG10	Dumluca	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	10.8	4.0	
MMG1	Murmana	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	12.2	14.6	
MMG2	Murmana	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	12.2	15.4	
MMG3	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	12.2	12.7	
MMG4	Murmana	Kuvarsmonzonit	Kalkalkalen	Kuvars	10.5	17.0	
MMG5	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	-	4.9	
MMG6	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	9.1	6.3	
MMG7	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.9	8.1	
MMG8	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	9.2	5.7	
MMG9	Murmana	Monzodiyorit	Kalkalkalen	Feldispat	8.5	7.0	

7.2.1.1 Sr–Nd izotop jeokimyası

AMK'daki kaya gruplarından ofiyolitik kayalardan 5 (ofiyolitik gabro 2, diyabaz 1, ofiyolitik bazalt 2), monzonit 3, monzonit porfir 1, siyenit 3, intrüzif gabro 2 ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan 7 adet olmak üzere toplam 21 adet örneğin analizi yapılmıştır. Örneklerin analizlere hazırlanışı ve ölçümler ile ilgili detaylı bilgi Materyal ve Yöntem bölümünde ve Ek–1'de verilmiştir.

Analizleri yapılan kayaların Rb, Sr, Sm, Nd element içerikleri, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ izotop oranları, hesaplanan ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ izotop oranları ve ilksel oranlardan hesaplanan ƐSr–Nd değerleri Çizelge 7.4'te verilmiştir. İlksel izotop oranları hesaplanırken magmatik birimlerin yaşları için çalışma kapsamında elde edilen ve literatürde bulunan U–Pb ve Ar–Ar yaş analiz sonuçları kullanılmıştır. Ofiyolitik seriye ait gabro, diyabaz ve bazalt bileşimli kayaların ilksel izotop oranları hesaplanırken Parlak ve Delaloye (1999)'nin sunmuş oldukları 96 My yaş verisi kullanılmıştır. Bu çalışma kapsamında monzonit ve siyenit kayalarından U–Pb yaşlandırma yapılmış ve 73 My bulunmuştur. İntrüzif gabro bileşimli kayaların siyenit kayaları ile ilişkili olduğu varsayımıyla monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının hesaplamalarında bu yaş verisi gözönünde bulundurulmuştur. Alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan Ar–Ar yaşlandırma çalışmaları neticesinde elde edilen en düzgün plato yaşı 63 My olup, bu veri ilksel oran hesaplamalarında kullanılmıştır.

Genellikle monzonit bileşimindeki kalkalkalen kayalar, foid içeren siyenit ve gabro bileşimindeki alkalen kayalar yüksek ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranlarına sahiptir (Çizelge 7.4). Buna karşılık ofiyolitlere ait toleyitik kayalar ile alkalen volkanik (bazalt bileşiminde) kayalar düşük $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ve yüksek $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ oranları ile karakteristiktir (Çizelge 7.4). Bu kayalar geniş bir aralıkta değişen ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70774–0.70972) ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512202–0.512370) oranları göstermektedirler.

Çizelge 7.4 AMK kayalarının Sr–Rb–Sm–Nd element içerikleri, ölçülen ve hesaplanan Sr–Nd izotop oranları, ƐSr–ƐNd değerleri (İlksel izotop oranları hesaplanırken yaşlar ofiyolitik kayalar için 96 My, monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayaları için 73 My ve alkalen bazalt için 63 My kabul edilmiştir)

Örnek Numarası	Kaya Türü	Rb ppm	Sr ppm	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	ƐSr	ƐNd
AC-185-13	Siyenit	385.80	463.10	0.711331	0.708892	2.38	23.60	0.512390	0.512367	58.05	-5.29
AC-177-13	Siyenit	207.80	379.40	0.710777	0.709173	6.62	32.93	0.512313	0.512267	62.05	-7.24
AC-176-13	Siyenit	204.30	345.90	0.710880	0.709151	6.62	32.93	0.512298	0.512252	61.73	-7.53
AC-129-13	İntrüzif Gabro	219.80	1206.90	0.708770	0.708237	12.25	78.90	0.512404	0.512368	48.76	-5.26
AC-131-13	İntrüzif Gabro	158.90	1216.60	0.708698	0.708316	12.51	74.50	0.512409	0.512370	49.88	-5.22
AC-55-13	Monzonit	224.30	613.90	0.710148	0.709078	5.66	36.76	0.512277	0.512247	60.70	-7.73
AC-62-13	Monzonit	199.10	693.30	0.710571	0.709730	5.60	37.70	0.512261	0.512227	69.95	-8.02
AC-67-13	Monzonit	203.60	637.10	0.710660	0.709724	5.00	33.40	0.512236	0.512202	69.87	-8.51
AC-103-13	Monzonit Porfir	102.70	535.30	0.708297	0.707735	6.17	35.76	0.512301	0.512261	41.65	-7.35
AC-06-13	Alkalen Bazalt	5.00	64.90	0.706413	0.706218	1.38	3.70	0.512946	0.512872	20.13	4.57
AC-43-13	Alkalen Bazalt	3.10	66.50	0.705489	0.705371	1.38	3.70	0.513022	0.512948	8.11	6.05
CI-17-12	Alkalen Bazalt	16.30	87.70	0.706463	0.706416	1.46	1.90	0.512998	0.512846	22.93	4.05
CI-22-12	Alkalen Bazalt	18.50	90.60	0.706627	0.706111	1.27	2.80	0.513029	0.512939	18.60	5.87
CI-20-12	Alkalen Bazalt	9.10	60.80	0.706191	0.705813	1.15	3.30	-	-	14.37	-
CI-19-12	Alkalen Bazalt	7.70	95.30	0.705702	0.705498	0.95	2.80	0.513048	0.512981	9.90	6.69
CI-15-12	Alkalen Bazalt	10.40	122.80	0.705232	0.705018	1.30	3.70	0.513019	0.512949	3.09	6.07
AC-104-13	Ofiyolitik Bazalt	14.00	169.90	0.705591	0.705274	1.73	5.07	0.513052	0.512949	6.72	6.07
AC-163-13	Ofiyolitik Bazalt	7.90	90.10	0.706800	0.706462	1.73	5.07	0.513072	0.512969	24.06	6.46
AC-84-13	Diyabaz	4.40	163.80	0.705587	0.705484	3.32	10.50	0.513087	0.512991	9.70	6.90
AC-156-13	Ofiyolitik Gabro	0.60	133.30	0.704349	0.704332	0.28	0.60	0.513074	0.512933	-6.64	5.76
AC-179-13	Ofiyolitik Gabro	6.50	163.20	0.704299	0.704146	0.37	0.80	-	-	-9.28	-
AC-179-13	Ofiyolitik Gabro	6.50	163.20	0.704304	0.704151	0.37	0.80	-	-	-	-

Monzonitik bileşimli kayalar için ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı 0.70774–0.70972 ve intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki derinlik kayaları için ise 0.70824–0.70917 arasındadır (Çizelge 7.4). Monzonitik bileşimli kayalar, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalara göre daha yüksek radyojenik Sr içerirler. Buna karşılık intrüzif gabro ve siyenit kayaları monzonitlere göre daha yüksek radyojenik Nd içermektedir.

Ofiyolitik ve alkalen bazalt kayaları $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.70415–0.70646) oranları $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ (0.512846–0.512991) oranlarına göre biraz daha geniş bir aralıkta değişmektedir (Çizelge 8.4). Toleyitik kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları 0.70415–0.70646 arasındayken alkalen bazalt kayalarınki 0.70502–0.70622 değerleri arasındadır (Çizelge 7.4). Ofiyolitik kayaların en düşük Sr izotop oranlarına sahip olduğu görülmektedir.

7.2.1.2 Pb izotop jeokimyası

AMK'daki kaya gruplarından ofiyolitik kayalardan 5 (ofiyolitik gabro 2, diyabaz 1, ofiyolitik bazalt 2), monzonit 3, monzonit porfir 1, siyenit 3, intrüzif gabro 2 ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan 7 adet olmak üzere toplam 21 adet örneğin analizi yapılmıştır. Örneklerin analizlere hazırlanışı ve ölçümler ile ilgili detaylı bilgi Materyal ve Yöntem bölümünde ve Ek–2'de verilmiştir.

İlksel izotop oranları hesaplanırken magmatik birimlerin yaşları için çalışma kapsamında elde edilen ve literatürde bulunan U–Pb ve Ar–Ar yaş analiz sonuçları kullanılmıştır. Ofiyolitik seriye ait gabro, diyabaz ve bazalt bileşimli kayaların ilksel izotop oranları hesaplanırken Parlak ve Delaloye (1999)'nin sunmuş oldukları 96 My yaş verisi, monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayaları için bu çalışma kapsamında U–Pb yöntemi kullanılarak elde edilmiş 73 My ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan Ar–Ar yaşlandırma çalışmaları neticesinde elde edilen 63 My plato yaşı kullanılmıştır.

$\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerlerinin hesaplanmasında $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ izotop oranları kullanılmıştır. $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ izotop oranları ve $\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerleri hesaplanırken Çizelge 7.5'teki formüller kullanılmıştır (Hart

1984). Analizi yapılan kayaların $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları, hesaplanan $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ izotop oranları ve Δ7/4 ile Δ8/4 değerleri Çizelge 7.6'da verilmiştir.

Çizelge 7.5 $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ izotop oranları ve Δ7/4 ile Δ8/4 değerleri için kullanılan hesaplama formülleri (Hart 1984)

Değerler	**Formül**
$(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ x 0.1084 + 13.491
$(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ x 1.209 + 15.627
Δ7/4	$[(^{207}Pb/^{204}Pb)_i - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}]$ x 100
Δ8/4	$[(^{208}Pb/^{204}Pb)_i - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}]$ x 100

Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimli kayaların $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları sırasıyla 17.48–18.81, 15.62–15.71 ve 38.86–39.16 arasındadır. Pb izotop oranlarında en düşük değerler intrüzif gabrolardan elde edilmiştir. Ofiyolitik birimlerin $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları sırasıyla 18.38–18.72, 15.62–15.70 ve 38.81–38.97 arasındadır. Alkalen bazaltların $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ izotop oranları sırasıyla 18.39–18.73, 15.54–15.70 ve 38.51–38.91 arasındadır (Çizelge 7.6).

Çizelge 7.6 AMK kayalarının ölçülen Pb izotop oranları, Δ7/4–8/4 değerleri (İlksel izotop oranları hesaplanırken yaşlar ofiyolitik kayalar için 96 My, monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayaları için 73 My ve alkalen bazalt için 63 My kabul edilmiştir)

Örnek Numarası	Kaya Türü	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Δ7/4	Δ8/4	$(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$	$(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$
AC-185-13	Siyenit	18.81	15.69	39.00	16.01	63.88	15.53	38.37
AC-177-13	Siyenit	18.77	15.68	39.05	15.41	73.16	15.53	38.32
AC-176-13	Siyenit	18.81	15.70	39.11	17.18	74.05	15.53	38.36
AC-129-13	İntrüzif Gabro	17.48	15.62	38.86	23.32	211.02	15.39	36.75
AC-131-13	İntrüzif Gabro	17.55	15.63	38.94	23.39	209.66	15.39	36.75
AC-55-13	Monzonit	18.90	15.70	39.14	16.15	65.99	15.54	38.48
AC-62-13	Monzonit	18.76	15.70	39.07	18.00	76.34	15.52	38.30
AC-67-13	Monzonit	18.79	15.71	39.10	18.23	75.15	15.53	38.35
AC-103-13	Monzonit Porfir	18.76	15.69	39.16	16.48	85.00	15.53	38.31
AC-06-13	Alkalen Bazalt	18.52	15.67	38.87	17.26	85.36	15.50	38.02
AC-43-13	Alkalen Bazalt	18.39	15.65	38.80	16.71	93.00	15.48	37.87
CI-17-12	Alkalen Bazalt	18.72	15.69	38.91	17.21	64.92	15.52	38.28
CI-22-12	Alkalen Bazalt	18.73	15.70	38.91	17.44	63.95	15.52	38.28
CI-20-12	Alkalen Bazalt	18.43	15.54	38.51	5.42	60.57	15.49	37.91
CI-19-12	Alkalen Bazalt	18.49	15.61	38.65	11.43	66.88	15.50	37.98
CI-15-12	Alkalen Bazalt	18.60	15.63	38.70	12.19	58.53	15.51	38.11
AC-163-13	Ofiyolitik Bazalt	18.70	15.70	38.97	18.55	73.15	15.52	38.24
AC-104-13	Ofiyolitik Bazalt	18.38	15.65	38.84	17.01	99.56	15.48	37.84
AC-84-13	Diyabaz	18.70	15.69	38.92	17.19	68.65	15.52	38.23
AC-179-13	Ofiyolitik Gabro	18.72	15.67	38.86	15.15	59.99	15.52	38.26
AC-156-13	Ofiyolitik Gabro	18.54	15.62	38.81	12.18	76.58	15.50	38.05

(NHRL: Kuzey yarımküre referans çizgisi (Northern Hemisphere Reference Line), $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL} = (^{206}Pb/^{204}Pb)_i \times 0.1084 + 13.491$, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL} = (^{206}Pb/^{204}Pb)_i \times 1.209 + 15.627$, $\Delta 7/4 = [(^{207}Pb/^{204}Pb)_i - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$, $\Delta 8/4 = [(^{208}Pb/^{204}Pb)_i - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$)

7.2.2 Duraylı İzotop Jeokimyası

AMK'daki kaya gruplarından ofiyolitik kayalardan tüm kaya toz örneklerden 5 (ofiyolitik gabro 2, diyabaz 1, ofiyolitik bazalt 2), alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan 6, monzonit bileşimdeki kayalardan 17 (10 kuvars ve 7 feldispat minerallerinden), monzonit porfir bileşimdeki kayalardan 3 (2 kuvars ve 1 feldispat minerallerinden), siyenit bileşimdeki kayalardan 4 (3 kuvars ve 1 feldispat

minerallerinden) ve intrüzif gabro bileşimdeki kayalardan 4 (3 kuvars ve 1 feldispat minerallerinden) adet olmak üzere toplam 39 adet O izotop analizi yapılmıştır. Örneklerin analizlere hazırlanışı ve ölçümler ile ilgili detaylı bilgi Materyal ve Yöntem bölümünde açıklanmıştır. Kayaların $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ değerleri Çizelge 7.7'de verilmiştir.

Çizelge 7.7 AMK kayalarının O izotop değerleri (TK: Tüm Kaya, feld: feldispat, ku: kuvars)

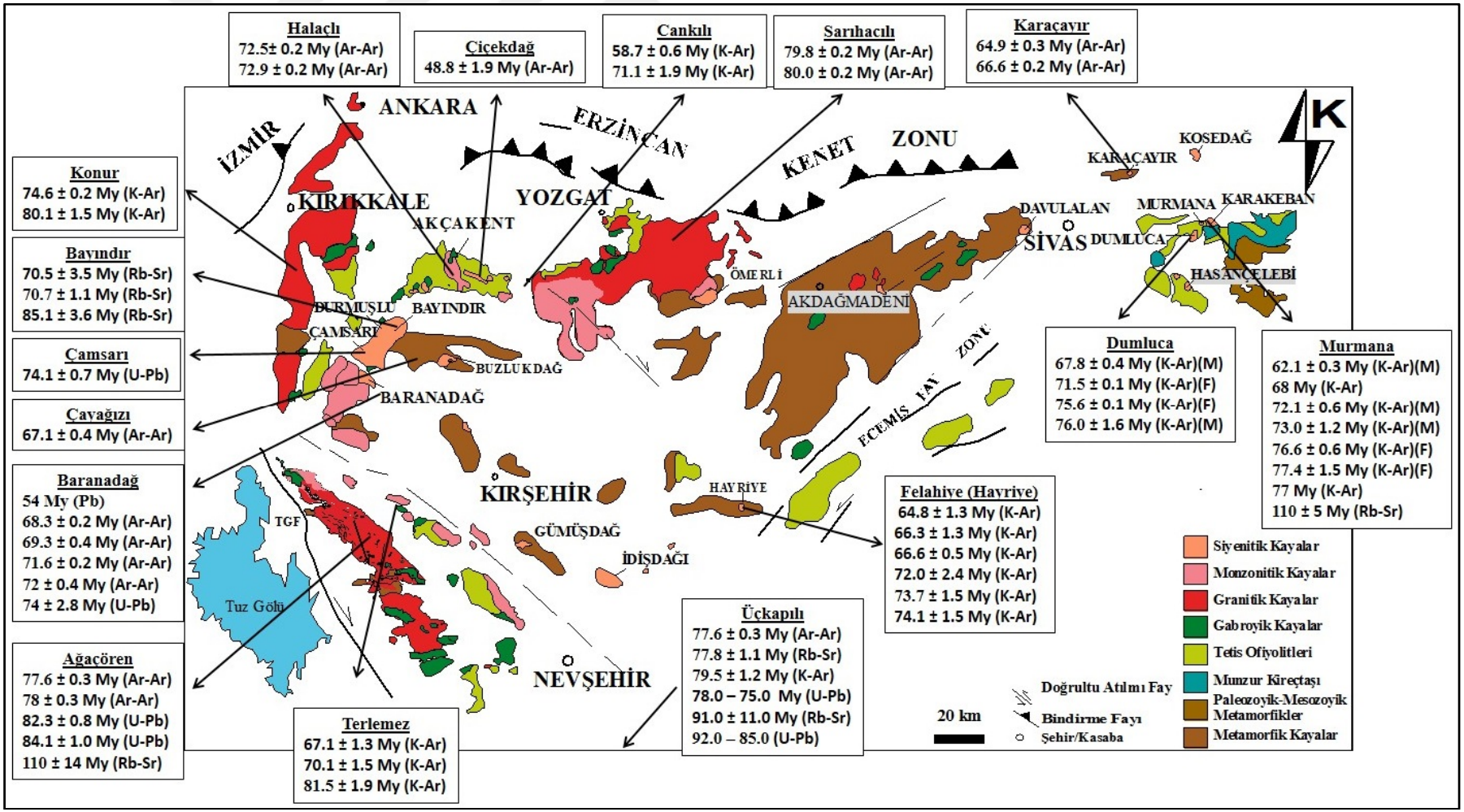
Örnek Numarası	Kaya Adı	Mineral/Kaya	Ağırlığı (mg)	$\delta^{18}O$ (SMOW) (‰)
AC-55-13	Monzonit	feld	2.3	6.1
		feld	1.8	5.1
		ku	1.9	12.9
AC-62-13	Monzonit	feld	1.9	9.1
		ku	1.8	11.6
		ku	2	11.4
AC-67-13	Monzonit	feld	2	9.2
		ku	1.8	12.9
		ku	1.8	14.1
YK-5-14	Monzonit	feld	1.9	7.1
		ku	1.8	11.4
YK-4-14	Monzonit	feld	2.1	11.4
		ku	1.9	11.7
AC-103-13	Monzonit Porfir	feld	2.2	5.9
AC-69-13	Monzonit	ku	1.9	11.3
AC-56-13	Monzonit	ku	2.3	11.2
AC-64-13	Monzonit	feld	1.9	9.2
		ku	2.4	8.9
AC-171-13	Monzonit Porfir	ku	2	10.5
AC-111-13	Monzonit Porfir	ku	2.6	7.7
YK-8-14	Siyenit	feld	1.6	8.8
		ku	1.6	10.7
YK-1C-14	Siyenit	feld	1.9	8.3
		ku	1.7	10.2
AC-185-13	Siyenit	feld	2.9	9.6
AC-177-13	Siyenit	ku	2	13.7
AC-134-13	Siyenit	ku	2.3	11.4
AC-57-13	Siyenit	ku	1.9	12.5
AC-131-13	İntrüzif Gabro	feld	1.8	9.2
AC-85-13		ku	2.2	11.4
AC-153-13		ku	1.7	11.7
AC-120-13		ku	2.1	11.3
AC-179-13	Ofiyolitik Gabro	TK	2.8	2.6
AC-156-13	Ofiyolitik Gabro	TK	3.4	0.9
AC-84-13	Diyabaz	TK	3.1	3.6
AC-104-13	Ofiyolitik Bazalt	TK	3.7	4.4
AC-163-13	Ofiyolitik Bazalt	TK	1.9	2.5
AC-06-13	Alkalen Bazalt	TK	3	4.3
AC-43-13	Alkalen Bazalt	TK	3.6	4.4
CI-17-12	Alkalen Bazalt	TK	4	3.1
CI-22-12	Alkalen Bazalt	TK	2.1	3.3
CI-19-12	Alkalen Bazalt	TK	2.6	6.1
CI-15-12	Alkalen Bazalt	TK	2.6	2.6

8 JEOKRONOLOJİ

8.1 Öncel Çalışmalara Ait Bulgular

İç Anadolu bölgesindeki granitoyidlerin yaşını tespit etmeye yönelik çok sayıda çalışma yapılmıştır (Çizelge 8.1, Şekil 8.1). Bu çalışmalarda ağırlıklı olarak toplam Pb, Pb–Pb, Rb–Sr, K–Ar ve Ar–Ar yöntemleri kullanılmıştır (Çizelge 8.1) (Ayan 1963, Ataman 1972, Göncüoğlu 1986, Gündoğdu vd. 1988, Zeck ve Ünlü 1987, 1988, Koruç 1990, Güleç 1994, Yalınız vd. 1999, Açlan vd. 2001, Kadıoğlu vd. 2002, 2006, Tatar vd. 2003, Boztuğ vd. 2003b, 2007, İlbeyli vd. 2004, Yılmaz Şahin vd. 2004, Önal vd. 2005, Tatar ve Boztuğ 2005, Boztuğ ve Harlavan 2008, Gülyüz vd. 2012). Son on yılda U–Pb yöntemi kullanılmaya başlanmış olsa da oldukça sınırlı sayıda U–Pb kristalizasyon yaş verisi mevcuttur (Çizelge 9.1) (Whitney vd. 2003, Köksal vd. 2004, 2012).

Granitoyidlerin yaşlandırılmasına yönelik ilk çalışmayı gerçekleştiren Ayan (1963) toplam kurşun yöntemi ile monzonitik granitoyidlerden 54 My yaş elde etmiştir. Bunu izleyen çalışmalar tüm kaya ve/veya mineralden Rb–Sr yöntemi ile genel olarak granit bileşimindeki kayalardan yapılan yaşlandırmalardır. Rb–Sr yöntemi ile yapılan kaya yaşlandırma çalışmalarında en yaşlı veri (110 My) Güleç (1994) tarafından Ağaçören granitleri ve Zeck ve Ünlü (1988, 1987) tarafından Murmano kuvars monzonit ve monzogabro bileşimindeki kayalar için rapor edilmiştir. Üçkapılı granitlerinin tüm kaya ve mineral yaşları ise sırasıyla 91 My ve 77.8 My'dır (Göncüoğlu 1986). Cefalıkdağ granitoyidlerinden (monzonit bileşiminde) ise tüm kaya ve biyotit minerallerinden yapılan analizlerden 73.5 My elde edilmiştir (Ataman 1972). Bayındır plütonundaki silikaca doygun ve doygun olmayan siyenit bileşimindeki kayalardan Gündoğdu (1988) 70.7 My, Kuruç (1990) ise 85.1–70.5 My yaş verisi ortaya koymuştur (Çizelge 8.1). Takip eden çalışmalar ağırlıklı olarak K–Ar yöntemi üzerine yoğunlaşmıştır. Bu çalışmalarda granitoyidler için en yaşlı yaş verisi hornblendlerden elde edilen 138.5 My olup en genç veri de yine aynı mineralden elde edilen 40.2 My'dır (Çizelge 8.1) (Yılmaz Şahin vd. 2004, Boztuğ ve Harlavan 2008).



Şekil 8.1 İAKK'daki bazı magmatik kayaların jeokronolojik verileri (Referanslar Çizelge 8.1'de mevcuttur)

Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri

Plüton	Jeokronolojik Veriler			Araştırıcılar	Kaya Türü
	Yaş	Metod	Mineral		
Baranadağ	54 My	Toplam Pb	Zirkon	Ayan 1963	Granodiyorit Granit
Cefalıkdağ	73.5 ± 1.0 My (?80 My)	Rb–Sr	Tüm kaya ve Biyotit	Ataman 1972	Granit Granodiyorit
Üçkapılı	91 ± 11 My	Rb–Sr	Tüm kaya	Göncüoğlu 1986	Granodiyorit
Üçkapılı	77.8 ± 1.1 My	Rb–Sr	Mineral	Göncüoğlu 1986	Granodiyorit
Üçkapılı	78.0 – 75.0 My	K–Ar	Mineral	Göncüoğlu 1986	Granodiyorit
Bayındır	70.7 ± 1.1 My	Rb–Sr	Miyaskit-tüm kaya	Gündoğdu vd. 1988	Siyenit (Feldispatoidli)
Murmano	110 ± 5 My	Rb–Sr	Tüm kaya	Zeck ve Ünlü 1987, 1988	Kuvars Monzonit Monzogabro
Bayındır	85.1 ± 3.6 My 70.5 ± 3.5 My	Rb–Sr	Tüm kaya	Kuruç 1990	Feldispatoidli-Kuvars Siyenit
Ağaçören	110 ± 14 (2σ) My	Rb–Sr	Tüm kaya	Güleç 1994	Granit
Terlemez	67.1±1.3 ve 70.1±1.5 My, 81.5±1.9 My	K–Ar	2 K–feldispat/ amfibol	Yalınız vd. 1999	Kuvars Monzonit
Behrekdağ	80.0 – 57.5 My	K–Ar		Açlan vd. 2001	Monzonit
Ağaçören	77.6 ± 0.3 My 78 ± 0.3 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit ve amfibol	Kadıoğlu vd. 2002	Granit Gabro
Üçkapılı	92.0 – 85.0 My	U-Pb	Zirkon	Whitney vd. 2003	Granit
Üçkapılı	79.5 ± 1.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar		Whitney vd. 2003	Granit
Behrekdağ	69.1 ± 1.42 ve 71.5 ± 1.45 My, 68.8 ± 1.43 ve 81.2 ± 3.36 My	K–Ar	Biyotit ve hornblend	Tatar vd. 2003	Granit Monzonit
Felahiye	64.8 ± 1.32 My ve 74.1 ± 1.59 My, 66.3 ± 1.37 My ve 73.7 ± 1.55 My	K–Ar	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granit Granodiyorit
Behrekdağ	79.5 ± 1.7 My	K–Ar		İlbeyli vd. 2004	Granit
Cefalıkdağ	66.6 ± 1.1 My	K–Ar		İlbeyli vd. 2004	Kuvars Monzonit

Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri (devam)

Plüton	Jeokronolojik Veriler			Araştırıcılar	Kaya Türü
	Yaş	Metod	Mineral		
Baranadağ	74.0 ± 2.8 My	U–Pb	Titanit	Köksal vd. 2004	Monzonit
Çamsarı	74.1 ± 0.7 My	U–Pb	Titanit	Köksal vd. 2004	Siyenit
Danacıobası	69.1 ± 1.42 My 71.5 ± 1.45 My	K–Ar	Biyotit	Tatar ve Boztuğ 2005	Granit
Orta Anadolu Granitoyidleri	77.7 ± 0.3 My 70.0 ± 1.0 My 69.8 ± 0.3 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit ve amfibol	Kadıoğlu vd. 2006	Granit Monzonit Siyenit
Orta Anadolu Granitoyidleri	94.9 ± 3.4 My 85.5 ± 5.5 My 74.9 ± 3.8 My	^{207}Pb–^{206}Pb	Zirkon	Boztuğ vd. 2007	Granitoyid
Orta Anadolu Granitoyidleri	80.0 - 65.0 My	^{40}Ar–^{39}Ar K–Ar	Biyotit ve amfibol	Boztuğ vd. 2007	Granit
Dumluca	77.0 - 72.0 My	K–Ar	Biyotit ve amfibol	Boztuğ vd. 2007	Granitoyid (A–tipi)
Murmana	77.0 - 68.0 My	K–Ar	Biyotit ve amfibol	Boztuğ vd. 2007	Granitoyid (A–tipi)
Kızdede	72.0 ± 0.5 My 81.7 ± 0.6 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid (A–tipi)
Hasandede	77.9 ± 0.1 My 64.7 ± 2.0 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid (A–tipi)
Dumluca (Felsik)	75.6 ± 0.1 My 73.7 ± 0.5 My	K–Ar	Biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Dumluca (Felsik)	71.5 ± 0.1 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Dumluca (Mafik)	76.6 ± 1.6 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Dumluca (Mafik)	75.1 ± 1.5 My 67.9 ± 0.1 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Dumluca (Mafik)	74.5 ± 1.0 My 67.8 ± 0.4 My	K–Ar	Biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Murmana (Mafik)	72.1 ± 0.6 My	K–Ar	Biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid

Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri (devam)

Plütonun Adı	Jeokronolojik Veriler			Araştırıcılar	Kaya Türü
	Yaş	Metod	Mineral		
Murmana (Mafik)	73.0 ± 1.2 My 62.1 ± 0.3 MY	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Murmana (Felsik)	77.4 ± 1.5 My 76.6 ± 0.6 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Murmana (Felsik)	77.2 ± 1.8 My	K–Ar	Biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Uzuntarla	43.7 ± 1.8 My 40.2 ± 1.4 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008 Yılmaz Şahin vd. 2004	Granitoyid
Çaltı	48.8 ± 0.6 My 44.8 ± 0.8 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008 Önal vd. 2005	Granitoyid
Çaltı	40.5 ± 0.8 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008 Önal vd. 2005	Granitoyid
Bizmişen	46.3 ± 0.4 My 42.9 ± 1.2 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008 Önal vd. 2005	Granitoyid
Felahiye	72.0 ± 2.4 My 66.6 ± 0.5 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008 Önal vd. 2005	Hornblend biyotit Granit
Konur	80.1 ± 1.5 My 74.6 ± 0.2 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Adatepe	48.9 ± 0.5 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Adatepe	68.0 ± 0.3 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Yassıağıl	79.8 ± 0.1 My 69.9 ± 2.0 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Karakaya	77.0 ± 0.0 My 71.3 ± 0.9 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Akçakoyunlu	79.3 ± 1.5 My 77.6 ± 0.2 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Cankılı	71.1 ± 1.9 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid

Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri (devam)

Plüton	Jeokronolojik Veriler			Araştırıcılar	Kaya Türü
	Yaş	Metod	Mineral		
Cankılı	58.7 ± 0.6 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Çamlıkaya	138.5 ± 2.2 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008	Granitoyid
Boğalı	74.8 ± 1.3 My 66.5 ± 1.5 My	K–Ar	Hornblend	Boztuğ ve Harlavan 2008 Yılmaz Şahin vd. 2004	Granitoyid
Boğalı	75.7 ± 0.0 My	K–Ar	Hornblend ve biyotit	Boztuğ ve Harlavan 2008 Yılmaz Şahin vd. 2004	Granitoyid
Sarıhacılı	80.0 ± 0.2 My ve 79.8 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Halaçlı	72.8 ± 0.3 My ve 72.5 ± 0.3 My, 72.9 ± 0.2 My ve 72.5 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Çayağzı	67.1 ± 0.4 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Hamit	72.7 ± 0.2 My ve 72.9 ± 0.3 My, 73.6 ± 0.2 My ve 72.8 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Baranadağ	72.0 ± 0.4 My ve 71.6 ± 0.2 My, 69.3 ± 0.4 My ve 68.3 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Kavik	65.7 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Kavik	67.1 ± 0.3 My ve 65.7 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Yücebaba	71.7 ± 0.4 My ve 71.5 ± 0.3 My, 73.6 ± 0.3 My ve 73.6 ± 0.3 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Karaçayır	65.1 ± 0.3 My ve 64.9 ± 0.3 My, 66.6 ± 0.2 My	^{40}Ar–^{39}Ar	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid

Çizelge 8.1 İç Anadolu granitoyidlerine ait yaş verileri (devam)

Plüton	Jeokronolojik Veriler			Araştırıcılar	Kaya Türü
	Yaş	Metod	Mineral		
Mursal	71.6 ± 0.3 My ve 70.3 ± 0.4 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Yellice	73.5 ± 0.2 My ve 73.0 ± 0.3 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Yellice	73.3 ± 0.3 My ve 73.0 ± 0.3 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Kuluncak	77.8 ± 0.3 My ve 75.0 ± 0.3 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Biyotit	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Kuluncak	72.1 ± 0.3 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Hornblend	Boztuğ vd. 2003	Granitoyid
Çiçekdağ	48.88 ± 1.95 My	$^{40}Ar–^{39}Ar$	Tüm Kaya	Gülyüz vd. 2012	Bazalt
Ağaçören	84.1 ± 1.0 My 82.3 ? 0.8/-1.1 My 79.1 ? 2.1/-1.5 My 75.0 ? 1.0/-1.0 My 73.6 ± 0.4 My	U–Pb	Zirkon	Köksal vd. 2012	Biyotit Muskovit granit Hornblend biyotit granit Granitporfir daykı Alkali Feldispat daykı Monzonit

Ar–Ar yönteminin bulunması ve yaygınlaşması, K–Ar yöntemine göre daha doğru sonuçlar vermesi nedeniyle İç Anadolu'daki granitoyid kayalarının yaşlandırılmasında bu yöntem kullanılmaya başlanmıştır (Boztuğ vd. 2003, 2007, Kadıoğlu vd. 2002, 2006, Whitney vd. 2003, Gülyüz vd. 2012). Granitoyidlerden elde edilen yaş verisi 80–65 My arasındadır (Çizelge 8.1) (Boztuğ vd. 2007). Bölgedeki volkanik kayalardan da 48.8 My yaş verisi bulunmaktadır (Çizelge 8.1) (Gülyüz vd. 2012).

U–Pb yöntemi kullanılarak zirkon ve titanit minerallerinden yapılan yaşlandırma çalışmaları sonucunda plütonların veya farklı bileşimdeki magmatik kayaların kristalizasyon yaşları tespit edilmiştir. Granit bileşimdeki kayalardaki zirkonlardan elde edilen yaşlar 92–85 My arasındadır (Çizelge 8.1) (Whitney vd. 2003). Monzonit ve kuvars siyenit bileşimindeki granitoyid kayalarındaki titanit minerallerinden yapılan

yaşlandırmada kristalizasyon yaşları 74 My civarında bulunmuştur (Çizelge 8.1) (Köksal vd. 2004). Aynı araştırmacı tarafından Ağaçören İntrüzif kütlesinde zirkonlardan yapılan yaşlandırma çalışmalarında granitlerden 84.1 My, bunların damar kayalarından 79.1 My, monzonitlerden 73.6 My ve bu birimleri kesen alkali feldispatça zengin dayklardan 75.0 My yaş verisi elde edilmiştir (Köksal vd. 2012).

8.2 Bu Çalışmaya Ait Jeokronolojik Bulgular

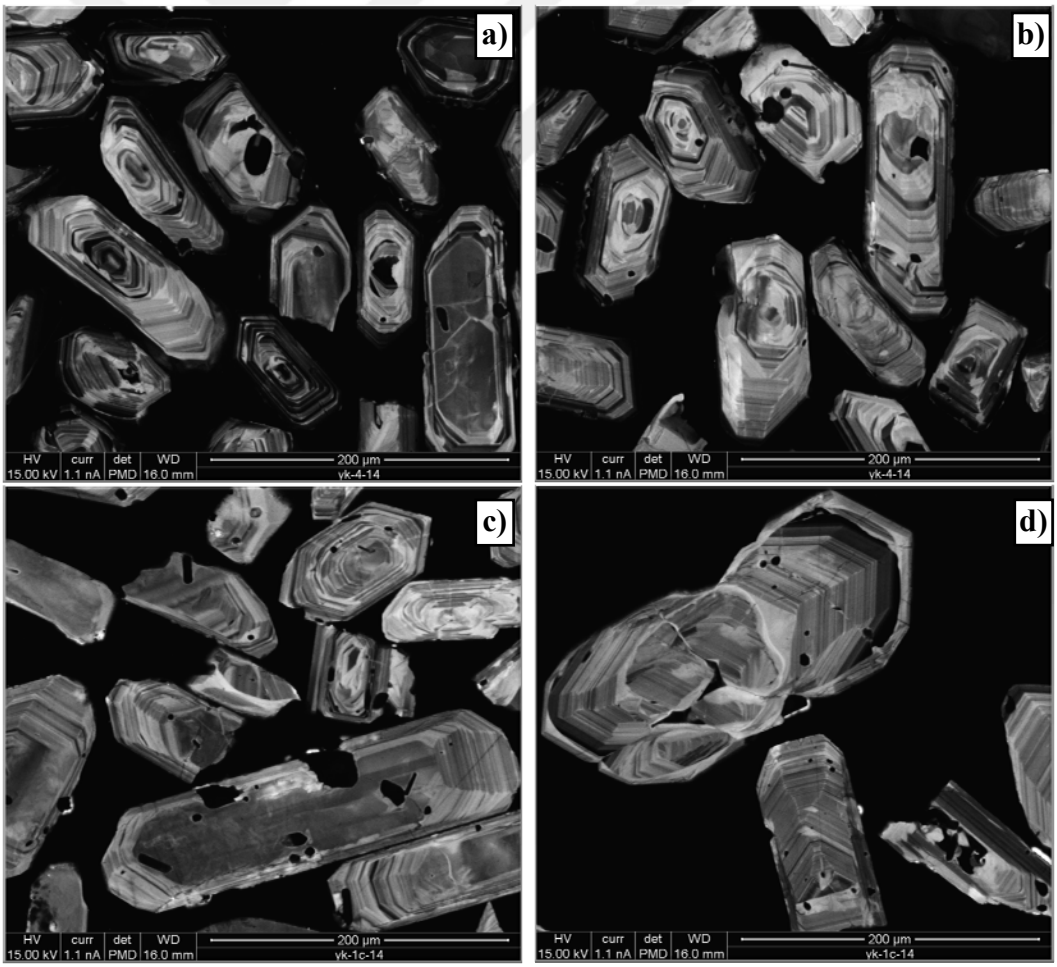
AMK'de yapılan yaşlandırma çalışmaları oldukça sınırlıdır ve yapılan bu çalışmalarda Ar–Ar yöntemi kullanılarak kütlelerin soğuma yaşları bulunmuştur. Bu çalışmalardan bir tanesi Halaçlı Monzogranitindeki hornblend minerallerinden yapılmıştır. Yapılan bu çalışmaya göre monzogranitlerden 72.8 ± 0.3 My–72.5 ± 0.3 My ve 72.9 ± 0.2 My–72.5 ± 0.2 My yaş elde edilmiştir (Boztuğ vd. 2003). Diğeri AMK'daki bazalt bileşimindeki volkanik kayalardan yapılmıştır. Tüm kayadan yapılan Ar–Ar yaşlandırmasından 48.88 ± 1.95 My yaş elde edilmiştir (Gülyüz vd. 2012).

AMK'deki magmatik kayaların yerleşim zamanını ortaya koyabilmek, levha tektoniği açısından önemini açıklayabilmek, alkalen ve özellikle foid içerikli magmatik kayaların İAKK'daki subalkalen kayalar ile olan ilişkisini belirleyebilmek ve bölgenin tektonomagmatik evrimini zamansal ve mekânsal açıdan yorumlayabilmek amacı ile yaşlandırma analizleri yapılmıştır. AMK'da bulunan kaya gruplarının yaşlandırılmasında U–Pb ve Ar–Ar yöntemleri kullanılmıştır. U–Pb yönteminin seçilme nedeni, zamansal ve mekânsal konumu ortaya konulmak istenen AMK'daki magmatik kayaların kristalizasyon yaşlarının tespit edilmesinin gerekliliğidir. Ayrıca K içerikli minerallerin (K–feldispat, biyotit ve amfiboller) alterasyona uğrama yeteneklerinin fazla olması elde edilen yaşlarda bazen sorun teşkil etmektedir. Bu amaçla zirkon minerali ayıklanabilen Halaçlı Monzoniti ve Eğrialan Siyenitinde U–Pb yaşandırması yapılmıştır. Ofiyolitik birimlerden özellikle gabro bileşimindeki kayalardan ve intrüzif gabrolardan zirkon elde edilememesi nedeniyle bu kayalarda yaşlandırma yapılamamıştır. Bu çalışmada volkanik kayalarda zirkon bulunmaması nedeniyle alkalen bazalt bileşimindeki kayalarda ise Ar–Ar yöntemi kullanılmıştır. İntrüzif

gabrolarda K içeren taze mineral bulunamamasından dolayı Ar–Ar yaşlandırma yöntemi kullanılmamıştır.

8.2.1 U–Pb yaşlandırma verileri

U–Pb yaşlandırma analizleri yapılmadan önce zirkon minerallerinin morfolojilerini belirlemek amacıyla Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) çalışmaları yapılmıştır. Analizler BGS'deki FEI marka Quanto 600 model SEM kullanılarak yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalarda zirkonların zonlu yapı gösteren iç yapıları belirlenmiş ve intrüzif kayaların içerisindeki zirkonların büyük bir kısmının magmatik zirkon olduğu tespit edilmiştir (Şekil 8.2).

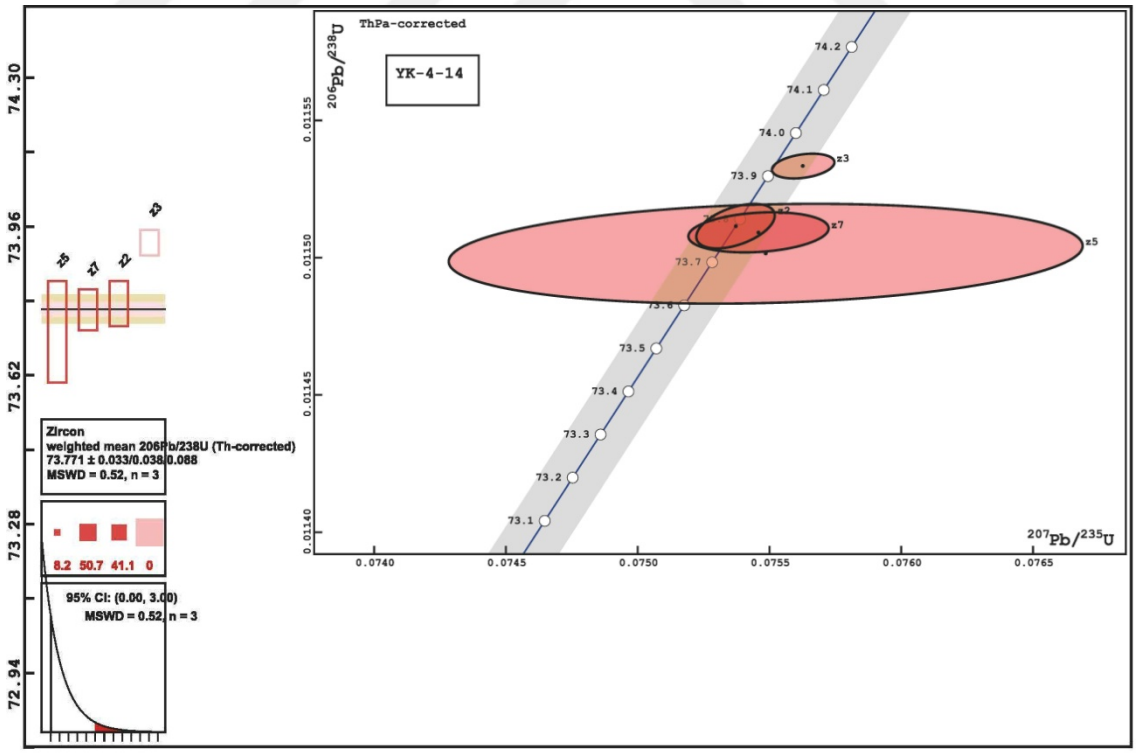


Şekil 8.2 Monzonit (YK–4–14) (a–b) ve siyenit (YK–1C–14) (c–d) bileşimindeki kayalardan ayıklanan zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri

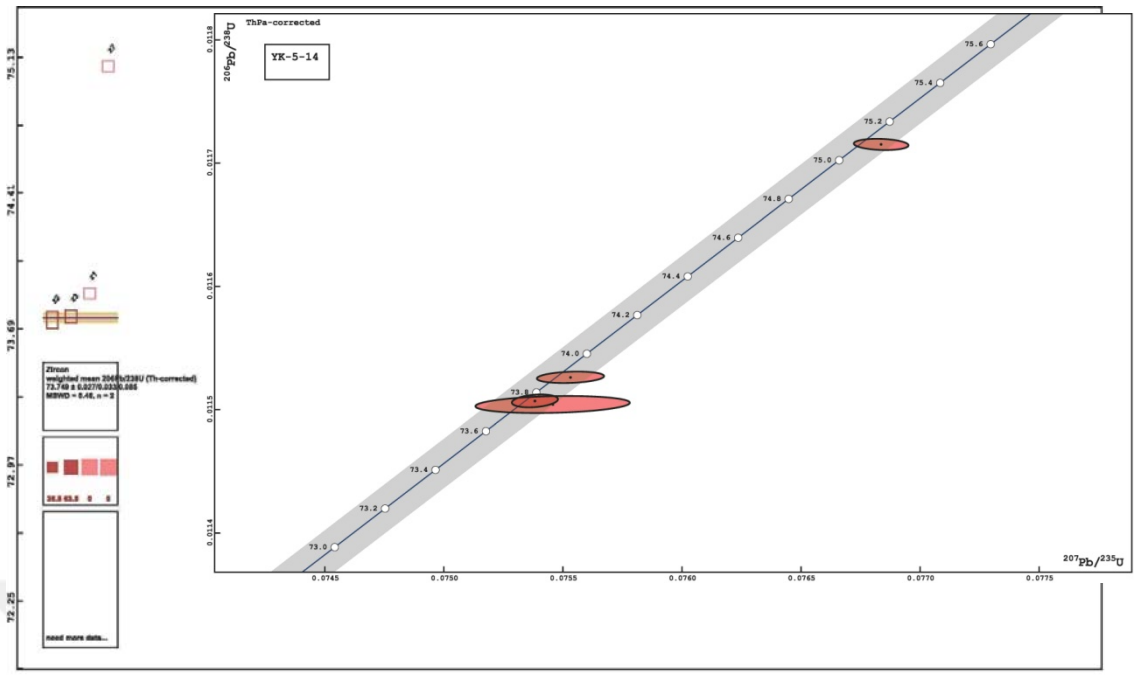
Zirkon minerallerinin büyük bir çoğunluğu altıgen pirizmatik kristaller şeklindedir, merkezden çepere doğru düzgün ve benzer şekilde gelişmiş zonlanma göstermektedir (Şekil 8.2). Ayıklanan zirkonların çok az bir kısmı kalıntı zirkondur.

U–Pb analizleri monzonit (2 adet) ve siyenit (2 adet) bileşimindeki kayalardan ayıklanan yirmiden fazla zirkon minerallerinden yapılmıştır.

Monzonit bileşimindeki kayalardan ayıklanan zirkon minerallerinden elde edilen izotop oranlarının ($^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{207}Pb/^{235}U$) da bulunduğu izokron diyagramları ile ağırlıklı ortalamaları gösteren diyagramlar Şekil 8.3 ve Şekil 8.4'de verilmiştir. Zirkon minerallerinden elde edilen en yaşlı veri 75 My'dir (Şekil 8.4). Herbir zirkon mineralinden elde edilen yaşlardan birbirlerine yakın yaş verisi veren örneklerin ortalaması alındığında Halaçlı Monzoniti'nin kristalleşme yaşı 73.771 ± 0.033–73.749 ± 0.027 My bulunmuştur (Deniz vd. 2015a).



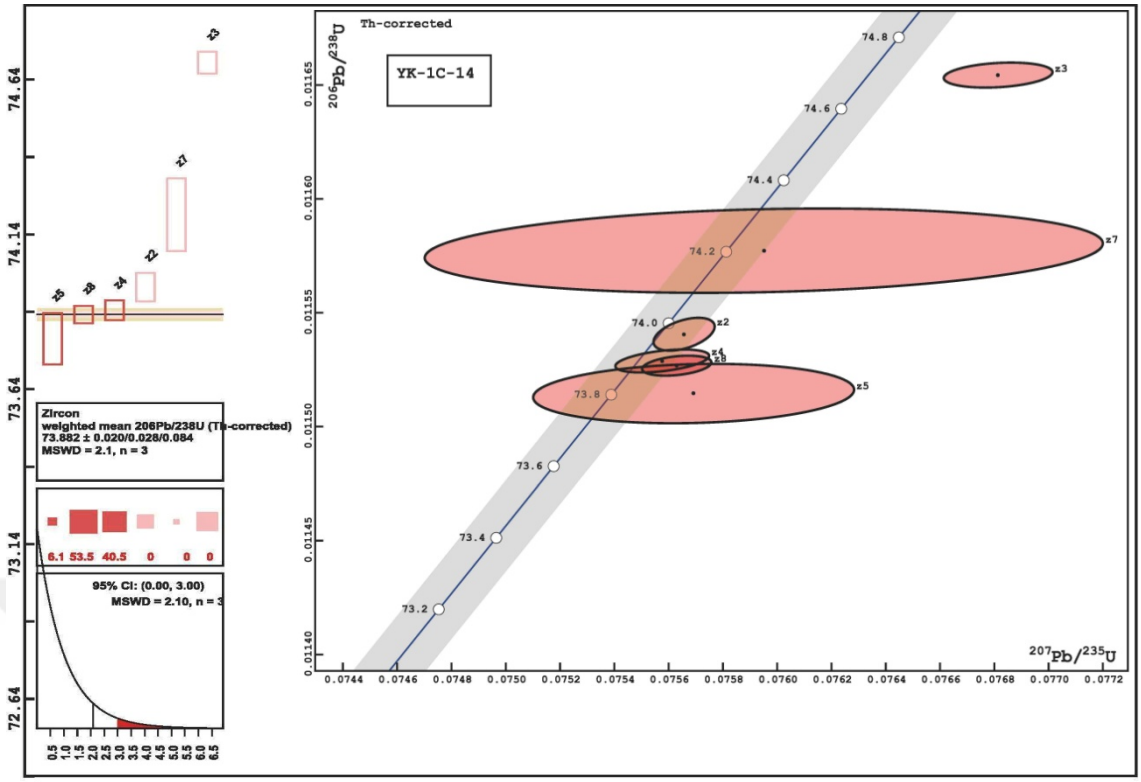
Şekil 8.3 Halaçlı Monzoniti'ne ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–4–14)



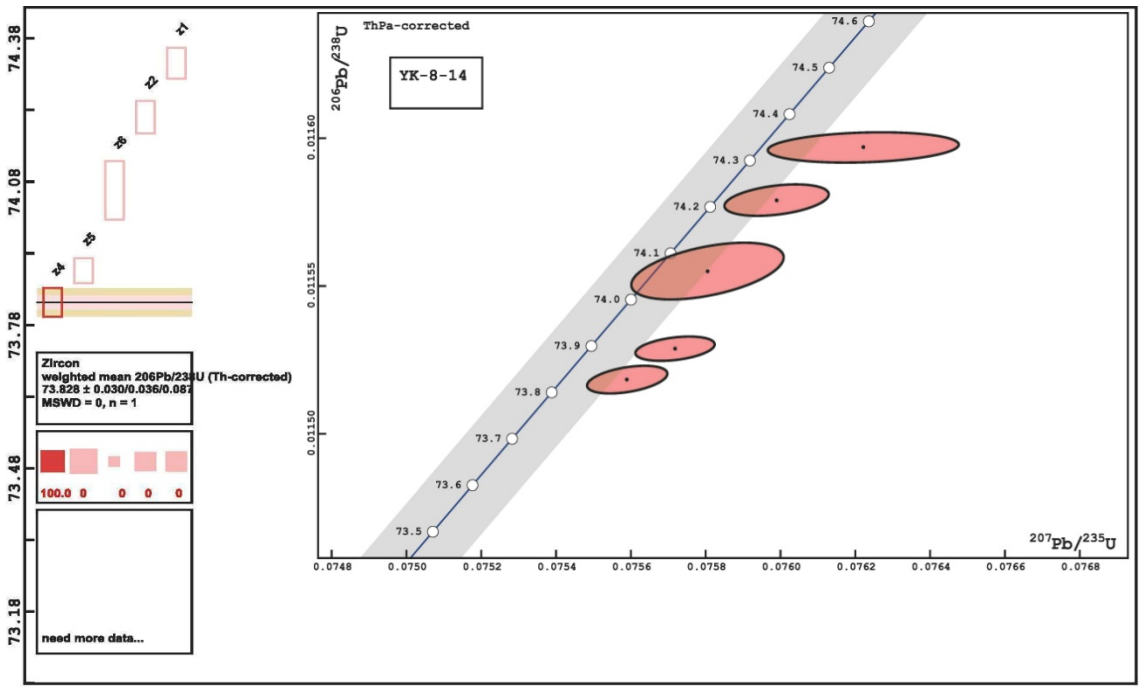
Şekil 8.4 Halaçlı Monzoniti'ne ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–5–14)

Siyenit bileşimindeki kayalardan ayıklanan zirkon minerallerinden elde edilen izotop oranlarının ($^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{207}Pb/^{235}U$) da bulunduğu izokron diyagramları ile ağırlıklı ortalamaları gösteren diyagramlar Şekil 8.5 ve Şekil 8.6'de verilmiştir. En yaşlı veri 74 My bulunmuştur (Şekil 8.5). Herbir zirkon mineralinden elde edilen yaşlardan birbirlerine yakın yaş verisi veren örneklerin ortalaması alındığında Eğrialan Siyeniti'nin kristalleşme yaşı 73.882 ± 0.020–73.828 ± 0.030 My bulunmuştur (Deniz vd. 2015a).

Monzonit ve siyenit bileşimindeki kayalardan hesaplanan yaş verilerine bakıldığında benzer yaşlar elde edilmiştir fakat herbir zirkon mineralinden elde edilen yaşlara bakıldığında monzonit bileşimindeki kayaların kristalleşme yaşı siyenitlere göre daha yaşlıdır. Aradaki fark yaklaşık 1 My'dır. Bölgedeki monzonit ve siyenitlerden daha önce yapılan U–Pb yaş verileri ile elde edilen bulgular birbirleri ile tutarlıdır. Bu çalışmada elde edilen yaşların hata payı bahsi geçen çalışmalara göre daha düşüktür. Çalışma alanındaki monzonitlerin literatürdeki Ar–Ar soğuma yaşları 72 My, bölgedeki diğer monzonit kayaları için de 71 My ve 70 My buna karşılık siyenitler için 70 My ve 69 My olarak belirtilmiştir (Boztuğ vd. 2003, Kadıoğlu vd. 2006).



Şekil 8.5 Eğrialan Siyenitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–1C–14)



Şekil 8.6 Eğrialan Siyenitine ait ağırlıklı ortalama değerleri ve izokron diyagramları (Örnek Numarası YK–8–14)

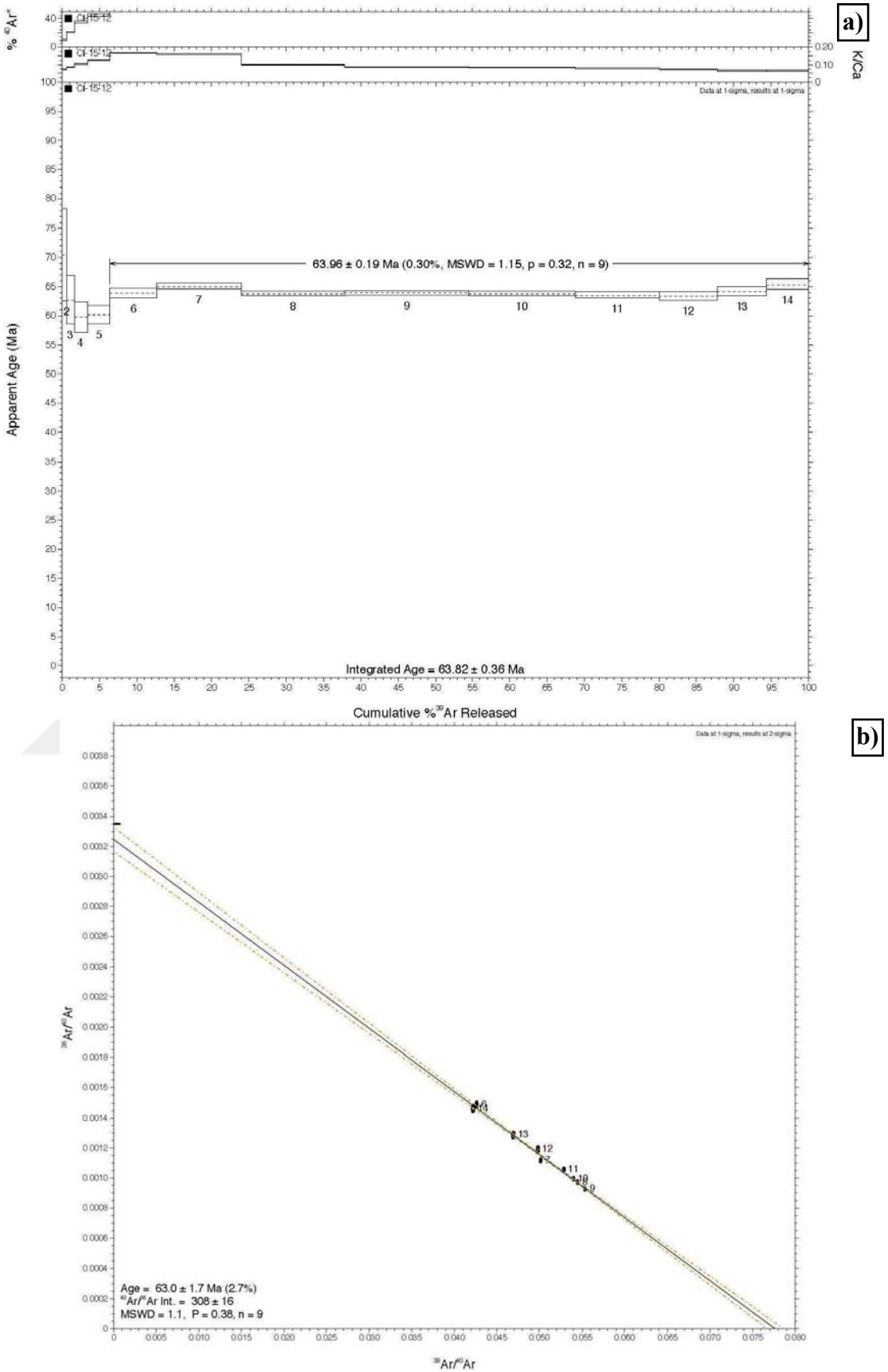
Bu bilgiler ışığında kayaların kristalizasyonları ile soğumaları arasında yaklaşık 3 My zaman olduğu söylenebilir.

8.2.2 Ar–Ar yaşlandırma verileri

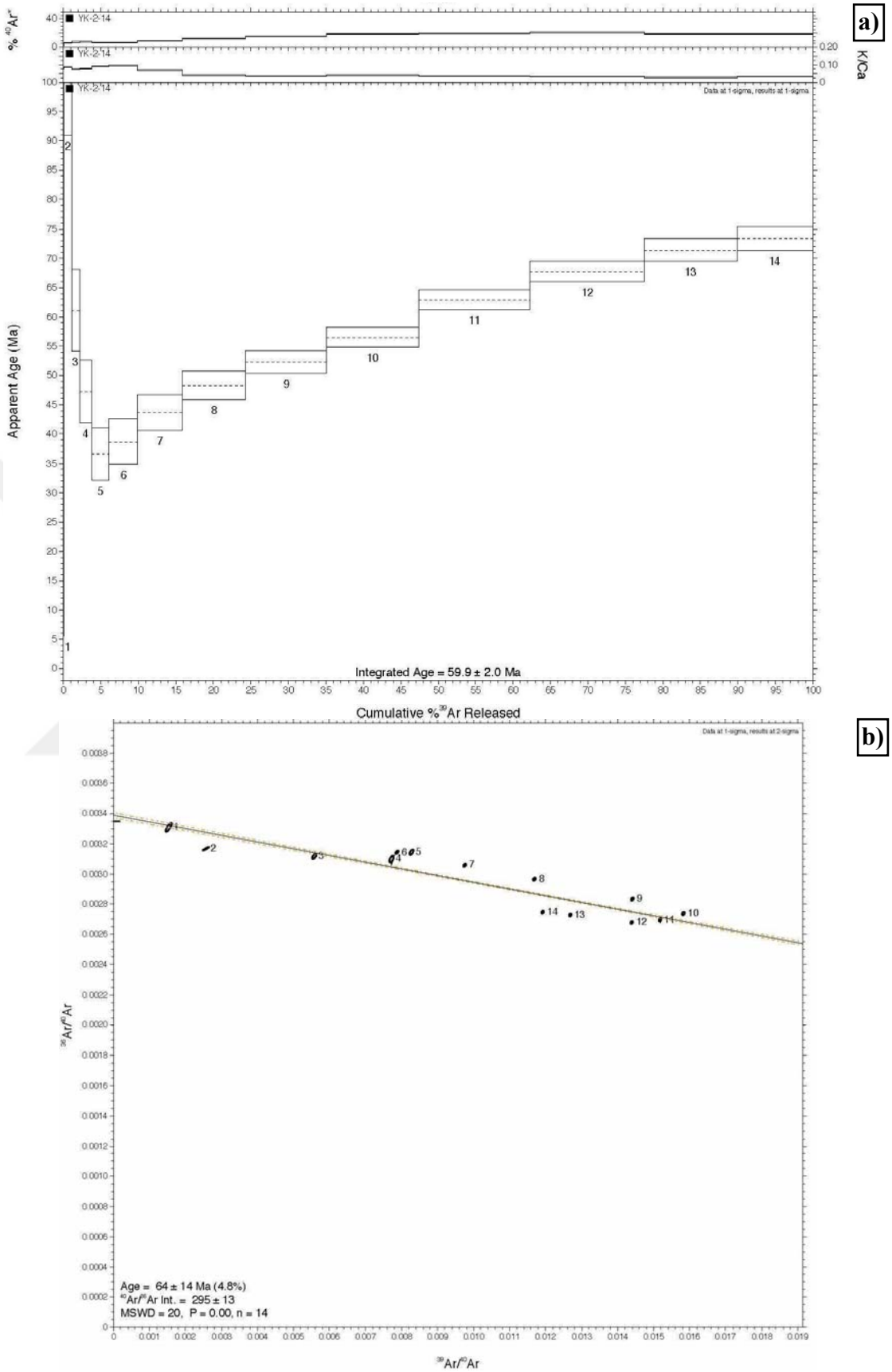
Ar–Ar analizleri alkalen bazalt bileşimindeki kayalardan yapılmıştır. Analizler SUERC'deki NERC bünyesindeki Argon İzotop Laboratuvarı'nda ARGUS V çoklu toplayıcılı asal gaz kütle spektrometresinde CO_2 kesintili ısıtma yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Alkalen bazalt bileşimindeki örneklerden tüm kaya analizlerinden elde edilen izotop oranlarının ($^{36}Ar/^{40}Ar$ ve $^{39}Ar/^{40}Ar$) da bulunduğu izokron diyagramları ile plato yaşlarını gösteren diyagramlar Şekil 8.7–8.10'de verilmiştir. Bu verilere göre; alkalen bazalttan elde edilen en yaşlı soğuma yaş verisinde plato yaşı 63.96 ± 0.19, izokron yaşı 63.0 ± 1.7 My'dır (Şekil 8.7). En genç soğuma yaş verisinde plato yaşı 46.48 ± 0.65, izokron yaşı ise 43.4 ± 4.0 My bulunmuştur (Şekil 8.9). Diğer örneklerden elde edilen plato ve izokron yaşları ise sırasıyla 59.9 ± 2.0 – 53.25 ± 0.22 ve 64.0 ± 14 – 57.3 ± 5.6 My'dır (Şekil 8.8–8.9) (Deniz vd. 2015b).

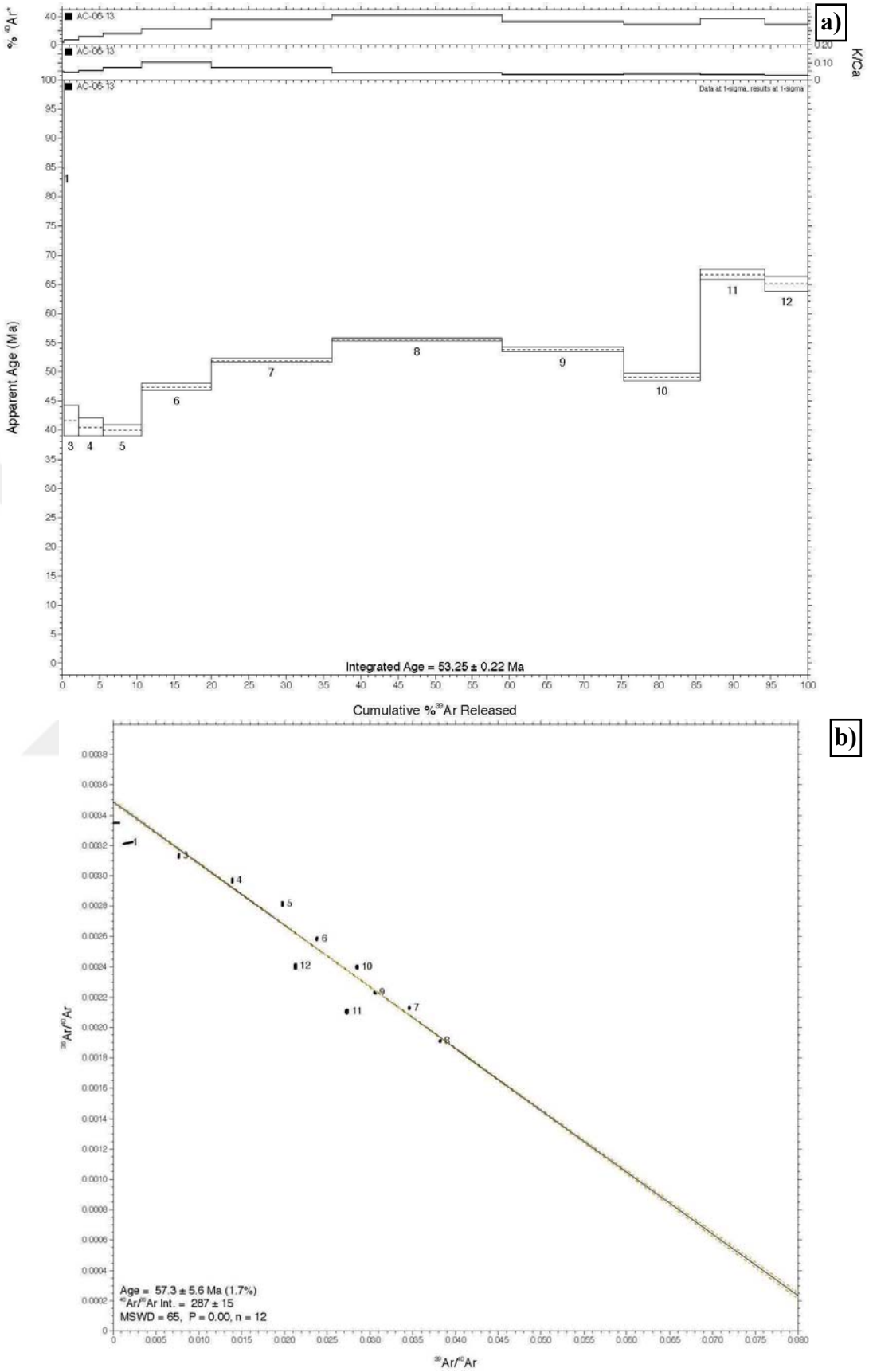
Yukarıda bahsi geçen verilere bakıldığında alkalen magmatizmanın yaklaşık 20 My boyunca faaliyetini sürdürdüğü görülmektedir. Fakat elde edilen bu yaş verilerinden sadece bir tanesinde düzgün plato yaşı elde edilmiştir (63.96 ± 0.19) ve sadece bu yaş verisi yorumlamalarda kullanılabilir (Şekil 8.7). Diğer örneklerden düzgün yaş verisi elde edilememesinin nedeni, analizlarin tüm kayadan yapıldığı düşünüldüğünde kayadaki alterasyonlar nedeniyle argon salınımı değişkenlik göstermesidir.



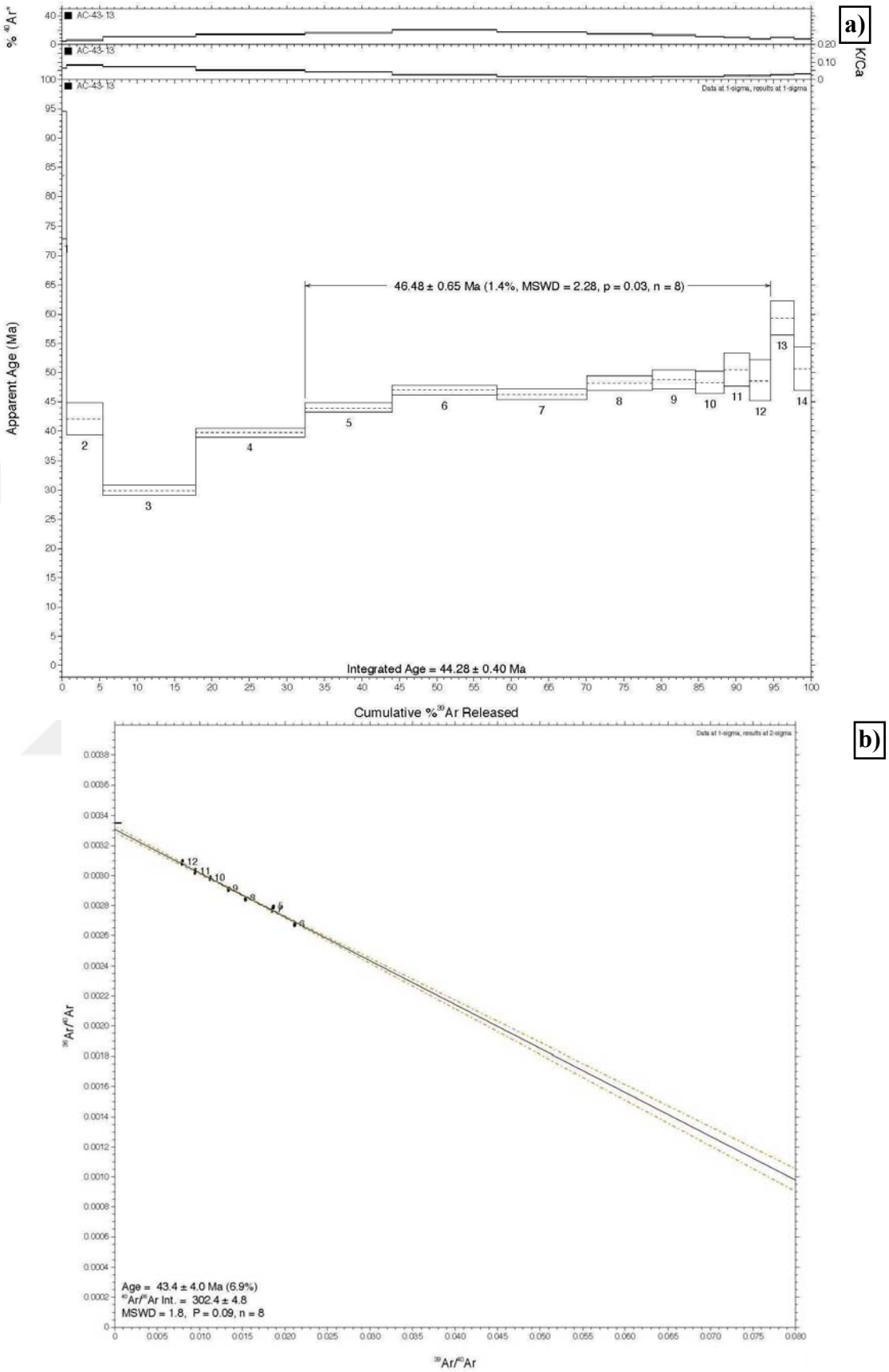
Şekil 8.7 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: CI–15–12)



Şekil 8.8 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: YK–2–14)



Şekil 8.9 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: AC–06–13)



Şekil 8.10 Alkalen bazalta ait (a) Ar/Ar plato ve (b) izokron yaş grafikleri (Örnek No: AC–43–13)

9 TARTIŞMA

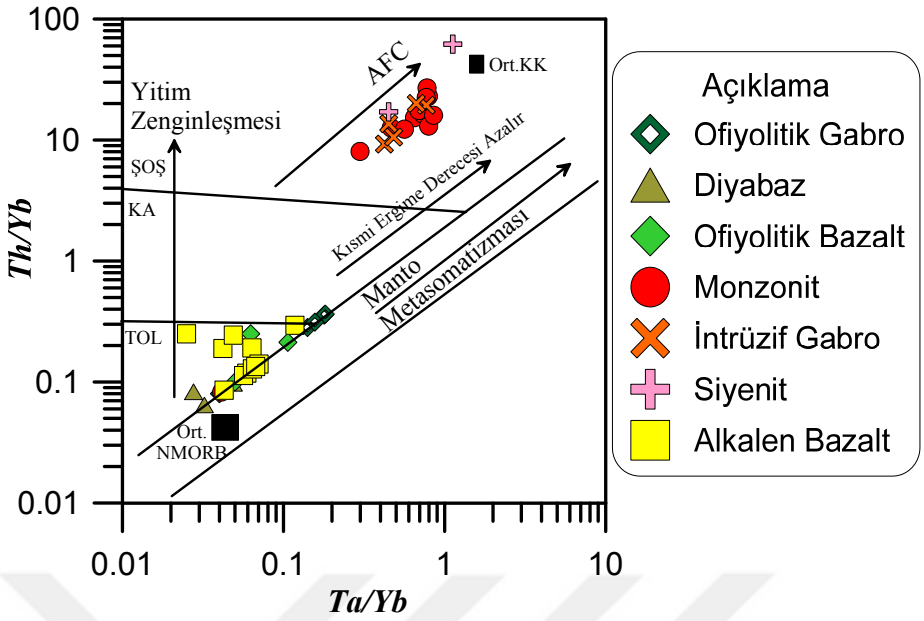
9.1 AMK'nın Petrojenezi

Çarpışma ile ilişkili magmaların petrojenezi yitim belirteci, manto metasomatizması, kabuksal kirlenme ve diferansiyasyon (fraksiyonel kristallenme) gibi oluşumu kontrol eden petrojenetik süreçlerin bir arada işlemesi nedeniyle karmaşıktır. AMK'daki magmatik kayaların petrojenezini açıklamak için ana, iz ve nadir elementler ve Sr–Nd–Pb–O izotop verileri kullanılmıştır.

9.1.1 Fraksiyonel Kristalleşme (FK) ve Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme (AFK)

Fraksiyonel kristallenmenin kayaların oluşumundaki etkilerini ortaya koymak amacıyla öncelikle ana oksit, iz element ve nadir element verileri kullanılmıştır. Özellikle iz element oranlarının yer aldığı diyagramlar ilişkinin ortaya konması açısından oldukça uygundur. Ta/Yb'e karşı Th/Yb iz element diyagramı kaynak çeşitliliği ve kabuksal kirlenmenin açıklanmasında oldukça faydalıdır (Pearce vd. 1990). Ta/Yb–Th/Yb diyagramında monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların manto değerlerine göre oldukça yüksek Th ve Ta içeriğine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 9.1).

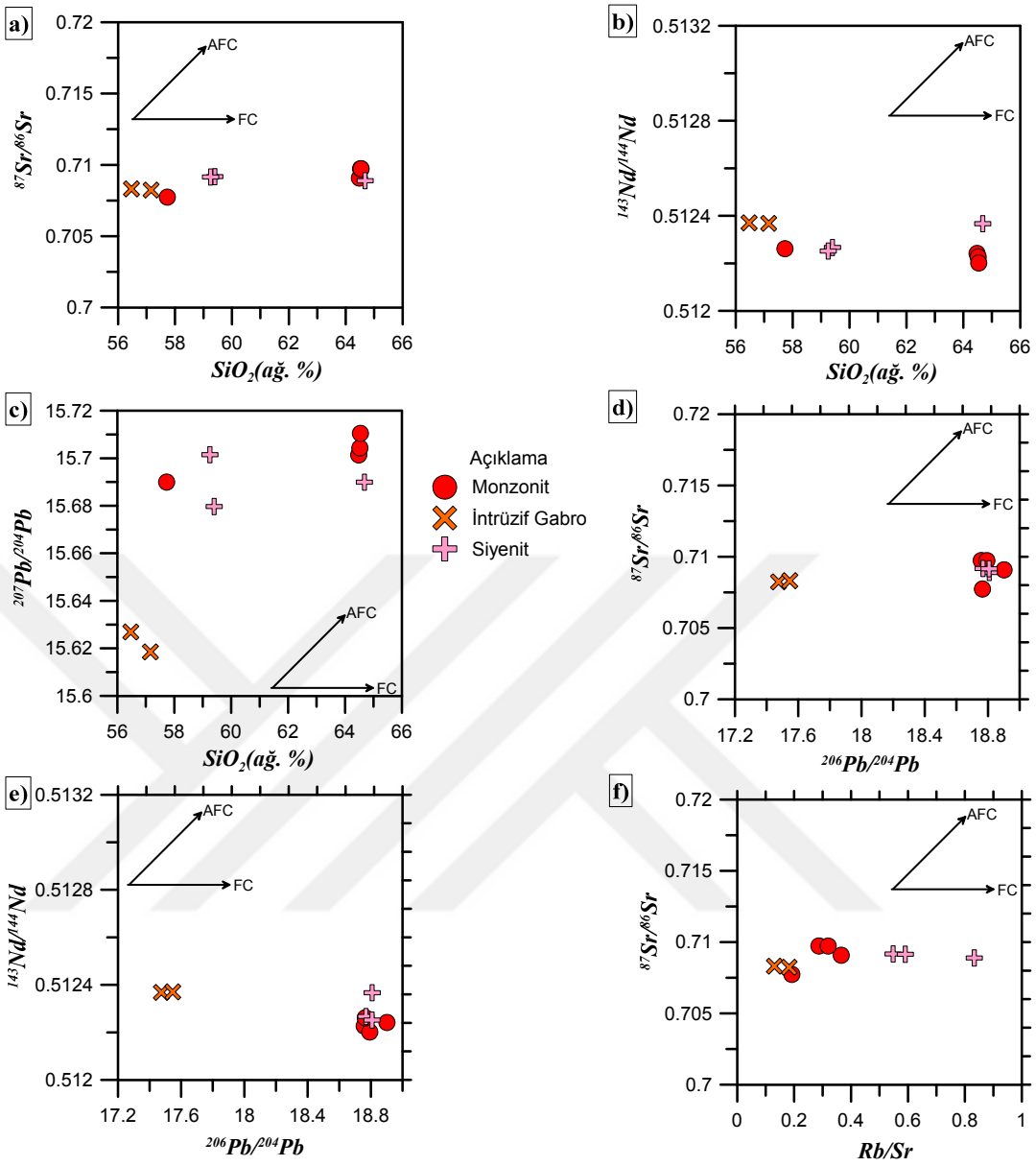
Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların manto metasomatizması alanına paralel fakat daha yüksek değerlere sahip olduğu görülmektedir. Bu durum, kaynak mantolarında uyumsuz elementlerce zenginleşmiş bileşenlerin gelişimi ile açıklanabileceği gibi yitim bileşeninin eklendiği veya asimilasyon fraksiyonel kristalizasyon yada her ikisi ile zenginleşmiş manto kaynağından türeme olabileceğine işarettir. Yüksek Th içeriği örneklerde yitim bileşeninin etkisini gösterirken yüksek Ta miktarı kabuksal kirlenmeyi işaret etmektedir (Şekil 9.1).



Şekil 9.1 AMK kayalarının Ta/Yb' a karşı Th/Yb değişim diyagramı (Pearce vd. 1990) (Ort. KK: Ortalama Kıtasal Kabuk, Ort. NMORB: Ortalama Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı, ŞOŞ: Şoşonitik, KA: Kalkalkalen, TOL: Toleyitik, AFC: Asimilazyon Fraksiyonel Kristalleşme)

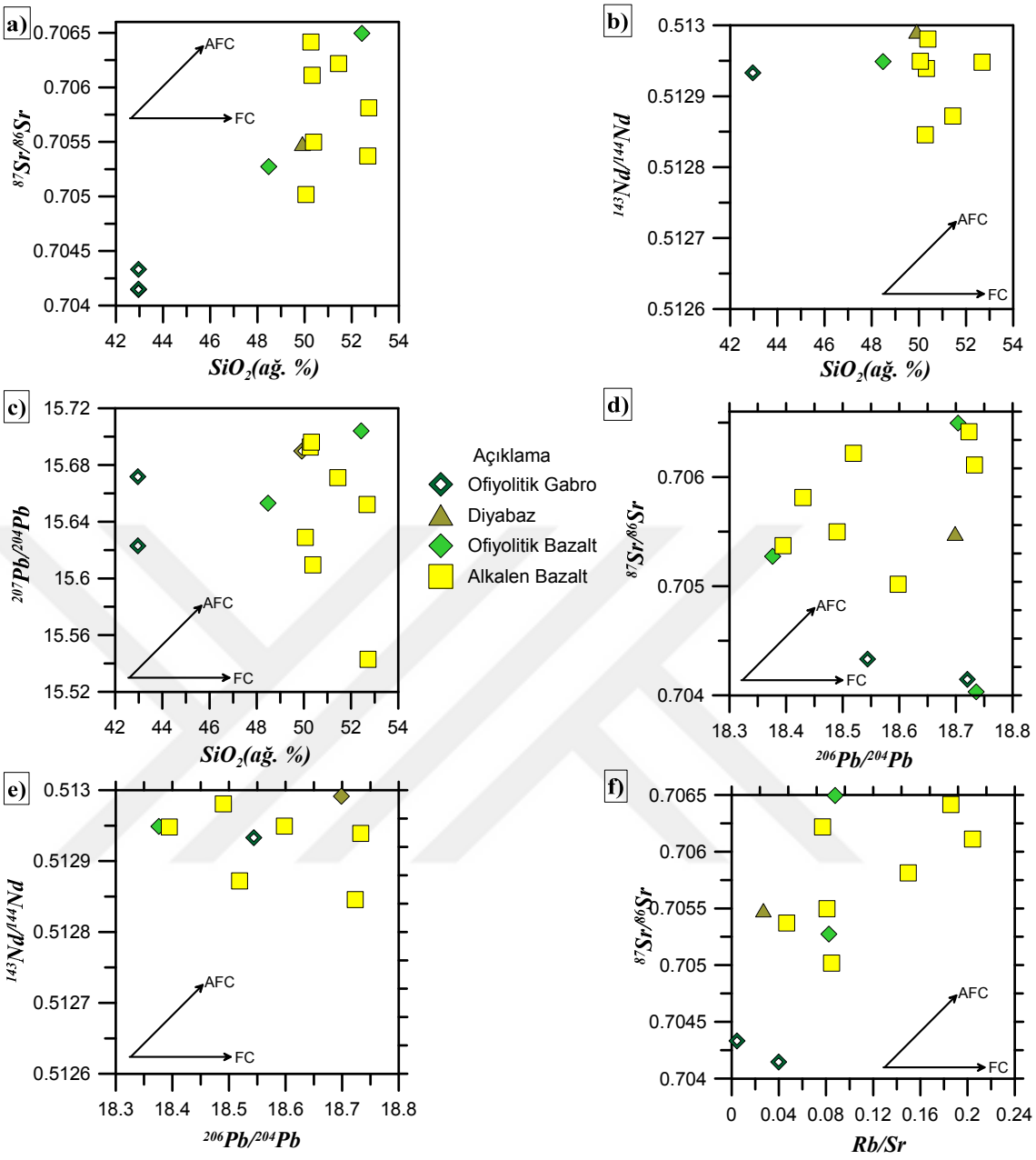
Sr–Nd –Pb izotop oranları, ana oksit ve iz element oranlarının birbirlerine karşı çizilen diyagramları fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon fraksiyonel kristallenme süreçlerini daha iyi irdelemek amacıyla kullanılmıştır. Şekil 9.2'de görüldüğü üzere, diyagramların hepsi birbirleriyle uyumlu değildir. Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların birçoğu fraksiyonel kristallenme yönelimi sergilerken (Şekil 9.2a–b, d–f) SiO_2'e karşı $^{207}Pb/^{204}Pb$ diyagramında ise kayalar asimilasyon fraksiyonel kristallenme eğilimi ortaya koyarlar (Şekil 9.2c).

Gabro, diyabaz ve bazalt bileşimindeki ofiyolitik kayalar ile alkalen bazalt bileşimindeki kayaların kristalleşme süreçleri ile ilgili yorumlama yapabilmek amaçlı çizilen korelasyon diyagramlarında farklı yönelimler gözlenmiştir (Şekil 9.3). SiO_2'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$, SiO_2–$^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ ve $^{87}Sr/^{86}Sr$–Rb/Sr diyagramlarında (Şekil 9.3a, c, d, f) bahsi geçen kayalar asimilasyon fraksiyonel kristallenme ilişkisi gösterirken SiO_2'ye karşı $^{143}Nd/^{144}Nd$ ve $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{143}Nd/^{144}Nd$ diyagramlarında (Şekil 9.3b, e) fraksiyonel kristallenme yönelimi ile uyumludurlar.



Şekil 9.2 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların SiO_2'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (c) diyagramları, $^{206}Pb/^{204}Pb$'e karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (d), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (e) diyagramları ve Rb/Sr'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) korelasyon diyagramları

Oksijen izotop verileri radyojenik izotop oranları (Taylor 1980, 1986), U serisi ve iz elementler (Finney vd. 2008) ile birlikte kullanıldığında kabuksal asimilasyon ve kökene yönelik önemli bulgu sağlamaktadır. Granitoyidlerin temel sınıflaması $^{18}O/^{16}O$ izotop oranına göre Taylor (1977, 1978) tarafından yapılmıştır. Buna göre granitoyidler normal $\delta^{18}O$ değeri 6–10 ‰ (melez kökenli) olan ^{18}O granitik kayalar, $\delta^{18}O$ değeri 10 ‰'dan büyük (kabuksal kökenli) olanlar yüksek ^{18}O'lı granitik kayalar ve $\delta^{18}O$ değeri 6

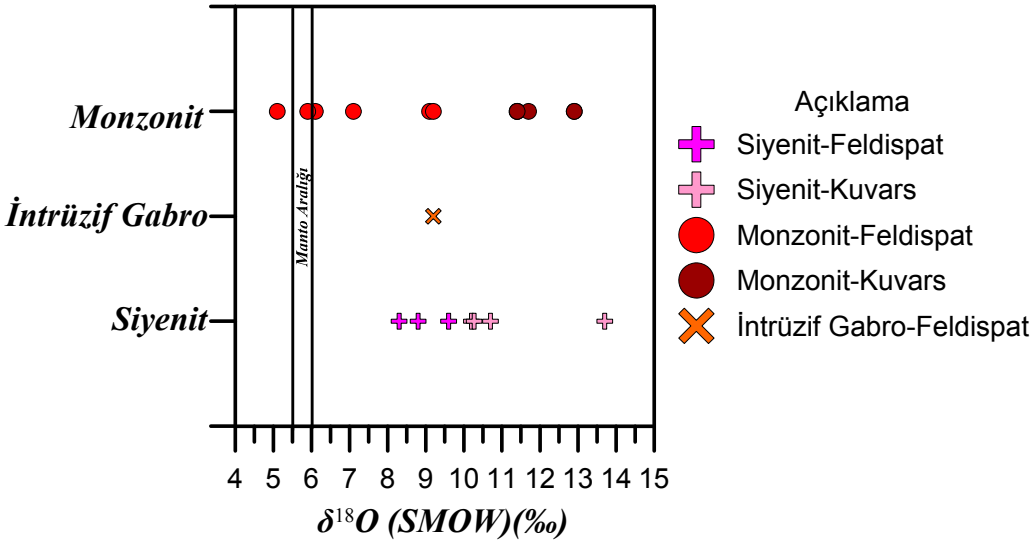


Şekil 9.3 Ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki SiO_2'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (c) diyagramları, $^{206}Pb/^{204}Pb$'e karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (d), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (e) diyagramları ve Rb/Sr'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) korelasyon diyagramları

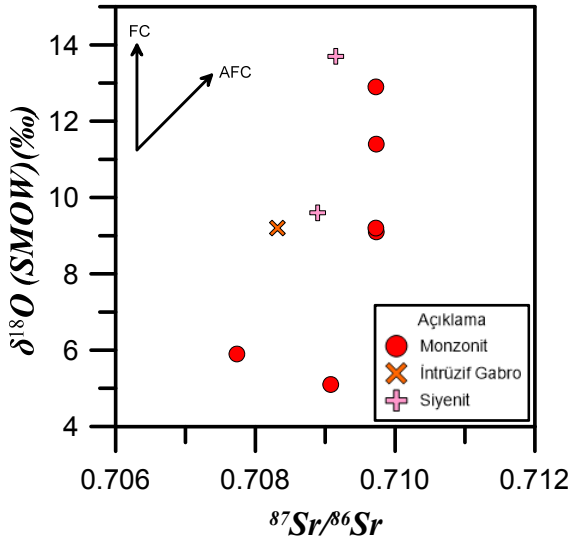
‰'den küçük (manto kökenli) olanlar düşük ^{18}O'lı granitik kayalar olarak üç alt gruba ayrılmıştır. Granitik kayaların birçoğunun $\delta^{18}O$ değeri 6–10 ‰ arasında olup nispeten tek düzedir. Düşük $\delta^{18}O$ değerine sahip granitoyidlerin özellikle ada yayı alanlarında mantodan türedikleri belirtilmektedir (Chivas vd. 1982). Yüksek $\delta^{18}O$ değerine sahip granitoyidlerin ise sedimanter ve magmatik parça veya bol miktarda kabuksal kirlenme

içeren kabuğun kısmi ergimesinden türeyebileceği belirtilmektedir (Hoefs 2009). S–I–A–tipi granitoyidler için $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla 10–15 ‰, 6–10 ‰ ve 6–8 ‰ belirtilmektedir (Whalen vd. 1996, Harris vd. 1997, Wei vd. 2000, Blattner vd. 2002). Bu bilgiler ışığında AMK'nın monzonitik, intrüzif gabro ve siyenitik bileşimindeki kayalarının $\delta^{18}O$ değerleri I ve A–tipi granitoyidler için önerilen aralıktadır (Çizelge 7.7).

Monzonitik, intrüzif gabro ve siyenitik bileşimindeki kayalardan ayıklanan silikat (kuvars ve feldispat) minerallerinden yapılan oksijen analizlerinden en yüksek $\delta^{18}O$ değerleri kuvars minerallerinden elde edilmiştir (Şekil 9.4) (Çizelge 7.7). Kuvars minerallerinde feldispat minerallerine göre $\delta^{18}O$ değerlerinin daha yüksek olması muhtemelen bu minerallerde oksijen miktarının daha fazla oluşu ve dolayısıyla ^{16}O miktarınında yüksek olmasıdır. Fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon fraksiyonel kristallenme süreçlerini belirleyebilmek için radyojenik izotop oranlarına karşılık $\delta^{18}O$ değerleri kullanılmıştır. Bu diyagramlara göre söz konusu kayaların oluşumunda asimilasyon fraksiyonel kristallenme sürecinin etkili olduğu görülmektedir (Şekil 9.5).



Şekil 9.4 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayalarının $\delta^{18}O$ değerleri



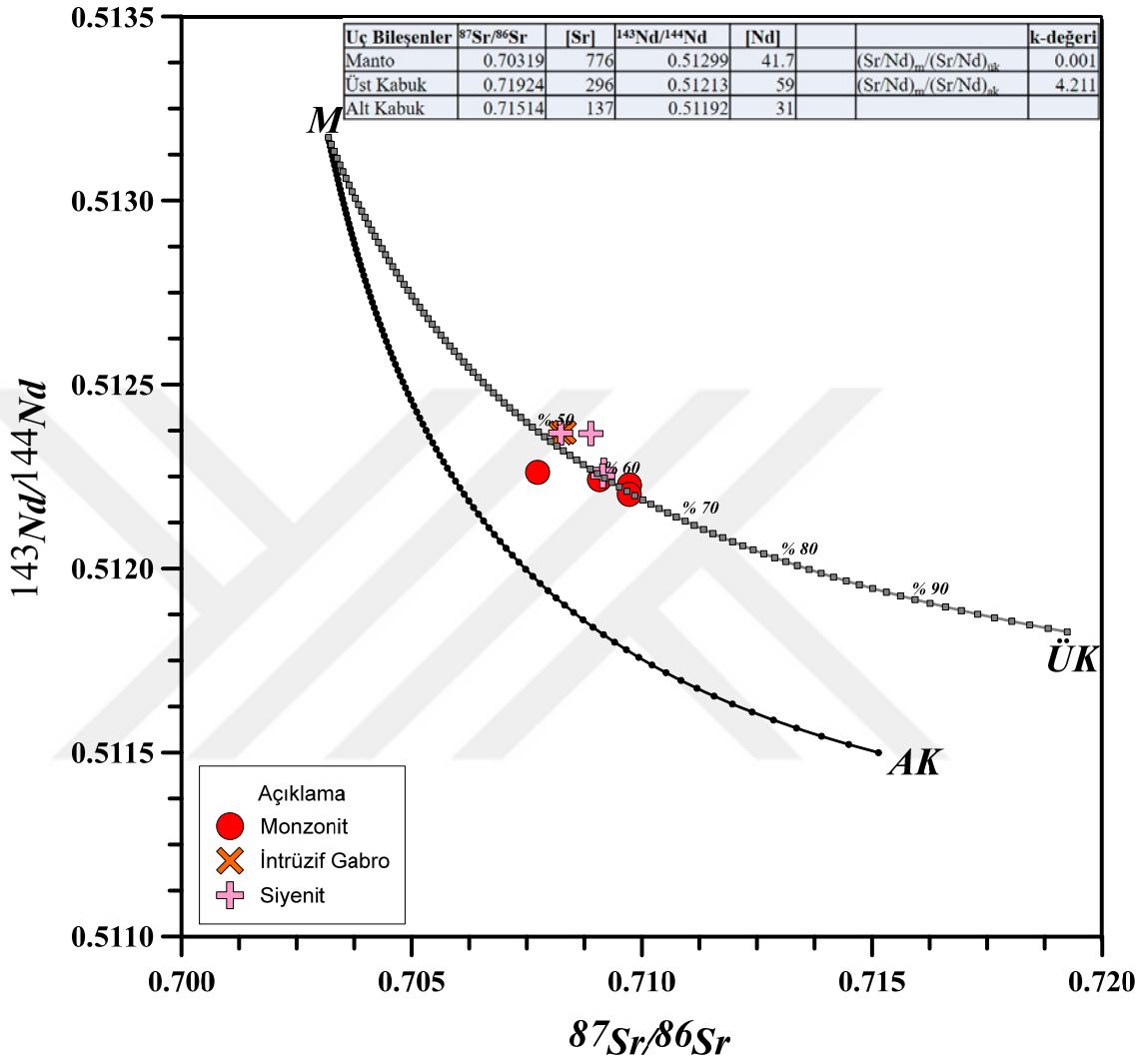
Şekil 9.5 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $\delta^{18}O$ değerlerinin karşılaştırılması

Yukarıda bahsi geçen açıklamalar neticesinde monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların oluşumunda biden fazla sürecin etkili olduğu söylenebilir. Bunu açıklamak amaçlı manto kaynağı zenginleşmesi Langmuir vd. (1978)'nin önerdiği hesaplama formülleri baz alınarak iki uç bileşenli karışım diyagramı kullanılarak modelenmiştir. Hesaplamalarda metasomatize olmuş bazaltik uç bileşeni (Beccaluva vd. 2008) manto uç üyesi olarak ve metasedimanter kayalar (Voshage vd. 1990) ise üst ve alt kabuksal uç üyeler olarak alınmıştır. Karışım eğrisi ve hesaplamalarda kullanılan değerler Şekil 9.6'da görülmektedir.

Yapılan bu modellmeye göre monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalardaki üst kabuk bileşeninin oranı %50'den fazla olduğu görülmektedir. Bu oran monzonitik kayalarda intrüzif gabro vesiyenit kayalarına göre daha yüksektir (Şekil 9.6).

Karışım modeli manto kaynak bölgesinde büyük miktarda kabuksal malzemenin varlığını önermektedir. Söz konusu önerilen bu miktarlar manto zenginleşmesi ile uyumsuzdur (Whitford vd., 1981; Vroon vd., 1993). Çünkü yitim zonundaki manto kamasındaki okyanusal kabuksal katılım miktarı yukarıda bahsi geçtiği kadar çok değildir. Bununla birlikte manto kaynak zenginleşmesi etkili olan tek süreç değildir.

Bahsi geçen kayaların türediği manto kaynağında başka süreçlerin etkisi söz konusu olmalıdır.



Şekil 9.6 Manto kaynağı karışım modeli (Manto değerleri Beccaluva vd. (2008), kabuksal uç üyeler ise Voshage vd. (1990)'den alınmıştır) (M: Manto uç bileşeni, ÜK: Üst Kabuk ve AK: Alt Kabuk uç bileşenleri)

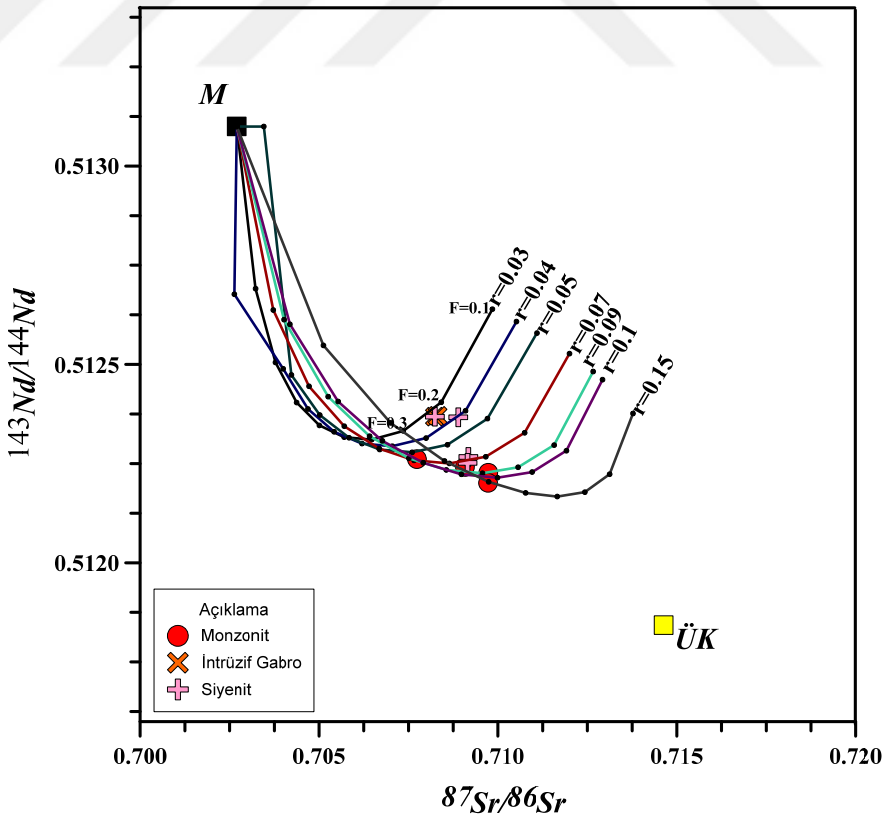
AFC modellemesi DePaolo'nun (1981) eşitlikleri kullanılarak yapılmıştır. Modelde tüketilmiş manto uç bileşeni (Zindler ve Hart, 1986) manto uç üyesi olarak ve üst kabuk üç bileşeni (Taylor ve McLennan, 1985) ise kirletici olarak kullanılmıştır. Karışım eğrisi Şekil 9.7'de ve hesaplama değerleride Çizelge 9.1'de görülmektedir. Modelden de görüldüğü gibi monzonit ile intrüzif gabro ve siyenit kayaları farklı r değerlerine

sahip eğriler üzerinde yer almaktadır (r: asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranı).

Çizelge 9.1 AFC modeli için uç bileşen değerleri

Magmatik Uç Bileşen	Kirletici Uç Bileşen	$^{87}Sr/^{86}Sr$		Sr			$^{143}Nd/^{144}Nd$		Nd					
Tüketilmiş Manto	Üst Kabuk	ε^{o}_{m}	ε_{a}	C^{o}_{m}	C_{a}	D	ε^{o}_{m}	ε_{a}	C^{o}_{m}	C_{a}	D	$^{87}Sr/^{86}Sr$	**0.01193**	**0.038**
		0.7027	0.71463	13.3	350	1.2	0.5131	0.511843	0.8	26	0.02	$^{143}Nd/^{144}Nd$	-0.001257	0.030769231

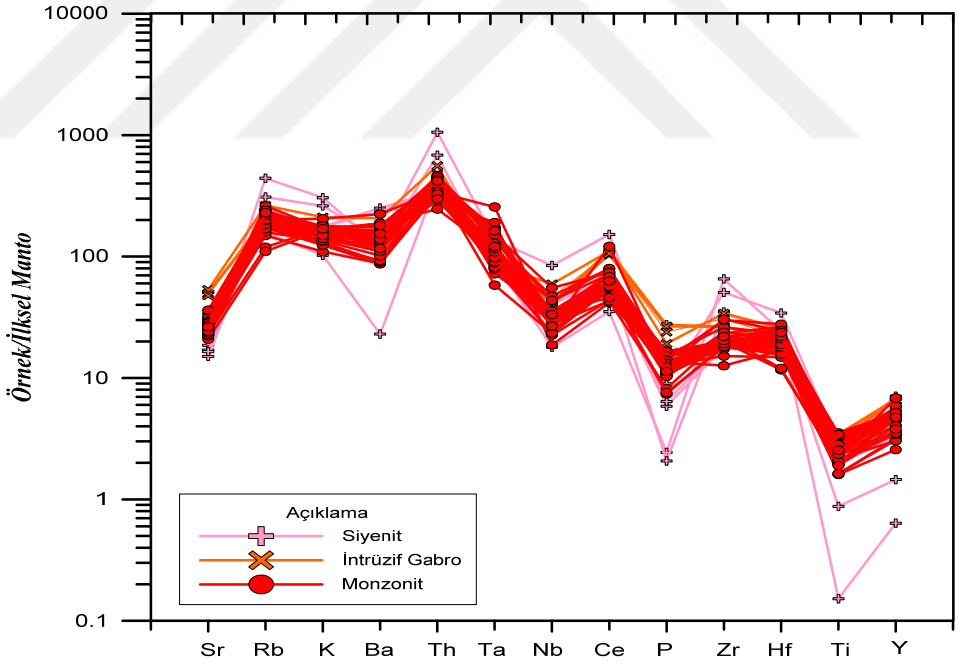
Monzonit bileşimindeki kayalar intrüzif gabro ve siyenit bileşiminde olanlara göre kayalara göre daha fazla kirlenmiştir (r: 0.1). Siyenit ve intrüzif gabro kayaları ise farklı derecede asimilasyona uğramışlardır (Şekil 9.7). Mafik alkalen kayalardaki asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranı yaklaşık 0.035'tir ve en az kirletilmiş kayaları temsil ettiği görülmektedir. Siyenitik kayalar için ise bu değer 0.04-0.07 arasındır.



Şekil 9.7 Monzonit, intrüzif gabro ve siyebit bileşimindeki kayaların ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{143}Nd/^{144}Nd$ AFC modeli (M: Manto uç bileşeni, ÜK: Üst Kabuk uç bileşeni)

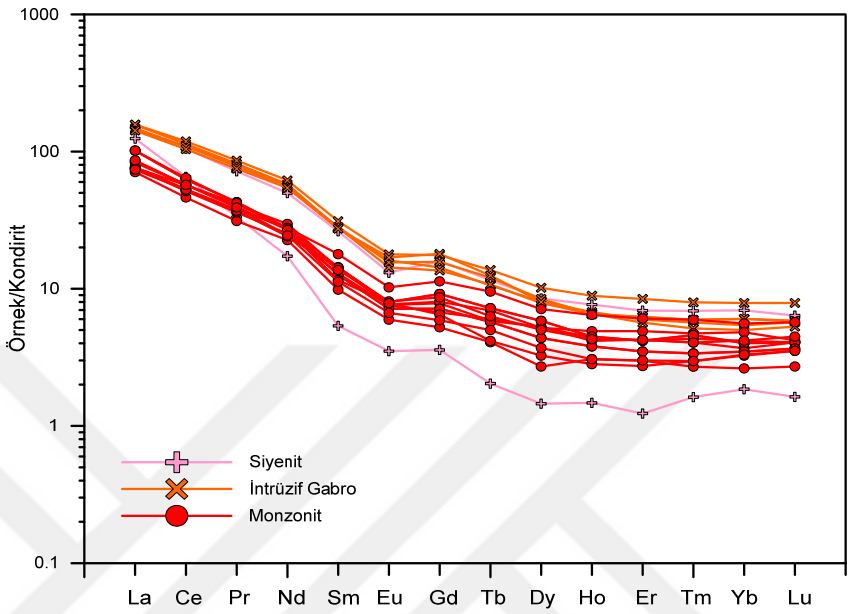
9.1.2 Kaynak Karakteristikleri

İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramları magma özelliklerini belirlemek için oldukça kullanışlıdır. Şekil 9.8'da görüldüğü gibi monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayalar LIL elementleri HFS elementlere göre daha fazla zenginleşmiştir. Ba, Nb, P ve Ti'daki tüketilmeler sadece fraksiyonel kristalizasyon ile açıklanamamaktadır. Çünkü LIL elemetlerine (K, Rb, Ba) göre Nb ve Ta'daki tüketilme LIL elementlerce zengin bir malzemenin katılımı, Nb–Ta'ca fakir akışkan bileşenlerin manto kamasındaki varlığı veya manto kaynağında Nb–Ta'un tercihen diğer fazlara göre amfibolde tutulması ile ilişkili olabilir (Pearce ve Parkinson, 1993, Pearce ve Peate, 1995, Hawkesworth vd. 1997, Zellmer vd. 2005). Yüksek LIL/HFS element oranı da kabuksal kirlenme, fraksiyonel kristalleşme veya her ikisi ile de ilişkili olabilir (Nelson ve Davidson, 1993).



Şekil 9.8 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların ilksel mantoya normalize edilmiş iz element değişim diyagramı (ilksel manto değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

Kondirite normalize edilmiş NE değişim diyagramında monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro kayalarının tamamında HNE'ce ANE'e göre bir zenginleşme görülmektedir (Şekil 9.9).



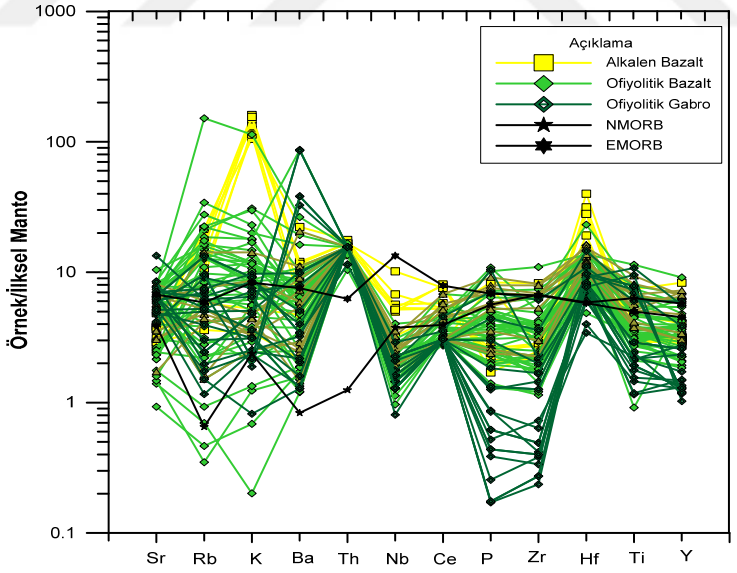
Şekil 9.9 Monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların kondirite normalize edilmiş nadir element değişim diyagramı (kondirit değerleri McDonough 1991'dan alınmıştır)

Alkalen bazaltlar (dayklar) bölgedeki tüm kayaları kesmekte ve çalışma alanındaki diğer alkalen karakterli intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalar ile aynı kristalizasyon ilişkisini sergilemesine rağmen iz element karakteristikleri ofiyolitik kayalara çok benzemektedir (Bkz. Bölüm 6, Şekil 6.2). Bu kayaların kökeni esrarengiz olup çok dikkatli ve derinlemesine incelemeyi gerektirmektedir.

Ofiyolitik kayalar ortalama % 1'den fazla TiO_2 içeriği ile zenginleşmiş MORB (E-MORB) (okyanus ortası sırtı bazaltları) bileşimi ile benzerdir. Geç alkalen dayklar (foid içeren dayklar) ise ortalama % 1'den az TiO_2 içeriğine sahip olmasıyla ilksel normal MORB (N-MORB) (~ % 0.1-1 % TiO_2; Presnall ve Hoover 1987) veya tipik ada yayı bazaltları (< % 1 TiO_2; Thirwall vd. 1994, Woodhead vd. 1993) değerleri ile örtüşürler. Tüm kaya grupları yüksek Al_2O_3 ve Fe_2O_3 $_{(toplam)}$ içeriğine sahip olmakla birlikte MgO ve Mg# (molar Mg / $(Mg+Fe^{+2})$*100) içerikleri ise değişkendir.

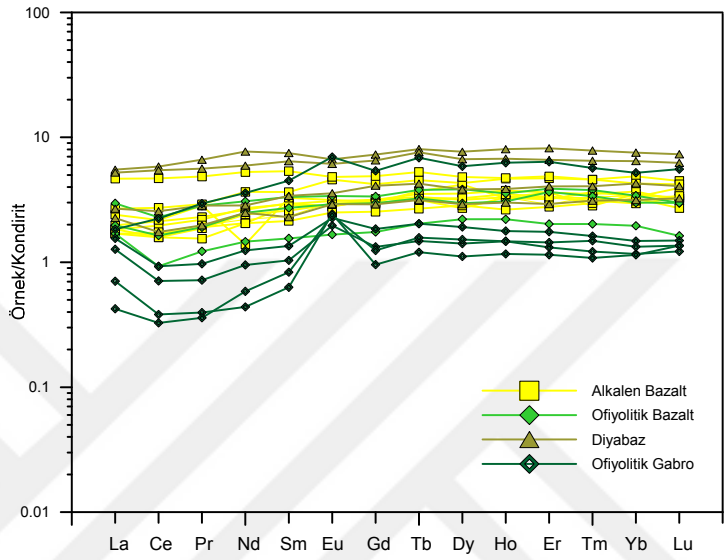
Ofiyolitik kayaların iz element karakteristikleri çok geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. İz element sonuçları kaya türü ile ilişkili olarak iki ayrı gruba ayrılabilir. Çalışma alanındaki ofiyolitik gabrolar LIL içerikleriyle N–MORB ile benzer fakat yaklaşan kıta kenarlarındaki lavların karakteristik özelliği olan negatif HFSE anomalileriyle N–MORB'dan farklılık gösterirler (Pearce ve Peate 1995, Pearce vd. 1984, Tatsumi ve Kogiso, 2003). Diyabaz ve bazalt bileşimindeki ofiyolitik kayalar ise LIL elementlerde tüketilme göstermeleri ile E–MORB ile benzer, negatif HFSE anomalileri ile farklılık sunarlar (Şekil 9.10). Örneklerde La elementine göre Th elementinde hafif zenginleşme, N–MORB ile karşılaştırıldığında ise Th elementine göre Nb elementinde tüketilme söz konusudur. Bu kayalar tüketilmiş manto özelliğinde fakat heterojen astenosferik manto özelliği taşımaktadır (Şekil 9.10).

Uyumsuz element dağılımları N–MORB ve E–MORB değerlerinden Hf ve K'da zenginleşme, P ve Zr (HFS) elementlerinde ise tüketilme göstermeleriyle ayrılmaktadır (Şekil 9.10).



Şekil 9.10 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların ilksel manto değerlerine normalize edilmiş iz element değişim diyagramı (ilksel manto değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

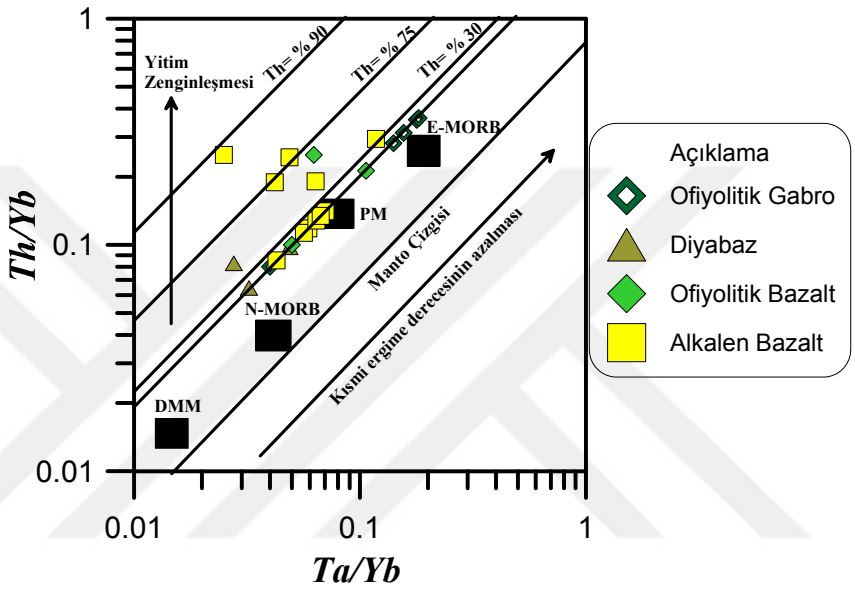
Kondirite normalize edilmiş NE değişim diyagramına göre ofiyolitik kayalar ile alkalen basalt kayaları benzer ilişki sergilemekte ve düz bir yönelim göstermektedirler (Şekil 9.11). Ofiyolitik gabro kayalarındaki pozitif Eu anomalisi piroksen minerallerinin kristalleşmesiyle ilişkilidir (Şekil 9.11).



Şekil 9.11 Ofiyolitik ve alkalen bazalt kayaların kondirit değerlerine normalize edilmiş nadir element değişim diyagramı (normalize değerleri Sun ve McDonough 1989'den alınmıştır)

Benzer özelliklere sahip uyumsuz element oralarının birlikte kullanılması manto kaynaklarını açıklamada oldukça faydalıdır (Condie 2003). Ta/Yb ve Th/Yb oranları kısmi ergime ve kristal fraksiyonlaşmasının neden olduğu değişikliklerden farklı derecede etkilendiklerinden kaynak karakteristiklerinin yansıtılması açısından oldukça yararlıdır (Pearce ve Peate 1995). Deniz sedimanları mantoya göre yüksek Th içeriğine sahiptir (Plank ve Langmuir 1998). Bununla birlikte Th akışkanlar ile karşılaştırıldığında ergiyik fazına daha çok geçer (Turner ve Hawkesworth 1998). Ta ve Yb elementleri deniz sedimanlarında zenginleşmemekte ve yiten levhadan ergime odacığına nadiren transfer olmaktadır (Pearce ve Peate 1995). Ta/Yb oranı manto zenginleşmesi derecesini veya manto kaynağındaki tüketilmeyi temsil eder (Pearce ve Peate 1995). Th/Yb oranındaki artış sediment ergiyik katılımındaki artışı gösterir (Elliott vd. 1997, Class vd. 2000, Singer vd. 2007). Bu katılım Th miktarını arttırmakta ancak Ta miktarını değiştirmemektedir. Bu bilgiler ışığında, ofiyolitik kayalar geniş

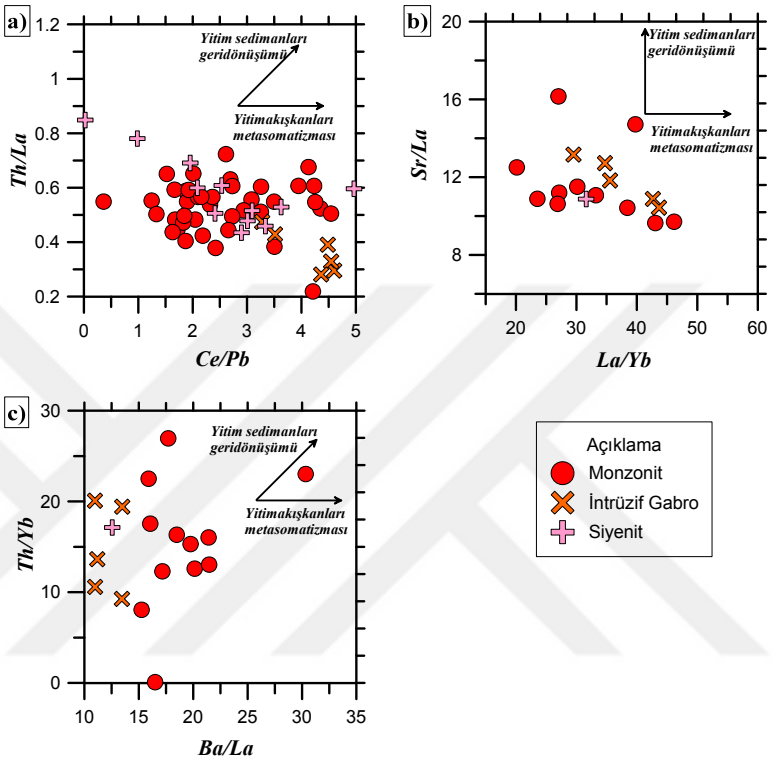
aralıkta Th/Yb ve Ta/Yb oranlarına sahip, hafif zenginleşmiş tüketilmiş manto kaynağını işaret eden manto alanının hafif üzerinde yer almaktadır. Buna karşın daha yüksek Th/Yb oranlarına sahip alkalen bazaltlar ise manto alanının üzerinde yer almakta ve yitim sedimanlarının katılımını işaret etmektedir (Şekil 9.12). Alkalen bazaltlar ofiyolitik kayalardan daha heterojen özellikte olup yitim bileşenleriyle kontamine olmuş tüketilmiş mantodan türemişlerdir (Şekil 9.12).



Şekil 9.12 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Ta/Yb karşı Th/Yb sınıflama diyagramı

Yitim ile ilişkili kayalar; akışkan bileşenler, sedimanca zenginleşmiş kaynaklar, yiten sedimanların kısmi veya tüm ergimesi ile metamorfize olmaktadır (Hawkesworth vd. 1997, Elburg vd. 2002). Bunun yanında, yitim sedimanlarının veya kaynak bölgelerinde yitim sedimanlarının kısmi veya yığın ergimesinin izlerini taşıyan magmalar yitim akışkanları metasomatizmasına uğramış olanlara göre yüksek Th/Ce, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, Th içerikleri ve düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranlarına sahiptirler. Yitimden kaynaklı akışkanlar tarafından metasomatize edilen magmaların iz element değişim diyagramlarında Nb, Ta ve Ti negatif anomali gösterirler (Hawkesworth vd. 1997, Elburg vd. 2002). Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarında da benzer durumun olması bu kayaların yitimden kaynaklı akışkanlar tarafından metasomatizmaya uğratılmış bir magmadan türediklerini işaret etmektedir (Şekil 9.8). Kaynağı

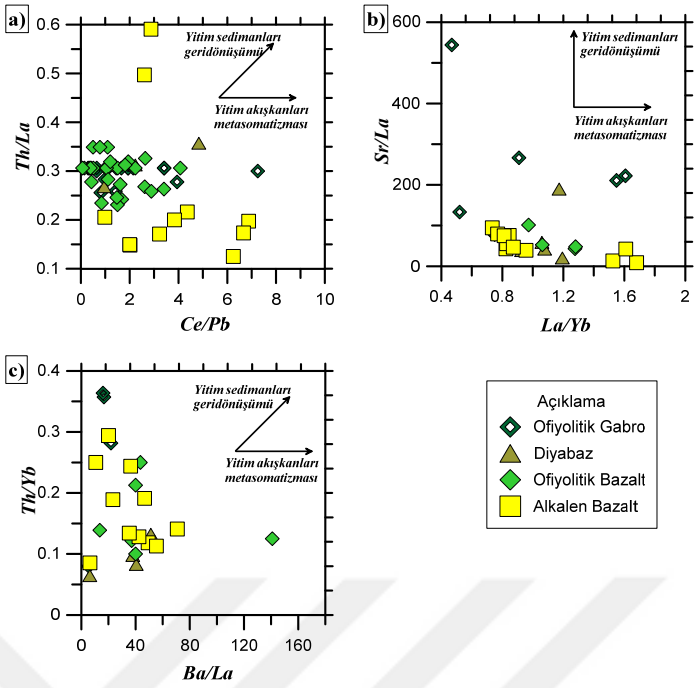
metasomatizmaya uğratan etkeni tespit etmek amacıyla Th/La–Ce/Pb, Sr/La–La/Yb ve Th/Yb–Ba/La iz element diyagramları kullanılmıştır. Şekil 9.13'de görüldüğü gibi yitim kaynaklı akışkanlar ve yitim sedimanlarının geri dönüşümü kaynağın metasomatizmaya uğramasına neden olmuşlardır.



Şekil 9.13 Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının Th/La karşı Ce/Pb (a), Sr/La karşı La/Yb (b), Th/Yb karşı Ba/La (c) diyagramları

Monzonit, intrüzif gabro ve siyenit kayalarının türedikleri magmanın Th/La karşı Ce/Pb ve Sr/La karşı La/Yb diyagramlarında yitimden kaynaklı akışkanlarca metasomatizmaya uğratıldığı sonucuna ulaşılmaktadır (Şekil 9.13a–b). Buna karşılık Th/Yb karşı Ba/La diyagramında ilişki çok net olmamakla birlikte yitim sedimanlarının etkisinin olduğu söylenebilir (Şekil 9.13c).

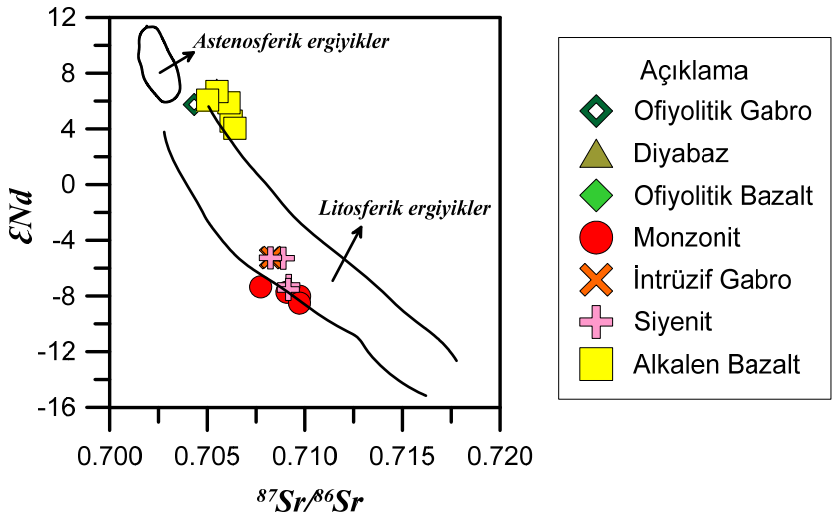
Benzer şekilde ofiyolitik kayalar ile alkalen bazaltların Th/La karşı Ce/Pb ve Sr/La karşı La/Yb diyagramlarında yitimden kaynaklı akışkanlarca metasomatizmaya uğratıldıkları (Şekil 9.14a–b) buna karşılık Th/Yb karşı Ba/La diyagramında ilişkinin net olmadığı söylenebilir (Şekil 9.14c).



Şekil 9.14 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Th/La karşı Ce/Pb (a), Sr/La karşı La/Yb (b), Th/Yb karşı Ba/La (c) diyagramları

Uyumsuz iz elementlerin ve izotop oranlarının birlikte kullanılmasıyla yitim ile ilişkili magmaların kaynağında metasomatik bileşenlerin kaynağı açıkça ortaya konulmuştur (Hawkesworth vd. 1997). Akışkanlarla değişime uğramış metasomatizmaya uğramış kaynağın kökeni kıtasal manto litosferinde yiten okyanusal kabuğun susuzlaşmasıyla ortaya çıkan akışkanlardır (Hofmann vd. 1986).

AMK'nın monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaları litosferik ergiyiklerden türemişlerdir (Şekil 9.15). Ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayaların ise astenosferik ve litosferik ergiyiklerinin karışımından oluşan bir magmadan oluştukları söylenebilir (Şekil 9.15).



Şekil 9.15 AMK kayalarının ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı ƐNd diyagramı

Zindler ve Hart (1986) ve Hart (1988) temel izotop bileşimlerini kullanarak tüketilmiş MORB mantosu (DMM), yüksek μ ($^{238}U/^{204}Pb$) mantosu (HIMU), zenginleşmiş manto I (EM–I) ve zenginleşmiş manto II (EM–II) olmak üzere dört farklı manto rezervuarı tanımlamıştır. DMM düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{206}Pb/^{204}Pb$ ve yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranları ile karakteristiktir. HIMU ise adından da anlaşılacağı gibi U/Pb oranı yüksek olan ve buna karşılık $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı düşük olan manto rezervuarlarını temsil etmektedir. EM–I ise EM–II'e gore daha düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları ile temsil edilmektedir. Bu manto rezervuarlarına ek olarak Hart ve diğerleri (1992) 'focal zone basalts' (FoZo) yani odak bölgesi bazaltları olarak yeni bir manto kaynak alanı önermişlerdir. FoZo'yu tanımlamak için ise üç farklı karışım senaryosundan bahsetmişlerdir (Hart vd. 1992). Bunlardan birincisi; alt mantoda EM ve HIMU bileşenlerini içeren bir sorgucun 670 km sınır tabakasındaki (670–BL) FoZo malzemesinin içerisine girerek karıştığı şeklinde açıklanmaktadır. İkincisi; çekirdek manto sınır tabakasındaki (CMBL) EM ve HIMU bileşenlerini içeren bir sorgucun alt mantodaki FoZo malzemesinin içerisine girerek karıştığı ve üçüncüsü ise çekirdek manto sınır tabakasındaki (CMBL) veya alt mantodaki FoZo sorgucunun alt manto veya 670 km sınır tabakasındaki (670–BL) EM ve HIMU bileşenlerini içeren bir malzemenin içerisine girerek karıştığı şeklinde açıklanmaktadır. Son otuz yıldır okyanusal ve kıtasal bazaltlarda yapılan yoğun jeokimyasal çalışmalar ile Zindler ve Hart (1986)'ın önerdiği manto rezervuarlarından başka kaynak bölgeleri de tanımlanmıştır. Mevcut manto (Prevalent Mantle–PreMa),

odak bölgesi–I (focal zone–I–FoZo–I), odak bölgesi–II (focal zone–II–FoZo–II), ilksel helyum mantosu (Primitive Helium Mantle–PHeM), düşük hızlı bileşen (low velocity component–LVC), genel bileşen (common component–C), Avrupa astenosferik rezervuar (European Asthenospheric Reservoir–EAR), genel manto rezervuarı (Common Mantle Reservoir–CMR) ve zenginleşmiş manto 3.tip (Enriched mantle type III–EM–III) gibi yeni kaynak bölgeleri önerilmiştir (Hart vd. 1992, Granet vd. 1995, Strache vd. 2005, Lustrino ve Wilson 2007, Willbold ve Stracke 2010). Morris ve Hart (1983)'a göre PREMA OIB bileşeninin basit tüketilmiş uç üyesi olarak kabul edilmektedir. Sonuç olarak; DMM, HIMU ve EM bileşenleri arasındaki ortaç bir bileşim olarak kabul edilmektedir (Zindler ve Hart 1986). Wörner vd. (1986) ise PREMA'yı kıtasal bazaltlar için ek bir uç üye olarak kabul etmiştir (DMM'e gore izotopik olarak zenginleşmiş, kıtasal litosferin içerisine alınması mümküm olmayan manto sorguçlarındaki tekrar devreye giren kalıntı kısımlar olarak yorumlanmaktadır) (Giuseppe 2015). Son yıllarda PREMA terimi yerine FoZo (Hart vd. 1992), C (Hanan ve Graham 1996) veya PHeM (Farley vd. 1992) kullanılmaktadır (Giuseppe 2015). Bu bilgiler ışığında monzonitik, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalar EM–II ile benzer bir manto kaynağından türemiştir.

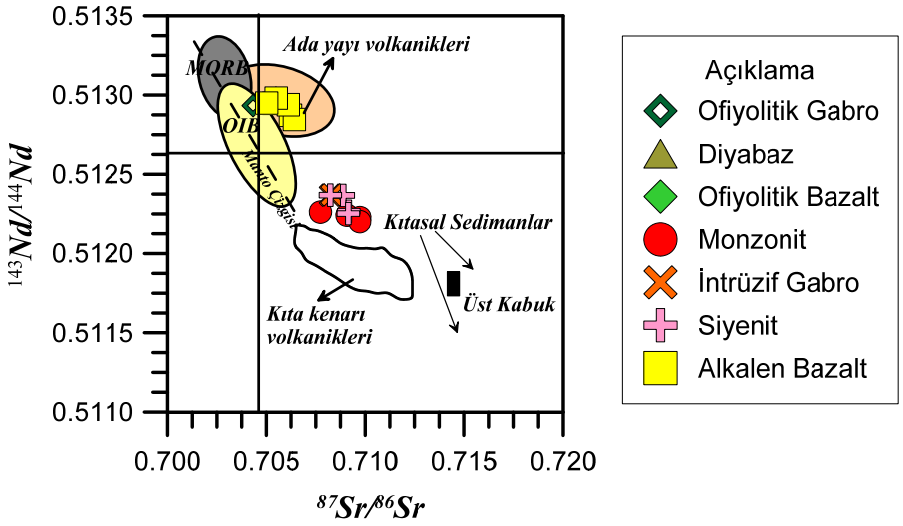
Stracke ve diğerlerine göre (2005); FoZo bileşeni izotopik bileşenleri genellikle tüketilmiş Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr < 0.7025$) ve Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd > 0.5131$) ile oldukça radyojenik Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$: 19.1–19.7; Hart vd., 1992) izotop oranlarından makul Sr, Nd ve Pb izotop oranları ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.703–0.704, $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.5128–0.5130, $^{206}Pb/^{204}Pb$: 19.5–18.5, $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.65–15.55, $^{208}Pb/^{204}Pb$: 39.3–38.8; Hauri vd. 1994) ve oldukça radyojenik Pb ile radyojenik olmayan Sr izotop oranlarıyla ($^{206}Pb/^{204}Pb$: 19.4, $^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7032–0.7030; Workman vd. 2004) temsil olan geniş aralıkta değişen izotop bileşenlerine sahip olabilmektedir.

EAR rezervuarı ise Cebria ve Wilson (1995) tarafından ilk kez tanımlanmış ve Granet ve diğerleri (1995) tarafından daha detaylı açıklanmıştır. Yazarlar bu magmatik kaynağın Avrupa'daki çok sayıda volkanik bölgelerinde (örneğin Eger grabeni, Rhenish masifi, Pannonian baseni, Fransa masifi) kapanlanmış olabileceğini düşünmekte ve manto sorgucuna ait parmaklar olarak tanımladıkları bu kaynağın manto geçiş zonunda

(~410–670 km) bulunan genel manto rezervuarından türediğini düşünmektedirler. Bunların izotop bileşimleri FoZo ile benzerdir. HIMU ve tüketilmiş manto bileşenleri arasındaki karışım ile yorumlanabilmektedir. Gerçek HIMU bileşeni ise oldukça yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (>21) ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ (>40.5) oranlarına sahiptir (Hoffman 1997, Stracke 2012, Giuseppe 2015). Ofiyolitik kayalar ve alkalen bazalt bileşimindeki kayaların Sr–Nd–Pb izotop oranları yularıda bahsedilen FoZo manto kaynağı ile benzerdir ve bu kayaların bu kaynaktan (PREMA, LCV, EAR olarak da tanımlanabilen) oluştukları söylenebir.

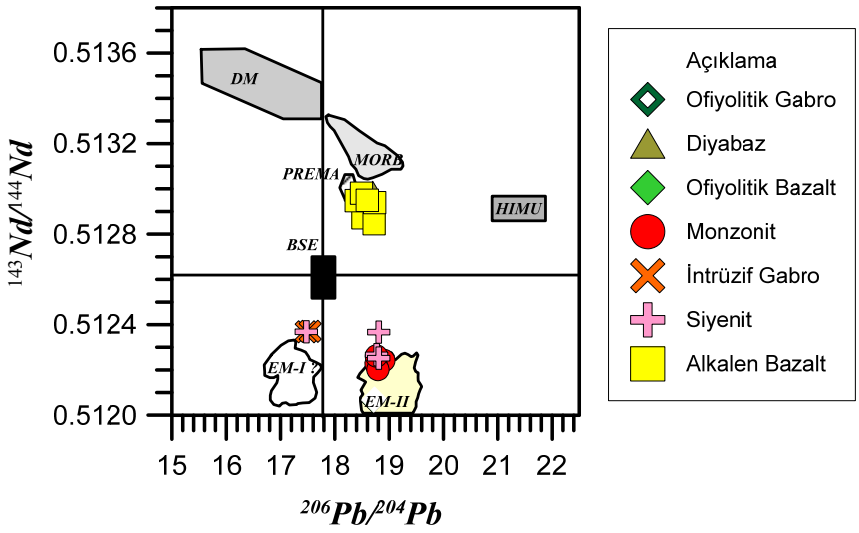
Şekil 9.16'de de görüldüğü gibi, monzonitik, siyenitik ve intrüzif gabro bileşimindeki kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlarının yüksek, $^{143}Nd/^{144}Nd$ değerlerinin ise düşük olduğu görülmektedir. Bu kayalar geniş bir aralıkta değişen ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70775–0.70976) ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512146–0.512320) oranlarına sahiptirler (Çizelge 7.4). Monzonitik kayalar için ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı 0.70775–0.70976 ve intrüzif gabro ve siyenit kayaları için ise 0.70826–0.70926 arasındadır (Çizelge 7.4). Monzonitik bileşimindeki kayalar intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayalara göre daha yüksek radyojenik Sr içermektedirler. Buna karşılık intrüzif gabro ve siyenitik kayalar monzonitik kayalara göre daha yüksek radyojenik Nd içermektedirler. Örneklerin yer aldığı alan, dalan levhadaki sedimanların kısmi ergimesiyle yarı litosferik ergiyiklerin kıtasal litosfer ile etkileşimiyle veya kıtasal litosferden türeyen ergiyikler ile temsil edilmektedir. Başka bir deyişle kıtasal kabuksal kaynaklar veya fazla miktarda kabuksal bileşenleri içeren manto kaynakları için karakteristik olan alanda yer almaktadırlar (Şekil 9.16).

Buna karşılık ofiyolitik kayalar ve alkalen bazaltik kayalar düşük $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ve yüksek $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ oranlarına sahiptir (Şekil 9.16). Bu kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (0.70414–0.70649) oranları $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ (0.512864–0.512964) oranlarına göre biraz daha geniş bir aralıkta değişmektedir (Çizelge 7.4)). Ofiyolitik kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları 0.70414–0.70649 arasındayken alkalen bazaltlarınki 0.70536–0.70621 değerleri arasındadır (Çizelge 7.4). Ofiyolitik kayaların en düşük Sr izotop oranlarına sahip olduğu görülmektedir (Şekil 9.16). Ofiyolitik kayalar ve alkalen bazaltlar deniz suyu alterasyonuna uğramış manto kaynakları için karakteristik olan $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranlarının yüksek olduğu alanda yer almaktadırlar (Şekil 9.16).



Şekil 9.16 AMK kayalarının ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ karşı ilksel $^{143}Nd/^{144}Nd$ sınıflama diyagramı

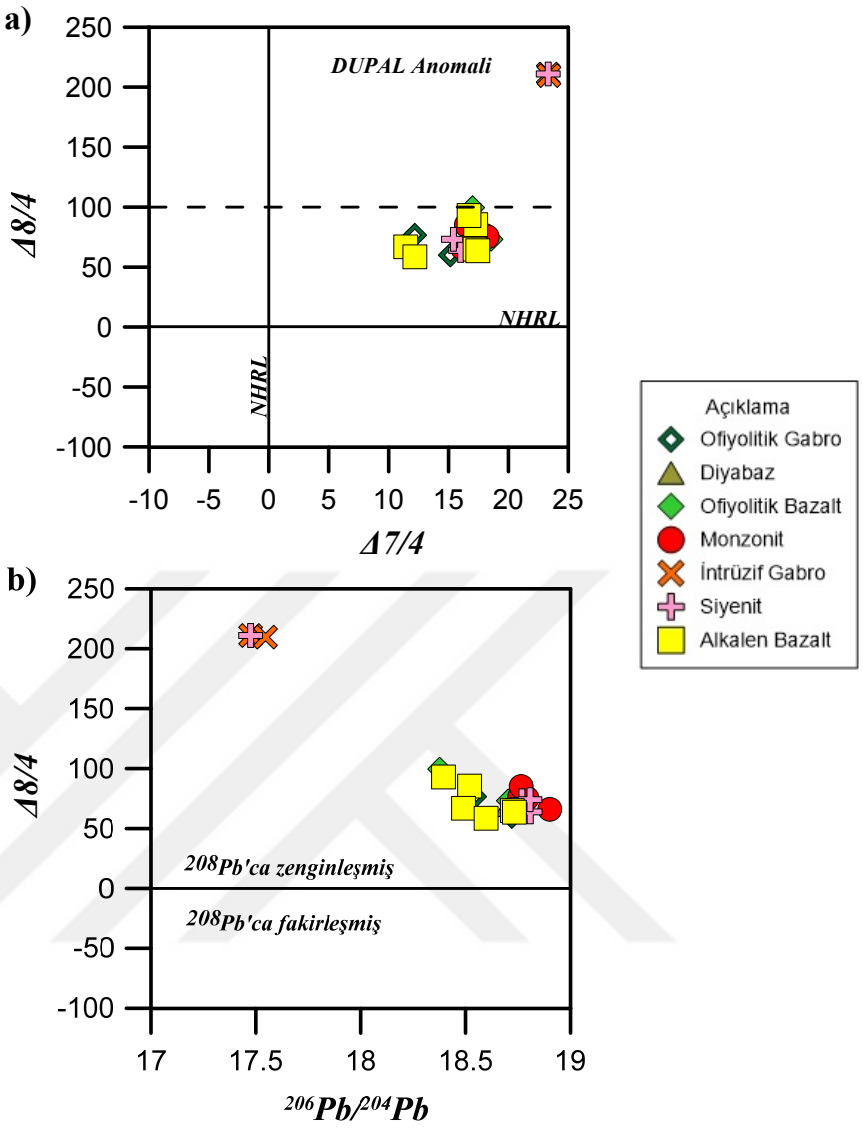
$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ oranları kayaların oluştuğu kaynağın özelliklerini açıklamak amacıyla etkin bir biçimde kullanılmaktadır. AMK'nın monzonitic ve siyenitik bileşimindeki kayaları EM–II için karakteristik olan yüksek–orta Pb izotop oranlarına sahiptirler (Zindler ve Hart 1986). Şekil 9.17'de görüldüğü gibi bir adet siyenit örneği ile siyenitik bileşimdeki alkalen ürünlerin ilk fraksiyonunu temsil eden intrüzif gabro örnekleri düşük $^{206}Pb/^{204}Pb$ izotop oranlarına sahiptir ve EM–I ile BSE alanlarının yakınlarında konumlanmaktadır. Ofiyolitik kayalar ve alkalen basalt örnekleri ise mevcut manto (PREMA) değerlerine yakındır (Şekil 9.17).



Şekil 9.17 AMK kayalarının ilksel $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı ilksel $^{143}Nd/^{144}Nd$ diyagramı

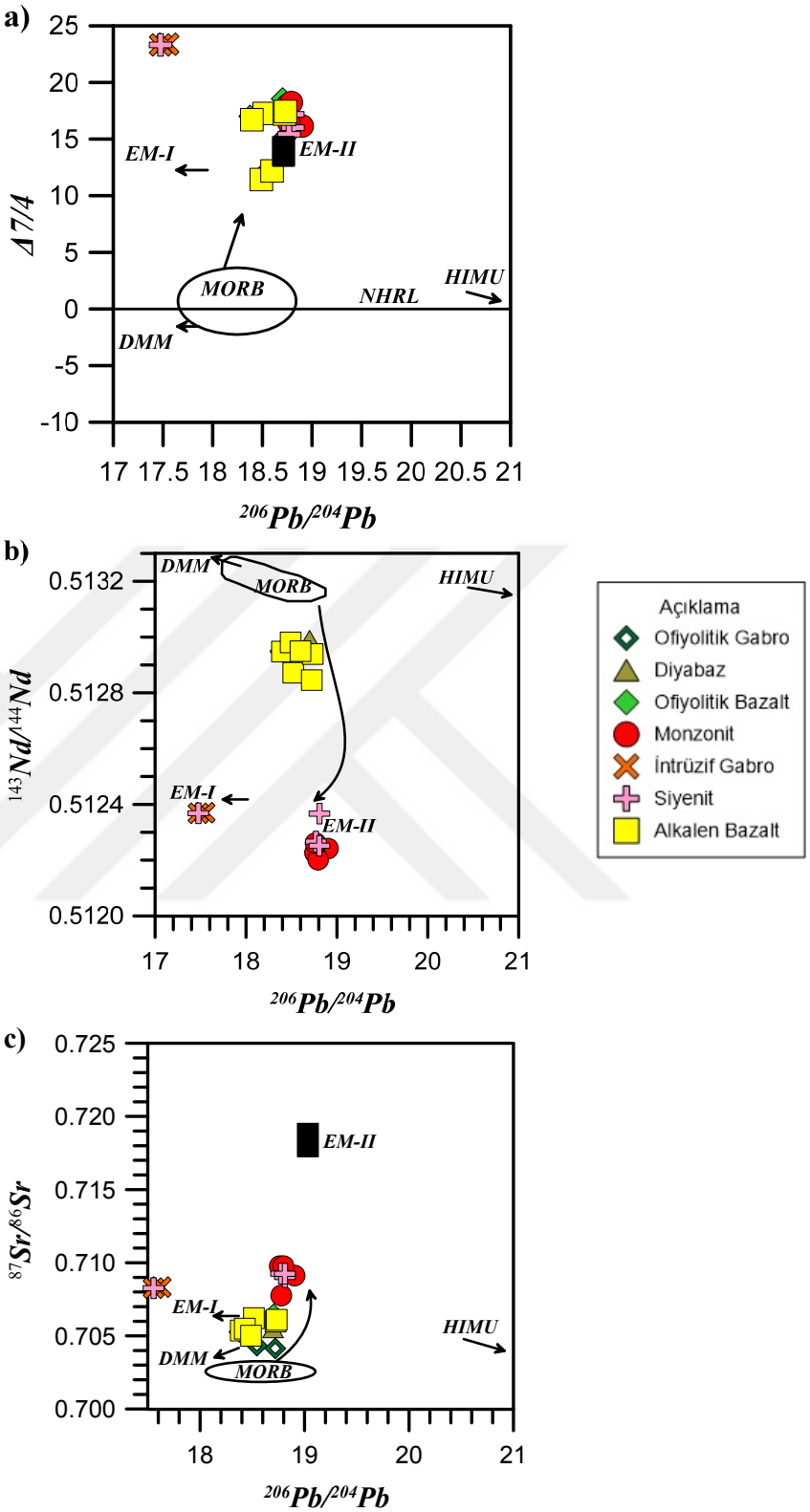
Δ8/4 karşı Δ7/4 sınıflama diyagramında güney kutbu örnekleri için karakteristik olan DUPAL anomali alanında yer alan intrüzif gabrolar ve bir adet siyenit örneği dışındaki dışındaki diğer kayalar kuzey kutbu referans çizgisinin (NHRL) üzerinde yer almaktadır (Şekil 9.18a). Şekil 9.18b'de görüldüğü gibi bütün kayalar ^{208}Pb'ca zengindir. Yüksek radyojenik Pb bileşimi, pozitif 8/4 ve Δ7/4 Pb değerleri, NHRL'nin üzerinde fakat DUPAL anomalinin altında yer alması (Tatsumoto ve Nakamura 1991, Escrig vd. 2004), kayadaki yüksek Th/U oranını işaret eden Δ8/4 Pb > 0 olması radyojenik ^{208}Pb zenginleşmesine neden olmaktadır. Bu zenginleşme, kaynağa kabuğun muhtemel dahil oluşu ile açıklanabilmektedir. Monzonit ve siyenit bileşimindeki kayalar intrüzif gabro ve bir adet siyenit örneğine görekabuktan daha fazla etkilenmiş ve daha çok zenginleşmiştir (Şekil 9.18).

Kıtasal kabuk ve yitim ile modifiye olmuş litosferik manto gibi litosferik bileşenlerin ^{87}Sr/^{86}Sr, Δ7/4 Pb ve Δ8/4 Pb oranları yüksek, ^{206}Pb/^{204}Pb oranı orta ve genellikle ^{143}Nd/^{144}Nd oranı düşük iken genç ve yaşlı yüksek μ manto gibi astenosferik ve litosferik bileşenlerin karışımı sonucu oluşan magmaların ise ^{87}Sr/^{86}Sr oranı düşük, ^{143}Nd/^{144}Nd oranı yüksek, ^{206}Pb/^{204}Pb oranı orta, Δ7/4 Pb oranı negatif veya ^{206}Pb/^{204}Pb oranı yüksek ve Δ7/4 Pb oranı pozitiftir (Zou vd. 2000). Bu bilgiler ışığında monzonit, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların dalma batma ile değişmiş litosferik mantodan buna karşılık ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayaların astenosfer ile litosferik bileşenlerin karışımından meydana gelen bir magmadan türedikleri söylenebilir.



Şekil 9.18 AMK kayalarının (a) Δ8/4 karşı Δ7/4 ve (b) Δ8/4 karşı $^{206}Pb/^{204}Pb$ sınıflama diyagramları (Hesaplamalarda ilksel izotop oranları kullanılmıştır)

Pb'a karşı Sr, Nd ve Δ7/4 diyagramları yitim boyunca litosferik manto kaynağının muhtemel modifikasyonunu yansıtma açısından oldukça kullanışlıdır. $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı Δ7/4 diyagramında intrüzif gabro ve bir adet siyenit örneği dışındaki tüm örnekler EM–II alanının yakınında yer almaktadır (Şekil 9.19a).



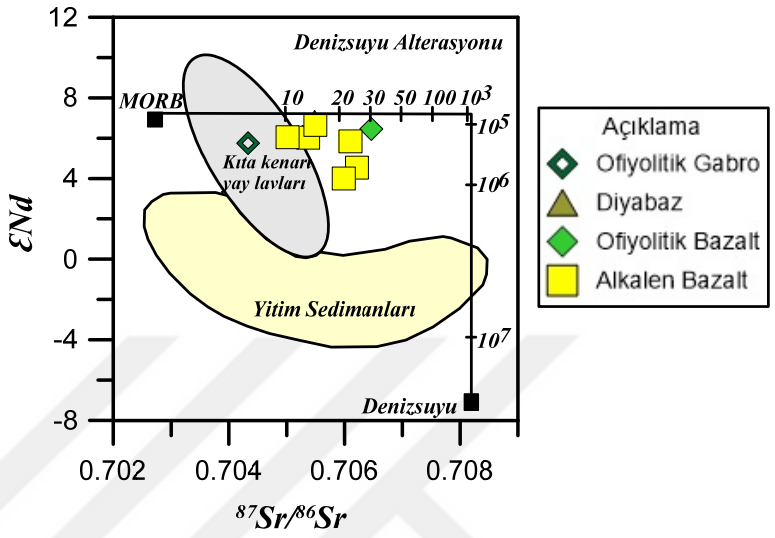
Şekil 9.19 AMK kayalarının ilksel $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı Δ7/4, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ve $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ sınıflama diyagramları (DMM, HIMU, EM-I ve EM-II değerleri Zindler ve Hart (1986) ile Hofman (1997), Atlantik MORB değerleri Ito vd. (1987) ve Dosso vd. (1991), NHRL ve DUPAL anomali verileri Tatsumoto ve Nakamura (1991) ile Escrig vd. (2004)'den alınmıştır)

Önceki yorumlamalarla uyumlu olmayan bu durumun ayrımı yapmak amaçla kullanılan $^{206}Pb/^{204}Pb$ karşı $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ diyagramında ise ofiyolitik kayalar, monzonit, siyenit (bir örnek hariç) ve alkalen bazalt kayaları MORB ve EM–II arasında bulunmaktadır. Bu durum bu kayaların MORB benzeri bir kaynağın zenginleşmesiyle türediklerini ve zenginleşmenin ofiyolitik ve alkalen bazalt kayalarına göre monzonit ve siyenit kayalarında daha fazla olduğu söylenebilir (Şekil 9.19b). İntrüzif gabro ile bir adet siyenit örneğinde de benzer kaynaktan zenginleşme söz konusudur fakat kaynağı değiştiren etken farklıdır. Benzer durum Şekil 9.17c'de de mevcuttur. MORB'dan EM–II'ye doğru olan yönelimler yitimden dolayı zenginleşmiş MORB mantosunun değişimini yansıtmaktadır (Şekil 9.19).

Ofiyolitik kayalar ve alkalen bazaltlar deniz suyu alterasyonuna uğramış manto kaynakları için karakteristik olan alanda yer aldığı belirtilmişti (Şekil 9.16). Sr sıvı fazda hareketli ve deniz suyunda göreceli olarak yaygın olan (8 ppm) bir elementtir. Okyanusal kabuğun hidrotermal alterasyonu boyunca deniz suyunun kaya ile etkileşiminde Sr değişimi, altere olmuş yarı denizel kayaların $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranını yükseltmektedir (Godart vd. 2006, Kawahata vd. 2001, McCulloch vd. 1981). Bütün mafik kayaların ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları yüksek olan değerlere doğru yönelim sergilemektedir (en yüksek değer 0.7064'tür) ve bu nedenle tipik MORB değerlerinden daha radyojenik özelliktedirler. Yakınlaşan levha kenarlarındaki yay lavları ve denizsuyu alterasyonu için karakteristik olan alanda yer almaktadırlar (Şekil 9.16). Bundan dolayı bu kayaların Sr ve Nd izotopik bileşimleri ilksel magmatik özellikleri göstermemektedir.

Nd sıvı fazda hareketsiz olan bir elementtir ve Nd izotop değerleri altere olmuş sığ denizel kayalarda su/kaya oranı 10^5'e ulaşana kadar etkilenmeden kalabilmektedir (Faure ve Mensing 2004, McCullach vd. 1981). Hidrotermal alterasyon sırasında uranyum (U) (U^{+4}'e okside olduğunda) ve Pb hareketliliği özellikle yaşlı örneklerde Pb izotop sistematiğini önemli bir şekilde etkilemektedir (Faure ve Mensing 2004, Hauff vd. 2003). Şekil 9.20 içindeki eksenler farklı su/kaya oranlarına karşılık Sr ve Nd izotop konsantrasyonları için alterasyon etkisini göstermektedir. $^{87}Sr/^{86}Sr$ bileşimi radyojenik değerlere yaklaşırken Nd değerleri su/kaya oranı 10^5'ten büyük olana kadar

etkilenmeden kalmaktadır. Tüm kayaların su/kaya oranı 10^5'ten büyüktür ve Liu vd. (2014)'ten alınarak çizilen Şekil 9.20 deniz suyu alterasyon etkisini göstermektedir. Deniz suyu altrasyonu sonucu kayaların hem Sr hemde Nd izotop oranları değişmiştir.

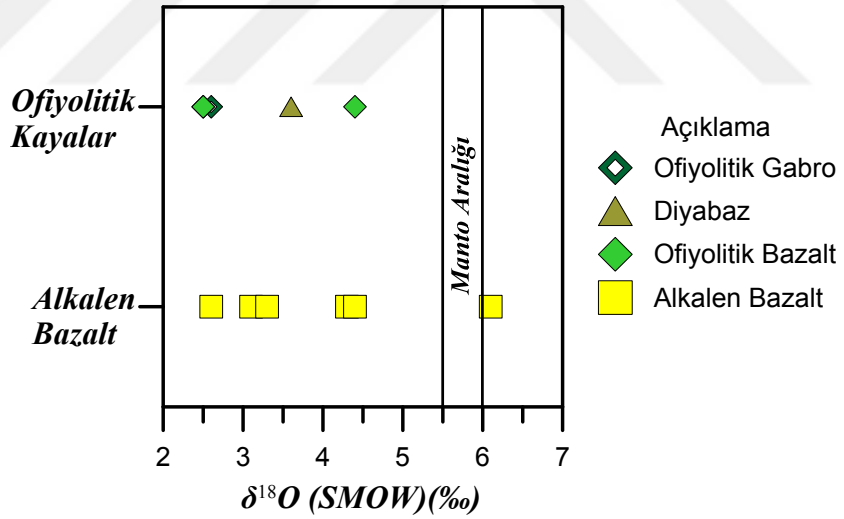


Şekil 9.20 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların ƐNd karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ diyagramı (Liu vd. 2014) (İlksel izotop oranları kullanılmıştır)

Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların alterasyon türünü, sıcaklığı ve ayrıca tektonik yerleşimi tespit etmek amacıyla oksijen izotop analizleri yapılmıştır. Bazaltik magmalar (MORB) ve ada yayı bazaltlarının (IAB) taze camdan veya fenokristalden ölçülen $\delta^{18}O$ değerleri 5.5–5.9 ‰ olan dar bir aralıkta değişmektedir. OIB'nin $\delta^{18}O$ değerleri 4–6 ‰ arasında değişmekte ve manto içerisinde düşük ve yüksek sıcaklıktaki yüzey suları ile etkileşime giren malzemelerin geri dönüşümünü yansıtmaktadır (Kyser vd. 1982, Harmon ve Hoefs 1995). Okyanusal litosferin içerisinde iki tip alterasyon tanımlanmıştır. Bunlardan biri fenokristalden ziyade matriksi etkileyen düşük sıcaklıktaki günlenmedir. Bu alterasyon ayrıca su içeriği ile de karşılaştırılabilmektedir. Eğer su içeriği yüksek ise $\delta^{18}O$ değerleri de yüksektir (Alt vd. 1986). Okyanus ortası sırtların altında sıcaklığı 300ºC'den yüksek olan hidrotermal dolaşım yüksek sıcaklıklı su kaya etkileşimine neden olur ve okyanusal kabuğun derin kısımları ^{18}O'ce yaklaşık 1–2 ‰ tüketilir (Gregory ve Taylor 1981, Hoefs 2009). Farklı sıcaklıklarda deniz suyu ile reaksiyon sonucu okyanusal kabuğun farklı kısımları manto değerlerine göre ^{18}O'ce aynı anda hem tüketilir hemde zenginleşir (Muehlenbachs ve Clayton 1976, Gregory ve

Taylor 1981). Ayrıca yayılma oranındaki farklılıklar da $\delta^{18}O$ değerlerini değiştirmektedir. Hızlı yayılan sırtlarındaki okyanusal kabuk genellikle tüketilmiş veya denge değerlerine sahip iken yavaş açılan sırtlar zenginleşmiş $\delta^{18}O$ değerleri ile karakteristiktir. Bu farklılık belki de deniz suyunun farklı derinliklerdeki etkisi ile ilgilidir (Gao vd. 2006). Düşük $\delta^{18}O$ değerleri, yüksek sıcaklıktaki meteorik suların kayaların sığ kabuksal geri dönüşümü ile etkileşimini temsil eden kaldera yerleşimlerinde ve rift zonlarında görülür (Bindeman 2008).

Ofiyolitik kayalar ve alkalen bazaltlar (bazaltik dayklar) normal manto $\delta^{18}O$ değerlerinin (5.5–5.9) altında seyreden 1.9–4.0 ‰ arasındaki düşük $\delta^{18}O$ değerlerine sahiptirler (Şekil 9.21). Bu kayalar muhtemelen yüksek sıcaklıkta meteorik sulardan etkilenmiş ve bunun sonucu olarak da $\delta^{18}O$ değerleri manto değerlerinin altına düşmüştür. Deniz suyu alterasyonu ile uyumlu olarak $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlarının artışıyla $\delta^{18}O$ değerleri düşmektedir.

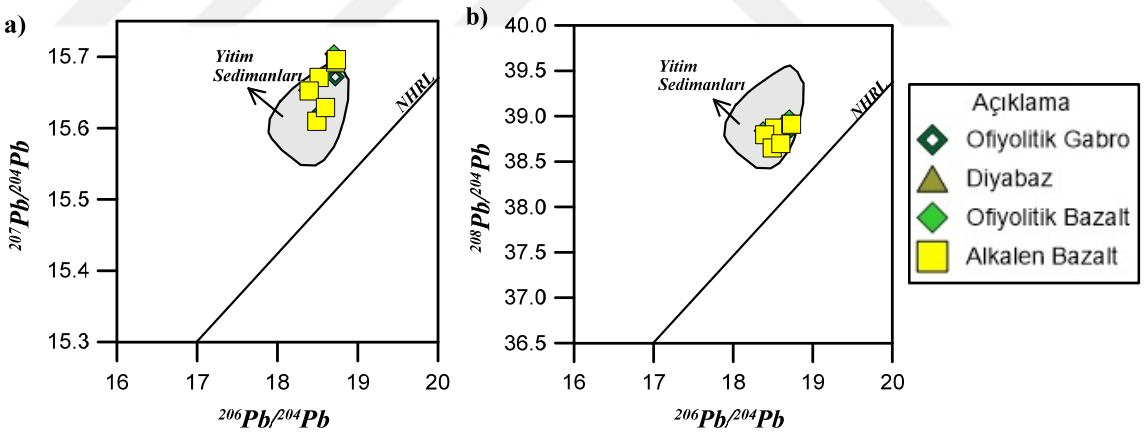


Şekil 9.21 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların $\delta^{18}O$ değerleri

Kaya birimlerinin ateşte kayıp değerleri (AK) U'nun hareketliliğine neden olacak kadar çok yüksek değildir çünkü bu $^{238}U/^{204}Pb$ veya μ oranında çeşitliliğe neden olur ve $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranını zaman içerisinde arttırır. U'un hareketliliğine rağmen, düşük ^{235}U bolluğu Pb oranının sadece Pb'e göre U'nun önemli ölçüde eklenmesi durumunda etkilenebilir. Bu nedenle $^{207}Pb/^{204}Pb$ alterasyonlara karşı duyarsızdır (Staudigel vd.

1996, Faure ve Mensing 2004). Bu bilgiler ışığında, $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranı geniş bir aralıkta olmamakla birlikte buna karşılık $^{207}Pb/^{204}Pb$ oranı giderek artmaktadır (Çizelge 7.5, Şekil 9.22a). Kaynağa U katılımı söz konusudur. Ofiyolitik ve alkalen bazalt kayalarının Pb izotop oranları benzer olup yitim sedimanları alanında yer almaktadır (Şekil 9.22a, b). Yiten sedimanlardan Pb eklenmesiyle $^{207}Pb/^{204}Pb$ oranı artmaktadır (hem $^{207}Pb/^{204}Pb$ hemde $^{206}Pb/^{204}Pb$ da hızlı artış yönelimi görülmektedir) (Şekil 9.22). İlave Pb olarak adlandırılan bu kurşun MORB–tipi tüketilmiş manto kaynağı ve yiten levhadan türeyen ergiyik ve/veya sulu akışkan şeklindeki yiten sediman arasındaki Pb'nin karışımını göstermektedir (Elliott vd. 1997, Elliott 2003, Godard vd. 2006, Hickey Vargas vd. 2008).

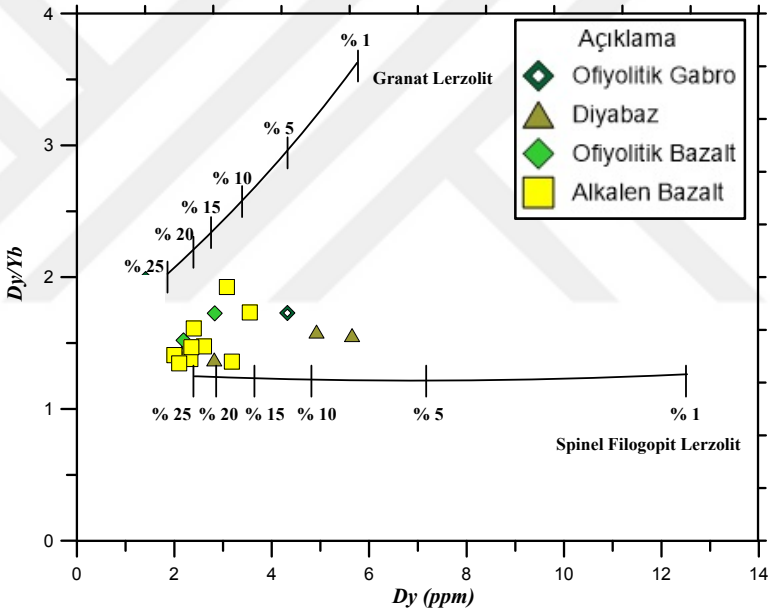
Alterasyon boyunca Th'nin hareketsiz olması nedeniyle Th/U oranı genellikle değişmemiş ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ değerleri manto kaynağını yansıtmaktadır (Hauff vd. 2003). Ofiyolitik ve alkalen bazalt bileşimindeki kayaların kaynağında yitim sedimanlarının etkileri gözlenmektedir (Şekil 9.22).



Şekil 9.22 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ karşı $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ ve $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ diyagramları (Liu vd. 2014) (İlksel izotop oranları kullanılmıştır)

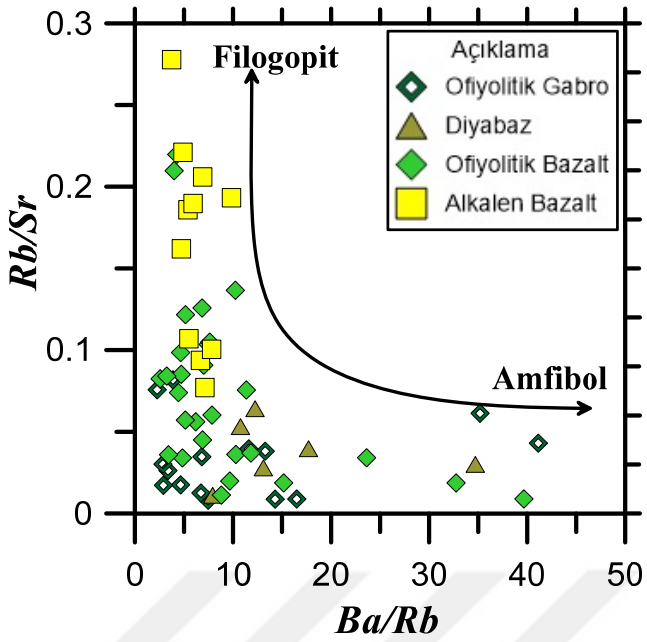
9.1.3 Kısmi ergime

NE'lerdeki değişimler; üst manto kompozisyonunu, mineralojik bileşimini ve magma segregasyon derinliği, spinel ve granat lerzolitin birbirinden ayırt etmek için sıklıkla kullanılmaktadır (Thirwall vd. 1994, Shaw vd. 2003). Dy/Yb oranı granat ve spinelin kararlılık alanlarını birbirinden ayırmaktadır (Duggen vd. 2005). Granat kararlılık alanındaki kısmi ergiyikler yüksek Dy/Yb (> 2) oranına sahip iken spinel alanındaki ergimeler düşük Dy/Yb (< 1.5) oranına sahip ergiyikler üretmektedir. Dy–Dy/Yb diyagramı ve hesaplanan kısmi ergime eğrileri % 20–30 oranında amfibol–flogopit spinel lerzolitik manto kaynağının ergimesini önermektedir (Şekil 9.23).



Şekil 9.23 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Dy karşı Dy/Yb sınıflama diyagramı (Duggen vd. 2005)

Kaynaktaki amfibol ve flogopitin varlığını belirlemek amacıyla alkalen ve alkalen toprak elementleri (örneğin K, Rb, Ba ve Sr) kullanılmaktadır (Furman ve Graham 1999). Ba/Rb–Rb/Sr diyagramı ofiyolitik kayalar için amfibol minerallerini geç alkalen dayklar için ise flogopitin varlığını işaret etmektedir (Şekil 9.24).

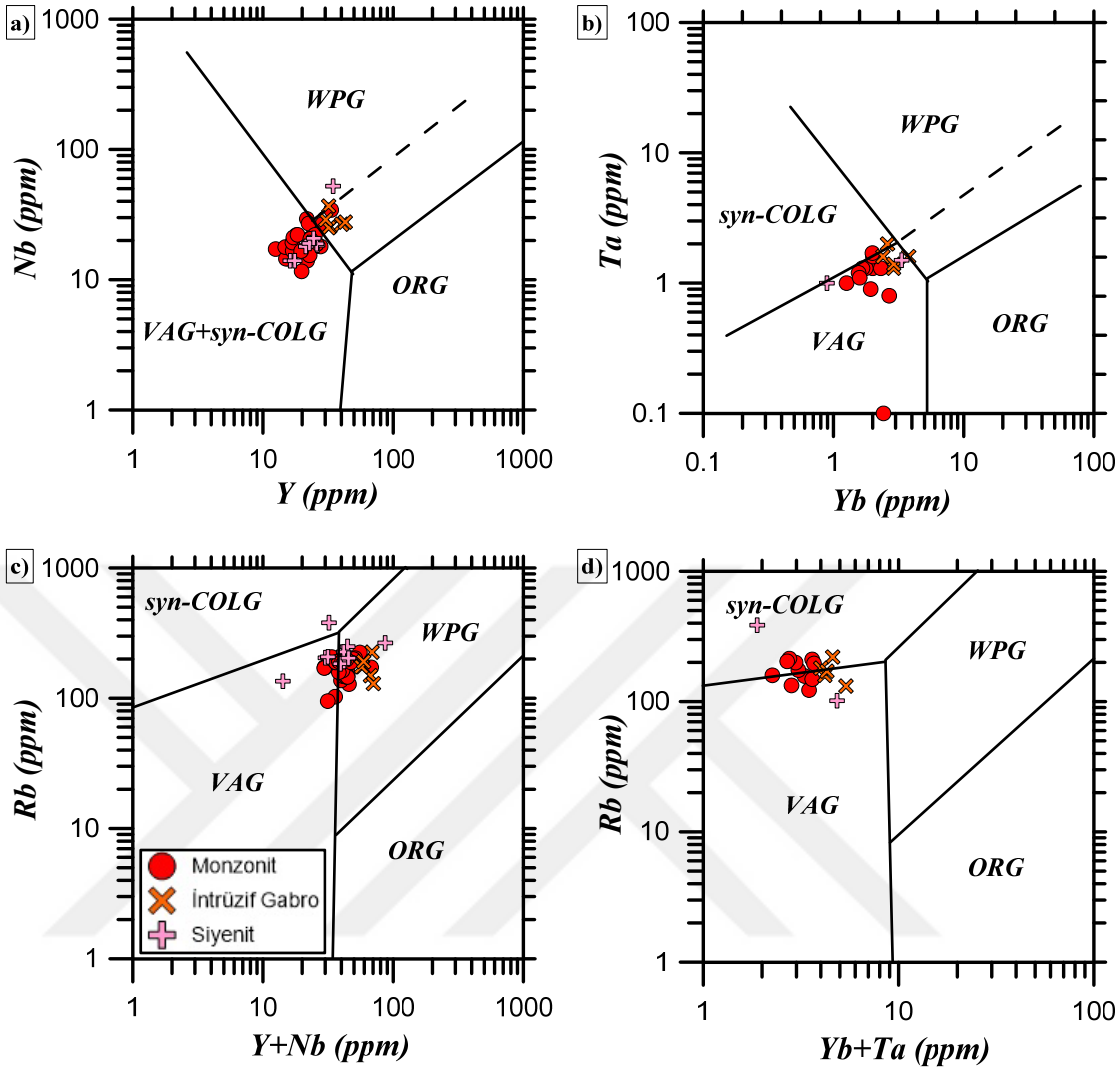


Şekil 9.24 Ofiyolitik kayaların ve alkalen bazaltların Ba/Rb karşı Rb/Sr sınıflama diyagramı (Furman ve Graham 1999)

Spinel lerzolitik kaynak karakteristikleri sığ derinliklerdeki (< 50 km) ergimelere işaret etmektedir (Ellam 1992).

9.2 Tektonik Yerleşim

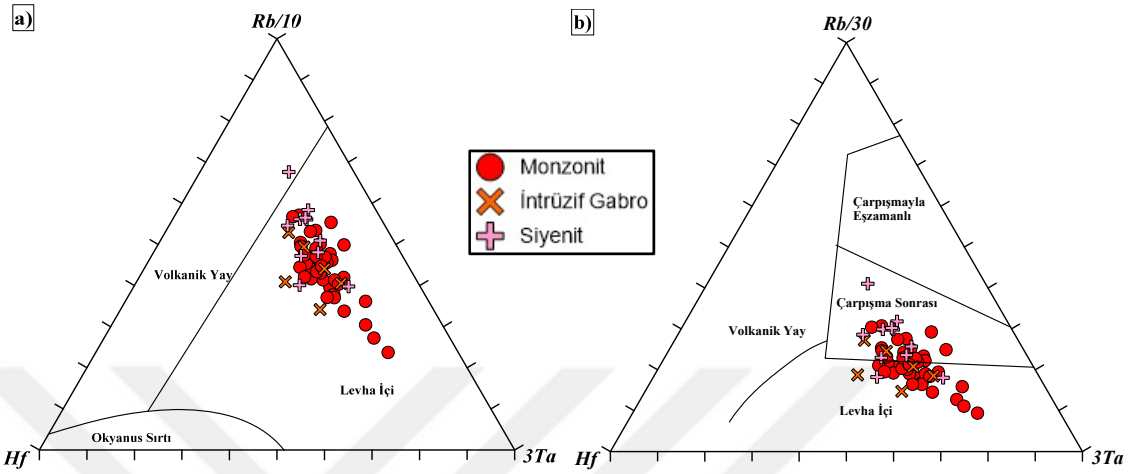
AMK'deki kayaların tektonik ortamlarını belirlemek ve tektonomagmatik gelişimlerine yaklaşımda bulunabilmek amacıyla tektonik ortam ayırtlama diyagramları kullanılmıştır. Bu amaçla öncelikle çalışma alanındaki Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının tektonik oluşum ortamlarını belirleyebilmek amaçlı Rb, Y, Nb, Yb, Ta elementlerinin etkin ayıraç olarak kullanıldığı ve Pearce ve diğerlerinin (1984) önerdiği diyagramlar kullanılmıştır. Okyanus ortası sırtı granitleri (ORG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve çarpışmayla eşyaşlı granitlerin (syn–COLG) ayırtlandığı bu diyagramlarda Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının WPG, VAG ve syn–COLG'nin birbirinden ayrıldığı alanın yakınında yer aldığı görülmektedir (Şekil 9.23a–d). Nb'a karşı Y (Şekil 9.25a) ve Rb'a karşı Y+Nb (Şekil 9.25c) diyagramlarında Eğrialan Siyeniti ile intrüzif gabroların WPG alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 9.25a, c).



Şekil 9.25 Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının Nb – Y (a), Ta – Yb (b), Rb –(Y+Nb) (c) ve Rb –(Yb+Ta) (d) sınıflama diyagramları (Pearce vd. 1984) (Okyanus ortası sırtı granitleri (ORG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve çarpışmayla eş yaşlı granitlerin (syn–COLG))

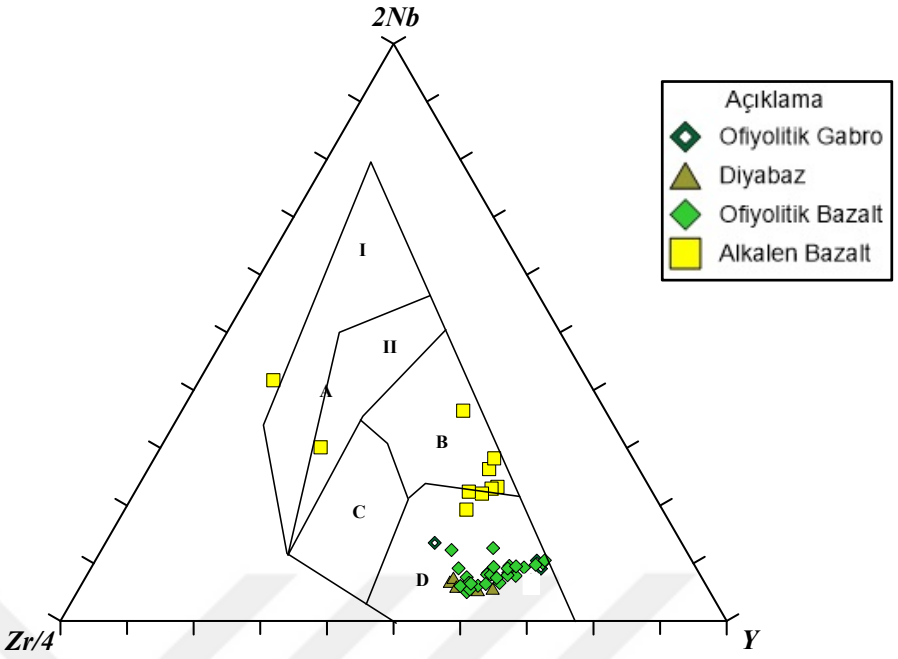
Orojenik sonrası oluşan granitlerin volkanik yay ve çarpışmayla eş zamanlı granitlerden ayrılamadığı Pearce ve diğerlerinin önerdiği diyagramlara alternatif olarak Hf – Rb – Ta diyagramları kullanılmıştır (Harris vd. 1986). Harris vd. (1986)'nin önerdiği Hf – Rb/10 – 3Ta diyagramında örneklerin tamamı levha içi alanına düşmüşlerdir (Şekil 9.26a). Bu diyagramın modifikasyonu ile oluşturulan Hf – Rb/30 – 3Ta diyagramında çarpışma granitlerinin alanı genişletilerek çarpışmayla eş yaşlı ve çarpışma sonrası oluşan granitoyidler alt gruplara ayrılmıştır (Rollinson 1993). Hf – Rb/30 – 3Ta diyagramına

göre bahsi geçen kaya gruplarının çarpışma sonrası levha içi ortamda oluştuğu söylenebilir (Şekil 9.26b) (Harris vd. 1986).



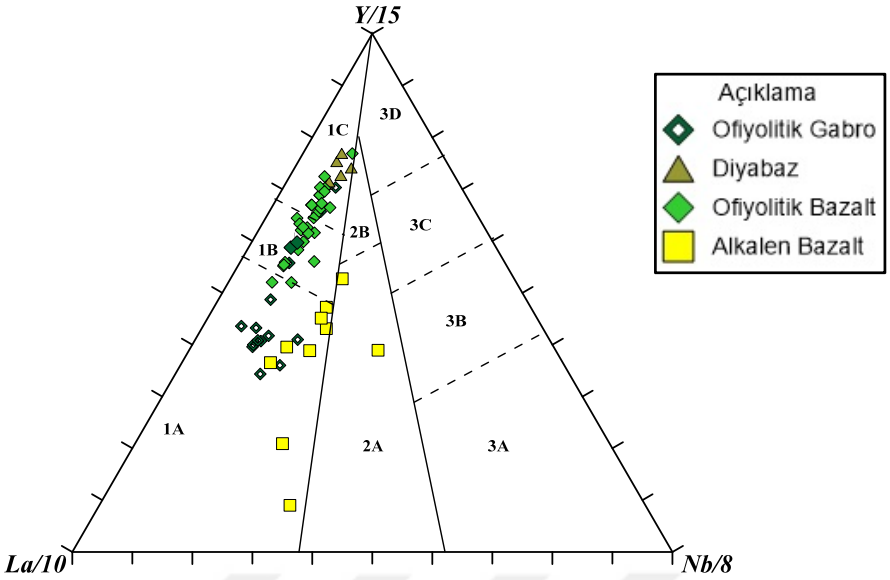
Şekil 9.26 Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayalarının (a) Hf – Rb/10 – 3Ta ve (b) Hf – Rb/30 – 3Ta sınıflama diyagramı (Harris vd. 1986).

AMK'nın büyük bir kısmını oluşturan başlıca gabro, diyabaz ve bazalt olarak sınıflandırılan ofiyolitik kayalar ile bazaltik bileşimdeki kayaların tektonik ortamlarını belirlemek ve tektonomagmatik gelişimlerine yaklaşımda bulunabilmek amacıyla volkanik kayalara özgü ayırım ayırım diyagramları kullanılmıştır. Öncelikle Meschede (1986)'nin önermiş olduğu farklı bazalt türlerini ayırt etmek için Zr – Nb – Y diyagramı kullanılmıştır (Rollinson 1993). Zr/4 – 2Nb – Y diyagramına göre ofiyolitik birimlere ait diyabaz ve bazalt kayaları diyagramın uyumsuz elementlerce tüketilmiş normal okyanus ortası sırtı bazaltları (N–tipi MORB) ve volkanik yay bazaltları ile temsil edilen alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 9.27). Buna karşılık bazaltik dayklarının bir kısmının levha içi alkali bazaltları alanına bir kısmının ise uyumsuz elementlerce zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E–tipi MORB) alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 9.27) (Meschede 1986). E–tipi MORB'ların manto yükselmesinden etkilenen alanlardaki okyanus tabanı bazaltları (P–tipi MORB) olarak da bilinmektedir (Rollinson 1993). Buna göre E–tipi MORB alanında yer alan alkalen dayklarının manto yükseliminin gözlendiği bir ortamda oluştukları söylenebilir.



Şekil 9.27 AMK'daki ofiyolitik kayaların ve bazaltik dayklarının Zr/4 – 2Nb – Y diyagramındaki konumları (AI: levha içi alkalen bazaltlar, AII: levha içi alkalen bazaltlar ve levha içi toleyitler, B: E–tipi MORB, C: levha içi toleyitler ve volkanik yay bazaltları, D: N–tipi MORB ve volkanik yay bazaltları) (Meschede 1986)

Farklı ortamlarda oluşan bazalt bileşimindeki kayaları ayırt etmek için Cabanis ve Lecolle (1989)'nın La – Y – Nb diyagramı kullanılmıştır. Söz konusu kaya gruplarının La/10 – Y/15 – Nb/8 diyagramındaki konumları ofiyolitik örneklerin volkanik yay bazaltlarını temsil ettiklerini göstermiştir (Şekil 9.28). Buna karşılık mafik dayklarının ise kalkalkalen bazalt (1A) ve kıtasal bazalt (2A) olarak tanımlanan alanlar içerisinde yer aldıkları görülmüştür. Kalkalkalen bazalt alanına düşen örneklerin alterasyondan oldukça etkilenmiş oldukları ve buna bağlı olarak Nb ve Ta element konsantrasyonlardaki değişim nedeniyle bu alanda yer aldıkları söylenebilir.



Şekil 9.28 AMK'daki ofiyolitik kayaların ve bazaltik dayklarının La/10 – Y/15 – Nb/8 diyagramındaki konumları (1 numaralı alan volkanik yay bazaltlarını, 2 numaralı alan kıtasal bazaltları ve 3 numaralı alan okyanusal bazaltları, alanların alt sınıflamaları ise; 1A: Kalkalkalen bazaltları, 1C: volkanik yay toleyitlerini, 1B: 1A ve 1C arasında çakışan alanı, 2A: kıtasal bazaltları, 2B: yay ardı havzası bazaltlarını, 3A: kıta arası riftlerdeki alkali bazaltları, 3B: E –tipi MORB, 3C: kısmen zenginleşmiş E –tipi MORB temsil etmektedir) (Cabanis ve Lecolle 1989)

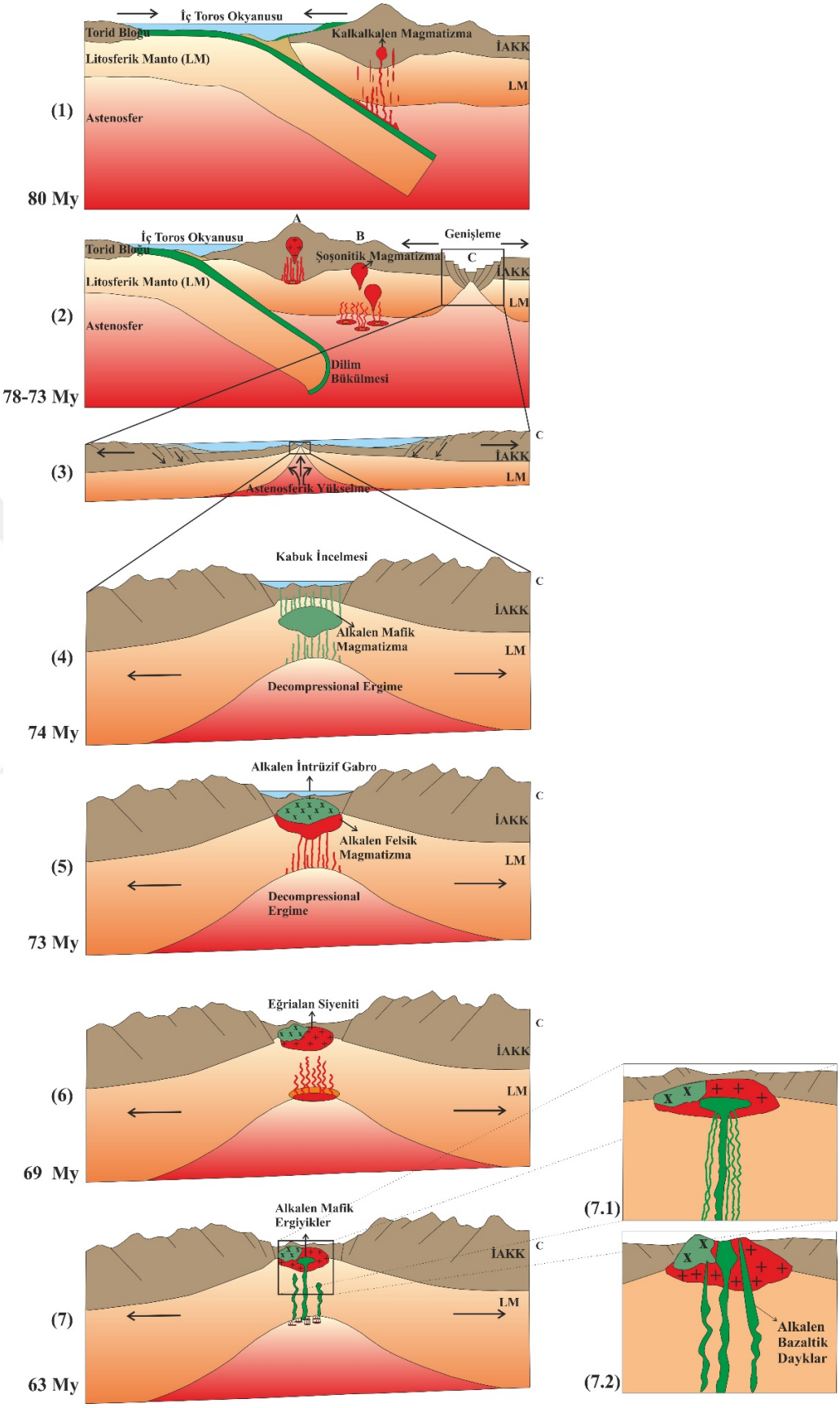
9.3 AMK'nın Jeodinamik Evrimi

İAKK'nin oluşumu uzun yıllardır araştırmacılar arasında tartışma konusu olmuştur. İAKK'daki mafik ve felsik intruzif kayalarının oluşum ve yerleşimlerine yönelik pek çok çalışma yapılmıştır. Felsik intruzif kayalara yönelik jeolojik, jeokimyasal ve izotop çalışmaları yapılarak bunların zamansal ve mekânsal konumları önemli ölçüde tartışılmış ve oluşumları açıklanmıştır. Ancak mafik magmatik kayaların göstermiş oldukları bazı jeolojik sorunlarından dolayı yeteri kadar çalışılmamış ve dolayısıla oluşumları hakkında yeterli bilgi elde edilememiştir. Mafik magmatik kayalarının ileri derece buzunma göstermeleri, felsik kayalarla dokanak ilişkilerinin toprak örtüsü ile gizlenmesi, bir kısmının foid içermesi, K içeren minerallerin birincil olmaması nedeniyle Ar/Ar yaşlandırmasının yapılamamsı ayrıca bu kayalar içerisinde zirkon minerallerinin az olması ve oldukça küçük boyutta olmasının sebebiyle U/Pb yaşlandırmasının oldukça güç olması başlıca jeolojik sorunlardandır. Bu nedenle bu tez

çalışmasında bölgedeki mafik magmatik kayaların kökenini açıklamak için jeolojik, petrografik, jeokimya ve izotop verilerini birlikte kullanılarak açıklamaya gidilmiştir. İAKK'nin kuzey kesiminde yer alan AMK ise, karmaşığı oluşturan magmatik kaya gruplarının büyük bir kısmını içermesi ve özellikle mafik kaya birimlerinin en yaygın görüldüğü kısmı temsil etmesi açısından oldukça önemli bir konumda yer almaktadır. AMK'nin jeodinamik evriminin açıklanması İAKK'nın magmatotektonik oluşumuna ışık tutabileceği düşünülmektedir. Bu tez çalışması kapsamında elde edilen tüm veriler ışığında AMK'nın oluşumu için önerilen olası petrojenetik model aşağıda ve Şekil 9.29'de verilmiştir.

İAKK magmatizmasının Neotetis'in güney kolunun kapanması ve Torid Bloğu ile İAKK arasında İç Toros okyanusunun tüketilmesine bağlı olarak oluşmuştur. AMK'nın oluşumunda da Geç Kretase boyunca karmaşığın altında kuzeydoğuya doğru dalması ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir (Şekil 9.29 (1, 2A)) (Kadıoğlu vd. 2006). Daha öncede birçok araştırmacı tarafından da belirtildiği üzere dalan okyanus kabuğunun üst kısımlarında meydana gelen ergimeler sonucunda bölgede kalkalkalen bir magmatizma meydana gelmiş ve bu magmatizmanın ürünü olarak karmaşığın dış kısımlarında daha çok granitik bileşimdeki magmatik kayalar oluşmuştur (Boztuğ 2000, İlbeyli vd. 2004, Kadıoğlu vd. 2006). Dalan levhanın bükülmesi ile bölgede hüküm süren sıkışma rejimi yerini gerilmeli rejime bırakmaya başlamıştır. Sıkışma rejiminin gerilme rejimine geçiş yaptığı dönemde bölgede ve AMK'de şoşonitik karakterli bir magmatizma meydana gelmiştir (Şekil 9.29 (2B)). Bu magmatizmanın ürünleri çalışma alanında Halaçlı Monzoniti olarak karşımıza çıkmaktadır. Erdoğan vd. (1996) Çiçekdağ Kuşağı'nın Tetis okyanusu içerisinde ensimatik ada yayı olabileceğini, Geç Kretase sonunda Çökelik volkanitlerinin Kırşehir platformuna bindirdiği, ofiyolit üzerlemesinin gerçekleştiğini ve Erken Paleosen'de Yozgat Magmatikleri olarak adlandırılan I–tipi granitik plütonların Kırşehir Bloğu'na sokulduğunu belirtmişlerdir. Fakat AMK'de sıkışma rejimine bağlı olarak oluşmuş herhangi bir magmatik faaliyetin granitik bileşimdeki ürünleri gözlenmemesi bu hipotezin çalışmadığı görülmektedir. Üzerleyen ofiyolitik birimlere kalkalkalen ile alkalen magmatizma arasında geçişi temsil eden şoşonitik ürünler sokulum yapmışlardır. Dolayısıyla bu ürünlerin oluşabilmesi için bölgede bir genişlemeli rejimin var olması gerekmektedir. Dalan levhanın bükülmesi ile Torid

Bloğu yay gerisine doğru çekilmiş ve genişlemeli bir rejim oluşmuştur. Bu sürecin devam etmesiyle birlikte yay ardında kabuğun incelmesine bağlı olarak normal fay kontrollü havzalar gelişmiştir (Şekil 9.29 (2C)). Kabuğun incelmesine bağlı olarak astenosferin yükselimi gerçekleşmiştir ((Şekil 9.29 (3)). Meydana gelen basınç azalmasıyla litosferik mantoda ergimeler oluşmuş ve bu ergiyikler astenosferden gelen ergiyiklerle karışarak bölgedeki alkalen magmatizmanın ilk ürününü temsil eden alkalen gabroları oluşturmuştur (Şekil 9.29 (4, 5)). Bölgede gerilme rejimine bağlı olarak litosferik mantodaki ergimelerin devam etmesi ve bu ergiyiklerin daha az oranda astenosferik ergiyiklerden beslenmesiyle alkalen magmatizmanın felsik ürünleri yani Eğrialan siyenitleri ortaya çıkmıştır (Şekil 9.29 (5, 6)). Bu ürünlerin oluşumu ve yükselimine bağlı olarak intrüzif gabro kayalarının yükselimi gerçekleşmiştir. Astenosferik manto ile litosferik manto sınırında meydana gelen ergimeler ve bu ergiyiklerin sürekli olarak astenosferden beslenerek litosferden daha az etkilenmiş bazaltik magmalar oluşmuştur. (Şekil 9.29 (6, 7, 7.1)). Bu ergiyiklerin katılaşmasıyla bazaltik alkalen karakterli ürünler dayklar halinde yerleşmiştir (Şekil 9.29 (7.2)).



Şekil 9.29 Akçakent foid içerikli kayaların şematik jeolojik oluşum modeli

Yüksek K içeriğine sahip olan kayaların filogopit gibi K içeren fazların kısmi ergimesiyle oluşabilmektedir. Alkalen bazaltik kayaların kaynağında filogopitin varlığından Şekil 9.24'te bahsedilmişti. Şoşonitik ve alkalen karakterdeki magmalardan türeyen monzonit, intrüzif gabro, siyenit ve alkalen bazalt bileşimindeki kayalar Foley (1992) tarafından önerilen litosferik manto içerisindeki metasomatize olmuş damarlı yapılar ile bunların etrafını saran manto kamasının ilerleyen etkileşimi sonucu oluşmuş olabilir. Filogopitçe zengin damarlı yapılar yitim zonundan veya daha derindeki mantodan türeyen metasomatik temsilciler ve peridotitik manto arasındaki reaksiyon sonucu oluşmaktadır (Foley 1992, Asan vd. 2014). Akışkanlar ile çeşitli kompozisyonlarda geridönüştürülen sedimanter malzemenin katılımı ve yitimden kaynaklı ergiyikler ile zenginleşmiş kıta altı manto içerisinde iki aşamalı kısmi ergime söz konusudur. Bunlardan bir tanesi, damar baskın kısımlardan türerken diğeri ise filogopitçe zengin damarlarda gelişmektedir (Maria and Luhr, 2008). Buna göre monzonit bileşimindeki kayalar litosferik mantodaki damarca baskın kısımların kısmi ergimesinden türeyen magmalardan, intrüzif gabro ve siyenit bileşimindeki kayaların ise hem damarca baskın hemde filogopitçe zengin damarlarda meydana gelen ergiyiklerin karışımı sonucu oluşan magmalardan, alkalen bazaltik kayalar ise filogopitçe zengin damarlarda meydana gelen kısmi ergimelerden türeyen magmalardan meydana gelmiş olabilirler.

10. SONUÇLAR

Akçakent Magmatik Kompleksi (AMK) İç Anadolu Kristalen Kompleksi'nin (İAKK) kuzey bölümünde yüzlek veren, D–B doğrultulu bulunan mafik ve felsik magmatik kayaların bir arada bulunduğu en büyük kütlelerden bir tanesidir.Kompleks genel olarak Neotetis okyanusuna ait ofiyolitik birimlerden, felsik ve mafik intrüzif birimler ile volkanik kayalardan meydana gelmektedir. Çalışma alanının büyük bir kısmında gözlenen ofiyolitik birimler gabro (Akçakent Gabrosu), diyabaz ve bazalt (Çökelik Volkanitleri) bileşimindeki kayalardan oluşmuştur. Ofiyolitik birimlere sokulum yapan felsik ve mafik intrüzif birimler ise Halaçlı Monzoniti, Eğrialan Siyeniti ve intrüzif gabro kayaları olmak üzere üç gruba ayrılmıştır. Özellikle monzonit ve monzonit porfir bileşimindeki kayalarda anklav gözlenmektedir. Çalışma alanında daha önce belirtilmemiş ve haritalanmamış, özellikle diyabaz ve bazalt bileşimindeki ofiyolitik birimleri KB–GD doğrultulu kesen alkalen bazalt bileşiminde daykın varlığı tespit edilmiştir. Çalışma alanının doğusunda riyodasit ve dasit bileşiminde felsik volkanik birimler de belirlenmiş ancak bu tez kapsamında ayrıntılı olarak incelenmemiştir.

AMK'a ait magmatik kayalarında yürütülen mineralojik, petrografik ve CRS incelemeleri sonucunda genel olarak monzonit olarak tanımlanan Halaçlı Monzoniti kuvars monzonit, monzosiyenit, kuvars monzosiyenit ve monzonit porfir olmak üzere alt gruplara ayrılmıştır. CRS çalışmalarında amfibol, piroksen ve plajiyoklaz grubu minerallerinin türleri tespit edilmiştir. Bu çalışmalara göre amfibol mineralleri aktinolit, piroksen mineralleri diyopsit bileşimindedir. Ofiyolitik gabrolardaki plajiyoklazlar anortit ve bitovnit bileşimindeyken intrüzif gabrolardaki plajiyoklazlar ise labrador türündedir. Felsik intrüzif kayalardaki plajiyoklazlar ise andezin olarak tespit edilmiştir. Kayalardaki opak minerallerin ise manyetit olduğu belirlenmiştir.

Petrografik ve jeokimyasal özellikler dikkate alındığında AMK genel olarak yaşlıdan gence doğru ofiyolitik kayalar (gabro, diyabaz ve bazalt), monzonit, intrüzif gabro, siyenit ve alkalen bazalt olmak üzere dört grupta sınıflandırılabilir. Jeokimyasal ve izotop jeokimyası sonuçları bu ana grup baz alınarak değerlendirilmiştir. İntrüzif

kayaların majör oksit ve iz element değişim diyagramlarına göre klinopiroksen ± plajiyoklaz ± amfibol ± FeTi oksit mineralleri ± apatit minerallerinin fraksiyonel kristalleşme sürecinde ayrımı söz konusudur.

Monzonit, intrüzif gabro, siyenit kayaları yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7083–0.7113), düşük $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512236–0.512390), orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.87–39.16), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.71) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.76–18.81) içerikleri kıtasal kabuksal bileşenleri içeren manto kaynağının göstergesi olarak yorumlanmıştır. Söz konusu kayalardaki feldispat ve kuvars minerallerine ait $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla 5.1–11.4‰, 8.3–9.2‰ ve 7.7–14.1‰, 10.2–13.7‰ aralığındadır ve manto–kabuk kökeniyle I–A–tipi granitoyidler için önerilen değerler ile uyumludur. Tüm izotop verileri bu intrüzif kayaların zenginleşmiş manto kaynağından kabuksal kirlenme ile fraksiyonel kristalleştiğini göstermektedir.

Sr–Nd izotop verileri monzonit, intrüzif gabro, siyenit kayalarının zenginleşmiş manto malzemesinden türediğini ve kaynaktaki farklılaşmada hem yitim bileşenlerinin hemde kabuksal katkının etkili olduğunu işaret etemektedir. Manto kaynağı zenginleşmesinin tespit edilmesine yönelik yapılan iki bileşen karışım modellerindeki yitim zonlarındaki manto kamasında büyük miktarda okyanusal kabuksal malzemenin önerilen miktarlar ile uyumsuz olması nedeniyle manto kaynak zenginleşmesinin bu kayalarının oluşumunda tek başına etkili olan bir süreç olmaması mümkün gözükmemektedir. Bunun yanısıra AFC sürecide etkili olan bir diğer faktördür. AFC modellemesine göre; monzonitik kayalar diğerlerine göre daha fazla kabuksal kirlenmeye maruz kalmıştır. Siyenit ve intrüzif gabrolar ise farklı derecede asimilasyona uğramışlardır. Bölgedeki intrüzif gabroların en az kirletilmiş kayaları temsil ettiği görülmektedir.

Ofiyolitik kayalar yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7043–0.7064), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512059–0.512991), düşük $\delta^{18}O$ değerleri (0.9–4.4‰), orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.83–38.97), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.62–15.70) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.37–18.72) içeriklerine sahiptir. Yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7050–0.7062), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512843–0.512979), düşük $\delta^{18}O$ değerleri (2.6–6.1‰),

orta $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.51–38.91), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.54–15.69) ve yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.39–18.73) oranları alkalen mafik dayklar için heterojen bir manto kaynağının göstergesidir. Senozoyik'in erken dönemlerinde magmatizmadan sonra gelişen sığ denizel ortam nedeniyle mafik kayalardaki $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerlerinin kaya ve deniz suyu arasındaki Sr değişiminin sonucu olarak arttığı ve $\delta^{18}O$ değerlerinin yüksek sıcaklık hidrotermal alterasyon nedeni ile tüketildiği söylenebilir.

Monzonit ve siyenit bileşimli kayalardaki zirkonlardan yapılan U–Pb kristalizasyon yaşları sırasıyla 73.74 ± 0.027–73.78 ± 0.046 ve 73.78 ± 0.071 My elde edilmiştir. Bu kayaların birlikte bulunması ve eş yaşlı olmaları, bu kayaların kristalleşme dönemlerinde birbirlerinden önemli ölçüde etkilenmeleri ve birlikte kristalleşmeleri ile açıklanabilir. Alkalen bazaltların tüm kayadan yapılan Ar–Ar soğuma yaşları 63.96 ± 0.19–46.48 ± 0.65 My, hesaplanan izokron yaşları ise 64 ± 14–43.4 ± 4 My'dır. Elde edilen bu yaşlardan 63 My yaş verisi dikkate alınabilecek en sağlıklı veridir. Çünkü diğer yaşlarda kayalardaki karbonatlaşma, epidotlaşma, serisitleşme, killeşme gibi bozuşma süreçleri etkili olmalarından dolayı düzgün plato yaşı vermemektedir.

KAYNAKLAR

Açlan, M., Parlak, O., İşler, F., Boztuğ, D., Delaloye, M. 2001. Geochemistry and geochronology of the west-northwestern part of Behrek batholith, Central Anatolia. Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS-IV), 217.

Akçe, M.A. 2003. Yozgat Batolitinin Kuzey Bölümünün Jeoloji ve Petrolojisi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 118 sayfa.

Akçe, M.A. 2010. Yozgat İntrüzif Kompleksinin Jeolojisi, Petrolojisi ve Orta Anadolu Kristalen Karmaşığındaki Zamansal ve Mekansal Konumu. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 255 sayfa.

Akay, E. 1994. Geology and Oil Possibilities of the Çiçekdağ, Akçakent (Kırşehir) Region. Dokuz Eylül Üniversitesi Graduate School of Natural and Apllied Sciences, MSc. Thesis, 163 sayfa.

Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M. C., Güleç, N., Güven, A., Türeli, T. K. And Kadıoğlu, Y. K. 1993. Geochemical Characteristics of Granitoids along the Western Margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and Their Tectonic Implications. Geol. J., 28, 371-382.

Alexander, E. C., Jr. And Davis, P. K. 1974. ^{40}Ar-^{39}Ar ages and trace element contents of Apollo 14 breccias; an interlaboratory cross-calibration of ^{40}Ar-^{39}Ar standarts. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 911-928.

Alparslan, M., Guezou, J.K., Bonhomme, M. ve Boztuğ, D. 1996. Yıldızeli Metasedimanter Grubu İçindeki Fındıcak Metamorfiti'nin Metamorfizması ve Yaşı. T.J.K.B., 19, No.1, S., 19-29.

Alpaslan, M. and Temel, A. 2000. Petrographic and Geochemical Evidence for Magma Mixing and Crustal Contamination in the Post-Collisional Calc-Alkaline Yozgat Volcanics, Central Anatolia, Turkey. International Geology Review, 42, 850-863.

Alpaslan, M., 2000. Pazarcık Volkanitinin (Yıldızeli-Sivas) Mineralojik- Petrografik and Jeokimyasal Özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, Sayı: 43-2, 49-60.

Alpaslan, M., Frei, R., Boztuğ, D., Kurt, M.A., and Temel, A., 2004. Geochemical and Pb-Sr-Nd Isotopic Constraints Indicating an Enriched Mantle Source for Late Cretaceous to Early Tertiary Volcanism, Central Anatolia, Turkey, International Geology Review 46, 1022-1041.

Alpaslan, M., Boztuğ, D., Frei, R., Temel, A., and Kurt, MA., 2006. Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Camardı-Ulukışla basin, Nigde Province, Central Anatolia, Turkey Journal of Asian Earth Sciences 27, 613-627.

Alt, J. C., Muehlenbachs, K., Honnorez, J., 1986. An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP hole 504 B. Earth Planet Sci Lett 80: 217–229.

Anonymous, 2016 Web Sitesi: http://rruff.info/

Arni, P. 1938. Kırşehir-Keskin ve Yerköy zelzelesi hakkında. M.T.A. Enstitüsü Yayınları. Seri B, no. 1, Ankara.

Asan, K., Kurt, H., Francis, D., Morgan, G., 2014. Petrogenesis of the late Cretaceous K-rich volcanic rocks from the Central Pontide orogenic belt, North Turkey. Island Arc, 23, 102–124.

Ataman, G. 1972. Ankara'nin güneydogusundaki granodiyoritik kütlelerden Cefalik Daginin radyometrik yasi hakkinda on calisma. Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 2, 44-49.

Ayan, M. 1963. Contribution a l'etude petrographique et geologique de la region situee au nord-est de Kaman. M.T.A. Yayını, 115; 332 sayfa.

Aydar, E. ve Gourgaud, A. 2002. Garnet-bearing basalts: an example from Mt. Hasan, Central anatolia, Turkey. Mineralogy and Petrology, 75, 185-201.

Aydın, N. S., Göncüoğlu, M. C. and Erler, A. 1998. Latest Cretaceous Magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Review of Field, Petrographic and Geochemical Features, Tr. J. Earth Sciences, 7, 259-268.

Aydın N.S. and Önen, A.P. 1999. Field, Petrographic and Geochemical Features of the Baranadağ Quartz Monzonite of the Central Anatolian Granitoids, Turkey. Turkish J. Earth Sci., 8; 113-124.

Baş, H., Ayhan, A. and Atabey, E., 1986. Petrological and Geochemical Properties of the Ulukışla-Çamardı (Niğde) Volcanics. Geological Engineering Journal of Turkey 26, 27-34.

Bayhan, H. 1986. İç Anadolu Granitoyid Kuşağındaki Çelebi Sokulumunun jeokimyası ve kökensel yorumu. Jeoloji Mühendisliği, s. 29; 27-36

Bayhan, H. 1987. Cefalık ve Baranadağ plütonlarının (Kaman) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri. Jeoloji Mühendisliği, s. 30-3; 11-16.

Bayhan, H. 1988. Bayındır, Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 31; 59-70.

Bayhan, H. 1989. Keskin sokulumunun (Ankara) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri. Yerbilimleri, 15; 29-30.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Ellam, R. M., Marzola, M., Oun, K. M., Siena, F., Stuart, F. M. 2008. The role of HIMU metasomatic components in the African lithospheric mantle: petrological evidence from the Gharyan lherzolite xenoliths, NW Libya. In M. Coltorti, M. Grégoire (Eds.) Mantle metasomatism in intra-plate and suprasubduction settings, Geological Society, Special Publication, 293, 253-277.

Bindeman, I., 2008. Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis. Reviews in Mineralogy & Geochemistry Vol. 69 pp. 445-478.

Birgili, S.,Yoldas, R. and Ünalan, G., 1975. Çankırı-Çorum Havzası'nın jeolojisi ve petrol olanakları: Ankara, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Report No. 5621, 78p.

Blattner, P., Abart, R., Adams, C. J., Faure, K., Hui, L., 2002. Oxygen isotope trends and anomalies in granitoids of the Tibetian plateau. Journal of Asian Earth Sciences 21, 241–250.

Bozkurt, E. and Mittwede, S. K. 2001. Introduction to the geology of Turkey — a synthesis. International Geology Review, 43, 578–594.

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y. 1993. İç-Doğu Anadolu alkalin provensindeki Kösedağ plütonu (Suşehri- KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezi, 46.Türkiye Jeoloji Kurultayı, 87.

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y. 1994. İç-Doğu Anadolu alkalin provensindeki Kösedağ plütonu (Suşehri- KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezi, Türkiye Jeoloji bülteni, C.37, Sayı. 2, 1-14.

Boztuğ, D. 1998, Orta Anadolu'da metamorfizma-magmatizma sinkronizasyonu ve S-I-A tipi magmatik kayaç birliklerinin jeodinamik önemi, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 31-33.

Boztuğ, D. 1998. Post-Collisional Central Anatolian Alkaline Plutonism, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 7; 145-165.

Boztuğ, D., Tatar, S., Otlu, N., Yılmaz, S., Kayakıran, S., Yücel, E. ve Serdar, A.M. 1998. Orta Anadolu çarpışma plütonizmasının oluşumunda eş yaşlı mafik ve felsik magmaların çeşitli etkileşim tipleri, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 29-31.

Boztuğ, D., Tatar, S., Otlu, N. ve Yılmaz, S. 1998. Orta Anadolu çarpışma sonrası plütonizmasında kalkalkali ve alkali monzonitik birlikler, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 37-39.

Boztuğ, D., Özer, T. ve Otlu, N. 1998. Orta Anadolu Çarpışma İntrüzifleri, Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 19-42.

Boztuğ, D., 2000. S-I-A type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey. In Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Areas (eds E. Bozkur, J.A. Winchester and J.A.D. Piper), pp 441-485. Geological Society of London, Special publication no. 173.

Boztuğ, D., Tatar, S., Yılmaz- Şahin, S., and Harlavan, Y., 2003. The coexistence of S-type and I-type granitoids in the crustal thickeningrelated Felahiye pluton in the Anatolide-Tauride Terraine, NE Kayseri, Central Turkey. International Conference the South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives, SAAVA-2003, 17-20 September, 2003, Milos Island, Greece, Book of Abstracts, 47–48.

Boztuğ, D., Tatar, S., Şahin, S.Y. ve Harlavan, Y. 2003 b. Anatolid-Toridler'de kabuki kalınlaşmasıyla ilgili Felahiye (KD Kayseri) plutonunda petrografi-jeokimya ve biyotit K/Ar yaş tayini ile belirlenen S-tipi ve I-tipi granitoyid birlikteliği. 56. T.J.K. Bildiri özleri kitabı, s. 39-40.

Boztuğ, D. and Jonckheere, R.C., 2007. Apatite fission-track data from central-Anatolian granitoids (Turkey): constraints on Neo-Tethyan closure. Tectonics, 26, TC3011.

Boztuğ, D. and Arehart, G. B. 2007. Oxygen and sulfur isotope geochemistry revealing a significant crustal signature in the genesis of the post-collisional granitoids in central Anatolia, Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 30, 403-416.

Boztuğ, D., Tichomirowa, M. and Bombach, K. 2007a. ^{207}Pb-^{206}Pb single-zircon evaporation ages of some granitoid rocks reveal continent-oceanic island arc collision during the Cretaceous godynamic evolution of the central Anatolian crust, Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 31, 71-86.

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G. B., Satır, M., Avcı, N. 2007b. K–Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği–Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey. Lithos, 97, 193–218.

Boztuğ, D. and Harlavan, Y. 2008. K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and Central Anatolia, Turkey, Int. J. Earth Sci., 97, 585-599.

Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y. and Tichomirova, M. 2009a. Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Tırkey, Tectonophysics 473, 223-233.

Boztuğ, D., Güney, Ö., Heizer, M., Jonckheere, R.C., Tichomirowa, M. and Otlu, N. 2009b. ^{207}Pb-^{206}Pb, 40Ar-39Ar and Fission-Track Geothermochronology Quantifying cooling and Exhumation History of the Kaman-Kırşehir Region

Intrusions, Central Anatolia, Turkey, Tuırkish Journal of Earth Sciences, Vol. 18, 85-108.

Cabanis, B. Ve Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour is discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processaus de melange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023-2029.

Carr, P. F. 1985. Geochemistry of late permian shoshonitic lavas from the southern Sydney Basin. In: Sutherland, F.L., Franklin, B.J. and Waltho, A.E. (ed.), Volcanism in Eastern Australia. Geol. Soc. Aust., N.S.W. Div. Publ. No. 1, pp. 165–183.

Cebrià, J.M., Wilson, M., 1995. Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: a common European asthenospheric reservoir. Terra Nova Abstract, Supplement 7, 162.

Chivas, A. R., Andrew, A. S., Sinha, A. K., O'Neil, J. R., 1982. Geochemistry of Pliocene-Pleistocene oceanic arc plutonic complex, Guadalcanal. Nature 300: 139–143.

Clark, M., and Robertson, A., 2002. The role of Early Tertiary Ulukışla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys Ocean, journal of Geological Society, London 159, 673-690.

Clark, M., and Robertson, A., 2005. Uppermost Cretaceous–Lower Tertiary Ulukışla Basin, south-central Turkey: sedimentary evolution of part of a unified basin complex within an evolving Neotethyan suture zone. Sedimentary Geology 173, 15-51.

Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components inUmnak Volcanics, Aleutian Arc. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1.

Condie, K.C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4.

Crock, J. G., Lichte, F. E., Wildeman, T. R. 1984. The group separation of the rare-earth elements and yttrium from geologic materials by cation-exchange chromatography. Chem. Geol., 45, 149–63.

Croudace, I. W. 1980. A possible error source in silicate wetchemistry caused by insoluble fluorides. Chem. Geol., 31, 153–155.

Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C., and Dirik, K., 1999. Structural Evolution of the Tuz Gölü Basin in Central Anatolia, Turkey, The Journal of Geology 107, 693-706.

Dalrymple, G. B., Alexander, E. C., Jr., Lanphere, M. A., Kraker, G. P. 1981. Irradiation of samples for 40Ar/39Ar dating using the Geological Survey TRIGA reactor. U. S. Geol. Surv. Prof Paper, 1176.

Demirel S., Göncüoglu, M.C., Topuz, G., Işık, V., 2009. Geology and chemical variations in the tourmalines from the quartz-tourmaline breccias within the Kerkenez Granitoid (Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey).Canadian Mineralogist 47, 787-799.

Deniel, C., Aydar, E., Gourgaud, A. 1998. The Hasan Dağı stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 87, 275–302.

Deniz, K. 2010. Buzlukdağı (Kırşehir) alkali magmatik kayaçların jeolojisi, petrolojisi ve konfokal Raman spektrometresi ile incelenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 138 sayfa.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2012. Lösit ve Pseudolösit İçeren Bazaltların Kökeni ve İç Anadolu'daki Önemi: Çiçekdağ, Kırşehir, Türkiye, Uluslararası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 128-129.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M. 2014. Crystallisation History and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Çiçekdağ Igneous Complex (ÇIC) (Central Anatolia, Turkey). 30th International Conference on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism", 29 September -02 October 2014. Abstract Book, 44-45; Antalya.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A., Condon, D. J. 2015a. U-Pb Dating, whole rock and Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of collisional magmatism in the CACC: Çiçekdağ igneous complex (ÇIC). European Geosciences Union General Assembly, 12-17 April 2015, Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2015-9575.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A., Barfod, D. 2015b. The Nature of the Early Cenozoic Alkaline Mafic Magmatism: Implications for Mantle Source. Mineralogical Magazine, DOI:

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A. 2015c. Çiçekdağ Magmatik Kompleksi'nin (ÇMK) Sr-Nd-Pb-O İzotop Jeokimyası, İç Anadolu, Türkiye. Doğu Anadolu Jeoloji Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, 48-51, 7-11 Eylül 2015, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Türkiye.

Deniz, K. and Kadıoğlu, Y. K., 2015. FTIR, CRS and LA-ICP-MS Characteristics of Different Coloured Fluorites from Central Anatolia (CAF), Turkey. 12th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2015), İstanbul-Türkiye.

DePaolo, D. J. 1981. A Nd and Sr isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsula ranges, California Journal of Geophysical Research, 86, pp. 10470-10488.

Dicken, A. P. 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, pp. 510.

Dilek, Y. ve Whitney, D. L. 2000. Cenozoic crustal evolution in Central Anatolia: extension, magmatism and landscape development. From Panayides, I., Xenophotons, C. And Malpas, J. (eds) Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean.

Dirik, K., Göncüoğlu, M. C., and Kozlu, H., 1999. Stratigraphy and Pre Miocene Tectonic Evolution of the Southwestern Part of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. Geological Journal 34, 303-319.

Dosso, L., Hanan, B., Bougault, H., Schilling, J. G., Joron, J.L., 1991. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10-degrees-N and 17-degrees-N on the Mid-Atlantic ridge—a new MORB isotope signature. Earth Planet Sci Lett 106:29–43.

Dökmeci, L. 1980. Akdagmadeni yöresinin jeolojisi. M.T.A. Raporu No. 6953, 37s.

Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D. 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplatetype magmatism in the Westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. J Petrology 46(6):1155–1201.

Düzgören Aydın, N.S., Malpas, J., Göncüoglu, M.C., Erler, A. 2001. A Review of the Nature of Magmatism in Central Anatolia during the Mesozoic Post-Collisional Period. International Geology Review 43, 69.5-710.

Ekici, T. ve Boztug, D., 1997. Anatolid-Pontid çarpısma sisteminin pasif kenarında yer alan Yozgat batolitinde syn-COLG ve post-COLG granitoyid birlikteligi. Çukurova Üniv. Jeoloji Müh. Egitiminin 20. Yılı Semp., Geosound, 30, 519–538.

Elburg, M. A., Bergen, M. V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., Nasution, A. 2002. Geochemical trends across an arc–continent collision zone: magma sources and slab–wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. Geochim Cosmochim Acta 66:2771–2789.

Ellam, R. M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. Geology, 20; 153-156.

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A.,White,W., Bourdon, B., 1997. Element transport fromslab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research 102, 14991–15019.

Elliott, T., 2003. Tracers of the Slab, Inside the Subduction Factory.AGU, Washington, DC 23–45.

Erdoğan, B., Akay, E., Uğur, M.S., 1996. Geology of the Yozgat Region and Evolution of the Collisional Çankırı Basin, International Geology Review 38, 788-806.

Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P. 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayalarının petrolojisi ve jeokimyası. Doğa-Tr J. Of Engineering and Environmental sciences. 15; s. 76-100.

Erler, A. ve Bayhan, H. 1995. Orta Anadolu Granitoidlerinin genel değerlendirilmesi ve sorunları. Yerbilimleri, 17; 49-67.

Erler, A., and Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of Yozgat Batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Review 38, 714-726.

Escrig, E., Capmas, F., Dupre´, C., Alle´gre, C. J., 2004. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts. Nature 431:59–63.

Ewart, A. 1982. The mineralogy and petrography of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesitic–basaltic composition range. In: Thorpe, R.S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, pp. 25–87.

Farley, K. A., J. H. Natland, and Craig, H., 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. Earth and Planetary Science. Letters 111, 183–199.

Faure, G., Mensing, T., 2004. Isotopes: Principles and Applications.John Wiley & Sons Inc.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance. Geology 23, 921–924.

Fiantis, D., Nelson, M., Shamshuddin, J., Goh, T. B., Van Ranst, E. 2010. Determination of the Geochemical Weathering Indices and Trace Elements Content of New Volcanic Ash Deposits from Mt. Talang (West Sumatra) Indonesia. Eurasian Soil Science 43-13, 1477–1485.

Finney, B., Turner, S., Hawkesworth, C., Larsen, J., Nye, C., George, R., Bindeman, I., Eichelberger, J., 2008. Magmatic differentiation at an island-arc caldera: Okmok volcano, Aleutian Islands, Alaska. J Petrol doi:10.1093/petrology/egn008.

Floyd, P.A. 1993. Geochemical discrimination and petrogenesis of alkalic basalt sequences in part of the Ankara melange, central Turkey. Journal of the Geological Society 150, 541-550.

Floyd, P.A., Yalınız, M.K., Göncüoğlu. M.C. 1998. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Lithos 42, 225-241.

Floyd, P.A., Göncüoğlu. M.C., Winchester, J. A., Yalınız, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, 183-202.

Foley, S. F., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. Lithos 28, 435–53.

Frogner, P., Broman, C., Lindblom, S. 1998. Weathering detected by Raman spectroscopy using Al-ordering in albite. Chemical Geology 151, 161–168.

Furman, T., Graham, D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system; geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos 48:237–262.

Gao, Y., Hoefs, J., Przybilla, R., Snow, J. E., 2006. A complete oxygen isotope profile through the lower oceanic crust, ODP hole 735B. Chem Geol 233: 217–234.

Garfunkel, Z. 2004. Origin of the eastern Mediterranean basin: a reevaluation. Tectonophysics, 391, 11–34.

Garfunkel, Z. 2006. Neotethyan ophiolites: formation and obduction within the life cycle of the host basins. In: Robertson, A.H.F. and Mountrakis, D. (eds), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 260, 301-326.

Geneli, F. 2011. Petrology of Eocene volcanism in Central Anatolia: implications for the early Tertiary evolution of the Central Anatolian Crystalline Complex. Middle East Technical University, Department of Geological Sciences Doctorate Thesis, 252p.

Geven, A. 1995. Cefalıkdağ Granitoyidinin Petrografi ve Jeokimyası (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi Batısı). Yerbilimleri. 17. 1-16.

Giuseppe, P. D. 2015. Subduction modified and intraplate Neogene magmatism in Eastern Anatolia. University of Roma, thesis, 231 pp.

Godard, M., Bosch, D., Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. Chemical Geology 234, 58–78.

Göncüoğlu, M. C. 1977. Geologie Des Westlichen Massivs: Bonn Üniversitesi, Doktora Tezi, 181 sayfa.

Göncüoğlu, M. C. 1981. Niğde Masifinde Viridin Gnaysın Kökeni, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 24, 45-51.

Göncüoğlu, M. C. 1982. Niğde Masifi Paragnayslarında zirkon U-Pb Yaşları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 25, 61-66.

Göncüoğlu, M.C. 1986.Geochoronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif. Mineral Research and Technical Institute of Turkey (MTA) Bulletin, 105/106, 83–96.

Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşcu, İ., Erler, A. ve Olgun, E. 1991. Orta Anadolu Masifinin Batı Bölümünün Jeolojisi, Bölüm 1-Güney Kesim: Tpao Rapor No. 2909, 140 s., yayınlanmamış.

Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A., Olgun, E., ve Rojay, B. 1992. Orta Anadolu Masifinin Batı Bölümünün Jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim, T.P.A.O. Rap.No:3155,76s.

Göncüoğlu, M. C. and Türeli, T. K. 1993. Orta Anadolu Ofiyoliti plajiyogranitlerinin petrolojisi ve jeodinamik yorumu (Aksaray-Türkiye). Doğa Türk Yerbilimleri Derg., 2; 195-203.

Göncüoğlu, M. C., Erler, A., Toprak, V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşcu, İ., Köksal, S. ve Dirik, K. 1993. Orta Anadolu Masifi'nin Orta Bölümü'nün Jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer Baseni'nin Jeolojik Evrimi, T.P.A.O. Rap. No. 3313, 104 s.

Göncüoğlu, M.C. and Türeli, T.K., 1994. Alpine collisional-type granitoids from western Central Anatolian Crystalline Complex: Journal of Kocaeli University, 1, 39-46.

Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erler, A., and Yalınız, K., 1994a. Orta Anadolu Masifinin Doğu Bölümünün Jeolojisi Bölüm IV, Orta Anadolu Masifinin Sivas Baseni ile İlişkisi, TPAO Rapor No:3535, 135s.

Göncüoğlu, M.C., Olgun, E., Kuşcu, İ., Toprak, V., Kozlu, H., Dirik, K., Erler, A. and Yalınız, K., 1994b. Orta Kızılırmak Tersiyer Baseninin Jeolojisi and Orta Anadolunun Tersiyer Tektonik Olaylarındaki Rolü: Türkiye 10. Petrol Kongresi, Ankara, Bildiriler, 77.

Görür, N. 1981. Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi. Türkiye Jeol. Kur. İç Anadolu'nun Jeolojisi sempozyumu, Ankara, 60-69.

Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen. İ., and Şengör, A.M.C. 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü Basin complex, central Anatolia (Turkey): Sedimentary record of Neo-Tethyan closure. In the geological evolution of the eastern Mediterranean (eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson), pp 467-482. Geological Society of London, Special publications 17.

Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. Earth and Planetary Science. Letters 136, 281–296.

Gregory, R.T., Taylor, H.P., 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: evidence for δ18O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawaterhydrothermal circulation at Mid-Ocean Ridges. J Geophys Res 86: 2737–2755.

Güleç, N. ve Kadıoğlu, Y.K. 1991 Ağaçören (Aksaray) Magmatik Kayaçlarının Jeokimyası ve Kökenleri Hakkında Tartışma, Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, 94-95.

Güleç, N. 1994. Rb-Sr isotope data from the Ağaçören granitoid (East of Tuz Gölü): geochronological and genetical implications. Turkish J. Earth Sci., 3; 39-43.

Güleç, N. ve Kadıoğlu, Y.K. 1998. Relative involvement of mantle and crustal components in the Ağaçören granitoid (central Anatolia - Turkey): estimates from trace element and Sr-isotope data. Chemie der Erde, 58; 23-37.

Gülyüz, E. 2009. Evolution of the Çiçekdağı Basin, Central anatolia, Turkey. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek lisans Tezi, 58 sayfa.

Gülyüz, E., Kaymakci, N., Meijers, M. J. M., Van Hinsbergen, D. J. J., Lefebvre, C., Vissers, R. L. M., Hendriks, B. W. H., Peynircioğlu, A. A. 2012. Late Eocene evolution of the Çiçekdağı Basin (central Turkey): Syn-sedimentary compression during microcontinent–continent collision in central Anatolia. Tectonophysics, http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.003.

Gündoğdu, M.N., Bros, R., Kuruç, A., Bayhan, H. 1988. Rb–Sr wholerock systematics of the Bayindir feldspathoidal syenites (Kaman-Kırşehir). In: Proceedings of the 20th annual of earth science at Hacettepe University Symposium, Ankara, Abstracts, 55.

Gürer, Ö., F., and Aldanmaz, E., 2002. Origin of the Upper Creataceous - Tertiary basins within the Tauride Anatolide platform in Turkey. Geological Magazine 139, 191-197.

Hanan, B. B., Graham D. W., 1996, Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes, Science 272, 991–995.

Harker, A. 1909. Metamorphism, a Study of the Transformation of Rock Mases, Methuen, London, 362s.

Harmon, R. S., Hoefs, J., 1995. Oxygen-isotope heterogeneity of the mantle deduced from global O-18 systematics of basalts from different geotectonic settings. Contrib Mineral Petrol 120, 95-114.

Harnois L. ve Moore, J. M. 1988. Geochemistry and Origin of the Ore Chimney Formation: a Transported Paleoregolith in the Grenville Province of Southeastern Ontario, Canada. Chem. Geol. 69, 267–289.

Harris, N. B. W., Pearce, J.A. and Tindle, A. G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-zone Magmatism. In Coward, M.P. ve Riesi, A.C., (eds), Collision Tectonics, Geological Soc. Of London Spec. Publ. No. 19, 67-68.

Harris, C., Faure, K., Diamond, R. E., Scheepers, R., 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. Chemical Geology 143, 95–114.

Hart, S. R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures and mixing chronologies, Earth and Planetary Science Letters 90, 273-296.

Hart, S. R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A.,Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment; isotopic evidence. Science 256, 517–520.

Hauff, F., Hoernle, K., Schmidt, A., 2003. Sr–Nd–Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185): implications for alteration of ocean crust and the input into the Izu–Bonin–Mariana subduction system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4.

Hauri, E. H., Whitehead, J.A., Hart, S.R., 1994, Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes, Journal of Geophysic. Research 99, 24275–24300.

Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., Van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science 276:551–555.

Hickey-Vargas, R., Bizimis, M., Deschamps, A., 2008. Onset of the Indian Ocean isotopic signature in the Philippine Sea Plate: Hf and Pb isotope evidence from Early Cretaceous terranes. Earth and Planetary Science Letters 268, 255–267.

Hoefs, J., 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer, pp. 281.

Hofman, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature 385:219–229.

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., White, W. M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth Planet Sci Lett 79:33–45.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuuoli, R., Pasquare, G., Villari, 1982. Anatolia and north–western Iran. In: Thorpe, R.S. (ed.), Andesites. Wiley, Chichester, pp. 327–349.

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: Canadian J. Earth Sci., 8, 523-548.

Işık, F. 1999. Ekekekyeniköy-Mamsun (Aksaray), Yeşilhisar (Kayseri) Arasının Jeolojisi ve Gabroyik ve Granitoyidik Kayaçların Petrografik-Mineralojik ve Jeokimyasal İncelemesi; S.Ü. Doktora Tezi (Yayınlanmamış)

Işık, V., Goncuoglu C., Demirel, S., 2004.Tourmalinite formation in the Yozgat batholith, Central Anatolian core complex, Turkey: A case study for its structural setting. GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs, Denver, USA, v.36, no.5, p. 430.

Işık, V., Lo, C.H., Göncüoğlu, C. & Demirel, S. 2008. $^{39}Ar/^{40}Ar$ ages from the Yozgat Batholith: Preliminary data on the timing of Late Cretaceous extension in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Journal of Geology 116(5), 510-526.

Işık, V. 2009. The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation. Journal of Asian Earth Sciences, 34, 507–521.

Ito, E., White, W. M., Gopel, C., 1987. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. Chem Geol 62:157–176.

İlbeyli, N., and Pearce, J., 1997. Petrogenesis of collision related Anatolian granitioids, Turkey. European Union of Geoscience (EUG). Strasbourg, France 9, 502.

İlbeyli, N. 1998. Petrogenesis of Collision Related Plutonic Rocks, Central Anatolia (Turkey). University of Durham, Department of Geological Sciences Doctorate Thesis, 302p.

İlbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey, Lithos, 72, 163-182.

İlbeyli, N. 2005. Mineralogical-geochemical constraints on intrusives in central Anatolia, Turkey: tectono-magmatic evolution and characteristics of mantle source, Geol. Mag., 142, 187-207.

İlbeyli, N., and Pearce, J., 2005. Petrogenesis of igneous enclaves in plutonic rocks of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Review 47, 78-97.

İlbeyli, N. and Kibici, Y. 2009. Collision-related granite magma genesis, potential sources and tectono-magmatic evolution: comparison between central, northwestern and western Anatolia, Turkey, International Geology Review, Vol. 51, No. 3, 252-278.

İlbeyli, N., Pearce, J. A., Meighan, I. G. and Fallick, A. 2009. Contemporaneous Late Cretaceous Calc-Alkaline and Alkaline Magmatism in Central Anatolia, Turkey: Oxygen Isotope Constraints on Petrogenesis, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 529-547.

Kabakcı, B., Deniz, K., Kılıç, C.Ö., Güllü, B., 2012. Fluorit Oluşumunda Alkali Magmatik Kayaların Önemi: İç Anadolu'dan Örnekler, Uluslararası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Denizli-Türkiye.

Kadıoğlu, Y. K., ve Güleç, N. 1993. Granitoyidler İçinde Anklavların Kökeni ve Türkiye'den Örnekler, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 8, 113-118s.

Kadıoğlu, Y.K. ve Yıldız, M. 1995. Akdağmadeni (Yozgat) metamorfitlerinde yeralan Ortaköy Granitoidindeki ksenolitlerin mineralojik ve petrografik özellikleri. Karadeniz Tek. Üni., Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Semp. Bild., 195-207.

Kadıoğlu, Y.K. and Güleç, N. 1996. Mafic Microgranular Enclaves and Interaction Between Felsic and Mafic Magmas in the Ağaçören Intrusive Suite: Evidence from Petrographic Features and Mineral Chemistry, International Geology Review, Vol. 38, p. 854-867.

Kadıoğlu, Y.K. ve Güleç, N. 1997. Mineral kimyası ve Petrografik Özelliklerinden Yararlanarak Granitoidlerdeki Anklav ve Gabroların İlişkilerinin Belirlenmesi: Ağaçören (Aksaray), S.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü 20. Yıl Semp.,95.

Kadıoğlu, Y.K. ve Güleç, N. 1997. Ağaçören İntrüzif Takımının Petrolojisi (Aksaray) Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, 35.

Kadıoğlu, Y.K. ve Özsan, A. 1997. Sulakyurt granitoidindeki ofitik olmayan gabroların konumunun sondajlarla belirlenmesi, 50. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 14.

Kadıoğlu, Y.K. ve Özsan, A. 1998. Sulakyurt granitoidindeki gabroların derin yapısının sondajlarla belirlenmesi. Türkiye Jeol. Bült., cilt 41, No. 2; 177-185.

Kadıoğlu, Y.K., Ateş, A. and Güleç, N. 1998. Structural interpretation of gabbroic rocks in Ağaçören Granitoid, Central Turkey: Field observations and aeromagnetic data. Geol. Mag. 135 (2); 245-254.

Kadıoğlu, Y. K. and Güleç, N. 1999. Types and genesis of the enclaves in central Anatolian granitoids. Geological Journal. Geol. J. 34; 243-256.

Kadıoğlu, Y.K. 2001. Yozgat-Kırşehir-Kırıkkale çevresinin jeoloji ve kırıklarının genel özellikleri, Yukarı Orta Anadolu Jeofizik Toplantısı, Yozgat, 89-103.

Kadıoğlu, Y.K. and Güleç, N. 2001a. Gabbro types in the Central Anatolian Crystalline Complex: field aspects, petrographic features and geochemistry. Fourth

International Turkish Geology Symposium (ITGS IV). 24-28 September 2001, Çukurova University. Adana, Turkey. (Abstracts), 206.

Kadıoğlu, Y.K. and Güleç, N. 2001b. Nature and distribution of felsic plutons in Central Anatolian Crystalline Complex: time-space relations. Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV). 24-28 September 2001, Çukurova University. Adana, Turkey. (Abstracts), 202.

Kadıoğlu, Y. K. and Güleç, N. 2001c. Nature and distribution of felsic plutons in Central Anatolian Crystalline Complex: time-space relations. Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV). 24-28 September 2001, Çukurova University. Adana, Turkey. (Abstracts), 202.

Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N. and Foland, K.A. 2002. Structure, petrology and geochronology of the Ağaçören Intrusive Suite and its tectonic implications for the geodynamic evolution of Central Anatolia, International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering. 16-18 May 2002, İstanbul, Turkey. (Abstracts), 115.

Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N. and Foland, K.A. 2003. Tectonomagmatic Evolution of Bimodal Plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, The Journal of Geology, V. 111, p. 671-690.

Kadıoğlu, Y. K., Dilek, Y. and Foland, K. A. 2006. Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline compleks, Geological Society of America, special paper 409, 381-415.

Kadıoğlu, Y. K. 2007. Evolution of Adakite and Alkaline Felsic Intrusive of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, GRMENA, 695-702.

Kadıoğlu, Y. K., and Dilek, Y., 2009. Structure and geochemistry of the adakitic Horoz granitoid, Bolkar Mountains, south-central Turkey, and its tectonomagmatic evolution. International Geology Review, 1-31.

Kadıoğlu, Y. K. ve Deniz, K. 2015. Orta Anadolu Fluoritlerinin (OAF) Kökeni: NTE ve Sr İzotop Jeokimyası, Türkiye. Doğu Anadolu Jeoloji Sempozyumu, Van-Türkiye.

Kara, H. & Dönmez, M. 1990. 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeolojisi haritalar serisi: Kırşehir G-17 paftası. MTA Raporu.

Kara, H. 1991. MTA Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Kırşehir g-18 Paftası, Jeoloji Etütleri Dairesi tarafından yayınlanmıştır, No:37, 1-12.

Kasapoğlu, B., Ersoy, Y. E., Uysal, İ., Palmer, M. R., Zack, T., Koralay, E. O., Karlsson, A. 2015. The Petrology of Paleogene Volcanism in the Central Sakarya, Nallıhan Region, Implication for the Initiation and Evolution of Post-Collisional, Slab Break-off Magmatic Activity. Lithos, DOI: 10.1016/j.lithos.2015.12.024.

Kawahata, H., Nohara, M., Ishizuka, H., Hasebe, S., Chiba, H., 2001. Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. Journal of Geophysical Research 106.

Kaymakci, N., Bruijn, H. D., White, S. H., Dijk, P. M. V., Saraç, G. & Unay, E. 2001. Tectonic implications of the Neogene stratigraphy of the Çankiri basin with special reference to the Çandir locality (North-Central Anatolia, Turkey). In Güleç, E, Begun, D.R., and Geraads, D. (eds.) 51 Geology and Vertebrate Paleontology of the Miocene hominoid locality of Çandir. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 240, 9-28.

Ketin, İ. 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi and Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu, TJK Bülteni, C. VI, sayı 1, 1-40.

Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Bülteni, 66, 20-34.

Kılıç, C. Ö. ve Kadıoğlu, Y. K. 2012a. Petrochemical Characteristics of the Felsic Veins within the Kaman Metamorphic Rocks: Central Anatolia, Türkiye. EGU General Assembly, Viyana/Avusturya.

Kılıç, C. Ö. ve Kadıoğlu, Y. K. 2012b. Kaman-Kırşehir metamorfiklerinin intrüzif kütlelerle olan ilişkisi: Kaman, Kırşehir, Türkiye. V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, 230-231.

Kılıç, C. Ö. 2013. Kaman (Kırşehir) Çevresindeki Metamorfiklerin Jeolojisi, Petrografisi ve Magmatik Sokulumlarla Olan Kökensel İlişkisi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 104 sayfa.

Koçak, K, Isık, F., Arslan, M., Zedef, V. 2005. Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 25, 883–891.

Köksal, S. and Göncüoğlu, M.C., 1997. Geology of İdişdağı-Avanos Area (Nevşehir-Central Anatolia), Mineral Res. Expl. Bull., 119, 41-58.

Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., and Floyd, P.A., 2001. Extrusive members of post collisional A-type magmatism in Central Anatolia: Karahıdır Volcanics, İdiş Dağı-Avanos area, Turkey. International Geology Review 43-8, 683-694.

Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C., and Toksoy-Köksal, F., 2004. Timing of the transition from the post-collisional to A-type magmatism: titanite U/Pb ages from the alpine Central Anatolian Granitoids, Turkey. International Journal of Earth Science 93, 974-989.

Köksal, S., and Göncüoğlu, MC., 2008. Sr and Nd isotopic characteristics of some S- I- and A-type granitoids from Central Anatolia. Turkish Journal of Earth Science 17,111–127.

Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., Köksal, F.T., Möller, A. and Kemnitz, H. 2008. Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey, Mineral and Petrology 93, 185-211.

Köksal, S., Moller, A., Göncüoğlu, C. M., Frei, D. and Gerdes, A. 2012. Crustal homogenization revealed by U–Pb zircon ages and Hf isotope evidence from the Late Cretaceous granitoids of the Ağacören intrusive suite (Central Anatolia/Turkey). Contrib Mineral Petrol, 163, 725–743.

Köksal, S., Toksoy-Köksal, F., Göncüoglu, M. C., Möller, A., Gerdes, A. and Frei, D., 2013. Crustal source of the Late Cretaceous Satansari monzonite (central Anatolia/Turkey) and its significance for the Alpine geodynamic evolution. Journal of Geodynamics.doi:10.1016/j.jog.2012.06.003.

Kuno, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H. H. & Poldervaart, A. A. (eds) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, 2.* New York: Interscience, pp. 623–688.

Kurt, M.A., Alpaslan, M., Göncüoğlu, M.C., Temel A. 2008. Geochemistry of Late Stage Medium to High-K Calc-Alkaline and Shoshonitic Dykes in the Uluki la Basin (Central Anatolia, Turkey): Petrogenesis and Tectonic Setting. Geochemistry International, 46-11, 1145–1163.

Kurt, H., Koçak, K., Asan, K., Karakaş, M. 2013. Petrogenesis of the Üçkapılı Granitoid and its Mafic Enclaves in Elmalı Area (Nigde, Central Anatolia, Turkey). Acta Geologica Sinica 87-3, 738-748.

Kuruç, A. 1990. Rb–Sr geochemistry of syenitoids from Kaman-Kirsehir region. Hacettepe University M.Sc. thesis, 97 sayfa.

Kürkcüoğlu, B., Şen, E., Aydar, E., Gourgaud, A., Gündoğdu, N. 1998. Geochemical approach to magmatic evolution of Mt. Erciyes stratovolcano Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 473–494.

Kürkcüoğlu, B. 2010. Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidağ volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 37, 42–51.

Kürkcüoğlu, B., Pickard, M., Şen, P., Hanan, B. B., Sayit, K., Plummer, C., Şen, E., Yürür, T., Furman, T. 2015. Geochemistry of Mafic Lavas from Sivas, Turkey and the evolution of Anatolian Lithosphere. Lithos, 232, 229–241.

Kyser, T. K. 1986. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley, J. W., Taylor, H.

P., O'Neil, J. R. (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 16, pp. 141–164.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zannettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 2001, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Cambridge University Press. 236p.

Liu, X., Xu J., Castillo, P. R., Xiao, W., Shi. Y., Feng, Z., Guo, L. 2014. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd–Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China. Lithos, 189, 185–200.

Lustrino M., Wilson M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Reviews 81, 1–65.

Lünel, AT. 1985. An approach to the naming, origin and age of Baranadağ monzonite of the Kırşehir intrusive suite. METU Journal of Pure and Applied Sciences 18, 385–404.

Maria, A., Luhr, J., 2008. Volatiles in mafic lamprophyres, basanites, and basalts of the western Mexican Volcanic Belt: A vein wallrock melting relationship. Journal of Petrology 49, 2123–56.

Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, 207-2018.

McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., Taylor Jr., H.P., 1981. Sm–Nd, Rb–Sr, and 18O/16O isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. Journal of Geophysical Research 86, 2721–2735.

McDougall, I., and Harrison, T. M. 1999. Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. Oxford University Press, Second edition, pp.273.

Merrihue, C. M. ve Turner, G. 1966. Potassium argon dating by activation with fast neutrons. J. Geophys. Res., 71, 2852-2857.

Middlemost, E.A.K. 1985. Magmas and magmatic rocks. Longman, London.

Morris, J.D., Hart, S.R. 1983. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc voleanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and

implications for mantle structure. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 2015-2030.

Muehlenbachs, K., Clayton, R. N., 1972. Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. Can J Earth Sci 9: 471–479.

Nelson, S.T., Davidson, J.P., 1993. Interaction between manthe-derived magmas and mafic crust, Henry Mountains, Utah. J Geophys Res 98(B2):1837–1852.

Nesbitt, H. W. ve Young, G. M.1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. Nature 299.

Okay, A. I. and Tüysüz, O. 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen (eds B.Durand, L. Jolivet, F.Hovarth and M. Séranne), Geological Society of London, Special Publication no.156, pp. 475-515.

Otlu, N. and Boztuğ, D. 1998. The Coexistency of the Silica Oversaturated (Alkos) and Undersaturated Alkaline (Alkus) Rocks in The Kortundağ and Baranadağ Plutons from the Central Anatolian Alkaline Plutonism, E Kaman/Nw Kırşehir, Turkey. Tr. J. Earth Sciences, 7, 3, 241-258s.

Önal, A., Boztuğ, D., Kürüm, S., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Arslan, M. 2005. K–Ar age determination, whole-rock and oxygen isotope geochemistry of the post-collisional Bizmis¸en and C¸ altı plutons, SW Erzincan, Eastern Central Anatolia, Turkey. Geol J 40, 457–476.

Önen, A.P. ve Unan, C. 1988. Kaman (Kırşehir) Kuzeydoğusunda bulunan Gabroların mineralojisi, petrografisi. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 23-28.

Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., 1990. Kütahya-Çifteler-Bayatİhsaniye yöresinin temel jeolojisi. M.T.A. rap. No:8974 (yayınlanmamış).

Özmen, Ö. ve Koç, Ş. 2006. Farklı Renkteki Fluoritlerin Nadit Toprak elementleri (NTE) Konsantrasyonu Kaman, Kırşehir, Türkiye, Gazi Üniv. Müh. Mim. Fak. Der., Cilt 21, No 2, 229-237.

Parlak, O. and Delayloye, M. 1999. Precise 40Ar/39Ar ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Tectonophysics, 301, 145–58.

Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications 16, 77–94.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. J Volcanol Geotherm Res 44:189–229.

Pearce, J.A., Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) Magmatic processes and plate tectonics. Geol Soc Spec Pub 76:373–403.

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251–285.

Peccerillo, R. and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kasramonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63–81.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology 145, 325–394.

Poisson, A. 1986. Anatolian Micro-Continents in The Eastern Mediterranean Context. The Neo-Tethysion Oceanic Troughs. Sci. De La Terre, Mem., 47, 311-328.

Presnall, D., Hoover, J., 1987. High pressure phase equilibrium constraints on the origin of mid-ocean ridge basalts. In: Mysen, B.O. (Ed.), Magmatic Processes: Physicochemical Principles, a Volume in Honor of Hatten S. Yoder, Jr. Spec Publ Gechem Soc, St. Louis, pp. 75–89.

Price J. R. ve Velbel, M. A. 2003. Chemical Weathering Indices Applied to Weathering Profiles Developed on Heterogeneous Felsic Metamorphic Parent Rocks. Chem. Geol. 202, 397–416.

Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos 22, 247–263.

Roaldset, E.1972. Mineralogy and Geochemistry of Quaternary Clays in the Numedal Area, South ern Norway. Norsk. Geolisk. Tidsskrift. 52, 335–369.

Rollinson, H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited, Longman, ISBN 978-0-582-06701-1, 352s, England.

Ruxton, B. P. 1968. Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. J. Geol. 76, 518–527.

Scharzer, R. R. and Rogers, J. J. W. 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. Earth Planet. Sci. Lett., 23, 286-296.

Seymen, İ. 1981. Kaman (Kırşehir) Dolayısında Kırşehir Masifi'nin Stratigrafisi ve Metamorfizması, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 24, 7-14.

Seymen, I., 1982. Kaman dolayında Kırşehir Masifinin jeolojisi. İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Maden Fakültesi Doçentlik Tezi, 164 sayfa.

Sharp, Z. D., 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios in silicates and oxides. Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 1353-1357.

Sharp, Z. D., 1990. In situ laser microprobe techniques for stable isotope analysis. Chemical Geology: Isotope Geoscience section, 101, 1–2, 3-19.

Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Ibrahim, K.M., 2003. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixing lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. J Petrol 44:1657–1679.

Singer, B.S., Jicha, B.R., Leeman, W.P., Rogers, N.W., Thirlwall, M.F., Ryan, J., Nicolaysen, K.E., 2007. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: subduction melts sediments and dehydrates serpentine. Journal of Geophysical Research 112, B06206.

Souri, T., Watanabe, M., Sakagami, K. 2006. Contribution of Parker and Product Indexes to Evaluate Weathering Condition of Yellow Brown Forest Soils in Japan. Geoderma 130, 346–355.

Staudigel, H., Plank, T.,White, B., Schmincke, H., 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), Subduction: Top to Bottom. Geophysical Monograph, 96, pp. 19–38.

Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R., 2005. FoZo, HiMu and the rest of the mantle zoo. Geochemistry Geophysics and Geosystems 6, Q05007, doi:10.1029/2004GC000824.

Stracke, A., 2012: Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. Chemical Geology 330-331, 274-299.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345.

Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic Approach. Tectonophysics 75, 181-241.

Tankut, A., Güleç, N., Wilson, M., Toprak, V., Savaşçın, Y., Akıman, O. 1998a. Alkali Basalts From the Galatia Volcanic Complex, NW Central Anatolia, Turkey. Tr. J. of Earth Sciences, 7, 269–274.

Tankut, A., Wilson, M., Yihunie, T. 1998b. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Güvem area, Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 285–301.

Tarhan, N. 1987. Orta anadolu Metamorfik ve Granitik Kayalarının Kökeni ve Evrimi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C. 6, S. 1-2, 57-68.

Tatar, S. ve Boztug, D., 1997. Yozgat batoliti GB kesiminde (Sefaatli-Yerköy arası) FC ve magma mingling/mixing süreçlerinin kanıtları. Çukurova Üniv. Jeoloji Müh. Egitiminin 20. Yılı Semp., Geosound, 30, 539–562.

Tatar, S., Boztuğ, D., Harlavan, Y. ve Arehart, G.B. 2003. Kompozit Behrekdağ Batoliti: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca Anatolid-Pontid çarpışmasının Kırıkkale ili-Hirfanlı Barajı arası kesimindeki magmatik kanıtı. 56. T.J.K. Bildiri özleri kitabı, 28-29.

Tatar, S. ve Boztuğ, D. 2005. The syn-collisional Danacıobası biotite leucogranite derived from the crustal thickening in central Anatolia (Kırıkkale), Turkey, Geological Journal, 40, 571-591.

Tatsumi, Y., Kogiso, T., 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. Geological Society, London, Special Publications 219, 55–80.

Tatsumoto, M., Nakamura, Y., 1991. DUPAL anomaly in the sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. Geochim Cosmochim Acta 55:3697–3708.

Taylor, H. P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H_2O in granite batholiths. Journal of Geological Society, London, 133, 509.

Taylor, H. P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177–210.

Taylor, H. P. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 47, 243–254.

Taylor, H. P. Jr., 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. Rev Mineral 16:273-316.

Taylor, S. R., Mclennan, S. M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Scientific Publication, Oxford. 312.

Temel, A., Yürür, T., Alıcı, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H., Demirbağ, H. 2010. Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: An example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 38, 289–306.

Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P., Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? Journal of Petrology 35, 819–838.

Tokel, S. 1989. Anadolu'da Yitim be Çarpışma Kökenli Granitoidlerin Kimyasal ve Metalojenetik Açıdan Karşılaştırılması, Yerbilimleri, 15, 129-137.

Toksoy Köksal, F. 2003. Petrology of the phlogopite-bearing ultramafic-mafic plutonic rocks within Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 304 sayfa.

Tolluoğlu, A. Ü. 1993. Kırşehir Masifini kesen felsik intrüziflerin (Kötüdağ ve Buzlukdağ) petrografik ve jeokimyasal karakterleri. Yer Bilimleri Dergisi, sayı:16, 19-43.

Turner, S., Hawkesworth, C., 1997. Constraints on flux rates andmantle dynamics beneath island arcs from Tonga–Kermadec lava geochemistry. Nature 389, 568–573.

Türeli, T.K, Göncüoğlu, M.C. ve Akıman O. 1993. Ekecikdağ Granitoyidinin Petrolojisi ve Kökeni (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi Batısı). M.T.A. Dergisi, 115; s. 15-28.

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. ve Terzioğlu, N. 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey. Tectonophysics 243, 173-191.

Voshage, H., Hofmann, A. W., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I. and Demarchi, G. 1990. Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. Nature, 347, 731-736.

Wei, C.-S., Zheng, Y.-F., Zhao, Z.-F., 2000. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China. Tectonophysics 328, 205–227.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F., Gariepy, C., 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology 37, 1463–1489.

Whitney, D. L., Teyssier, C., Dilek, Y., Fayon, A. K. 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: influence of orogen-normal collision vs wrench-dominated tectonics on PT-t paths. Journal of Metamorphic Geology 19, 411-432.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton, M.A., Heizler, M. 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Nigde Massif, Turkey. Tectonophysics, 376 (1–2), 37–60.

Wilson, M., Tankut, A. ve Güleç, N. 1997. Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey. Lithos, Volume 42, Issues 1-2, 105-121.

Willbold, M., Stracke, A. 2010: Recycling of continental crust and its role for the formation of enriched mantle components. Chemical Geology 76, 188-197.

Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 114, 491–504.

Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., Kurz, M., Staudigel, H., 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: evidence from the Samoa volcanic chain. Geochemistry, Geophysics and Geosystems.

Wörner, G., Zindler, A., Staudigel, H., Schmincke, H. U. 1986. Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. Earth and Planetary Science Letters, 79, 107–119.

Yalınız, M.K., Floyd, P.A. and Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia : geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray. Turkey. Min. Mag. 60, 697-710.

Yalınız, M.K. ve Göncüoğlu, M.C. 1998. General geological characteristics and distribution of the Central anatolian Ophiolites. Yerbilimleri 20, 19-30.

Yalınız, M.K. ve Göncüoğlu, M.C. 1999. Clinopyroxene Compositions of the Isotropic Gabbros From the Sarıkaraman Ophiolite: New Evidence on Supra-Subduction Zone Type Magma Genesis in Central Anatolia. Turk J Earth Sci 8, 103-111.

Yalınız, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., Parlak, O. 1999. Terlemez quartz monzonite of Central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. Geol. J. 34, 233-242.

Yalınız, K.M., Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C. 2000a. Geochemistry of volcanic rocks from the (Çiçekdag Ophiolite, Central Anatolia, Turkey, and their inferred tectonic setting within the northern branch of the Neotethyan Ocean. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, 203-218.

Yalınız, K.M., Floyd, P.A. and Göncüoğlu, M.C. 2000b. Geochemistry of Volcanic Rocks from the Çiçekdağ Ophiolite, Central Anatolia, Turkey and Their Inferred Tectonic Setting within the Northern Branch of the Neotethyan Ocean. Ofioliti 25-2, 157-158.

Yalınız, K. M., Güncüoglu, M. C., Özkan-Altiner, S. 2000c. Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: palaeotectonic implications. Geological Journal 35, 53-68.

Yalınız, M. K. 2008. A geochemical attempt to distinguish forearc and back arc ophiolites from the "supra-subduction" Central Anatolian Ophiolites (Turkey) by comparison with modern oceanic analogues. Ofioliti 33-2, 119-129.

Yaman, S., 1984. Bayındır (Kaman) Florit filonlarının termo optik analizi. Yerbilimleri, 11, 23-30.

Yaman, S. 1985a. Akçakent (Çiçekdağı-Kırşehir) yöresi Fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım çalışmaları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 73-78.

Yaman, S., 1985b. Bayındır (Kaman) fluorit filonlarında nadir toprak elementlerin jeokimyası: Jeo. Müh. Dergisi, 25, 39-44.

Yaman, S., 1989. Pöhrenk (Kırşehir) Fluorit mineralleşmesi ve kökenine bağlı sıvıların fizikokimyasal özellikleri Doğa, 13, 257-265.

Yılmaz, S. and Boztuğ, D. 1998a. Petrogenesis of the Çiçekdag Igneous Complex, N of Kırsehir, Central Anatolia, Turkey. Tr. J. of Earth Sciences, 7, 185–199.

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. 1998b. Çiçekdağ Magmatik Kompleksi'nin (KB Kırşehir) petrojenezi,, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 33-35.

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. 1998c. Çarpışma zonu magmatizmasının petrojenezi, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 27-29.

Yılmaz Şahin S., Güngör, Y., Boztuğ, D. 2004. Comparative petrogenetic investigation of composite Kaçkar batholith granitoids in eastern Pontide magmatic arc—northern Turkey. Earth Planets Space, 56 (4), 429–446.

Zeck, H.P. ve Ünlü, T. 1987. Parallel whole rock isochrones from a composite, monzonitic pluton, Alpin belt, central Anatolia, Turkey. N. Jb. Miner. Mh., H. 5; 193-204.

Zeck, H.P. ve Ünlü, T. 1988. Alpine ophiolite obduction before 110 +/-5 ma ago, Taurus belt, eastern central Turkey. Tectonophysics, 145, 55-62.

Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P., Hawkesworth, C.J. 2005. Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic processes through rates and chronologies. J Volcanol Geotherm Res 140:171–191.

Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Science Letters 14, 493–571.

Zou, H. B., Zindler, A., Xu, X. S., Qi, Q., 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations and tectonic significance. Chem Geol 171:33–47.

EKLER

EK 1 Petrografik İncelemelerde Kullanılan Kısaltmalar
EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi
EK 3 Sr–Nd İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması
EK 4 Pb İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması
EK 5 U–Pb Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması
EK 6 Ar–Ar Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması
EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri
EK 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları
EK 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları

EK 1 Petrografik İncelemelerde Kullanılan Kısaltmalar

Ksn	Kalsedon	***Hmr***	Hamur (Kristalit-Mikrolit-Volkan Camı)	***O5***	Mirmekitik Doku	***B12***	Hidrobiyotitleşme
Szt	Serisit	***Sdn***	Sanidin	***O6***	Sferulitik Doku	***B13***	Opaklaşma
Kst	Kalsit	***Sfn***	Sfen	***O7***	Glomeroporfirik Doku		
Krt	Klorit	***Zrn***	Zirkon	***O8***	Akma/Trakitik Doku		
Opk	Opak	***Apt***	Apatit	***O9***	Grafik Doku		
Asm	Analsim	***BKP***	Bazalt Kaya Parçası	***O10***	Poiklitik Doku		
Ojt	Ojit	***MKP***	Mermer Kaya Parçası	***O11***	Radyal Doku		
Srp	Serpantin	***KKP***	Kuvarsit Kaya Parçası	***O12***	Monzonitik Doku		
K	Kuvars	***G1***	Hipokristalen Doku	***B1***	Sossuritleşme		
Plj	Plajiyoklaz	***G2***	Hipohiyalin Doku	***B2***	Serisitleşme		
Ne	Nefelin	***G3***	Holokristalen Porfirik Doku	***B3***	Epidotlaşma		
Ort	Ortoklaz	***G4***	Holokristalen Hipidiyomorf Porfirik Doku	***B4***	Serpantinleşme		
Amf	Amfibol	***G5***	Holokristalen Hipidiyomorf Doku	***B5***	Silisleşme		
Prk	Piroksen	***G6***	Granoblastik Doku	***B6***	Karbonatlaşma		
Bi	Biyotit	***G7***	Blastoholokristalen	***B7***	Kloritleşme		
Mus	Muskovit	***O1***	Zonlu Doku	***B8***	Killeşme		
San	Sanidin	***O2***	Magma Korozyonu/Kemirilme/İskelet Doku	***B9***	Uralitleşme		
Fgt	Fengit	***O3***	İntersertal Doku	***B10***	Biyotitleşme		
Ep	Epidot	***O4***	Ofitik Doku	***B11***	Demiroksitleşme		

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-01-13	36605028	4392393	G1	O1-O2	K-Plj	Amf	BKP-MKP	B1-B2	Dasit
AC-02-13	36605028	4392393	G1	O2	K-Plj	Amf	MKP	B2-B3	Dasit
AC-03-13	36604982	4392294	G1	O1	K-Plj-San	Fgt	MKP	B2	Dasit
AC-04-13	36604888	4392163	G1	O1-O2	K-Plj	Fgt	MKP	B2	Dasit
AC-05-13	36604954	4392049	G1	O2	K-Plj	Fgt	MKP-KKP	B2	Dasit
AC-06-13	36603608	4392698	G2	O3	Hmr	Prk	Ep-Srp	B3-B4	Alkalen Bazalt
AC-07-13	36603592	4392513	G1	O5	K-Plj-San	Fgt-Bi	Szt-Kst-Krt	B2-B6-B7	Dasit
AC-08-13	36604011	4391529	G3	O6	K-Plj	Prk	Ep-Krt	B1-B3-B7	Monzonit Porfir
AC-09-13	36604011	4391529	G3	O7	Plj	Prk	Szt-Ep-Krt	B2-B3-B7	Monzonit Porfir
AC-10-13	36604092	4391295	G1	O1-O5	K-Plj	Bi	BKP	B2-B3-B8	Dasit
AC-11-13	36604103	4391300	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Bazalt
AC-12-13	36604108	4391297	G1	O5-O9	K-Plj	Bi	BKP	B2-B3	Litik Tüf
AC-13-13	36604070	4390587	G2		Hmr-Plj	Prk	Ep-Kst	B3-B6	Alkalen Bazalt
AC-14-13	36604075	4390594	G2	O3	Hmr	Prk	Ep-Krt	B3-B7	Bazalt
AC-15-13	36603880	4390421							Pelajik Kireçtaşı
AC-16-13	36603891	4390422							Pelajik Kireçtaşı
AC-17-13	36603891	4390422							Pelajik Kireçtaşı
AC-18-13	36603891	4390422							Pelajik Kireçtaşı
AC-19-13	36603883	4390417							Pelajik Kireçtaşı
AC-20-13	36603813	4389990	G3		Plj	Prk-Amf-Opk	Szt-Ep-Krt	B2-B3-B7-B8-B9	Monzonit Porfir
AC-21-13	36603809	4389992	G3	O1	Plj	Prk-Amf-Opk	Szt-Ep-Krt	B2-B3-B7	Monzonit Porfir
AC-22-13	36603809	4389992	G3	O1	Plj	Prk-Amf-Opk	Ep-Krt-Bi	B3-B7-B8-B10-B11	Monzonit Porfir
AC-23-13	36603809	4389992	G4	O1	Plj	Prk-Amf	Ep-Krt	B3-B7-B8	Monzonit Porfir
AC-24-13	36603809	4389992	G4	O1-O10	Plj	Prk-Amf			Monzonit Porfir
AC-25-13	36603809	4389992	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-26-13	36603809	4389992	G2	O3-O6	Hmr	Prk	Ep-Kst	B3-B6	Bazalt
AC-27-13	36604677	4386752	G1	O2-O11	K-Plj		Ksn	B2-B5	Dasit
AC-28-13	36604683	4386753	G1	O9	K-Plj			B5	Riyodasit

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-29-13	36604673	4386738	G1	O2	K-Plj		Ksn	B2-B5	Riyodasit
AC-30-13	36604631	4386719	G1	O11	K-Plj		Ksn	B2-B5	Riyodasit
AC-31-13	36604645	4385503	G1	O1-O10	K-Plj	Prk-Amf-Opk		B2-B3-B5-B7-B8	Riyodasit
AC-32-13	36604650	4385506	G2		Hmr	Prk	Ep		Alkalen Bazalt
AC-33-13	36604650	4385506	G2		Hmr	Prk	Ep		Alkalen Bazalt
AC-34-13	36604650	4385506	G2		Hmr	Prk	Ep		Alkalen Bazalt
AC-35-13	36604650	4385506		O4	Plj	Prk-Amf-Opk			Diyabaz
AC-36-13	36604650	4385506							Alkalen Bazalt-Diyabaz Dokanağı
AC-37-13	36604644	4385511	G2		Hmr	Prk	Ep	B3	Alkalen Bazalt
AC-38-13	36604631	4385499	G2		Hmr	Prk	Ep, K	B3-B5	Alkalen Bazalt
AC-39-13	36604764	4385177	G2	O3	Hmr	Prk			Bazalt
AC-40-13	36604754	4385159	G2	O3	Hmr	Prk	Ep, K	B3-B5	Bazalt
AC-41-13	36604764	4385143	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-42-13	36604772	4385135	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-43-13	36604814	4385037	G2	O3	Hmr	Prk			Bazalt
AC-44-13	36604865	4384960						B3-B6	Diyabaz
AC-45-13	36604971	4384835	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-46-13	36604977	4384849	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-47-13	36604983	4384847	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-48-13	36604992	4384838	G1		Hmr-K-Plj	Opk		B5	Riyodasit
AC-49-13	36605018	4384823	G1		Hmr-K-Plj	Opk		B5	Riyodasit
AC-50-13	36605008	4384818	G1		Hmr-K-Plj	Opk		B5	Riyodasit
AC-51-13	36605011	4384814	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-52-13	36605011	4384801	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-53-13	36605014	4384796	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-54-13	36605140	4384590	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-55-13	36605140	4384590	G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	K	B5	Monzonit
AC-56-13	36605119	4384592	G5	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Ep-Sfn-Zrn	B2-B10	Monzonit

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-57-13	36605119	4384592	G5	O1	Plj-Ort-K-Ne	Prk-Amf-Opk	K	B5	Siyenit
AC-58-13	36605109	4384592	G5	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Sfn-Zrn	B1-B3-B5-B8	Monzonit
AC-59-13	36605109	4384592	G5	O1-O10	Plj-Ort-K	Amf-Opk-Bİ	Sfn	B2	Monzonit
AC-60-13	36605109	4384592	G5	O1-O11	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Kst-Sfn-Zrn	B8-B9	Monzonit
AC-61-13	36604022	4384316	G5	O1-O12	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bİ	Sfn-Zrn	B5-B8	Monzonit
AC-62-13	36604022	4384316	G5	O1-O7-O10-O12	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Sfn-Zrn	B2-B3-B7	Monzonit
AC-63-13	36604022	4384316	G5	O1-O12	Plj-Ort-K	Amf-Opk	Sfn	B1-B3	Anklav (Foid Monzodiyorit)
AC-64-13	36604022	4384316	G5	O1-O10-O12	Plj-Ort-K	Amf-Opk-Bi	Sfn-Zrn	B7	Monzonit
AC-65-13	36604022	4384316	G5	O1-O12	Plj-Ort-K	Amf-Opk	Sfn	B1-B3	Anklav (Foid Monzodiyorit)
AC-66-13	36604022	4384316	G5	O1-O7-O10-O12	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Sfn-Zrn-Apt	B7	Monzonit
AC-67-13	36604022	4384316	G5	O1-O10-O12	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Sfn-Zrn-Apt	B7-B9-B12	Monzonit
AC-68-13	36604022	4384316	G5	O1-O10-O13	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk-Bi	Sfn-Zrn-Apt	B7-B9-B13	Monzonit
AC-69-13	36603818	4383997	G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Sfn	B7-B10-B13	Monzonit
AC-70-13	36605908	4382548	G4	O2	Plj-Ne	Prk-Amf-Bi		B13	Foid Diyorit Porfir
AC-71-13	36605908	4382548	G5	O3-O7		Prk-Amf-Bi-Opk		B6-B13	Foid Diyorit Porfir
AC-72-13			G1	O2	K-Plj-Sdn	Bi	BKP		Dasit
AC-73-13	36606014	4382730							
AC-74-13	36606014	4382730	G1	O2	K-Plj	Opk			Dasit
AC-75-13	36606014	4382730	G1	O1-O5	K-Plj		BKP		Dasit
AC-76-13	36606014	4382730	G1	O2	K-Plj				Dasit
AC-77-13	36606014	4382730	G1	O1-O5	K-Plj				Dasit
AC-78-13	36607023	4384145	G4	O2	Plj-Ne	Prk-Amf-Bi-Opk		B13	Foid Diyorit Porfir
AC-79-13	36607042	4384137	G4	O2	Plj-Ne	Prk-Amf-Bi-Opk		B11	Foid Diyorit Porfir
AC-80-13	36607048	4384152	G4	O2	Plj-Ne	Prk-Amf-Bi-Opk		B11	Foid Diyorit Porfir
AC-81-13	36607043	4384174	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-82-13	36607039	4384185	G2	O3	Hmr	Prk			Bazalt
AC-83-13	36605455	4383614							Hidrotermal Karbonatit
AC-84-13	36605455	4383614		O4					Diyabaz
AC-85-13	36603148	4384889	G5		K-Plj-Ort	Amf-Opk			Granodiyorit

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-86-13	36603147	4384893	G5		K-Plj-Ort	Amf-Opk			Granodiyorit
AC-87-13	36602841	4388122	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-88-13	36602576	4388278	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-89-13	36602314	4388387	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-90-13	36602316	4388392	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-91-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-92-13	36602336	4388371							
AC-93-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-94-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-95-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-96-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-97-13	36602336	4388371	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-98-13	36601914	4392861	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-99-13	36601907	4392852							Pelajik Kireçtaşı
AC-100-13	36601905	4392848	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-101-13	36601903	4392841	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-102-13			G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-103-13	36601870	4392789	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-104-13	36601805	4392735				Ojt			Bazalt
AC-105-13			G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	K	B5	Monzonit Porfir
AC-106-13	36601759	4392400	G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	K	B5	Monzonit Porfir
AC-107-13	36601745	4392188	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-108-13	36601574	4392000	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-109-13	36601527	4391966	G2	O8	Hmr	Prk	Ep	B3	Trakibazalt
AC-110-13	36601557	4391886	G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	K	B5	Monzonit Porfir
AC-111-13	36601552	4391841	G5	O1	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	K	B5	Monzonit Porfir
AC-112-13	36601383	4391528	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-113-13	36601339	4391424	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-114-13	36601303	4391358	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
AC-115-13	36601247	4391264							Dasit
AC-116-13	36601199	4391060	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-117-13	36601204	4391060	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-118-13	36601213	4391044	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-119-13			G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-120-13	36601287	4391344	G1	O1-O5	K-Plj	Bi	BKP	B2-B3-B8	Dasit
AC-121-13	36601384	4391450							
AC-122-13	36601494	4391550	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-123-13	36601553	4391582	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-124-13	36601554	4391651	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-125-13									Hornfels
AC-126-13									Hornfels
AC-127-13									Hornfels
AC-128-13	36599132	4392231	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-129-13	36559104	4392212	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-130-13	36599109	4392199	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-131-13	36599110	4392175	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-132-13	36599132	4392164	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-133-13	36599148	4392157	G5	O1	Ne-Plj	Prk	Amf	B9	Foid Gabro
AC-134-13	36599620	4389255	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-135-13	36599638	4389272							Trakit
AC-136-13	36599620	4389255							Monzosiyenit
AC-137-13	36594797	4392084	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-138-13	36594812	4392067				Ojt			Bazalt
AC-139-13	36594796	4392052							Litik Tüf
AC-140-13	36590555	4394873	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-141-13	36590555	4394873	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-142-13	36590555	4394873	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-143-13	36590555	4394873	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-144-13	36590056	4391002	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-145-13	36590035	4390955	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-146-13	36593343	4390970							Hidrotermal Karbonatit
AC-147-13	36593362	4390949							Hidrotermal Karbonatit
AC-148-13	36593393	4390955	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-149-13	36593408	4390963	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Kümülat Gabro
AC-150-13	36593408	4390963		O4					Diyabaz
AC-151-13	36593490	4390965	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-152-13	36593723	4390861							Milonitleşmiş Gabro
AC-153-13	36598546	4388203							Granodiyorit
AC-154-13	36598262	4393964	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-155-13	36598242	4393947	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-156-13	36598242	4393949	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-157-13	36598242	4393947	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-158-13	36620817	4382269	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-159-13	36620968	4381570	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-160-13	36618586	4381464	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Kuvars Monzonit Porfir
AC-161-13	36618602	4381463	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Kuvars Monzonit Porfir
AC-162-13	36606539	4383105	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-163-13	36606539	4383105	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-164-13	36606337	4382822	G1	O1-O5	K-Plj	Bi	BKP	B2-B3-B8	Dasit
AC-165-13	36606337	4382822	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-166-13	36605370	4381583	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-167-13	36605379	4381547	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-168-13	36603140	4386216	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-169-13	36603140	4386216	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-170-13	36603140	4386216	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
AC-171-13	36603362	4386271	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
AC-172-13	36603362	4386271	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
AC-173-13	36603633	4386389	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-174-13	36603633	4386389	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
AC-175-13	36593456	4385369	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
AC-176-13	36587503	4382819	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Kuvars Monzonit Porfir
AC-177-13	36587503	4382819	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Kuvars Monzonit Porfir
AC-178-13	36586630	4382489	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-179-13	36586630	4382489	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-180-13	36586606	4382481	G7		Plj	Prk-Amf-Opk			Metagabro
AC-181-13	36586606	4382481	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-182-13	36586613	4382483	G5	O1	Plj	Prk	Amf	B9	Ofiyolitik Gabro
AC-183-13	36586613	4382483							
AC-184-13	36586251	4382945			K				Kuvars Monzosiyenit
AC-185-13	36586251	4382945	G5	O1	Plj-Ort-K-Ne	Prk-Amf-Opk	K	B5	Siyenit
AC-186-13	36583765	4382920							
AC-187-13	36583761	4382915							
AC-188-13	36583764	4382900	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
AC-189-13	36583764	4382900							
AC-190-13	36580775	4381864	G5	O1	Plj-Ort-K-Ne	Prk-Amf-Opk	K	B5	Siyenit
AC-191-13	36580775	4381864	G5	O1	Plj-Ort-K-Ne	Prk-Amf-Opk	K	B5	Siyenit
AC-192-13	36579999	4381363							Hidrotermal Karbonatit
AC-193-13	36580011	4381374	G5	O4	Plj				Diyabaz
AC-194-13	36580011	4381374	G5	O4	Plj				Diyabaz
AC-195-13	36579970	4381365	G5	O4	Plj				Diyabaz
CI-01-11	36604073	4391040	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-02-11	36604073	4391040	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-03-11	36604073	4391040	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-04-11	36604073	4391040	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-05-11	36604010	4390488	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
CI-06-11	36604010	4390488	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-07-11	36604031	4390513	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-08-11	36604031	4390513							
CI-09-11	36604031	4390513	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-10-11	36604031	4390513							
CI-11-11	36604031	4390513	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-12-11	36604031	4390513	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-13-11	36603861	4390390							Hornfels
CI-14-11	36603804	4389987						B3	Bazalt
CI-15-11	36603804	4389987	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-16-11	36603804	4389987	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-17-11	36603861	4390390							
CI-18-11	36603994	4387766	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-19-11	36603995	4387758	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-20-11	36604050	4387277	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-21-11	36604050	4387277	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-22-11	36604018	4387297	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-23-11	36604025	4387289	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-24-11	36604025	4387289	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-25-11	36604052	4387280	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-26-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-27-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-28-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-29-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-30-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-31-11	36603311	4392497	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-01-12	34392517	4603589							Foid Diyorit Porfir
CI-02-12	34392517	4603589	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-03-12	34392517	4603589	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
CI-04-12	34392457	4603314	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-05-12	34392457	4603314	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-06-12	34392457	4603314							Foid Diyorit Porfir
CI-07-12	34391531	4604012	G1	O1-O5	K-Plj	Bi	BKP	B2-B3-B8	Dasit
CI-08-12	34391531	4604012	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-09-12	34391292	4604088							
CI-10-12	34391292	4604088	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-11-12	34391292	4604088							Dasit
CI-12-12	34391292	4604088							Litik Tüf
CI-13-12	34387256	4604073	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-14-12	34387256	4604073							
CI-15-12	34387256	4604073	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-16-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-17-12	34387256	4604073	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-18-12	34387256	4604073	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-19-12	34387256	4604073	G2	O3	Hmr	Prk	Ep	B3	Bazalt
CI-20-12	34387256	4604073	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-21-12	34387256	4604073	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-22-12	34387256	4604073	G2	O3-O8	Hmr	Prk	Ep-Asm	B3	Alkalen Bazalt
CI-23-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-24-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-25-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-26-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-27-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-28-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-29-12	34387256	4604073	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir
CI-30-12	34386734	4603639	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-31-12	34386734	4603639	G1	O2-O6-O9	Hmr-K-Plj	Opk	Ksn	B5	Riyodasit
CI-32-12	34385518	4601539						B5	Riyodasit ? Kuvars Monzonit

EK 2 Temsili Örneklerin Koordinatları ve Petrografik İncelemesi (Devam)

Kesit No	Koordinatlar		Genel Doku	Özel Doku	Felsik Mineraller	Mafik Mineraller	İkincil Mineraller /Diğer	Bozunmalar	Kaya Adı
CI-33-12	34385201	4602762			K				Kuvars Monzonit
CI-34-12	34181805	4611485	G6		Kst				Mermer
CI-35-12	34381455	4618917	G4	O1-O10	Plj-Ort-K	Prk-Amf-Opk	Ep	B2-B8-B3	Monzonit Porfir

EK 3 Sr–Nd İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması

Analizler için öncelikle örneğin (birçok jeolojik örneğide oluşturan) matriksten arındırılarak saflaştırılması gerekmektedir. Bunun için analizi yapılacak elementin kimyasal ayırımı yapılmıştır (Dickin, 1995). Kimyasalların çözülmesi laboratuvara, hazırlama tekniğine veya örneğin özelliklerine göre değişebilmektedir. Birçok jeolojik örnek silika açısından zengin olduğundan örneklerin çözülmesi esnasında hidroflorik asit (HF) kullanılmaktadır. Örneğin HF ile çözülmesi esnasında hidroklorik asitte (HCl) çözünmeyen florürler oluşmaktadır. Bu nedenle florürleri çözünebilen hale dönüştürmek amacıyla nitrik asit (HNO_3) kullanılmaktadır (Dickin 1995). En etkili yöntem nitrik asitin hidroflorik asit aşamasının tamamen buharlaştırılmasından önce eklenmesidir (Croudace 1980). Sonra, kuvars veya PFE kolonlardaki seyreltilmiş asit (çözücü) ve reçine (değişmeyen faz) arasındaki iyon değişimi ile yapılan elementel ayırım için gerekli hidroklorik asitin kullanımıyla örnek kloride dönüştürülmektedir (Dickin, 1995). Bu teknikte örnek kolonun içerisine yüklenmekte ve istenen element çözücü asit kullanılarak reçineden yıkanarak toplanmaktadır. Element toplandıktan sonra örnek buharlaştırılarak kurutulur. Sonrasında Termal İyonlaştırıcı Kütle Spektrometre (Thermal Ionisation Mass Spectrometer–TIMS) analizleri için metal filamanın üzerine yüklenmek üzere hazır hale gelmiş olur (Dickin 1995). Sr–Nd'un elementel ayırımı için kullanılan asitin türü ve miktarı aşağıda detaylı olarak anlatılmaktadır.

Elementler genellikle katyon kolonlarından çözücü kullanılarak sırasıyla Fe, Na, Mg, K, Rb, Ca, Sr, Ba ve nadir elementleri (NE) olarak ayıklanmaktadır (Crock vd. 1984). Elementlerin saflığı ölçümler için oldukça önemlidir. Dolayısıyla Sr'dan ana elementlerin (örneğin; Na, K ve Ca) uzaklaştırılması çok önemlidir. Nitrik asit Ca'dan Sr'yu ayıramamaktadır. Rb ise Sr üzerinde doğrudan izobarik karışmaya neden olmaktadır. Dolayısıyla bu elementtende gidermek gerekmektedir. Sr içerisindeki dikkate değer miktardaki Ca Rb'un yanmasına engel olmaktadır ve ana karışım problemlerinin doğmasına neden olmaktadır (Dickin 1995).

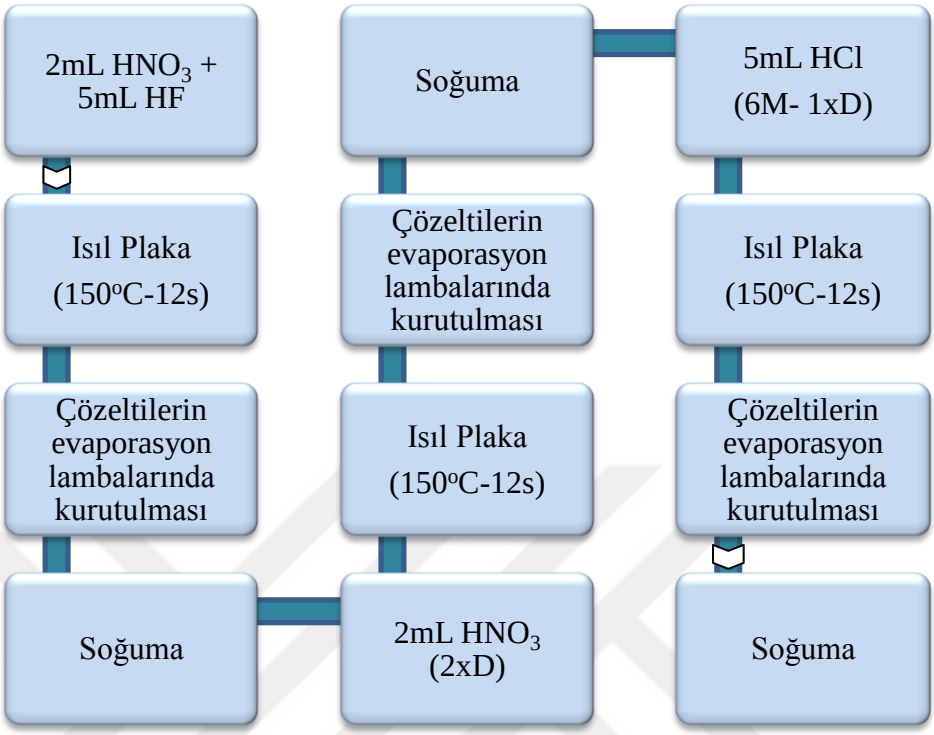
NTE için ise birçok ayırım yöntemi bulunmaktadır. NTE'leri ayırmak ve birbirleri ile benzer kimyasal özelliklerinden dolayı meydana gelen izobarik karışımları minimize etmek için belkide bir grup katyon kolonu uygulanması gerekebilmektedir (Dickin 1995).

Sr–Nd izotop analizleri için örnek hazırlama prosedürü altı aşamadan oluşmaktadır. Bunlar; örneklerin hazırlanması; örneklerin çözülmesi, çözeltinin buharlaşması ve kurutulması; kolon kimyası, nadir element kimyası ve Sr–Nd ayrılmış örneklerin kurutulmasından meydana gelmektedir. Eğer ayrılan Sr ve Nd elementlerinin boyutu çok büyük ise ayırma işlemi sırasında içerisine başka elementlerinde katıldığını gösterir ve her bir element için ek ikinci bir kolon kimyası yapmak gerekir.

Öğütülmüş örneklerin her biri 20–23 mg tartılarak anti iyonizer kullanılarak havadan bulaşabilecek iyonlardan ve ufak parçalardan arındırılmış teflon numune kaplarına konulmuştur. Laboratuvar numaraları, örnek numaraları ve tartılan örnek miktarı not edilmiştir. Örneklere yaklaşık 2 mL nitrik asit (HNO_3) eklenip yavaşça sallayarak karışması sağlandıktan sonra üzerine 5 mL hidroflorik asit (HF) eklenerek yaklaşık 12–14 saat süre ile 150^{o}C'lik ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek çözünmesi sağlanır.Çözülen örnekler buharlaştırma lambalarının ve örtülerinin altında kurutulur. Kurutulan örnekler ikinci aşama çözme işlemi için 2 kez damıtılmış 2 mL nitrik asit ile karıştırılır. Örnekler tekrar buharlaştırma lambalarının altında buharlaştırılıp kurutulur. Üçüncü aşama çözme işlemi için 6 molar (M) bir kez damıtılmış 5 mL hidroklorik asit (HCl) kullanılır. Çözme işlemi sonrasında örnekler tekrar kurutularak kolon kimyasına hazır hale getirilir (Çizelge 1).

Kolon kimyasına başlamadan önce çözme işlemi sonrasında elde edilen kurutulmuş numuneler 2 mL 2.5 M HCL ile tekrar çözülür. Tüm numune çözüldükten sonra çözeltinin dibinde çözülmemiş veya jelimsi bir numunenin olup olmadığı kontrol edilir. Eğer böyle bir durum söz konusu ise örnek 2–3 dakika (dk) santrifüjlenir. Kolona aşamalı bir şekilde 10 mL 2.5 M HCl eklenerek elementel ayırım öncesinde reçinenin temizlenmesi sağlanır. 2 mL örnek kolona yüklenir ve tüm örneğin reçinenin içerisinden

Çizelge 1 Sr–Nd izotop analizleri için örneklerin çözülmesi ve buharlaşmasına ilişkin akış şeması



geçmesi için beklenir. Örnekler kolondan süzüldükten sonra 64 mL 2.5 M HCl kolona eklenir ve ana elemntlerin örnekten ayırılması sağlanır. 15 mL 2.5 M HCl kullanılarak stronsiyum elementi toplanır. Kolona sırasıyla 15 mL 2.5 M HCl ve 32 mL 3 M HNO_3 eklenir. Süzülme işlemi tamamlandıktan sonra 38 mL 3 M HNO_3 kullanılarak nadir elementleri (NE) fraksiyonu toplanmıştır. Toplanan Sr ve NE özütleri 150°C'lik ısıtıcı tabla üzerinde kurutulur (Çizelge 2).

Neodmiyum diğer NTE'den bio–rad cam kolonlarda Ln reçine kullanılarak ayrılır. Reçine 12 mL 6 M HCl (1 kez damıtılmış) ile temizlendikten sonra NTE'nin toplandığı kurutulmuş numunelere 0.2 mL 0.18 M HCl eklenerek çözülmesi sağlanan örnekler 6 mL 0.18 M HCl reçineden süzüldükten sonra kolonlara yüklenir. 9 mL 0.18 M HCl kolona eklenir ve reçineden geçmesi beklenir. Nd elementini ayırmak ve toplamak için kolona 4.2 mL 0.3 M HCl kullanılır. Nd ayrılmış çözelti 150°C'deki ısıl tablanın üzerinde kurutulur (Çizelge 3).

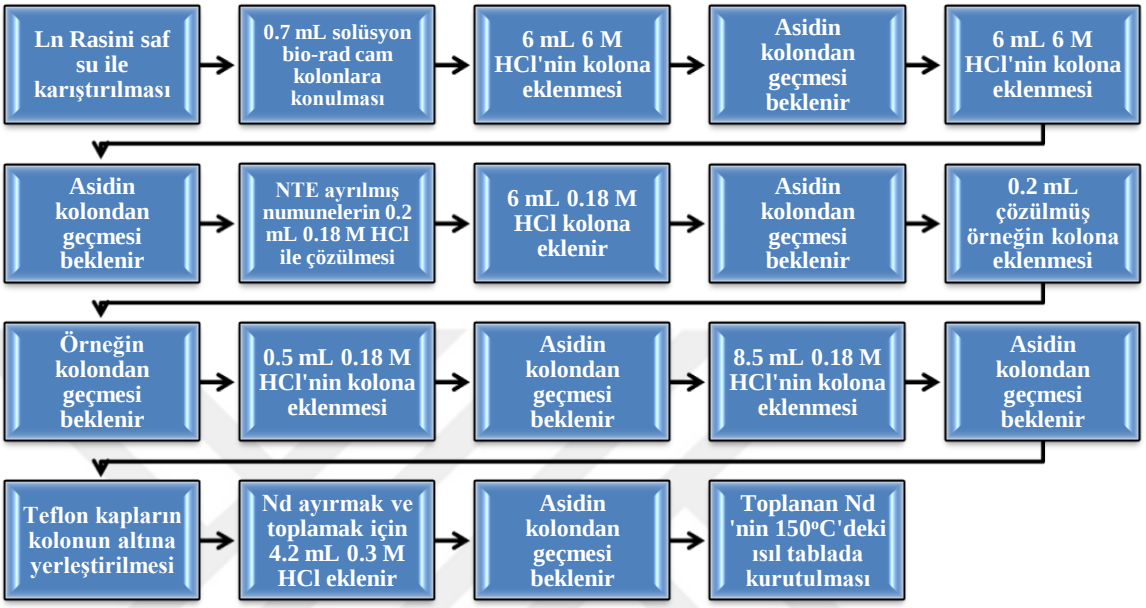
Çizelge 2 Sr–Nd izotop analizleri için örneklerin kolon kimyasına ilişkin akış şeması



Büyük miktarlardaki Sr özütü ekstra ayırma işlemleri gerektirebilir. Bu özütün içerisinde Sr haricinde örneğin Rb elementi gibi diğer elementlerin varlığının söz konusu olduğu anlamına gelmektedir. Söz konusu bu durumun giderilebilmesi için bio–rad cam kolonlarda Sr reçine–B kullanılarak ikinci bir ayırma işlemi gerçekleştirilir.

Ayırma işlemine başlanmadan önce reçine 0.01 M HNO_3 ile temizlenir. Tüm asit süzüldükten sonra kolona 0.2 mL 8 M HNO_3 eklenir. Kurutulmuş olan Sr özütüne 0.2

Çizelge 3 Nd elementinin ayrılması için uygulanan NTE kimyasına ilişkin akış şeması

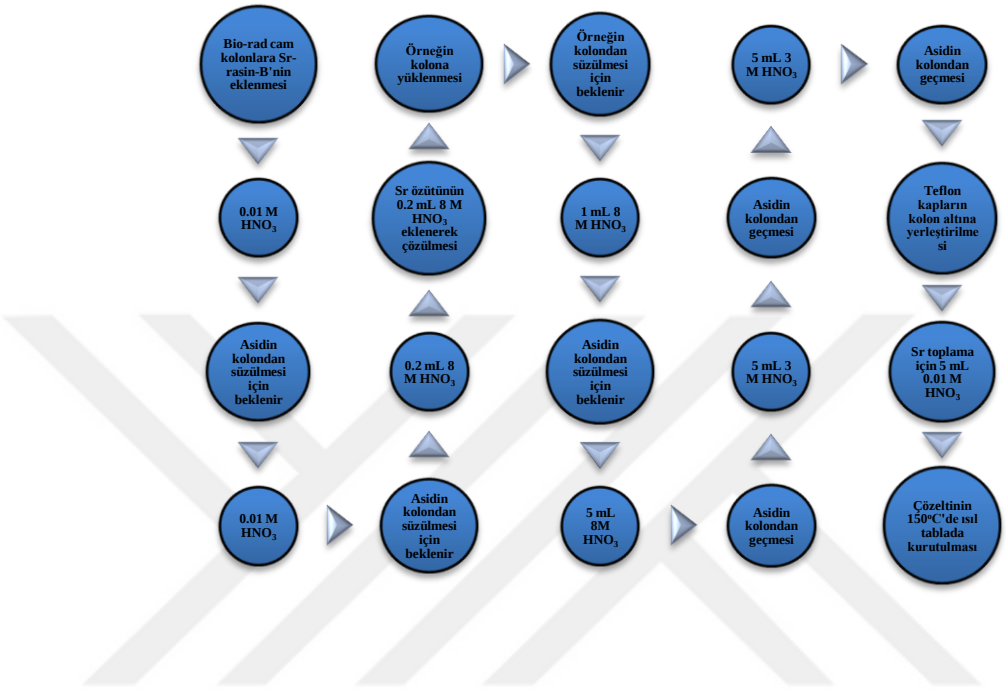


mL 8 M HNO_3 eklenerek çözünmesi sağlanır. Tüm örneğin reçineden geçmesi beklendikten sonra 1 mL 8M HNO_3 eklenir. Özüte karışmış olabilecek olası Ba gibi elementleri ayırımı için 5 mL 8M HNO_3 kullanılır. Ca elementini ayrımı için ise sonrasında sırasıyla iki kez 5 mL 3 M HNO_3 eklenir. Sr elementini toplamak için 5 mL 0.01 M HNO_3 kullanılır. Elde edilen çözelti 150^oC'deki ısıl plakanın üzerine konularak kurutulur (Çizelge 4) (Henderson vd. 1994).

Nd özütü eğer jel gibi ise ekstra ayrıma işlemi uygulanması gerekmektedir. Bu ayırım için pipet kolonları kullanılmaktadır. Pipetlerin uçları 5–7 mm makas yardımıyla kesildikten sonra uc kısımlarına yuvarlak kesilmiş tıpa yerleştirilir. Pipetlerin içerisine yaklaşık 1 cm yüksekliğinde pre–filter reçineden eklenir. Örnek yüklenmeden önce reçinenin temizlenmesi amacıyla kolona 6 M HCl eklenir. Sonra iki kez sırasıyla 1 mL 3 M HNO_3 kolona eklenir ve süzülmesi beklenir. Nd özütü 0.5 mL 3 M HNO_3 ile çözüldükten sonra pipet kolonlarının içerisine yüklenir. Nd elementi 3 mL 3 M HNO_3

kullanılarak toplanır. Ayrılan çözelti 150°C'deki ısıl plakanın üzerine konularak kurutulur (Çizelge 5).

Çizelge 4 Sr özütünün modifikasyonuna ilişkin akış şeması



Çizelge 5 Nd özütünün modifikasyonuna ilişkin akış şeması



Toplanan element fraksiyonlarının ölçümlerinin yapılabilmesi için öncelikle filamentlerin üzerine yüklenmesi gerekmektedir. Tekli, ikili ve üçlü olmak üzere üç tip filaman düzenlemesi bulunmaktadır. Filamanların alışılagelmiş düzenlemesinde genellikle üçlü yerleştirme kullanılmaktadır. Bu yerleştirmede örnek filamanın ya tek tarafına yada her iki tarafınada yerleştirilir. Analizi yapılacak elementin türüne göre değişsede genellikle 0.1–10 µgm örnek kullanılmaktadır. İkili filaman yerleştirmeleri de tek bir buharlaşma filamanı kullanılmalarının dışında üçlü filaman yerleştirmeleri ile aynıdır. Tekli filaman durumunda ise örnek iyonlaşma filamanının üzerine direkt olarak yerleştirilmektedir. Tekli filaman uygulamasının örneği ayrı buharlaşma filamanından transfer etmekten daha etkili olduğu açıkça görülmektedir. Filamanın sıcaklığı örneğin hızlı buharlaşmasını engellemek için oldukça düşük olmalıdır (Pb ve Sr için yaklaşık olarak 1200^{o}C). Etkinleştirici veya özel yükleme süreçleri (örneğin; bakır için silika jeli, tantal (Ta) ve Sr için fosforik asit (H_3PO_4)) kullanılmamışsa iyonizasyonun tüm etkisi çok düşük olabilmektedir.

Kesin oransal ölçümler için gerekli olan kararlı iyon ışımaları elde edebilmek için örneğin yüksek derecede iyonlaşması ve tekrar üretilebilir örnek fraksiyonunun başarılması gerekmektedir. Bunun için örnek yüklemesi sırasında temiz koşulların, örnek boyutunun tekrar üretilebilirliği ve örnek yüklenmesi sırasında kimyasalın tekrar üretilebilirliği önemli görülmektedir.

Örneklerin TIMS'te ölçülmesinden önce ayrılan Sr elementinin filamanın üzerine yüklenmesi sırasında Ta filamanı veya merkezleri kullanılmaktadır. Yükleme işlemi için Ta filamanı ısıtıcı bir kaynak kullanılır. Örneği yüklemeden önce, µL'lik mikropipet 4 M HNO_3 ile temizlenmelidir. Örnek 1 M H_3PO_4 ile öncelikle çözülmelidir, eğer çözülme hemen olmazsa pipetin ucu yardımıyla süreç hızlandırılır. H_3PO_4'un kullanılmasının nedeni diğer tüm anyon türlerini yerinden çıkartarak tekdüze tuz bileşiminin oluşumunu sağlamakta ve örnek ile karışmış organik kalıntıları (örneğin iyon değişim reçineleri gibi) ve filamanın üzerine yapışmış örnekleri ortadan kaldırmasıdır (Dickin 1995). Çözülmüş örnek otomatik pipet kullanılarak alınır ve dikkatli bir şekilde filamanın üzerine boşaltılır. Isıtıcı kaynağın akımı 1 Ampere (A)

kadar yükseltilerek örneğin yavaş yavaş kuruması sağlanır. Örnek kurutuktan sonra akım örnek kırmızı renkte görünene kadar arttırılır ve birkaç saniye sonra kapatılır.

Örnek okumaları sırasında Sr elementinin standard numunesinden de okuma alınması gerekmektedir. Bu yüzden standart numunenin de filamanın üzerine yerleştirilmesi gerekmektedir. Benzer şekilde; bu sefer öncelikle 0.5 M H_3PO_4 filamanın üzerine dikkatli bir şekilde boşaltılır ve kuruması için ısıtıcının akımı 1A'e kadar arttırılır. Asit kuruduktan sonra akım azaltılır ve standard solüsyon (NBS 987) otomatik pipet yardımıyla alınarak filamanın üzerine dikkatli bir şekilde yerleştirilir. Isıtıcının amperi 1.5 A'e kadar arttırılır ve kuruduktan sonra düşürülür. Örnek kuruduktan sonra akın yaklaşık 2.2 A'e kadar filaman kırmızı renkte görünene kadar arttırılır ve iki saniye sonra tekrar azaltılır.

Ayrılan Nd elementinin filamanın üzerine yüklenmesi sırasında Ta–Re–Ta filamanı veya merkezleri kullanılmaktadır. Örneği yüklemeden önce, mikropipet saf su ile temizlenmelidir. Örnek su ile öncelikle çözülmelidir, eğer çözülme hemen olmazsa pipetin ucu yardımıyla süreç hızlandırılır. Çözülmüş örnek otomatik pipet kullanılarak alınır ve dikkatli bir şekilde filamanın üzerine yerleştirilir. Isıtıcı kaynağın akımı örnek kuruyana kadar arttırılır. Örnek kurutuktan sonra akım öncelikle azaltılır sonra 1.2 A'de beş saniye daha tamamen kuruması sağlanır.

Örnek okumaları sırasında Nd elementinin standard numunesinden de okuma alınması gerekmektedir. Bu yüzden standart numuneninde (La Jolla) filamanın üzerine yerleştirilmesi gerekmektedir. Standard numune otomatik pipet kullanılarak dikkatli bir şekilde filamanın üzerine yerleştirilir ve kuruması için ısıtıcının akımı 1.2–1.5 A'e kadar arttırılır. Beş saniye kuruması için beklendikten sonra ısıtıcı kaynak kapatılır.

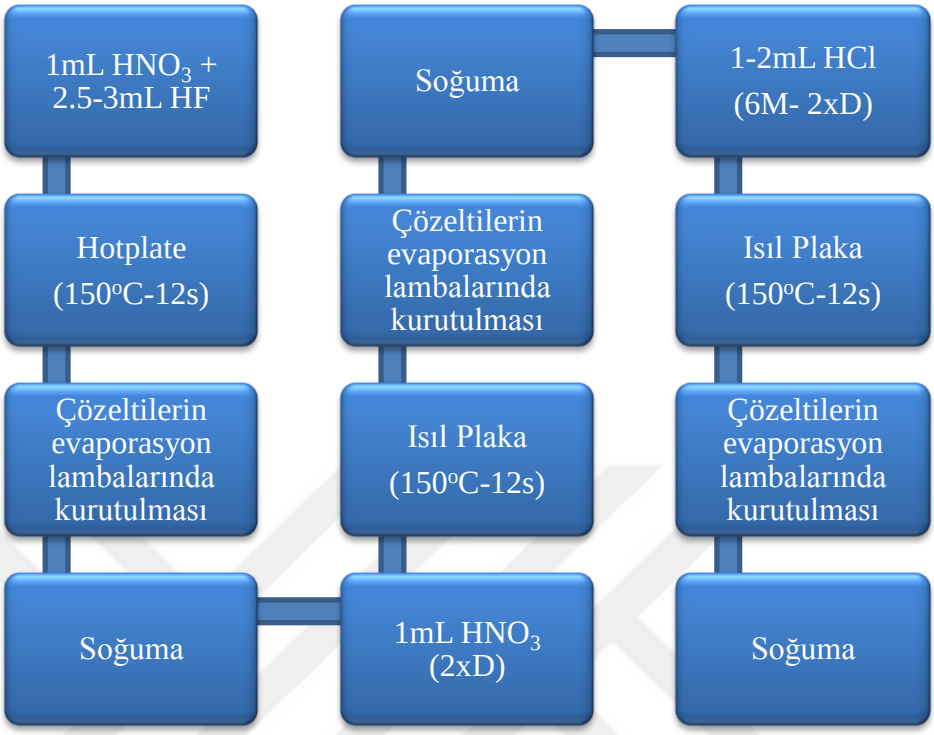
EK 4 Pb İzotop Analizleri İçin Örneklerin Hazırlanması

Pb izotop analizleri için örnek hazırlama prosedürü beş aşamadan oluşmaktadır. Bunlar; örneklerin hazırlanması; örneklerin çözülmesi, çözeltinin buharlaşması ve kurutulması; kolon kimyası ve Pb ayrılmış örneklerin hazırlanmasından meydana gelmektedir.

Öğütülmüş örneklerin her biri 0.10 g tartılarak anti iyonizer kullanılarak havadan bulaşabilecek iyonlardan ve ufak parçalardan arındırılmış teflon numune kaplarına konulmuştur. Laboratuvar numaraları, örnek numaraları ve tartılan örnek miktarı not edilmiştir. Örneklere sırasıyla yaklaşık 1 mL nitrik asit (HNO_3) eklenip yavaşça sallayarak karışması sağlandıktan sonra üzerine 2.5-3 mL hidroflorik asit (HF) (1 kez didamıtılmış) eklenerek yaklaşık 12–14 saat süre ile 150^{o}C'lik ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek çözünmesi sağlanır. Çözülen örnekler sallanarak karıştırıldıktan sonra kapakları açılarak çeker ocak içerisindeki ısıl plakaların üzerinde kurutulur. Kurutulan örnekler ikinci aşama çözme işlemi için kurutulmuş örneklerin sadece üzerini kaplayacak kadar 2 kez damıtılmış 1 mL nitrik asit ile karıştırılır. Yaklaşık 12–14 saat süre ile 150^{o}C'lik ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek çözünmesi sağlandıktan sonra ısıl plakaların üzerinde kurutulur. Üçüncü aşama çözme işlemi için 6 molar (M) iki kez damıtılmış 1-2 mL hidroklorik asit (HCl) kullanılır. Çözme işlemi sonrasında örnekler tekrar kurutularak kolon kimyasına hazır hale getirilir (Çizelge 6).

Kolon kimyasına başlamadan önce çeker ocağın içerisi saf su ile temizlenir. Pb ayırımı için pipet kolonları kullanılmaktadır. Pipetlerin uçları 5–7 mm makas yardımıyla kesildikten sonra uc kısımlarına yuvarlak kesilmiş tıpa yerleştirilir. Pipetlerin içerisine yaklaşık 1 cm yüksekliğinde Sr (Spec) Resin B reçineden eklenir. Örnek yüklenmeden önce reçinenin temizlenmesi amacıyla kolona 6 M HCl eklenir. Asitin süzülmesi esnasında kurutulmuş numuneler 0.5 mL 2 M HCL (2 kez damıtılmış) ile tekrar çözülür ve çözülme işleminin daha çabuk gerçekleşmesi için ısıl plakanın üzerine yerleştirilir. Sonra yine reçinenin temizlenmesi amacıyla kolona sırasıyla 6 mL ve 2 mL 6 M HCl eklenir. Örnekler ısıl plakanın üzerinden alınarak soğumaya bırakılır.Çözülen örnekler dikkatlice pipet kolonlarının içerisine yüklenir. Bütün numune reçineden geçtikten sonra sırasıyla 2 kez 0.5 mL 2 M HCl eklenir. Daha sonra 2 mL 2 M HCl eklenir.

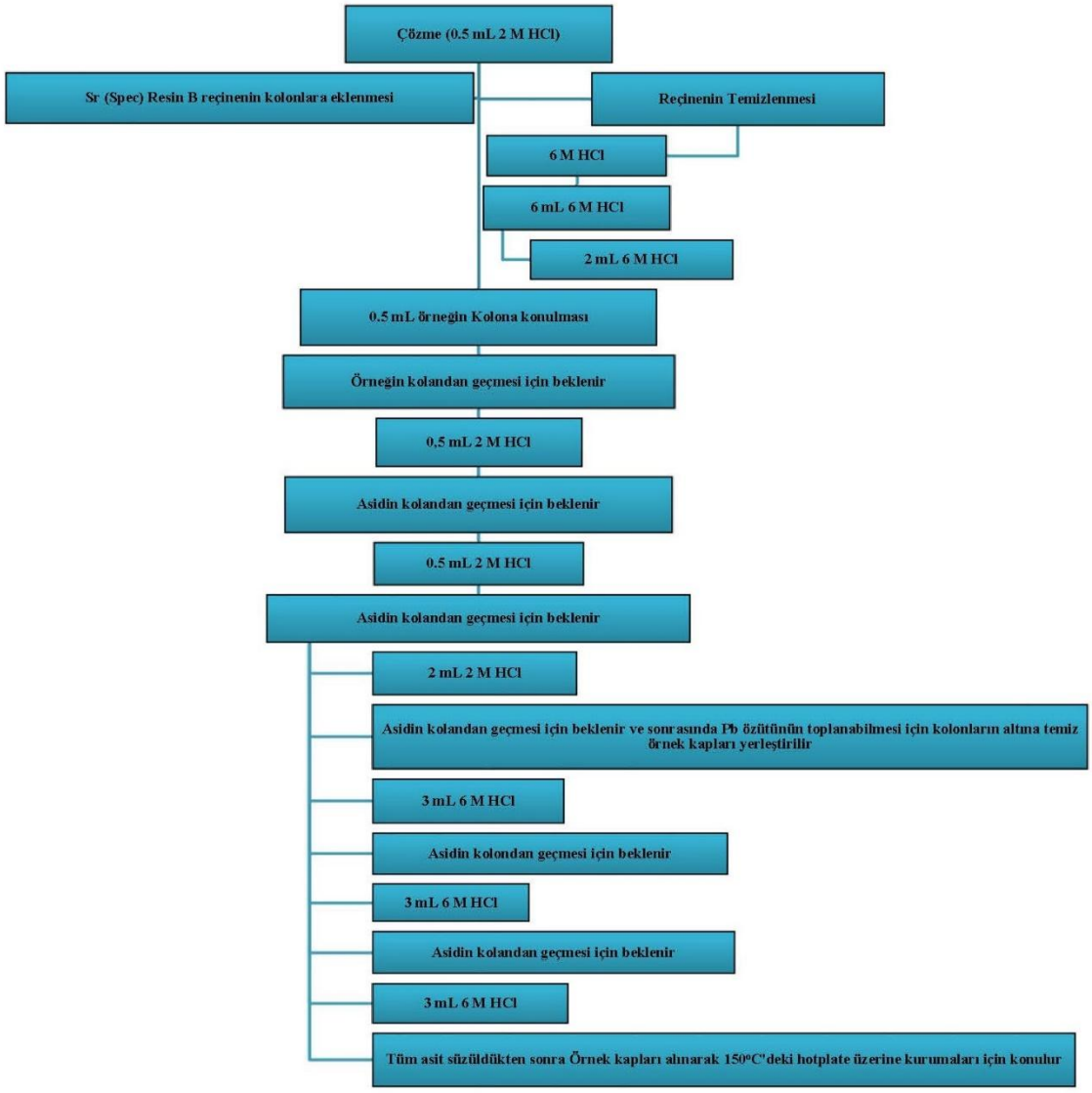
Çizelge 6 Pb izotop analizleri için örneklerin çözülmesi ve buharlaşmasına ilişkin akış şeması



Süzülme işlemi tamamlandıktan sonra 3 kez 3 mL 6 M HCl kullanılarak Pb) fraksiyonu toplanır. Ayrılan çözelti 150°C'deki ısıl plakanın üzerine konularak kurutulur (Çizelge 7). Spike etkisini anlayabilmek için blank çözelti hazırlamak gerekmektedir. Bunun için yukarıdaki işlemlerin hepsi aynen uygulanır sadece örnek yükleme aşamasında 0.5 mL 2M HCl örnek yerine kullanılır.

Pb çözeltilerini çoklu toplayıcılı indüktif olarak eşleşmiş plazma kütle spektrometresi (MC-ICP-MS) için hazırlamak amacıyla kurutulmuş Pb özütleri 2 mL % 5 HNO_3 ile 5 ppb talyum (Tl) wist 997 çözeltisinin karışımı ile çözülür. Analiz tüplerine bu çözeltiden 200 µL alınarak 1.8 mL % 5 HNO_3 ve 5 ppb Tl wist 997 çözeltisi ile tamamlanır. Böylece 20 kez damıtılmış olan örnekler kütle spektrometresinde ölçüm için hazır hale getirilmiştir. Tl çözeltisi Pb izotoplarında düzeltme yapabilmek için kullanılmaktadır.

Çizelge 7 Pb izotop analizleri için örneklerin kolon kimyasına ilişkin akış şeması



EK 5 U–Pb Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması

U–Pb yaşlandırma yönteminin temeli uranyum (U) ve toryumun (Th) duraylı kurşun (Pb) izotoplarına parçalanmasına dayanmaktadır. U ve Th'un radyoaktivitesinin keşfi ile birlikte araştırmacılar bunu uranyum içeren minerallerin (zirkon, monazit, ksenotim, titanit vb.) yaşını tespit etmek için kullanmışlardır. U and Th'un parçalanması sonucunda elde edilen helyum (He) ve Pb gibi ürünlerin birikimine bağlı olarak kimyasal Pb–U, Th metodu, Pb alfa metodu, U–He metodu, U, Th–Pb izotopik metodu ve genel kurşun metodu gibi birçok yöntem geliştirilmiştir. U'nun doğal olarak oluşabilen ^{238}U, ^{235}U ve ^{234}U olmak üzere üç adet radyoaktif izotopu vardır. Th'nin ise ilksel sadece bir radyoaktyif izotopu bulunmaktadır (^{232}Th). Bunun dışındaki beş adet radyoaktif izotopu ^{238}U, ^{235}U ve ^{232}Th'nin kısa ömürlü ortaç yavru izotop ürünleri olarak meydana gelmektedir. Ebeveyn izotopların bozunma serisi kararlı Pb izotopları ile son bulmaktadır. Dolayısıyla Pb'nin dört adet (^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb ve ^{204}Pb) izotopu bulunmaktadır. Bunlardan ilk üçü U ve Th'nin parçalanma ürünleri diğeri ise radyojenik olmayan duraylı referans olarak kullanılan izotopudur. Her bir izotopun oranının izotop derişiminin kütle spektrometresi ile tespit edilmesi ve eşitlikte zamanın çekilmesi ile yaş bulunmuş olunur (Faure 2004).

Örneklerin kütle spektrometresinde ölçülebilmesi için her bir zirkon kristalinin çözülmesi gerekmektedir. Bunun için öncelikle kayalardan ayrılmış zirkon mineralleri binoküler mikroskop altında düzgün, özşekilli, içerisinde kapanım içermeyen kristallerler seçilir. Ayrılan ve analizi yapılacak her biri kristalin fotoğrafı çekilir. Her bir zirkon kristali teflon numune kaplarına konularak kapakları kapatılıp, örnek ve zirkon numarası üzerlerine yazılır. Tüm örnekler binoküler mikroskop altında kontrol edilerek örnek kaplarına yerleştirildikten sonra örnekler temiz laboratuvara götürülür. Analizi yapılacak tüm numunelerin içersine konulacağı büyük teflon örnek kapları 6 M HCl ile temizlenir. İçerlerine zirkon kristallerini terleştirilen küçük teflon numune kaplarının kapakları açılarak dikkatlice içerlerine 4 M HNO_3 konulur. Kapakları kapatılan kaplar yaklaşık 120°C'deki ısıl plakanın üzerine yerleştirilerek yaklaşık yarım saat her bir zirkon kristalindeki diğer maddelerin temizlenmesi için bekletilir. Daha

sonra örnekler daha büyük bir teflon örnek kabına konularak yaklaşık 15 dk ultrasonik temizleyicide bekletilir. Herbir örnek temizleyiciden alınarak binoküler mikroskop altında bakılarak birkaç kez (3–4) 4 M HNO_3 ile temizlenir. Her temizleme işlemi yapıldıktan sonra asit değiştirilirken zirkon kristali otomatik pipetin içerisine alınır. Temizleme işleminden sonra zirkon kristalleri mikro tüplerin içerisine konulur ve 29 M HF ile üzerleri kaplanır. Kapakları kapatılan mikro tüpler örnek tutucuta yerleştirildikten sonra içerisine yaklaşık 5–6 mL HF konulan büyük teflon örnek kabına yerleştirilir. Kapağı kapatılan örnek kabı metal bombaya konularak etüvün içerisinde yaklaşık 12 saat bekletilir. Belirtilen süre geçtikten sonra mikro tüpler kapakları açılarak kuruması için ısıl plakanın üzerine konulur. Kuruduktan sonra her bir mikro tüpün içerisine 3 M HCl konulur ve kapakları kapatılarak büyük teflon örnek kabının içerinse yerleştirilir. Kapağı kapatılmadan önce büyük teflon örnek kabının içerisine yaklaşık 3 mL saf su ve 6 M HCl konulur. Bombanın içerisine yerleştirilen örnekelr yaklaşık 180°C'deki etüvde tüm gece bekletilir. Bomba soğuduktan sonra içerisinden büyül teflon örnek kabı çıkarılır. Mikro tüpler içerisinden çıkarılmadan önce üzerlerindeki HF'den arındırmak amacıyla üzerine birmiktar saf su sıkılır. Çıkarılan mikrokapsüllerin sallanır ve zirkon kristallerinin dibe çökmesi beklenir. Sonra içerisindeki HF otomatik pipet kullanılarak alınır ve birmiktar HNO_3 konulur. Kapakları kapatılarak çalkalanır ve pipet yardımıyla bu asitte alınır. Yıkanan zirkon kristelelrinin üzerine 6 M HCl konularak ısıl plakanın üzerine yerleştirilir. Örnekler kuruduktan sonra içerisindeki asit alınır, nitrik asit eklenerek çalkalanır ve bu işlem birlaç kez tekrarlanır.

Kolon kimyasına başlamadan U–Pb mikro kolonları kurularak içerisine AG–1 reçineden eklenir. Örnek yüklenmeden önce reçinenin temizlenmesi amacıyla kolona sırasıyla 3 kez saf su (yaklaşık 15–20 damla), 4 kez 1 M HCl (yaklaşık 15–20 damla) ve 4 kez 6 M HCl (yaklaşık 15–20 damla) eklenir. Örnek yüklenmeden önce reçinenin iyileştirilmesi için mikro kolona yaklaşık 15 damla 3 M HCl eklenir. Mikro kolonlar temizlendikten sonra örnek toplama çemberine yerleştirilir ve her bir mikro kolonun altına teflon örnek kapları yerleştirilir. Çözülen örnekler dikkatlice mikro kolonlarının içerisine yüklenir. Bütün numune reçineden geçtikten sonra sırasıyla 3 kez 2 damla 3 M HCl (20 µl) eklenerek yıkanır. Hf ve NTE'lerin yıkama yoluyla ayrılması için (elüsyon) 13 damla 3 M HCl (130 µl) mikro kolonlara eklenir. Mikro santrifüj tüpleri alınarak bu ayrılan

elüsyon içerisine alınır. Pb ayrımı için sırasıyla 2 kez kolonun 2/3'üne 6 M HCl (~ 15 damla) eklenir ve süzülmesi beklenir. Süzülme işlemi tamamlandıktan sonra U ayrımı için sırasıyla 2 kez kolonun 2/3'üne saf su ve 1 M HCl (~ 15 damla) eklenir ve süzülmesi beklenir. Ayrılan Pb ve U çözeltisine 1 damla 0.03 M fosforik asit (H_3PO_4) eklenerek 150^{o}C'deki ısıl plakanın üzerine konularak kurutulur. Fosforik asit kuruyan örneğin görülebilir olmasını sağlamaktadır. Spayk etkisi için 6 M HCl ile temizlenen otomotik pipet ile 8 µl ^{208}Pb spayk herhangi bir kimya kör örneğine eklenir. Kör örnekte ısıl plakanın üzerine konularak kurutulur.

Örneklerin TIMS'te ölçülmesinden önce ayrılan U elementinin filamanın üzerine yüklenmesi sırasında Ta filamanı veya merkezleri kullanılmaktadır. Yükleme işlemi için Ta filamanı ısıtıcı bir kaynak kullanılır. Örneği yüklemeden önce, µL'lik mikropipet dört veya beş kez 6 M HCl ile temizlenmelidir. Otomatik pipetin içerisine Si jeli alınarak örnek ile karıştırılır. Çözülmüş örnek otomatik pipet kullanılarak alınır ve dikkatli bir şekilde filamanın üzerine boşaltılır. Isıtıcı kaynağın akımı yükseltilerek örneğin yavaş yavaş kuruması sağlanır. Örnek kurutuktan sonra akım örnek kırmızı renkte görünene kadar arttırılır ve birkaç saniye sonra kapatılır.

Örnek okumaları sırasında standard numuneninde (NBS 981) okumasının alınması gerekmektedir. Bu yüzden standart numunenin de filamanın üzerine yerleştirilmesi gerekmektedir. standardı yüklemeden önce, µL'lik mikropipet 6 M HCl ile temizlenmelidir. Otomatik pipetin içerisine Si jeli ve 0.33 M H_3PO_4 alınarak standard ile karıştırılır. Karışım filamanın üzerine dikkatli bir şekilde boşaltılır ve kuruması için ısıtıcının akımı arttırılır. Isıtıcının amperi standar kuruyana kadar arttırılır ve kuruduktan sonra düşürülür. Filaman kırmızı renkte görünceye kadar bekletilmelidir.

EK 6 Ar–Ar Yaşlandırma Yöntemi ve Örnek Hazırlaması

Ar–Ar tekniği jeolojik süreçleri ve yeryuvarının geçmişini anlamak için farklı türdeki kayaları yaşlandırma amaçlı 1966'dan beri kullanılmaktadır (Merrihue ve Turner 1966). $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırmanın temeli altmış yılı aşkın bir süredir mineral ve kayaların yaşını ölçmek için kullanılan K/Ar tekniğine bağlıdır. Her iki teknikte potasyumun yeryuvarının kabuğunda sekizinci en bol bulunan element olması nedeniyle yaygın olarak kullanılmaktadır. Bununla birlikte potasyum birçok mineralde ve ayrıca herhangi bir kayada ana veya minör element olarak yer alır. Popülerliğinin bir başka nedeni de radyojenik argonun hassas bir şekilde ve geniş bir yaş aralığında tespit edilebilmesidir. Talep doğrultusunda bilim adamları K/Ar tekniğini geliştirerek daha avantajlı ve kullanışlı olan ve ısıl geçmişi tespit etmede daha kullanışlı olan $^{40}Ar/^{39}Ar$ tekniğini bulmuşlardır (McDougall ve Harrison 1999).

K/Ar tekniğinin temeli yarılanma ömrü 1250 My olan potasyumun radyoaktif izotopunun (^{40}K) parçalanmasına dayanır. ^{40}K, ^{40}Ca ve ^{40}Ar olmak üzere ikili parçalanmaya uğrar ve bunun sonucunda radyojenik yavru izotop olarak $^{40}Ar^*$ üretilir. ^{40}K'ı tespit etmek için toplam potasyum ölçülür ve ardından doğadaki bilinen $^{40}K/K$ oranından bolluğu hesaplanır. Daha sonra örneğin ayrılan diğer miktarından argon ölçülür (McDougall ve Harrison 1999). Geleneksel K–Ar yöntemi, oluşum zamanında örneğin argon içermediği ve sonradan tüm radyojenik argonun içerisinde nicel olarak alıkonulandan elde edildiği varsayımına bağlıdır. Çünkü argon ergime noktasının oldukça altındaki sıcaklıklarda bile difüzyon (yayılma) ile kaybolabilir, K–Ar yaşları difüzyonla kaybolan argonun önemsiz olduğu soğuma sıcaklıklarından geçen süreyi temsil etmektedir. Normal şartlar altında fazla radyojenik ^{40}Ar'nin varlığı sözkonusu olabilir ve K–Ar yaşları çok yaşlı çıkabilir (Faure 2004).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ yönteminde küçük boyutlardaki ^{39}K atomları nükleer reaktörlerdeki iridasyon süreçleri ile hızlı nötronlar ile etkileşimiyle ^{39}Ar'ye dönüştürülür. Sonra örnek çok yüksek vakum sisteminde kaynaştırılır, çıkartılmış argon saflaştırılır ve ^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{37}Ar, ^{36}Ar ve bazende ^{38}Ar kütle spektrometresinde ölçülür. İzotopik olarak analiz edildikten

sonra $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ hesaplanır. $^{40}Ar^*$ radyojenik argon iken $^{39}Ar_K$ ise ^{39}K'nın parçalanması ile üretilir. Ölçülen ^{37}Ar ve ^{36}Ar radyojenik olmayan ^{40}Ar'nin bulunmasındaki düzeltme için kullanılır. $^{39}Ar_K$ ^{39}K'nın miktarı ile ilişkilidir. $^{39}K/^{40}K$'nın miktarı doğada sabittir. Benzer yaklaşımla $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ oranı $^{40}Ar^*/^{40}K$ oranı ile bağlantılıdır. Örnek radyasyona maruz bırakılırken örneğin aldığı hızlı nötronların kesin miktarını tespit etmek için K/Ar yaşı bilinen standard numune kullanılır. Analizi yapılan örneğin yaşı standardın $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ oranı ile karşılaştırılarak bulunur (McDougall ve Harrison 1999). $^{40}Ar^*/^{40}K$ oranı K analizleri için örnek ayrılmadan tek izotop analizi ile ölçülebilmektedir. Böylece örneğin heterojenlik sorunu $^{40}Ar/^{39}Ar$ yönteminde aşılmıştır. Bu yöntemdeki en önemli husus, mineraldeki farklı yapılar hakkında bol miktarda ayrıca bilgi sağlayan kesintili ısıtma veya artımlı ısıtma tekniğinin kullanılmasıdır. Böylece örnekler ergimeye gerek olmadan aşamalı olarak argon çıkarılabilmekte fakat ergimenin altındaki sıcaklıklarda ısıtmaya olanak sağlamaktadır (McDougall ve Harrison 1999).

Yaşlandırma için ayrı mineral fazları mümkün olabildiğince ayrılmalıdır. Eğer örnek yavaş soğuma sonucu oluşmamış ve herhangi bir K içeren mineral fenokristali içermiyorsa hamur malzemesi kaya örneğini yaşlandırmada kullanılmaktadır. Tek bir mineral fazı yaşlandırmak tüm kaya örneklerinin ölçümünden daha güvenilirdir. Fazların birlikteliğini ölçmek fazların radyojenik argonu farklı tutma karkateristiklerinden dolayı kesin, yorumlanabilir veri sağlamamaktadır (McDougall ve Harrison 1999). Bazalt numuneleri için hamur malzemenin analizler için hazırlanması prosedürü yedi aşamadan oluşmaktadır. Bunlar; petrografik incelemeler, kaya örneklerinin kırılması, öğütülmesi ve elenmesi, tozlardan arındırılması, magnetik seperatör ile minerallerin ayrılması, örneklerin özütlenmesi ve binoküler mikroskop altında minerallerin seçilmesidir. Polarizan mikroskop altında petrografik incelemelerin yapılması yaşlandırmadan önce yararlı olmaktadır. Bu çalışmalar hangi mineralin ayırma için uygun olduğunu ve hangi boyutta olacağı ile ilgili bilgi sağlamaktadır. İyi sonuçların alınabilmesi için yüksek saflıkta mineral ayırımının gerçekleştirilmesi gerekmektedir (McDougall ve Harrison 1999).

Öncelikle örnekler yüzeyindeki malzemelerden ve altere olmuş kısımlarından temizlenmiştir. Büyük boyuttaki örnekler hidrolik delici ile el boyutundaki parçalara ayrılmıştır. Sonra örnekler 2000 µm'den daha ufak boyutlara çeneli kırıcı kullanılarak parçalanmıştır. Kırılmış örnekler 1mm, 500µm, 250µm ve 125µm elekleri içeren otomatik elek setine aktarılarak elenmiştir. 1mm ve 500µm'den daha büyük olan örnekler yeniden çene aralığı küçültülmüş kırıcıda daha ufak boyutlara parçalanmıştır. Parçalanan örnekler yeniden elekten geçirilmiştir. 125µm'den daha büyük olan her bir tane boyutundaki ayırımlar su ile yıkandıktan sonra 150^{o}C'deki fırında kurutulmuştur.

Manyetik seperatör kullanılarak minerallerin manyetik özelliklerin kullanılarak manyetik olan ve manyetik olmayan minerallerin ayrımı gerçekleştirilmektedir. Manyetik olarak ayrılan örnekler fenokristalleri ve alterasyon ürünlerini hamurdan ayırmayı sağlamaktadır. Yatay manyetik seperatör farklı akım, açı ve akış hızlarında değişik koşullarda çalıştırılarak manyetik, paramanyetik ve diamanyetik mineraller karışımdan ayrılır. Manyetik olarak ayrılmış örnekler % 5'lik HNO_3 ile yaklaşık 20 dk 50^{o}C'deki ultrasonik küvette yıkanmıştır. İşlem berrak bir asit elde edilinceye kadar tekrar edilmiştir. Sonra örnekler birkaç kez distile su ile 20 dk 50^{o}C'deki ultrasonik küvette yıkanmıştır. Yıkanan örnekler 100^{o}C'deki fırında kurutulmuş, yaklaşık 200–300 µg homojen hamur malzemesi binoküler mikroskop altında seçilir. Seçilen örnekler iridasyon için örnek kaplarına yerleştirilmiştir. Örnekler yerleştirilirken aralarına standart numune konulmuştur.

Standart numune örneğe ulaşan nötron akışının direk olmayan determinasyonu için kullanılmaktadır (McDougall ve Harrison 1999). Standart numune ise örneğin hemejensizliğinden kaynaklanan hataları minimize etmek için tekdüze ^{40}Ar* ve ^{40}K oranına sahip olmalıdır. Kesin geleneksel K/Ar yaşlandırılması homojen minerallerden yapılmalıdır. Standart numune iridasyondan sonra yüksek radyoaktif malzemeyle temastan kaynaklanabilecek sağlık problemlerini minimize etmek için iri kristalin ve uzun yıllar kullanılabilecek bollukta olmalıdır. Standart numune seçilirken dikkat edilmesi gereken bir diğer hususta planlanan örnek ile benzer K/Ca oranına sahip olmalıdır. (Alexander ve Davis 1974, Dalrymple vd. 1981, McDougall ve Harrison 1999). Örnekler 0.4–0.5 mm çapındaki silindirik bakır (Cu) folyoların içerisine yaklaşık

0.250–0.400 mg, standart numune ise alüminyum (Al) folyoya yaklaşık 0.100 mg konulup kuvars tüplere yerleştirilmiştir. Standat numune olarak Fish Canyon'daki tüflerin içerisindeki sanidine fenokristalleri kullanılmıştır. Nükleer reaktör örnek için makül bir zaman içerisinde ^{39}K (n, p) ^{39}Ar'dan ^{39}Ar üretmek için hızlı nötron kaynağı olarak kullanılmaktadır (McDougall ve Harrison 1999).

EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri

Kaya Türü	Örnek No	LOI	R	WIP	PWI	V	CIA	CIW	PIA
Alkalen Bazalt	CI-22-12	2.44	3.62	6742.10	65.45	1.11	51.61	60.63	52.29
	CI-19-12	1.87	3.99	6822.96	66.84	0.89	46.89	54.43	45.69
	CI-17-12	2.20	3.65	7554.44	65.73	1.18	49.59	60.16	49.36
	CI-18-12	1.97	3.94	6218.04	65.37	1.02	51.81	59.38	52.43
	AC-06-13	2.80	3.60	5019.10	64.98	0.83	57.89	58.26	57.99
	CI-20-12	1.97	4.29	6293.53	68.20	0.94	48.53	56.16	47.97
	CI-21-12	0.50	3.80	6698.92	66.82	1.19	51.70	59.45	52.29
	CI-15-12	2.17	4.19	6932.71	69.12	0.81	44.51	53.52	41.72
	CI-14-12	2.46	4.09	6992.99	68.02	0.78	41.46	49.69	37.23
	AC-144-13	3.50	2.88	9941.21	70.04	2.87	52.57	69.77	55.08
	CI-27-12	2.89	3.37	6655.49	66.70	1.48	53.08	62.17	54.36
Ortalama Değerler		2.25	3.76	6897.41	67.02	1.19	49.97	58.51	49.67
Siyenit	CI-15-11	1.58	3.73	7683.70	72.08	2.88	56.41	75.69	63.06
	AC-20-13	2.59	4.09	7221.64	73.89	2.27	54.07	68.73	57.09
	AC-184-13	0.54	3.05	7320.44	74.36	2.08	58.95	64.69	60.88
	AC-134-13	1.00	3.98	6371.66	75.75	2.44	57.20	69.59	61.18
	AC-150-13	2.13	3.09	8911.56	73.03	5.18	61.24	81.05	71.98
	AC-85-13	1.47	4.12	6325.96	76.22	2.11	55.83	66.82	58.68
	AC-86-13	1.27	4.36	6492.20	77.42	2.36	55.56	68.25	58.85
	AC-153-13	0.69	4.25	6409.85	75.64	1.98	54.17	65.16	56.29
	AC-185-13	1.11	3.66	10053.88	77.49	4.45	53.69	74.71	58.44
	AC-176-13	4.82	3.23	6246.08	72.62	3.11	60.99	74.19	67.06
	AC-177-13	5.02	3.37	6354.10	73.31	2.86	59.15	72.11	64.28
Ortalama Değerler		2.02	3.72	7217.37	74.71	2.88	57.02	71.00	61.62
İntrüzif Gabro	AC-128-13	1.69	3.25	7472.11	69.11	1.73	51.03	60.70	51.51
	AC-129-13	0.69	3.14	8446.29	70.27	2.24	53.11	65.32	54.96
	AC-130-13	0.89	3.28	7385.99	69.25	1.84	52.47	62.71	53.67
	AC-131-13	0.57	3.32	7479.28	69.79	1.79	51.83	61.83	52.71
	AC-132-13	0.86	3.38	7274.36	70.44	1.83	53.33	63.19	54.84
	AC-133-13	0.51	3.16	7727.37	69.36	1.92	52.97	63.23	54.40
Ortalama Değerler		0.87	3.25	7630.90	69.70	1.89	52.46	62.83	53.68
Monzonit	AC-08-13	2.75	4.07	6146.82	73.86	2.00	56.17	68.33	59.58
	AC-09-13	2.03	4.18	6371.21	74.67	1.84	54.24	65.63	56.50
	AC-21-13	2.58	4.04	5571.78	72.87	1.56	55.34	63.23	57.11
	AC-22-13	2.30	4.10	5692.80	74.24	1.75	56.85	66.30	59.58
	AC-23-13	2.20	4.37	5909.16	75.15	1.78	55.23	65.30	57.56
	AC-24-13	2.10	4.20	5606.71	74.28	1.67	56.44	66.10	59.10
	AC-98-13	1.69	4.40	6353.87	76.06	1.76	52.84	64.03	54.37

EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri (Devamı)

Kaya Türü	Örnek No	LOI	R	WIP	PWI	V	CIA	CIW	PIA
Monzonit	AC-101-13	1.97	4.24	6016.78	75.47	2.06	56.06	68.10	59.38
	AC-102-13	1.98	4.29	6288.51	75.01	1.75	52.54	63.69	53.92
	AC-103-13	1.63	3.92	7010.21	72.32	1.54	51.42	62.83	52.22
	AC-105-13	3.80	3.81	6291.27	71.42	1.61	53.98	66.27	56.33
	AC-106-13	2.36	4.11	5928.75	72.67	1.33	52.46	61.83	53.53
	AC-111-13	1.58	4.25	6501.11	75.46	2.10	54.72	67.09	57.47
	AC-171-13	3.31	3.98	5879.64	73.56	1.80	55.48	65.84	57.99
	AC-172-13	3.10	3.81	5619.74	72.76	2.05	59.79	70.88	64.25
	CI-06-11	1.97	3.79	5962.13	71.92	2.17	58.92	71.64	63.83
	CI-07-11	2.04	4.11	5853.01	73.62	1.87	57.23	69.36	61.12
	CI-08-11	1.96	4.08	5839.77	73.23	1.88	56.74	67.75	59.98
	CI-09-11	1.78	4.05	6013.86	73.25	1.84	56.91	68.48	60.44
	CI-10-11	2.17	3.74	6025.11	72.10	2.46	61.13	74.85	67.58
	CI-12-11	2.11	4.10	5842.82	73.06	1.74	56.36	67.25	59.41
	CI-16-11	1.67	4.06	6027.78	74.29	1.94	56.47	67.49	59.61
	CI-16-12	2.47	4.07	7350.44	76.96	2.76	54.74	69.89	58.36
	CI-35-12	2.05	4.44	5782.79	75.08	1.65	53.70	63.77	55.40
	AC-160-13	1.93	4.41	6095.31	78.33	2.38	57.44	69.35	61.33
	AC-161-13	1.33	4.23	6531.83	77.68	2.40	56.18	68.58	59.67
	AC-55-13	0.96	4.32	6450.28	76.19	2.27	55.61	68.83	59.11
	AC-58-13	1.09	3.79	6721.56	73.88	2.16	55.97	67.49	59.07
	AC-59-13	1.01	3.81	6547.05	74.03	2.04	55.75	66.27	58.42
	AC-61-13	0.86	3.90	6970.94	74.96	2.03	54.33	65.48	56.56
	AC-62-13	0.91	4.17	6429.08	76.26	2.22	55.59	67.59	58.67
	AC-64-13	0.30	3.80	6995.40	74.04	2.30	55.63	68.09	58.88
	AC-66-13	1.12	4.26	6458.41	76.33	2.12	54.85	66.35	57.42
	AC-67-13	0.65	4.15	6593.53	76.18	2.16	55.14	66.63	57.84
	AC-68-13	2.06	4.18	6057.31	75.19	1.91	54.88	65.13	57.13
	AC-69-13	0.95	4.10	6272.68	76.02	2.27	56.48	67.97	59.79
	CI-32-12	0.82	4.25	6364.43	76.09	2.31	55.50	68.28	58.79
	CI-33-12	0.57	4.22	6460.48	76.46	2.20	55.36	66.84	58.16
	AC-136-13	0.76	4.24	6153.85	75.85	2.06	55.56	66.63	58.33
	AC-110-13	1.34	4.49	6528.56	76.62	2.12	54.51	67.75	57.41
Ortalama Değerler		1.76	4.11	6237.92	74.69	2.00	55.61	67.08	58.53
Ofiyolitik Bazalt	AC-11-13	3.51	3.31	4287.59	60.18	0.96	62.85	63.50	63.12
	AC-25-13	4.18	2.89	3941.39	61.82	0.72	58.34	59.12	58.57
	AC-26-13	3.81	3.07	3929.12	63.73	0.71	56.05	56.72	56.19
	AC-113-13	4.75	3.27	4256.61	63.69	0.86	52.38	53.52	52.48
	AC-140-13	4.41	3.50	3912.64	63.71	0.97	68.09	68.16	68.13
	AC-141-13	7.79	3.16	3858.38	65.15	1.00	72.96	72.98	72.97

EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri (Devamı)

Kaya Türü	Örnek No	LOI	R	WIP	PWI	V	CIA	CIW	PIA
Ofiyolitik Bazalt	AC-142-13	4.48	3.25	4018.38	62.86	0.91	67.51	67.62	67.57
	CI-22-11	2.53	3.98	3764.90	66.76	0.73	57.45	57.92	57.57
	CI-27-11	3.19	4.30	4209.27	68.98	0.53	52.59	53.46	52.67
	CI-28-11	3.21	3.39	4101.91	62.48	0.78	63.22	63.65	63.40
	CI-29-11	2.75	3.55	4151.09	63.87	0.78	61.53	62.00	61.71
	CI-30-11	3.37	3.32	4492.84	64.97	0.75	57.75	58.35	57.91
	AC-167-13	4.10	3.75	4382.70	64.73	0.82	56.64	56.91	56.71
	AC-39-13	1.00	3.32	3895.38	65.73	0.67	51.30	51.48	51.31
	AC-14-13	12.95	3.34	5169.84	65.54	0.98	55.07	64.39	57.14
	AC-97-13	3.41	4.00	4491.13	66.32	0.65	49.20	50.21	49.16
	AC-97-13	1.26	3.41	3412.22	62.15	0.72	52.06	52.38	52.09
	AC-100-13	4.52	4.28	3808.33	68.98	0.52	52.56	53.06	52.61
	AC-124-13	5.14	3.51	3529.32	66.30	0.69	52.09	52.61	52.13
	AC-91-13	4.17	3.40	3895.33	66.13	0.65	53.15	53.90	53.24
	AC-94-13	2.76	3.47	4533.54	64.41	0.84	55.72	57.74	56.15
	AC-95-13	2.86	3.68	4343.28	62.97	0.81	56.46	57.45	56.70
	AC-96-13	2.69	3.92	4470.12	65.24	0.67	52.37	52.98	52.43
	AC-104-13	0.24	2.94	4245.82	63.73	0.74	54.63	55.45	54.78
	AC-107-13	6.36	3.59	3953.41	67.94	0.62	50.32	50.71	50.33
	AC-123-13	3.98	3.34	4190.23	66.56	0.58	44.60	45.10	44.48
	AC-162-13	2.81	3.18	2636.01	60.45	0.74	56.96	57.10	57.00
	CI-19-11	2.72	3.71	3520.78	64.38	0.72	53.16	53.71	53.22
	CI-31-11	3.02	3.56	4253.80	64.60	0.79	60.28	61.41	60.67
Ortalama Değerler		3,86	3.50	4057.08	64.63	0.76	56.46	57.37	56.64
Diyabaz	AC-35-13	1.12	3.73	3265.81	66.48	0.58	49.35	49.60	49.35
	AC-84-13	1.36	3.18	4292.86	61.26	0.94	57.80	58.01	57.85
	AC-84-13	3.82	3.93	4239.93	65.52	0.92	56.50	56.84	56.58
	AC-193-13	7.17	3.25	3570.74	62.57	1.19	63.54	63.81	63.66
	AC-194-13	7.22	3.18	4059.65	63.98	1.09	59.32	59.58	59.40
	AC-195-13	6.04	3.55	4518.92	64.89	0.90	58.03	58.39	58.13
Ortalama Değerler		4,46	3.47	3991.32	64.12	0.94	57.42	57.71	57.50
Ofiyolitik Gabro	AC-148-13	6.02	2.13	3306.48	61.93	0.89	56.59	56.76	56.63
	AC-151-13	3.56	2.64	3200.58	56.41	0.99	56.29	56.34	56.30
	AC-156-13	2.08	2.86	3066.43	54.56	0.81	57.46	57.62	57.50
	AC-166-13	2.12	2.64	3548.70	65.50	0.72	54.28	54.41	54.30
	AC-178-13	0.66	2.62	2877.96	54.58	0.75	55.67	55.80	55.70
	AC-179-13	0.71	2.64	2908.39	55.60	0.75	55.16	55.27	55.18
	AC-180-13	0.83	2.56	3565.60	64.08	0.74	53.21	53.64	53.26
	AC-183-13	1.54	2.32	3526.71	62.39	0.81	52.83	53.20	52.87

EK 7 AMK Kayalarının Hesaplanmış Alterasyon İndeks Değerleri (Devamı)

Kaya Türü	Örnek No	LOI	R	WIP	PWI	V	CIA	CIW	PIA
Ofiyolitik Gabro	AC-152-13	2.67	3.15	3617.99	67.00	0.58	47.34	47.56	47,32
	AC-149-13	1.43	2.57	3673.56	63.14	0.63	52.86	53.02	52,88
	AC-137-13	1.65	3.20	3888.84	68.55	0.52	48.59	48.96	48,57
	AC-154-13	2.81	3.63	3625.19	67.61	0.51	48.71	48.88	48,70
	AC-155-13	2.51	2.01	3852.70	60.72	0.97	53.78	54.04	53,82
	AC-157-13	7.65	3.40	3410.12	66.54	0.52	47.36	47.49	47,35
	AC-181-13	1.08	2.83	3640.14	64.55	0.63	50.60	50.94	50,61
	AC-182-13	1.06	2.90	3905.29	63.77	0.81	53.05	53.54	53,10
Ortalama Değerler		2,40	2.76	3475.92	62.31	0.73	52.74	52.97	52.76

EK 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları

Kaya Türü	Alkalen Bazalt											Siyenit	
Örnek No	CI-22-12	CI-19-12	CI-17-12	CI-18-12	AC-06-13	CI-20-12	CI-21-12	CI-15-12	CI-14-12	AC-144-13	CI-27-12	CI-15-11	AC-20-13
Na_2O (%)	3.42	3.37	3.72	3.77	6.12	3.19	4.38	1.69	1.13	3.55	3.37	1.99	3.06
MgO	7.06	7.89	6.75	6.98	7.26	7.22	5.25	9.96	9.24	1.48	3.90	2.91	2.37
Al_2O_3	13.89	12.64	13.78	13.00	14.28	12.29	14.16	11.96	11.81	18.90	15.56	15.98	14.84
SiO_2	50.32	50.38	50.27	51.27	51.44	52.72	53.78	50.06	48.27	54.33	52.41	59.63	60.63
P_2O_5	0.04	0.04	0.05	0.04	0.16	0.06	0.06	0.05	0.05	0.28	0.40	0.26	0.25
K_2O	4.00	3.74	4.89	3.20	0.16	3.44	3.58	4.52	4.72	8.86	4.28	7.22	5.85
CaO	5.60	7.21	5.41	5.12	4.11	6.41	5.28	8.70	10.82	4.64	6.10	3.14	3.69
TiO_2	0.67	0.63	0.67	0.76	0.95	0.58	0.76	0.59	0.58	0.44	0.75	0.64	0.59
MnO	0.19	0.16	0.17	0.17	0.13	0.15	0.18	0.17	0.20	0.10	0.18	0.10	0.10
Fe_2O_3	12.00	11.73	11.76	13.40	12.50	11.71	11.79	9.81	10.31	3.91	9.85	6.47	5.99
AK	2.44	1.87	2.20	1.97	2.80	1.97	0.50	2.17	2.46	3.50	2.89	1.58	2.59
Toplam	99.64	99.66	99.67	99.67	99.90	99.74	99.72	99.69	99.58	99.97	99.69	99.92	99.96
Ga (ppm)	15.70	13.00	15.80	16.30	13.30	14.30	18.80	14.90	11.50	18.30	20.00	17.60	16.60
Br	0.40	0.40	0.40	0.40	0.20	0.40	0.60	0.40	0.40	1.00	0.40	0.20	0.20
Rb	18.50	7.90	16.30	17.10	5.00	9.20	11.30	11.20	13.60	377.20	131.30	249.30	203.30
Sr	83.70	84.30	87.70	88.50	64.90	56.80	105.70	111.50	71.70	1358.00	637.40	332.30	396.90
Y	14.40	13.60	15.20	15.30	19.60	14.60	20.70	15.60	14.30	22.00	30.30	26.20	25.80
Zr	24.30	23.90	24.80	27.40	30.30	29.50	47.50	30.70	31.40	374.50	231.80	218.30	232.40
Nb	3.10	3.50	4.20	3.30	1.00	6.30	3.90	3.30	3.20	41.40	19.00	18.40	18.90
Ba	90.70	52.80	88.20	168.30	35.70	43.60	62.20	87.60	80.60	1408.00	906.00	1116.00	1034.00
Hf	11.00	9.80	9.90	14.00	3.30	9.80	5.70	4.70	6.70	7.90	6.70	6.10	7.70
Ta	13.00	12.00	12.00	16.00	4.60	11.00	6.00	5.80	8.10	4.40	5.50	3.90	7.70
Pb	7.60	1.60	5.00	2.40	5.70	3.30	3.60	1.50	3.10	61.40	39.70	32.60	27.30
Th	1.60	1.50	1.60	1.70	1.50	1.60	1.50	1.30	1.30	57.00	26.20	29.50	30.00
U	8.90	8.10	9.10	9.00	2.00	7.90	11.10	7.90	9.40	16.20	8.70	9.30	7.30

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Siyenit									İntrüzif Gabro		
Örnek No	AC-184-13	AC-134-13	AC-150-13	AC-85-13	AC-86-13	AC-153-13	AC-185-13	AC-176-13	AC-177-13	AC-128-13	AC-129-13	AC-130-13
Na_2O (%)	7.48	2.69	4.24	3.17	3.00	3.05	4.17	2.15	2.26	3.47	4.18	3.37
MgO	0.13	1.63	0.72	1.84	1.50	1.93	0.06	1.24	1.21	1.86	1.33	2.02
Al_2O_3	20.67	16.18	19.89	15.53	15.07	15.01	17.67	18.33	17.60	16.88	18.20	17.11
SiO_2	63.09	64.33	61.47	64.02	65.68	63.77	64.68	59.25	59.40	54.92	57.16	56.06
P_2O_5	0.05	0.22	0.19	0.22	0.21	0.22	0.04	0.12	0.13	0.57	0.40	0.58
K_2O	3.11	5.04	7.94	4.58	5.05	4.67	9.26	5.34	5.35	5.27	6.41	5.33
CaO	3.80	4.39	0.41	4.54	4.01	4.97	1.81	4.22	4.55	7.46	5.49	6.80
TiO_2	0.03	0.40	0.57	0.41	0.39	0.45	0.18	0.39	0.40	0.69	0.61	0.73
MnO	0.02	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.02	0.07	0.07	0.16	0.15	0.17
Fe_2O_3	1.05	4.01	2.24	4.03	3.69	5.08	0.94	3.62	3.63	6.97	5.38	7.05
AK	0.54	1.00	2.13	1.47	1.27	0.69	1.11	4.82	5.02	1.69	0.69	0.89
Toplam	99.96	99.95	99.87	99.89	99.95	99.97	99.94	99.55	99.61	99.94	99.99	100.11
Ga (ppm)	26.60	18.00	22.00	19.40	19.00	17.70	21.50	17.40	18.50	20.60	19.50	19.10
Br	0.30	0.20	0.30	0.30	0.70	0.30	0.30	0.30	0.30	0.40	0.50	0.50
Rb	135.10	191.70	265.60	183.70	226.40	203.00	379.90	204.30	207.80	174.40	225.60	148.90
Sr	562.20	579.20	428.10	599.40	543.10	512.70	390.60	345.90	379.40	1164.00	1226.00	1377.00
Y	3.10	22.60	34.50	21.30	22.70	24.50	7.10	16.20	17.50	32.60	31.90	40.20
Zr	719.40	202.70	557.80	215.90	208.60	212.50	384.00	195.70	211.30	292.70	375.20	324.10
Nb	11.10	19.30	52.30	18.00	19.00	20.80	25.00	14.00	14.00	25.60	36.80	26.70
Ba	173.80	1202.00	1030.00	917.40	937.70	804.20	903.90	1894.00	1761.00	1218.00	1558.00	1479.00
Hf	8.50	6.90	12.00	6.90	6.90	5.70	7.70	6.20	5.80	7.00	9.00	10.40
Ta	3.90	4.60	5.90	2.80	3.60	3.40	3.50	4.50	3.40	6.20	3.70	6.10
Pb	68.00	40.70	58.10	49.80	53.00	46.60	65.00	37.60	34.20	46.00	64.20	47.40
Th	39.80	30.00	101.30	35.20	38.80	40.50	65.70	33.50	32.90	32.80	53.70	42.90
U	3.80	6.10	14.20	7.10	7.80	11.20	8.20	5.20	5.50	9.90	13.10	8.80

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	İntrüzif Gabro			Monzonit								
Örnek No	AC-131-13	AC-132-13	AC-133-13	AC-08-13	AC-09-13	AC-21-13	AC-22-13	AC-23-13	AC-24-13	AC-98-13	AC-101-13	AC-102-13
Na_2O (%)	3.55	3.85	3.92	2.47	2.78	3.13	2.93	3.11	2.60	2.66	2.32	2.34
MgO	1.95	2.12	1.76	2.90	2.84	2.98	3.07	2.66	3.55	2.75	2.51	2.72
Al_2O_3	17.00	16.98	17.83	14.90	14.70	14.79	15.00	14.30	14.61	14.24	14.86	14.32
SiO_2	56.47	57.35	56.35	60.62	61.42	59.80	61.51	62.49	61.37	62.72	62.94	61.44
P_2O_5	0.55	0.54	0.50	0.35	0.28	0.27	0.23	0.23	0.26	0.22	0.23	0.24
K_2O	5.30	4.97	5.46	4.72	4.70	3.34	3.76	3.99	3.79	4.71	4.69	4.77
CaO	6.95	6.04	6.44	4.43	4.91	5.47	4.70	4.49	4.89	5.34	4.64	5.82
TiO_2	0.68	0.68	0.68	0.60	0.53	0.61	0.60	0.57	0.64	0.49	0.54	0.52
MnO	0.15	0.18	0.15	0.14	0.12	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13
Fe_2O_3	6.77	6.39	6.39	5.95	5.60	6.87	5.74	5.79	6.00	5.01	5.06	5.62
AK	0.57	0.86	0.51	2.75	2.03	2.58	2.30	2.20	2.10	1.69	1.97	1.98
Toplam	99.93	99.98	99.99	99.84	99.93	99.96	99.93	99.94	99.92	99.94	99.87	99.91
Ga (ppm)	20.00	20.60	21.10	15.20	16.30	17.50	18.20	18.70	18.50	17.50	17.20	19.80
Br	0.60	0.40	0.40	0.30	0.40	0.20	0.30	0.50	0.20	0.60	0.40	0.30
Rb	174.10	129.40	191.00	198.90	198.80	128.20	149.10	153.00	158.40	170.40	156.50	169.00
Sr	1140.00	1475.00	1094.00	545.40	595.00	573.10	549.50	506.60	520.10	561.30	573.30	577.60
Y	31.90	42.80	30.30	25.40	23.60	27.70	23.90	24.90	25.00	23.00	24.10	23.50
Zr	290.70	312.90	338.50	212.70	209.90	198.80	199.40	226.10	209.60	229.40	234.00	224.00
Nb	25.10	27.70	28.90	18.10	17.80	18.00	18.40	19.30	19.00	20.80	20.60	19.60
Ba	1114.00	1643.00	1169.00	973.40	1068.00	662.60	658.20	680.30	700.80	950.30	951.20	953.50
Hf	7.10	8.80	7.60	7.10	6.30	6.80	7.20	7.20	7.40	6.00	8.80	5.30
Ta	5.00	3.30	4.00	6.80	4.50	7.50	5.20	4.10	3.90	3.90	7.30	4.40
Pb	43.10	43.00	57.30	62.40	65.80	35.70	26.70	26.20	26.50	28.10	34.30	29.10
Th	34.20	27.60	46.10	39.70	37.40	31.40	36.40	35.40	35.20	40.10	40.20	39.80
U	8.20	4.60	10.20	10.40	10.00	9.30	6.50	7.80	9.30	8.30	9.30	10.10

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Monzonit												
Örnek No	AC-103-13	AC-105-13	AC-106-13	AC-111-13	AC-171-13	AC-172-13	CI-06-11	CI-07-11	CI-08-11	CI-09-11	CI-10-11	CI-12-11	CI-16-11
Na_2O (%)	2.66	1.52	2.08	2.83	2.42	2.43	2.10	2.06	2.49	2.50	2.39	2.43	2.67
MgO	4.24	4.79	4.94	2.18	2.91	3.23	3.20	3.78	3.08	3.64	3.11	3.73	2.77
Al_2O_3	14.71	14.70	14.06	14.85	15.01	15.74	15.81	14.80	14.91	14.97	16.17	14.65	15.25
SiO_2	57.73	55.98	57.74	63.08	59.68	59.98	59.85	60.75	60.85	60.62	60.47	60.07	61.91
P_2O_5	0.26	0.28	0.26	0.23	0.23	0.24	0.32	0.29	0.31	0.32	0.31	0.34	0.24
K_2O	5.20	5.05	4.06	5.01	4.26	4.12	4.76	4.52	4.27	4.44	4.85	4.21	4.41
CaO	6.05	5.96	6.59	4.45	5.37	4.03	4.15	4.47	4.61	4.39	3.04	4.71	4.68
TiO_2	0.51	0.48	0.58	0.48	0.59	0.63	0.71	0.61	0.66	0.68	0.66	0.68	0.58
MnO	0.10	0.13	0.15	0.09	0.15	0.16	0.12	0.14	0.12	0.12	0.15	0.14	0.12
Fe_2O_3	6.87	7.23	7.08	5.19	5.85	6.09	6.85	6.37	6.67	6.49	6.57	6.82	5.59
AK	1.63	3.80	2.36	1.58	3.31	3.10	1.97	2.04	1.96	1.78	2.17	2.11	1.67
Toplam	99.96	99.92	99.91	99.98	99.78	99.75	99.86	99.83	99.95	99.96	99.89	99.90	99.88
Ga (ppm)	17.50	15.40	16.50	20.20	17.60	17.90	17.60	16.10	18.60	18.40	18.10	17.30	18.10
Br	0.30	0.30	0.30	0.80	0.40	0.20	0.30	0.30	0.30	0.40	0.40	0.30	0.20
Rb	102.70	94.90	137.00	203.60	147.40	152.30	146.60	147.70	145.80	147.30	158.40	145.50	163.10
Sr	535.30	479.90	555.00	561.40	514.40	515.30	520.40	543.70	587.10	583.00	519.70	561.30	540.20
Y	21.80	19.80	22.60	23.70	24.00	23.80	25.00	23.60	25.10	25.80	23.60	25.80	22.60
Zr	166.50	138.80	193.90	238.50	202.10	209.20	214.40	197.20	216.70	205.50	210.90	219.60	189.90
Nb	14.00	11.60	17.10	21.10	18.30	19.10	18.70	17.60	18.40	18.80	18.20	18.80	18.20
Ba	1229.00	1242.00	956.90	958.40	904.80	768.10	1200.00	1137.00	1146.00	1188.00	1422.00	1177.00	1076.00
Hf	5.20	5.90	6.50	6.00	6.60	5.60	6.10	7.80	5.70	7.60	8.30	8.00	7.50
Ta	3.90	8.20	4.30	3.10	4.30	7.10	4.90	4.30	3.80	3.60	6.20	4.00	4.60
Pb	20.10	29.10	29.20	73.80	33.40	84.60	54.40	34.00	51.40	37.60	62.00	64.20	53.60
Th	29.40	27.10	32.10	42.30	32.90	33.60	28.40	31.20	28.30	30.40	27.10	30.00	33.60
U	8.60	9.80	8.90	9.90	8.50	8.40	7.20	7.50	7.90	7.90	6.70	8.00	9.40

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Monzonit												
Örnek No	CI-16-12	CI-35-12	AC-160-13	AC-161-13	AC-55-13	AC-58-13	AC-59-13	AC-61-13	AC-62-13	AC-64-13	AC-66-13	AC-67-13	AC-68-13
Na_2O (%)	3,01	2,44	3,15	3,14	2,62	3,27	3,36	3,58	2,85	3,20	3,15	3,29	2,93
MgO	1,18	2,98	1,57	1,42	2,11	2,01	1,96	1,89	1,76	1,79	1,72	1,65	2,08
Al_2O_3	15,67	13,92	15,11	15,57	14,94	16,30	16,28	16,03	15,48	16,44	15,12	15,55	14,94
SiO_2	63,71	61,76	66,57	65,89	64,48	61,77	61,93	62,49	64,52	62,48	64,38	64,54	62,43
P_2O_5	0,17	0,23	0,15	0,16	0,23	0,32	0,29	0,27	0,22	0,25	0,23	0,22	0,26
K_2O	6,21	4,10	4,52	5,01	5,16	4,97	4,63	5,02	4,94	5,41	4,78	4,86	4,28
CaO	3,74	5,47	3,52	4,00	4,15	4,58	4,93	4,87	4,57	4,51	4,53	4,50	5,07
TiO_2	0,32	0,57	0,32	0,33	0,46	0,46	0,45	0,39	0,46	0,41	0,43	0,42	0,51
MnO	0,07	0,12	0,07	0,07	0,10	0,11	0,12	0,10	0,09	0,13	0,09	0,09	0,11
Fe_2O_3	3,08	6,01	2,98	3,03	4,75	5,09	5,00	4,46	4,15	5,06	4,41	4,21	5,15
AK	2,47	2,05	1,93	1,33	0,96	1,09	1,01	0,86	0,91	0,30	1,12	0,65	2,06
Toplam	99,63	99,65	99,91	99,95	99,95	99,96	99,96	99,97	99,94	99,98	99,96	99,97	99,82
Ga (ppm)	19,30	15,20	17,40	18,70	18,80	19,60	19,30	20,20	18,20	19,20	20,20	20,00	19,40
Br	0,60	1,00	1,00	0,60	0,30	0,20	0,80	0,90	0,70	0,50	0,60	0,60	0,70
Rb	173,20	158,30	171,90	170,40	224,30	202,70	172,30	193,60	198,00	199,70	204,00	207,00	188,70
Sr	719,10	556,70	644,70	708,70	613,90	778,20	721,20	831,80	677,10	643,40	666,00	650,10	612,40
Y	12,50	22,80	15,50	15,00	28,60	21,70	33,40	18,00	17,70	22,40	14,80	16,90	16,80
Zr	240,10	209,30	206,10	197,30	256,20	287,80	329,30	215,20	199,50	334,20	238,00	219,10	242,20
Nb	17,20	15,40	14,50	14,50	26,80	29,30	34,30	22,00	16,70	27,00	17,80	16,70	19,30
Ba	1690,00	967,40	1035,00	1192,00	959,40	1218,00	980,10	1254,00	1175,00	1319,00	1204,00	990,80	835,80
Hf	6,80	9,30	7,00	5,50	9,20	8,10	9,70	5,50	6,60	8,60	6,30	4,10	6,90
Ta	3,40	11,00	3,50	2,50	6,20	5,60	6,50	3,80	5,50	4,50	3,90	4,20	5,20
Pb	40,70	279,70	48,60	44,50	57,50	51,50	53,60	55,00	71,30	55,50	76,00	78,80	53,00
Th	33,30	32,50	36,80	35,80	39,90	42,70	44,70	33,20	33,40	43,40	41,40	31,10	37,10
U	7,50	7,20	6,90	8,30	6,10	6,70	9,70	8,50	5,60	6,00	7,10	7,80	7,60

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Monzonit					Ofiyolitik Bazalt						
Örnek No	AC-69-13	CI-32-12	CI-33-12	AC-136-13	AC-110-13	AC-11-13	AC-25-13	AC-26-13	AC-113-13	AC-140-13	AC-141-13	AC-142-13
Na_2O (%)	2.96	2.51	3.23	2.85	2.73	4.93	2.02	2.02	3.18	4.72	4.52	4.44
MgO	1.60	1.74	1.53	1.99	2.38	7.09	11.38	10.26	5.14	8.16	9.81	9.48
Al_2O_3	15.75	15.14	15.38	15.16	14.36	14.58	15.50	15.25	14.81	14.52	15.65	15.08
SiO_2	64.59	64.31	64.92	64.28	64.52	48.27	44.87	46.84	48.41	50.85	49.41	48.93
P_2O5	0.24	0.24	0.21	0.25	0.23	0.07	0.07	0.08	0.05	0.11	0.08	0.14
K_2O	4.71	5.11	4.77	4.54	5.15	0.24	0.35	0.32	0.61	0.02	0.01	0.04
CaO	4.47	4.52	4.40	4.75	4.10	3.45	8.70	9.61	9.68	2.07	1.28	2.78
TiO_2	0.41	0.41	0.38	0.47	0.51	1.17	0.76	0.72	0.67	1.41	0.18	1.50
MnO	0.08	0.10	0.08	0.10	0.09	0.23	0.17	0.16	0.21	0.14	0.03	0.13
Fe_2O_3	4.22	4.66	4.23	4.83	4.82	16.19	11.45	10.69	12.12	13.04	10.59	12.34
AK	0.95	0.82	0.57	0.76	1.34	3.51	4.18	3.81	4.75	4.41	7.79	4.48
Toplam	99.96	99.57	99.71	99.97	100.24	99.72	99.44	99.77	99.63	99.45	99.35	99.32
Ga (ppm)	19.50	19.00	21.00	19.00	18.00	18.00	14.70	13.90	14.90	15.50	14.00	16.50
Br	0.60	0.50	0.90	1.10	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.20	0.20
Rb	188.10	191.40	191.10	188.60	197.80	7.00	12.80	12.10	23.80	0.40	0.60	0.30
Sr	609.40	598.00	624.80	558.20	604.20	124.80	150.30	163.60	195.60	21.40	32.10	33.80
Y	19.60	17.10	18.40	25.10	23.10	20.80	17.70	18.10	15.10	23.40	20.70	28.00
Zr	210.50	260.70	240.50	223.70	241.80	40.90	45.00	44.60	27.40	53.80	32.10	69.90
Nb	16.60	21.10	22.10	22.10	20.60	1.10	0.90	1.20	1.00	1.20	0.90	1.20
Ba	1047.00	1419.00	1167.00	880.70	1366.00	43.40	60.50	53.70	122.80	13.10	9.10	11.90
Hf	6.60	7.40	4.20	7.70	8.30	4.90	2.90	4.60	2.40	3.70	3.30	8.10
Ta	4.90	4.70	5.00	5.20	7.00	11.00	5.60	6.30	3.90	3.40	4.80	17.00
Pb	54.80	53.50	58.30	53.70	55.30	7.10	3.60	5.70	11.60	4.70	3.60	2.60
Th	33.00	23.60	31.40	28.60	40.10	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
U	5.00	8.60	10.50	6.50	8.00	1.50	1.50	1.50	1.80	1.50	1.50	1.50

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Ofiyolitik Bazalt												
Örnek No	CI-22-11	CI-27-11	CI-28-11	CI-29-11	CI-30-11	AC-167-13	AC-39-13	AC-14-13	AC-97-13	AC-97-13	AC-100-13	AC-124-13	AC-91-13
Na_2O (%)	2.97	2.49	3.90	3.97	3.97	4.92	1.99	0.70	3.41	1.49	1.86	1.52	1.72
MgO	8.78	12.50	10.27	9.71	9.62	6.43	8.46	9.59	7.59	7.08	12.36	7.91	10.31
Al_2O_3	13.16	11.77	14.32	14.06	14.79	13.58	15.02	13.15	12.53	14.26	11.64	13.93	14.09
SiO_2	52.36	50.59	48.54	49.92	49.12	50.85	49.94	43.90	50.17	48.59	49.75	48.83	47.95
P_2O_5	0.10	0.03	0.11	0.11	0.07	0.15	0.09	0.07	0.04	0.10	0.04	0.05	0.08
K_2O	0.19	0.36	0.15	0.17	0.27	0.11	0.10	3.46	0.51	0.17	0.21	0.26	0.36
CaO	6.59	7.76	4.28	4.64	6.58	5.36	12.17	6.57	9.02	11.47	8.43	11.03	10.34
TiO_2	0.80	0.42	0.95	0.95	0.50	1.57	1.10	0.65	0.67	0.92	0.54	0.59	0.63
MnO	0.23	0.15	0.20	0.22	0.33	0.16	0.18	0.16	0.20	0.14	0.12	0.17	0.17
Fe_2O_3	12.11	10.57	13.87	13.23	11.20	12.55	9.93	9.29	12.28	14.42	10.19	10.31	9.84
AK	2.53	3.19	3.21	2.75	3.37	4.10	1.00	12.95	3.41	1.26	4.52	5.14	4.17
Toplam	99.82	99.81	99.81	99.74	99.82	99.78	99.97	100.48	99.83	99.91	99.65	99.73	99.67
Ga (ppm)	12.20	10.40	16.10	13.60	12.90	15.60	15.80	12.50	12.80	19.40	11.50	11.70	13.90
Br	0.20	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Rb	5.00	10.90	6.30	5.30	7.20	2.40	1.90	130.40	10.90	1.60	3.30	6.50	13.70
Sr	36.60	49.60	60.90	58.40	95.30	70.40	55.90	175.30	110.70	142.10	91.80	179.90	239.80
Y	19.40	9.40	20.80	21.10	10.90	33.30	26.30	19.30	12.60	20.50	12.90	10.20	15.40
Zr	41.30	12.60	45.20	43.70	15.60	81.20	68.20	47.10	20.00	26.80	25.90	20.00	41.20
Nb	1.30	0.70	1.10	1.40	0.80	1.90	1.40	0.90	0.90	1.60	1.00	1.10	1.80
Ba	51.20	46.50	47.10	37.20	81.80	56.70	9.20	200.20	50.80	14.10	11.30	66.90	70.40
Hf	3.40	3.90	4.30	4.40	3.20	4.60	3.40	4.90	3.90	4.50	4.00	2.30	3.70
Ta	8.00	7.80	9.10	6.30	6.50	5.30	4.70	11.00	7.70	4.50	6.80	5.20	5.10
Pb	3.80	17.30	13.60	13.40	39.90	8.20	3.20	9.20	3.60	15.70	5.50	11.40	2.70
Th	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
U	1.00	0.90	0.80	1.50	1.50	1.60	1.10	1.50	1.50	2.00	1.20	1.20	1.30

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Ofiyolitik Bazalt									Diyabaz		
Örnek No	AC-94-13	AC-95-13	AC-96-13	AC-104-13	AC-107-13	AC-123-13	AC-162-13	CI-19-11	CI-31-11	AC-35-13	AC-84-13	AC-84-13
Na_2O (%)	3.38	4.18	3.99	2.12	2.20	1.42	0.07	1.95	3.69	0.32	4.63	5.01
MgO	7.67	7.10	8.21	9.76	8.87	7.76	8.91	7.36	9.57	9.74	5.51	4.65
Al_2O_3	14.41	13.54	12.80	16.50	13.40	14.03	14.59	13.45	14.09	13.36	15.63	13.48
SiO_2	49.97	49.82	50.21	48.48	48.13	46.81	46.34	49.95	50.17	49.91	49.75	52.92
P_2O_5	0.04	0.04	0.05	0.06	0.08	0.05	0.12	0.05	0.07	0.11	0.19	0.16
K_2O	0.91	0.41	0.28	0.45	0.21	0.35	0.06	0.26	0.43	0.13	0.10	0.14
CaO	7.16	5.84	7.37	11.13	10.82	15.65	10.89	9.64	5.16	13.26	6.68	5.23
TiO_2	0.70	0.90	0.78	0.73	0.62	0.54	1.26	0.76	0.83	1.03	1.88	1.63
MnO	0.20	0.17	0.20	0.14	0.13	0.29	0.27	0.21	0.21	0.20	0.21	0.19
Fe_2O_3	12.50	14.86	13.17	10.36	8.68	8.94	14.47	13.43	12.58	10.78	13.96	12.75
AK	2.76	2.86	2.69	0.24	6.36	3.98	2.81	2.72	3.02	1.12	1.36	3.82
Toplam	99.70	99.73	99.76	99.98	99.50	99.83	99.80	99.78	99.83	99.97	99.89	99.97
Ga (ppm)	15.80	15.00	13.50	15.40	11.50	11.30	16.30	13.60	13.00	11.80	17.70	18.70
Br	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.70	0.30	0.20	0.30	0.20	0.30	0.30
Rb	19.30	5.60	4.80	14.00	5.70	15.00	2.70	6.50	12.20	1.40	4.50	5.20
Sr	92.00	53.40	79.70	169.90	154.20	178.40	136.40	144.40	97.00	125.70	149.80	186.70
Y	13.10	14.80	15.30	19.10	15.70	11.00	28.80	14.80	16.50	23.10	32.30	32.40
Zr	23.30	25.50	23.60	35.00	40.60	19.90	69.40	25.00	32.90	58.40	89.50	87.40
Nb	1.00	0.90	0.80	1.20	1.30	0.80	1.60	1.10	1.00	1.20	2.00	2.20
Ba	77.10	42.70	37.70	36.00	67.40	48.70	26.10	44.80	83.50	11.10	156.20	68.10
Hf	4.80	5.60	4.40	3.10	3.20	4.70	5.20	3.40	3.80	4.20	5.40	4.80
Ta	11.00	12.00	10.00	4.60	3.40	11.00	4.10	8.20	8.20	8.90	4.40	4.40
Pb	2.20	1.30	2.60	4.80	17.00	85.60	6.50	3.20	5.20	2.60	13.50	7.00
Th	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
U	1.50	1.10	0.90	2.00	1.90	1.50	1.70	1.50	1.50	1.50	2.10	1.50

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Diyabaz			Ofiyolitik Gabro							
Örnek No	AC-193-13	AC-194-13	AC-195-13	AC-148-13	AC-151-13	AC-156-13	AC-166-13	AC-178-13	AC-179-13	AC-180-13	AC-183-13
Na_2O (%)	4.17	4.76	5.40	0.32	2.00	1.34	0.52	0.08	0.08	0.06	0.07
MgO	4.24	3.84	5.74	7.65	4.02	7.69	10.02	8.68	8.56	9.46	7.35
Al_2O_3	15.20	15.52	14.17	20.50	16.95	15.04	17.97	16.14	16.25	18.35	19.71
SiO_2	49.33	49.39	50.25	43.63	44.73	42.96	47.47	42.31	42.96	47.01	45.72
P_2O_5	0.14	0.16	0.15	0.02	0.22	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K_2O	0.10	0.11	0.15	0.11	0.02	0.07	0.08	0.07	0.06	0.28	0.26
CaO	4.45	5.77	4.69	15.29	11.13	9.72	14.54	12.71	13.08	15.80	17.27
TiO_2	1.35	1.35	1.21	0.29	2.16	1.90	0.45	1.57	1.47	0.39	0.48
MnO	0.08	0.10	0.09	0.10	0.18	0.23	0.12	0.23	0.22	0.13	0.14
Fe_2O_3	12.96	10.94	11.81	6.04	15.46	18.83	6.58	17.50	16.59	7.62	7.38
AK	7.17	7.22	6.04	6.02	3.56	2.08	2.12	0.66	0.71	0.83	1.54
Toplam	99.19	99.15	99.71	99.97	100.43	99.88	99.87	99.96	99.97	99.93	99.92
Ga (ppm)	16.80	15.90	18.00	15.40	20.20	19.10	13.60	17.30	16.90	14.20	14.20
Br	0.20	0.20	0.20	0.20	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.50
Rb	3.80	4.50	4.30	4.60	1.30	1.50	1.70	8.20	6.00	11.40	5.60
Sr	71.50	70.20	108.50	175.30	160.20	119.90	194.70	133.80	139.50	150.60	161.50
Y	35.30	28.40	29.10	6.20	27.20	5.00	8.40	5.80	5.90	6.30	5.70
Zr	73.50	75.70	67.30	4.60	24.00	5.40	8.00	3.00	2.60	4.40	3.70
Nb	1.60	1.50	1.30	0.90	1.80	1.10	0.80	0.80	0.80	1.40	1.40
Ba	40.90	55.10	76.10	15.50	9.70	10.10	24.30	288.60	246.80	25.80	38.20
Hf	3.50	4.10	3.80	1.40	3.20	2.70	1.20	3.40	3.30	2.70	3.90
Ta	3.00	2.90	2.50	4.50	3.80	4.80	3.40	6.50	6.80	3.90	4.00
Pb	0.40	0.50	1.80	3.00	1.70	0.80	9.50	3.00	2.70	7.10	9.00
Th	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.10	1.50
U	1.40	1.10	1.30	0.90	2.60	2.10	1.60	1.00	1.10	1.70	2.30

Ek 8 Temsili AMK Kayalarının Major Oksit ve İz Element Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Ofiyolitik Gabro							
Örnek No	AC-152-13	AC-149-13	AC-137-13	AC-154-13	AC-155-13	AC-157-13	AC-181-13	AC-182-13
Na_2O (%)	0.17	0.06	0.06	0.51	1.20	0.18	0.06	1.97
MgO	9.53	12.41	13.26	12.26	4.30	10.84	10.62	6.51
Al_2O_3	15.04	17.30	14.81	13.16	22.23	13.10	16.43	16.96
SiO_2	47.37	44.50	47.46	47.79	44.80	44.58	46.52	49.17
P_2O_5	0.03	0.01	0.02	0.03	0.06	0.04	0.01	0.09
K_2O	0.15	0.10	0.23	0.09	0.20	0.07	0.22	0.29
CaO	16.41	15.27	15.38	13.25	17.70	14.31	15.76	12.75
TiO_2	0.58	0.23	0.31	0.43	0.24	0.43	0.35	1.39
MnO	0.16	0.14	0.12	0.16	0.08	0.16	0.12	0.18
Fe_2O_3	7.71	8.45	6.65	9.30	6.51	8.89	8.77	9.58
AK	2.67	1.43	1.65	2.81	2.51	7.65	1.08	1.06
Toplam	99.81	99.92	99.95	99.80	99.84	100.26	99.94	99.94
Ga (ppm)	12.40	11.40	10.60	10.90	19.30	11.70	12.50	16.10
Br	0.30	0.20	0.70	0.20	0.30	0.70	0.20	0.40
Rb	2.10	3.40	7.80	2.60	5.30	1.00	4.50	6.40
Sr	143.60	112.70	95.40	148.40	307.80	113.20	118.10	161.90
Y	12.60	6.40	7.20	11.40	7.30	13.40	6.60	18.70
Zr	13.90	5.40	7.00	16.00	21.90	18.50	4.20	39.40
Nb	0.80	0.50	0.80	0.90	1.00	0.90	1.00	1.30
Ba	649.30	9.70	30.20	12.10	15.40	16.50	59.80	74.30
Hf	2.90	2.70	2.20	2.80	2.50	2.90	2.10	5.10
Ta	6.20	7.40	5.10	4.00	3.10	4.50	4.30	8.00
Pb	5.20	3.50	5.90	1.70	4.10	1.70	4.00	18.40
Th	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
U	1.50	0.90	1.90	1.40	1.40	1.10	1.40	1.50

Ek 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları

Kaya Türü	Alkalen Bazalt												
Örnek No	CI-25-11	CI-21-11	CI-14-12	CI-15-12	CI-22-12	CI-06-12	CI-01-12	CI-19-12	AC-175-13	AC-188-13	CI-20-12	YK-2-14	AC-34-13
La (ppm)	1.40	1.50	1.40	1.30	1.20	6.10	8.00	1.20	1.9	3.3	1.3	1	0.6
Ce	3.90	3.40	3.90	3.60	3.10	16.00	22.70	2.90	5	8.6	2.9	-	-
Pr	0.75	0.78	0.64	0.61	0.53	2.65	3.08	0.43	0.81	1.35	0.52	0.69	0.27
Nd	3.30	3.20	3.60	3.70	2.80	12.50	15.30	2.80	5	7.2	3.3	3.89	1.45
Sm	1.66	1.40	1.32	1.30	1.27	3.96	4.50	0.95	1.62	2.38	1.15	1.48	0.43
Eu	0.60	0.44	0.47	0.52	0.47	1.23	1.24	0.42	0.77	0.81	0.49	0.44	0.13
Gd	2.00	2.15	1.89	1.88	1.91	5.28	5.73	1.51	2.51	2.91	1.76	2.35	0.54
Tb	0.41	0.37	0.36	0.38	0.34	0.95	1.00	0.29	0.49	0.57	0.35	0.38	0.11
Dy	2.23	2.66	2.33	2.61	2.00	6.57	7.31	2.10	3.18	3.55	2.4	2.15	0.69
Ho	0.52	0.46	0.54	0.61	0.54	1.37	1.64	0.43	0.76	0.77	0.57	0.45	0.15
Er	1.55	1.26	1.73	1.73	1.58	4.38	5.18	1.33	2.25	2.33	1.6	1.27	0.4
Tm	0.28	0.24	0.21	0.26	0.23	0.69	0.79	0.22	0.34	0.34	0.24	0.22	0.06
Yb	1.70	1.57	1.69	1.77	1.42	4.00	4.76	1.56	2.34	2.05	1.49	1.06	0.39
Lu	0.28	0.25	0.24	0.23	0.24	0.70	0.80	0.20	0.33	0.31	0.25	0.12	0.05

Ek 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Alkalen Bazalt		Syenit		İntrüzif Gabbro					Monzonit		
Örnek No	CI-20-11	AC-43-13	AC-57-13	AC-185-13	AC-128-13	AC-131-13	AC-129-13	AC-133-13	AC-130-13	CI-09-11	CI-27-12	CI-35-12
La (ppm)	0.5	1.3	105.6	88	111.6	102.8	110.9	104.8	100.7	52.40	54.00	50.10
Ce	-	-	192.3	120	217.3	200	207.9	199	190.8	96.80	104.00	84.80
Pr	0.18	0.7	19.99	9.26	23.92	21.65	22.63	22.41	20.84	10.31	11.66	8.67
Nd	1.11	3.67	68	23.6	84.2	74.5	78.9	76.7	74.1	33.00	37.90	30.90
Sm	0.42	1.36	11.66	2.38	13.78	12.51	12.25	12.39	12.17	6.34	7.93	4.37
Eu	0.16	0.39	2.2	0.59	2.99	2.61	2.7	2.4	2.84	1.34	1.72	1.00
Gd	0.53	1.55	9.41	2.13	10.46	9.35	8.51	8.08	10.7	5.45	6.74	3.12
Tb	0.14	0.3	1.25	0.22	1.48	1.3	1.14	1.16	1.35	0.78	1.03	0.44
Dy	0.85	1.97	6.25	1.07	7.49	6.22	5.95	5.79	5.9	4.30	5.24	2.00
Ho	0.19	0.41	1.25	0.24	1.45	1.07	1.1	1.07	1.06	0.73	1.05	0.50
Er	0.49	0.98	3.32	0.59	4.04	2.98	2.85	2.71	2.99	2.00	2.91	1.43
Tm	0.08	0.16	0.51	0.12	0.59	0.44	0.42	0.38	0.44	0.34	0.44	0.20
Yb	0.44	0.85	3.34	0.89	3.78	2.89	2.6	2.4	2.9	1.93	2.68	1.26
Lu	0.04	0.12	0.47	0.12	0.58	0.43	0.42	0.39	0.43	0.30	0.42	0.20

Ek 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Monzonit									Ofiyolitik Bazalt			
Örnek No	CI-29-12	CI-16-11	CI-16-12	CI-33-12	AC-62-13	AC-64-13	AC-66-13	AC-67-13	AC-61-13	CI-18-11	CI-27-11	CI-17-12	CI-31-11
La (ppm)	2.00	53.80	54.40	58.80	71.9	60.6	72	61.1	53.8	1.40	1.20	1.70	2.10
Ce	4.00	94.40	97.50	105.00	115	105.2	117.7	104.8	104.8	3.00	1.70	4.00	4.20
Pr	1.00	10.02	10.52	11.31	11.9	10.97	11.7	10.88	11.69	0.53	0.34	0.79	0.79
Nd	5.60	34.40	37.90	40.50	37.7	36.7	36.6	33.4	39.4	3.40	2.00	1.90	4.20
Sm	1.86	5.74	6.38	6.26	5.6	6.08	5.13	5	6.52	1.21	0.69	1.46	1.48
Eu	0.72	1.27	1.29	1.28	1.2	1.36	1.32	1.12	1.41	0.49	0.28	0.53	0.57
Gd	2.72	4.00	4.79	4.66	4.25	5.15	3.86	3.51	4.85	1.77	1.04	1.79	2.00
Tb	0.49	0.65	0.75	0.63	0.62	0.68	0.45	0.54	0.64	0.35	0.22	0.40	0.41
Dy	3.36	3.85	3.83	3.88	3.22	3.7	2.4	2.73	3.43	2.19	1.63	3.08	2.83
Ho	0.67	0.72	0.80	0.68	0.62	0.7	0.46	0.5	0.64	0.50	0.36	0.53	0.58
Er	2.14	2.00	2.35	2.04	1.67	2.03	1.31	1.44	1.76	1.75	0.97	1.53	1.86
Tm	0.33	0.32	0.35	0.30	0.25	0.3	0.22	0.22	0.28	0.25	0.15	0.27	0.28
Yb	2.42	2.00	2.31	1.77	1.67	2.01	1.56	1.59	1.99	1.44	0.94	1.60	1.64
Lu	0.33	0.30	0.31	0.30	0.27	0.33	0.26	0.26	0.29	0.22	0.12	0.29	0.22

Ek 9 Temsili AMK Kayalarının NTE Analiz Sonuçları (Devamı)

Kaya Türü	Ofiyolitik Bazalt			Diyabaz			Ofiyolitik Gabro				
Örnek No	CI-21-12	CI-18-12	CI-22-12	AC-32-13	CI-24-11	AC-84-13	AC-148-13	AC-166-13	AC-151-13	AC-156-13	AC-179-13
La (ppm)	1.50	1.20	1.6	3.7	1.9	3.9	0.9	1.1	1.3	0.5	0.3
Ce	4.00	3.20	3.2	10	4.7	10.7	1.3	1.7	4.1	0.7	0.6
Pr	0.74	0.55	0.55	1.56	0.79	1.84	0.2	0.27	0.82	0.11	0.1
Nd	3.90	3.00	3.4	8.1	3.9	10.5	1.3	1.7	4.9	0.6	0.8
Sm	1.64	1.04	1.02	2.86	1.51	3.32	0.46	0.6	2	0.28	0.37
Eu	0.69	0.51	0.49	1.03	0.6	1.12	0.33	0.38	1.17	0.41	0.4
Gd	2.44	1.77	1.73	3.89	2.44	4.33	0.79	1.1	3.21	0.57	0.74
Tb	0.49	0.34	0.34	0.82	0.46	0.87	0.16	0.22	0.74	0.13	0.17
Dy	3.18	2.35	2.15	4.92	2.82	5.65	1.04	1.41	4.32	0.82	1.12
Ho	0.72	0.54	0.49	1.1	0.63	1.31	0.24	0.29	1.02	0.19	0.24
Er	2.12	1.39	1.4	3.16	1.94	3.92	0.63	0.84	3.05	0.55	0.69
Tm	0.33	0.25	0.23	0.48	0.3	0.58	0.09	0.12	0.42	0.08	0.11
Yb	2.00	1.60	1.51	3.1	2.05	3.62	0.56	0.71	2.5	0.55	0.64
Lu	0.29	0.25	0.24	0.46	0.3	0.54	0.09	0.11	0.41	0.1	0.1

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Kıymet DENİZ
Doğum Yeri : Ankara
Doğum Tarihi : 07/08/1984
Medeni Hali : Bekar
Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Diploma	**Okul**	**Yıl**
Lise	Esenevler Süper Lisesi	1998-2002
Lisans	Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü	2003-2008
Yüksek Lisans	Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı	09/2008-08/2010
Doktora	Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı	09/2010-

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Yıl	**Kurum**	**Görev**
2010-	Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü	Araştırma Görevlisi
2014-2015	University of Glasgow, Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC)	Öğrenci Araştırmacı
2014	British Geological Survey NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL)	Öğrenci Araştırmacı
2014	University of Glasgow School of Geographical and Earth Sciences	Öğrenci Araştırmacı

SCI Yayınlar

Kadıoğlu, Y.K., Üstündağ, Z., **Deniz, K.**, Yenikaya, C., Erdoğan, Y. 2009. XRF and Raman Characterization of Antimonite, Instrumentation Science and Technology, 37: 683-696.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2016. Assimilation and fractional crystallization of foid bearing alkaline rocks: Buzlukdağı, Central Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, DOI: 10.3906/yer-1507-9.

Hakemli Dergiler

Kibar, M., **Deniz, K.** ve Sarıoğlu, F.E. 2012. The Morphologic, Mineralogical, Geochemical, Physical Implications of Foid bearing Syenite and Syenite-Carbonate Rocks Contact Zone Soils: Kırşehir-Akpınar-Buzlukdağ, Turkey. Eurasian Journal of Soil Science, V: 1, I: 2, 69-74.

Sözüdoğru Ok, S., Kibar, M. ve **Deniz, K.** 2016. Jeofazi Materyallerinin Bazı Kimyasal ve Mineralojik Özellikleri. Bilinçli Sağlıklı Yaşam Dergisi, 12, 72-82.

Uluslararası Kongre Sunum

Turkmen, F., **Deniz, K.**, Bayramin, İ. ve Kadıoğlu, Y.K. 2010. Geological and Mineralogical Properties of a Soil Formed on the Augite-Basalt Rocks in Ordu Conditions. International Soil Science Congress, Abs. book, 177.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2010 Investigation of Buzlukdagi (Kırsehir-Turkey) Syenitoids by Confocal Raman Spectroscopy, METU Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstract book, 44.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2011. Confocal Raman Spectroscopic Characteristic of Psedoleucite in Alkaline Intrusive Rocks: Central Anatolia, Turkey, Mineralogical Magazine, 75-3, 748.

Kadıoğlu, Y. K., Koralay, T., Zoroğlu, O., Gülü, B., Akçe, M. A., **Deniz, K.** ve Yıldırım, B. 2011. Differentiation of Ophiolitic and Nonophiolitic Gabbros using Confocal Raman Spectroscopy: Central Anatolia Turkey , Mineralogical Magazine, 75-3, 1133.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2011. Nature of Potassium rich alkaline rocks in Central Anatolia: Buzlukdagi Syenitoids (Kırsehir-Turkey), European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-9492.

Kadıoğlu, Y.K. ve **Deniz.K.** 2011. A new approach in the interpretation of nature of Migmatitization and their Sources: Western Anatolia Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-12617.

Deniz, K., Kadıoğlu, S. ve Kadıoğlu, Y. K. 2012. A new Method in the displaying of Deep Contact relationships of an intrusive body with the wall rocks: Ground Penetrating Radar (GPR) Buzlukdagi Syenitoids (Kırsehir-Turkey). European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-11475.

Kibar, M., **Deniz, K.** ve Sarıoğlu, F.E. 2012. The Morphologic, Mineralogical, Geochemical, Physical Implications of Foid bearing Syenite and Syenite-Carbonate Rocks Contact Zone Soils: Kırşehir-Akpınar-Buzlukdağ, Turkey. 8th International Soil Science Congress on 'Land Degradation and Challenges in Sustainable Soil Management' Çeşme-İzmir, Turkey.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Koralay, T., Güllü, B., Akçe, M. A. ve Kılıç, C. O. 2013. Petrology and Raman Characterization of Leucitites within the Ultrapotassic Rocks:

Afyon, NW Turkey. Mineralogical Magazine, DOI: 10.1180/minmag.2013.077.5.4, 974.

Koralay, T., Kadıoğlu, Y. K., Jiang, S. Y., **Deniz K.** ve Güllü B. 2013. Origin of High-K Ignimbrite in the Miocene Volcanism Surrounding Uşak Region (Western Turkey): Rb-Sr, Sm-Nd Isotopic Evidence. Mineralogical Magazine, DOI: 10.1180/minmag.2013.077.5.11, 1498.

Güllü B., Kadıoğlu, Y. K., Zoroğlu, O., Koralay, T., **Deniz K.** ve Kılıç, C.O. 2013. Geochemical Characteristic of Felsic Dykes Within the Karakaya (Kaymaz) Granite Eskişehir, Turkey. Mineralogical Magazine, DOI: 10.1180/minmag.2013.077, 1231.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2013.Nature of the Pseudoleucite within the Alkaline Basalts, Akçakent, Central Anatolia, Turkey, Basalt 2013, 108.

Amirov, F., Özkeser, A., **Deniz, K.** 2013. Spectroscopic characterization of barite ores using X-ray fluorescence and Raman confocal, 4th International Geosciences Student Conference (IGSC 2013), Berlin.

Kadıoğlu, S., Kadıoğlu, Y. K., **Deniz, K.**, ve Akyol, A. A. 2014. 3D Monitoring under the Keciova Mosque (Casbah-Algier, Algeria) with Ground Penetrating Radar Method. European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-9575.

Koralay, T., Kadıoğlu, Y. K., **Deniz, K.** ve Duman, B. 2014. Provenance of banded travertine from Tripolis antique city (Yenice/Buldan - Denizli) based on the minero-petrographic and geochemical characterization. European Association of Archeologists 20th Annual Meeting, İTÜ, İstanbul.

Kadıoğlu, S., Kadıoğlu, Y. K., **Deniz, K.**, Akyol, A. A. 2014. Ground Penetrating Radar and Micro Raman Spectroscopy in Keciova Mosque Casbah-Algiers (Algeria). 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, GPR2014, Brussels, Belgium.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M. 2014. Crystallisation History and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Çiçekdağ Igneous Complex (ÇIC) (Central Anatolia, Turkey). 30th International Conference on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism", Abstract Book, 44-45, Antalya.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A., Condon, D. J. 2015. U-Pb Dating, whole rock and Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of collisional magmatism in the CACC: Çiçekdağ igneous complex (ÇIC). European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2015-9575.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A., Barfod, D. 2015. The Nature of the Early Cenozoic Alkaline Mafic Magmatism: Implications for Mantle Source. Goldschmidth 2015 Abstracts, 713.

Koralay, T., **Deniz K.**, Jiang, S. Y., Kadıoğlu, Y. K. 2015. Rb-Sr, Sm-Nd Isotopic Composition of Toygar Volcanics in Alaşehir Graben (Western Turkey)**.** Goldschmidth 2015 Abstracts,1661.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y. K. 2015. FTIR, CRS and LA-ICP-MS Characteristics of Different Coloured Fluorites from Central Anatolian (CAF), Turkey. 12th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2015), Abstract Book, 23, İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Türkiye.

Ulusal Kongre Sunum

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2009. Çataldağ ve Ilıca Granitoyidinin Jeokimyasal ve Petrografik Karşılaştırması, Batı Anadolu, Türkiye, 62.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 642-643.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2010. Buzlukdağı Siyenitoidindeki Geç Mesozoyik Alkalen Kayaçların Petrolojik Özellikleri, İç Anadolu, Türkiye, 4. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 57-58.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2010. Ksenolit Türü Anklavların Petrolojik Önemi: Buzlukdağı Siyenitoidi, Kırşehir Türkiye, Selçuk Üniversitesi 35.Yıl Jeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 70-71.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2010. Uvarovit Mineralinin Alkali Magmatik Kayalardaki Önemi: Kırşehir, İç Anadolu, Türkiye Karadeniz Teknik Üniversitesi 45.Yıl Jeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 51-52.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2011. Alkalin Magmatik Kayaçların Ayrışmasıyla Oluşan Kil Mineralleri: Buzlukdağı Siyenitoyidi, Orta Anadolu, Türkiye, Prof. Dr. Nuri MUNSUZ Ulusal Toprak ve Su Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 13-17 (Tam Metin).

Tunçay, T., Ekincioğlu, E. E. ve **Deniz, K.** 2011. Yer Radarı İle Toprak Özellikleri Arasındaki İlişkiler, Prof. Dr. Nuri MUNSUZ Ulusal Toprak ve Su Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 230-236 (Tam Metin).

Üstündağ, İ., Akçe, M.A., **Deniz, K.**, Kadıoğlu, Y. K. ve Üstündağ, Z. 2011. Raman Spektrometresiyle Jeolojik Örneklerin Karakterizasyonu. Uluslar arası Katılımlı XII. Ulusal Spektroskopi Kongresi Bildiri Özleri Kitabı, 167.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y.K. 2012. Lösit ve Pseudolösit İçeren Bazaltların Kökeni ve İç Anadolu'daki Önemi: Çiçekdağ, Kırşehir, Türkiye, Uluslararası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 128-129.

Yedek, Ö., **Deniz, K.** ve Güllü B. 2012. Sütun bazaltların oluşumunda meydana gelen dokusal ve jeokimyasal değişimler: Güvem – Kızılcahamam (Ankara), Uluslar arası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 207-208.

Herdem, D., Keleş, M., **Deniz, K.**, Kadıoğlu, Y.K. 2012. Maden sularının kimyasal bileşimleri ve içilebilirlikleri: Türkiye'den örnekler, Uluslar arası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 222.

Kabakcı, B., **Deniz, K.**, Kılıç, C.Ö., Güllü, B. 2012. Fluorit Oluşumunda Alkali Magmatik Kayaların Önemi: İç Anadolu'dan Örnekler, Uluslar arası Katılımlı V. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 234-235.

Güllü, B., Kadıoğlu, Y. K., Kılıç, C. Ö., Canbaş, H., **Deniz, K.** ve Koralay, T. 2014. Sarıcakaya Granitoyidi içerisinde yer alan pegmatitlerin petrokimyasal karakteristikleri. Uluslararası Katılımlı VI. Ulusal Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 106-108.

Kadıoğlu, S., Çınar, T., Kadıoğlu, Y.K., **Deniz, K.** 2014. İnşaat Zemininin Ve Temel Altyapısının Yer Radarı Yöntemi İle Denetlenmesi: Pursaklar, Ankara'da Bir Uygulama. 5.Yer Elektrik Çalıştayı, Enez, CD Genişletilmiş Özetler.

Sözüdoğru Ok, S., Kibar, M. ve **Deniz, K.** 2015. Jeofazi Materyallerinin Bazı Kimyasal ve Mineralojik Özellikleri. Uluslararası Katılımlı Türkiye Doğal Beslenme ve Yaşam Boyu Sağlık Zirvesi 2015, Bilecik, Türkiye.

Deniz, K., Kadıoğlu, Y. K., Stuart, F. M., Ellam, R. M., Boyce A. 2015. Akçakent Magmatik Kompleksi'nin (AMK) Sr-Nd-Pb-O İzotop Jeokimyası, İç Anadolu, Türkiye.

Doğu Anadolu Jeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 48-51, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Türkiye.

Kadıoğlu, Y. K. ve **Deniz, K.** 2015. Orta Anadolu Fluoritlerinin (OAF) Kökeni: NTE ve Sr İzotop Jeokimyası, Türkiye. Doğu Anadolu Jeoloji Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, 150-151, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Türkiye.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y. K. 2015. Fluorit Oluşumu ve Süstaşında Kullanılabilirlikleri: İç Anadolu, Türkiye. Değerli ve Yarı Değerli Taşlar Çalıştayı, Bildiriler Kitabı, 52-59, 10-11 Aralık 2015, İstanbul Ticaret Üniversitesi, Türkiye.

Kılıç, C. Ö., **Deniz, K.**, Özer, A., Kadıoğlu, Y. K. 2015. Kalsedonlarda Doku ve Renk Farklılıklarının Nedenleri: Eskişehir, Türkiye. Değerli ve Yarı Değerli Taşlar Çalıştayı, Bildiriler Kitabı, 103-110, 10-11 Aralık 2015, İstanbul Ticaret Üniversitesi, Türkiye.

Akyol, A. A., Koralay, T., **Deniz, K.**, Bingöl, O. 2016. Magnesia Kazısı (Söke, Aydın) Artemission Bölgesi Şehir Surlarında Arkeometrik Çalışmalar. Uluslararası Katılımlı VII. Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 3-4.

Deniz, K. ve Kadıoğlu, Y. K. 2016. Akçakent Dasitlerinin Petrolojisi ve Çiçekdağ Magmatik Kompleksi (ÇMK)'nin Oluşumundaki Önemi. Uluslararası Katılımlı VII. Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 276-177.

Kadıoğlu, S., Çınar, T., Kadıoğlu, Y. K., Akyol, A. A., **Deniz, K.**, Kılıç, C. Ö. 2016. Tarihi Cumhurbaşkanlığı Atatürk Müze Köşkü İç ve Dış Duvar Özelliklerinin Yer Radarı Yöntemi ile Araştırılması. 6.Yer Elektrik Çalıştayı, Genişletilmiş Bildiri Özetleri Kitabı, 102-106.

Diğer Yayınlar

Kadıoğlu, S., Kadıoğlu, Y. K., Akyol, A. A., Eskici, B., Baksı, E. E., Demirci, B. B., **Deniz, K.** 2012. Türkiye'de Arkeometrinin Ulu Çınarları Prof. Dr. Ay Melek Özer ve Prof. Dr. Şahinde Demirci'ye Armağan (Ankara Akköprü Arkeometrik İncelemeleri Kapsamında Jeofizik Çalışmalar). Homer Kitabevi ve Yayıncılık Ltd. Şti., 229-238, 2012 (ISBN: 978-9944-483-42-1).