

T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

İKİZDERE PLÜTONU'NUN (KD-TÜRKİYE) U-Pb
JEOKRONOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK
ÖNEMİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Özmen EVCİMEN

HAZİRAN 2011
GÜMÜŞHANE

T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

İKİZDERE YÖRESİ PLÜTONUNUN (KD-TÜRKİYE) U-Pb
JEOKRONOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK
ÖNEMİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Özmen EVCİMEN

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

“Yüksek Mühendis”

Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih:20.05.2011

Tezin Sözlü Savunma Tarihi:13.06.2011

HAZİRAN 2011

GÜMÜŞHANE

Doç. Dr. Orhan KARSLI danışmanlığında **Özmen EVCİMEN** tarafından hazırlanan **“İKİZDERE PLÜTONU’NUN (KD-TÜRKİYE) U-Pb JEOKRONOLOJİSİ, PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK ÖNEMİ”** adlı bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi **Jeoloji Mühendisliği** Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak oybirliği /oy çokluğu ile kabul edilmiştir.

Başkan:

Yrd. Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ



Üye:

Yrd. Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ



Üye:

Doç. Dr. Faruk AYDIN



Üye:

Doç. Dr. Orhan KARSLI



ONAY

Bu tez/...../..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Temel BAYRAK
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

ÖZET
YÜKSEK LİSANS TEZİ

**İKİZDERE PLÜTONU'NUN (KD-TÜRKİYE) U-Pb JEOKRONOLOJİSİ,
PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK ÖNEMİ**

Özmen EVCİMEN

Gümüşhane Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Orhan KARSLI

2011, 76 sayfa

Jüri: Doç. Dr. Orhan KARSLI
Doç. Dr. Faruk AYDIN
Yrd. Doç Dr. Abdurrahman DOKUZ

Bu çalışmada, İkizdere Plütunu'na ait (KD, Türkiye) jeokimyasal ve jeokronolojik bulguların sunulması, plütону oluşturan magmanın kaynağı ve jeodinamik ortamın belirlenmesi amaçlanmıştır. Plütון, granit, granodiyorit, tonalit, kuvars monzonit, diyorit ve gabroyik diyorit ($SiO_2=55.29-74.74$ %ağ.) ana kayalar ile monzonit, monzodiyorit ve monzo gabro ($SiO_2=50.63-61.65$ %ağ.) bileşimli anklavlardan oluşmaktadır. Kayalar çoklukla düşük Mg# (<22-54) içerisine sahiptir.

SHRIMP U-Pb zirkon yaşlandırması, bu kayaçların yaklaşık 75 milyon yılda kristallenmiş olabileceklerine işaret etmektedir. Örnekler, yüksek-K kalk-alkalin ve kalk-alkalin bileşimsel yönseme ve I-tipi metaluminden peralumine doğru değişen özellik sunmaktadır. Kondrite göre normalize edilmiş NTE modelleri, örneklerin farklılaştığını $[(La/Yb)_n=2.43-16.40]$ ve zayıf Eu anomalisi sunduğunu ($Eu/Eu^*=0.46-0.99$) göstermektedir. Plütona ait kayaçlar, büyük iyon yarıçaplı elementlerce (Ba, Th, Rb, K) önemli derecede zenginleşme gösterirken, yüksek alan enerjili elementlerce (Ti, Nb) tüketilmişlerdir. Tüm jeokimyasal özellikler, plütonun çarpışma sonrası genişlemeli rejimde, saf bir kıtasal kabuk ergiyiğinden türemiş olmayacağını, bunun aksine bir yitim ortamında hibrit bir magmadan kaynaklanmış olabileceğini göstermektedir. Bölgede, bu tarz yüksek-K bileşimli kayaçları oluşturan ergimeye, Geç Kretase yaşlı İzmir-Ankara-Erzincan okyanus kabuğunun Avrasya bloğu altına doğru yitmesi sırasında gelişen dinamik olaylar sebep olmuş olabilir. Böyle bir dinamik sistemde, yay gerisi ekstansiyonel olaylar, litosferik mantonun ergimesine ve dolayısıyla bazik magmanın oluşumuna neden olur. Söz konusu bazik magma, alt kabuğun altına yerleşerek büyük ölçüde ergimeye olanak sağlar. Böyle bir modelde, litosferik manto türevli bazaltik magma ve kabuksal kaynaklı daha felsik magma kabuksal derinliklerde karışır. Sonra, bu hibrid ergiyik, fraksiyonel kristallenme ve bir miktarda kabuksal asimilasyona maruz kalır; kabuğun sığ derinliklerine doğru yükselir ve gabroyik diyoritten granite kadar bileşim değişimi sunan plütону oluşturur. Jeokimyasal ve SHRIMP U-Pb zirkon yaş verileri ile bölgesel jeolojik çalışmalar birleştirildiğinde, İkizdere Plütununun, Doğu Karadeniz Bölgesinin kuzeyinde yitimle ilişkili bir ortamda geliştiği ve bölgede yay gerisi ekstansiyonel periyodun 75-81 milyon yıllarında başlamış olacağı anlaşılmaktadır.

Anahtar kelimeler: Doğu Karadeniz Bölgesi, yüksek-K kalk-alkalin granitoidler, hibrid ergiyik, yitim ortamı, yay gerisi ekstansiyon, U-Pb Jeokronolojisi

ABSTRACT
MS THESIS

**U-Pb GEOCHRONOLOGY, PETROLOGY AND GEODYNAMIC
SIGNIFICANCE of İKİZDERE PLUTON (NE-TURKEY)**

Özmen EVCİMEN

Gümüşhane University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Orhan KARSLI

2011, 76 pages

Jury: Assoc. Prof. Dr. Orhan KARSLI

Assoc. Prof. Dr. Faruk AYDIN

Asst. Prof Dr. Abdurrahman DOKUZ

We present elemental data for the magmatic suite of the İkizdere pluton, from the Eastern Black Sea region (NE Turkey), with the aim of determining its magma source and geodynamic evolution. The pluton comprises granite, granodiorite, tonalite and minor diorite ($\text{SiO}_2=55.29-74.74$ % ađ.), with only minor gabbroic diorite mafic microgranular enclaves in composition ($\text{SiO}_2=50.63-61.65$ % ađ.), and exhibits low

Mg# (<54). SHRIMP zircon U-Pb technique yielded the mean age of 76.21 ± 0.79 Ma, interpreted as dating magma crystallization. All samples show a high-K calc-alkaline differentiation trend and I-type metaluminous to peraluminous features. The chondrite-normalized REE patterns are fractionated $[(La/Yb)_n=2.43-16.40]$ and display weak Eu anomalies ($Eu/Eu^*=0.46-0.99$). The rocks are characterized by enrichment of LILE and depletion of HFSE. These geochemical data rule out pure crustal-derived magma genesis in a post-collision extensional stage and suggest mixed-origin magma generation in a subduction setting. The melting that generated these high-K granitoidic rocks may have resulted from the upper Cretaceous subduction of the Izmir-Ankara-Erzincan oceanic slab beneath the Eurasian block in the region. The back-arc extensional events would have caused melting of the enriched subcontinental lithospheric mantle and formed mafic magma. The underplating of the lower crust by mafic magmas would have played a significant role in the generation of high-K magma. Thus, a thermal anomaly induced by underplated basic magma into a hot crust would have caused partial melting in the lower part of the crust. In this scenario, the lithospheric mantle-derived basaltic melt first mixed with granitic magma of crustal origin at depth. Then, the melts, which subsequently underwent a fractional crystallization and crustal assimilation processes, could ascend to shallower crustal levels to generate a variety of rock types ranging from gabbroic diorite to granite. Further, geochemical data and the SHRIMP U-Pb zircon ages, combined with regional studies, imply that the İkizdere pluton formed in a subduction setting and that the back-arc extensional period started by least ~ 75 Ma in the Eastern Black Sea region.

Key Words: Eastern Black Sea region, high-K calc-alkaline granitoids, lower crustal melting, subduction setting, and back-arc extension, U-Pb Geochronology

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam esnasında her türlü desteğini, önerisini ve hoşgörüsünü esirgemeyen değerli danışman hocam Doç. Dr. Orhan KARSLI' ya, çalışma sürecinde, bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım sayın hocalarım, Yrd. Doç. Dr. Raif KANDEMİR, Yrd. Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ ve Doç. Dr. Faruk AYDIN'a Özellikle tezin yazım aşamasındaki desteklerinden dolayı arkadaşlarım Jeoloji Mühendisi Levent Duygu, Jeoloji Mühendisi Vahdet TUNÇDEMİR ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Murat KETENCİ' ye Çalışmalarında hiçbir zaman desteklerini esirgemeyen MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığına sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her anında beni hiçbir zaman yalnız bırakmayan, maddi ve manevi her türlü destekleri için aileme, özellikle de değerli eşim Jeoloji Yüksek Mühendisi Esra EVCİMEN'e şükranlarımı sunarım.

ÖZMEN EVCİMEN
GÜMÜŞHANE, 2011

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
KABUL VE ONAY	i
ÖZET	ii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	ix
ŞEKİL DİZİNİ	xi
TABLolar DİZİNİ	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL BİLGİLER.....	2
2.1. Coğrafi Bilgiler.....	2
2.1.1. Coğrafi Konum.....	2
2.1.2. Topoğrafya	3
2.1.3. İklim ve Bitki Örtüsü	3
2.1.4. Ulaşım ve Yerleşim	3
2.2. Doğu Karadeniz Bölgesinin Genel Jeolojisi	4
2.3. Önceki Çalışmalar	6
2.3.1. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılan Çalışmalar	6
2.3.2. Dünya Literatüründe Kalk-Alkali Hibrid Granitoidlerin Oluşum ve Karışımlarına Yönelik Yapılan Önceki Çalışmalar	15
3. MATERYAL VE YÖNTEMLER.....	20
3.1. Amaç ve Yöntemler.....	20
3.1.1. Arazi Çalışmaları.....	20
3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	20
3.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	20
3.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve Mikro Fotoğrafların Çekilmesi.....	21
3.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması	21
3.1.2.4. Kimyasal Analizler	21
3.1.2.5. Zirkon SHRIMP U-Pb Yaşlandırması	22
3.1.3. Büro Çalışmaları.....	23
4. İRDELEME VE BULGULAR	24

4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi	24
4.1.1. Şenköy Formasyonu	27
4.1.2. Berdiga Formasyonu	28
4.1.3. Çatak Formasyonu	29
4.1.4. Kızılkaya Formasyonu	30
4.1.5. Çağlayan Formasyonu	31
4.1.6. Kabaköy Formasyonu	32
4.1.7. İkizdere Granitoyidi	34
4.1.7. Alüvyon	35
4.2. İkizdere Granitoyid'inin Petrografisi	35
4.3. İkizdere Granitoyid'inin Jeokronolojisi	39
4.4. İkizdere Granitoyid'inin Jeokimyası	42
4.4.1. Ana ve İz Elementler	42
4.5. İkizdere Granitoyid'inin Petrojenetik Modeli	48
4.6. İkizdere Granitoyid'inin Fraksiyonel Kristallenmesi	49
4.7. İkizdere Granitoyid'inin Magma Karışımı	49
4.8. İkizdere Granitoyid'ine Ait Magmatik Anklavların Kökeni	51
4.9. İkizdere Granitoyid'inin Magma Kaynağı	52
4.10. İkizdere Granitoyid'inin Jeodinamik Evrimi	55
5. SONUÇLAR	59
KAYNAKLAR	61
ÖZGEÇMİŞ	76

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	: Moleküler ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)
Ab (alb)	: Albit
ADI	: Alkali Doygunluk İndeksi
Af	: Amfibol
An	: Anortit
ANTE	: Ağır nadir toprak elementler
Bi	: Biyotit
Ap	: Apatit
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DBFK	: Düşük Basınç Fraksiyonel Kristallenmesi
EMG	: Elektron Mikroskop Görüntüleri
Eu/Eu*	: $Eu_N \sqrt{(Sm)_N \cdot (Gd)_N}$
$Fe_2O_3^{top}$: Fe_2O_3 cinsinden toplam demir
Feld	: Feldispat
Hb	: Hornblend
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
K-Feldispat	: Potasyum Feldispat
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
Kpir	: Klinopiroksen
Km	: Kilometre
K	: Kuvars
BIYLE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
TUİ	: Toplam uçucu içeriği
Mg#	: Magnezyum numarası
OOSB	: Okyanus ortası sırtı bazaltı
Mus	: Muskovit
Ol	: Olivin
Or	: Ortoklas
Opir	: Ortopiroksen
Pl	: Plajioklas
Pr	: Piroksen

R1 : $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$
R2 : $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$.
YAEE : Yüksek Alan Enerji Elementleri
YBFK : Yüksek Basınç Fraksiyonel Kristallenmesi

ŞEKİL DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 2.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası	2
Şekil 2.2 Türkiye'nin tektonik birlikleri ve tektonik yapıları.....	6
Şekil 4.1 Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit	25
Şekil 4.2 Çalışma alanına ait jeoloji haritası.....	26
Şekil 4.3. İkizdere Granitoidinin genel görünümü.....	34
Şekil 4.4 İkizdere Plütonuna ait kayaçların mikroskop görüntüleri.....	37
Şekil 4.5 İkizdere Plütonuna ait örneklerin magma karışım dokularının mikroskop görüntüleri	38
Şekil 4.6 İkizdere Plütonu içerisindeki anakayaç-anklav ilişkisi.....	39
Şekil 4.7 İkizdere Plütonuna ait zirkon U-Pb konkordiya ve ortalama yaş diyagramları	40
Şekil 4.8 İkizdere Plütonuna ait örneklerin Middlemost (1994) diyagramındaki dağılımları.....	45
Şekil 4.9 İkizdere plütonuna ait örneklerin (a) Al_2O_3/Na_2O+K_2O (molar) oranına karşın ASI [Maniar ve Piccoli (1989)] diyagramındaki, (b) K_2O içeriğine karşın SiO_2 diyagramındaki yerleri.....	46
Şekil 4.10 Harker değişim diyagramları.....	47
Şekil 4.11 Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element değişim modelleri.....	48
Şekil 4.12 İkizdere Plütonuna ait örneklerin; (a) Ti/Zr oranına karşın Rb/Sr oranı; (b) Ti/Zr oranına karşın Sr/Zr değişim diyagramları	51

Şekil 4.13 İkizdere Plütonuna ait örneklerin, deneysel olarak üretilen metagrovak, metapelit ve amfibolit alanları ile karşılaştırılması.....	55
Şekil 4.14 İkizdere Plütonuna ait örneklerin R1– R2 diyagramındaki yerleri.....	57
Şekil 4.15 KD-Türkiye'nin, 75-95 milyon yıllar arasındaki muhtemel jeodinamik modeli ve İkizdere plütonunun bu şematik gösterimdeki yeri.....	58

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 1. İkizdere Plüton'una ait SHRIMP zirkon U-Pb Yaş Verileri.....	41
Tablo 2. İkizdere Plüton'una ait ana ve iz element içerikleri.....	43

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Türkiye'nin Kuzeydoğusunda, Alp-Himalaya Dağ silsilesinin uzantısı olan Doğu Karadeniz Dağları'nın üzerinde yer alan, Ovit Geçiti'nin kuzey ve güney yamaçları ve çevresinde yer almaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde metalik madenlerin yoğun olması ve bunlara özellikle magmatizmanın eşlik etmesi birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu sebeple bölgede günümüze kadar birçok araştırma yapılmıştır (Altınlı vd., 1970; Dewey, 1973; Türk-Japon Ekibi, 1974; Adamia vd., 1977; Akın, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Özsayar vd., 1982; Taşlı, 1984; Van, 1990; Yalçınalp, 1992; Arslan vd., 1997, 1998; Konak vd., 2001; Türkiye-Gürcistan Ekibi, 2001; Topuz vd., 2005; Boztuğ vd, 2006; Karşlı vd., 2007; Aydın vd., 2008; Kurt 2009; Dokuz vd., 2009; Karşlı vd., 2010a, b; Karşlı vd., 2011a, b).

Bu çalışmada, İkizdere-Güneyce (Rize) ve İspir (Erzurum) arasında yer alan, yaklaşık KD, GB uzanımlı büyük bir batolit olarak karşımıza çıkan granitoidlerin jeokronolojik, petrografik ve petrolojik açıdan değerlendirilmesi ve bu çalışmalar ışığında bölgenin ve plütunun jeotektonik ortamlarının yorumlanması amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda arazi ve laboratuvar çalışmaları yapılarak granitoidin petrografik ve petrolojik özellikleri incelenmiş, elde edilen veriler ışığında granitoidin köken ve oluşum süreçlerine ait yaklaşımlarda bulunulmuştur. Ayrıca çalışma alanında 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası çizilerek bölgenin stratigrafisi açıklanmaya çalışılmıştır,

2. GENEL BİLGİLER

2.1. Coğrafi Bilgiler

2.1.1. Coğrafi Konum

Çalışma alanı Türkiye'nin kuzeydoğusunda, Doğu Karadeniz Bölgesinde, 1/100.000 ölçekli, Trabzon-G44 ve Trabzon-G45 paftaların içerisinde yer alan, Rize iline bağlı Güneyce ve İkizdere ilçeleri, Ortaköy, Çifteköprü, Meşeköy, Çamlık ve Ballı köyleri ile Erzurum iline bağlı İspir ilçesi arasında kalan yaklaşık 200 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Google Earth, 3D uydu görüntüsü)

2.1.2. Topoğrafya

İnceleme alanında topoğrafya oldukça engebeli bir yapıya sahip olup, çalışma alanının büyük bir bölümü sarp ve geçit vermeyen dağlarla kaplıdır. Kaçkar dağları olarak bilinen bu dağ silsilesini İkizdere-İyidere vadisi KB, GD yönünde ikiye bölmektedir. Çalışma alanı içerisinde Doğu Anadolu Bölgesi ile Doğu Karadeniz Bölgesini birbirine bağlayan Ovit Geçidi (2640 m) yer almaktadır. Nevse Dağı (3114 m) Çapans Dağları (3912 m), Kabahor Dağı (3200 m) ve Gavur Dağı (3169 m) bölgenin önemli topoğrafik yükseltilerini oluşturmaktadır.

2.1.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanında Doğu Karadeniz Bölgesi'ne özgü genelde her mevsim yağışlı olan bir iklim görülür. Temmuz ve Ağustos aylarında, diğer aylara göre daha az yağış vardır. Yörenin oldukça yüksek olması nedeniyle kışlar soğuk geçer, kasım ayından nisan ayına kadar olan yağışlar genellikle kar şeklindedir.

Bitki örtüsü oldukça zengindir. Çalışma alanının yaklaşık %25'ini ormanlık bölgeler kaplamaktadır. Ormanın büyük bölümünü sarıçam, ladin ve gürgen ağaçları oluşturmaktadır. Topoğrafik şartların zorluğundan dolayı tarım oldukça kısıtlıdır. Genellikle bahçe tarımı yapılmaktadır. Yüksek kesimlerde büyük ve küçükbaş hayvanlar için meralar vardır. Yaylalar hayvancılık için zengin otlaklarla kaplıdır. Tüm yöre halkı geçimini hayvancılıkla karşılamaktadır.

2.1.4. Ulaşım ve Yerleşim

Çalışma alanına ana ulaşım Rize-İspir (Erzurum) devlet karayolu ile sağlanır. Bu karayolu İyidere-İkizdere vadisini izleyerek kuzey-güney doğrultusunda devam eder. Sahanın büyük bir bölümü sarp ve geçit vermeyen dağlarla kaplıdır.

Çalışma sahası, Rize ili'ne 56 km, Erzurum ili'ne 150 km uzaklıkta olup, ana yol güzergâhında sorun yaşanmamakla birlikte ova ve yayla köylerine ulaşım toprak yollarla sağlanmaktadır.

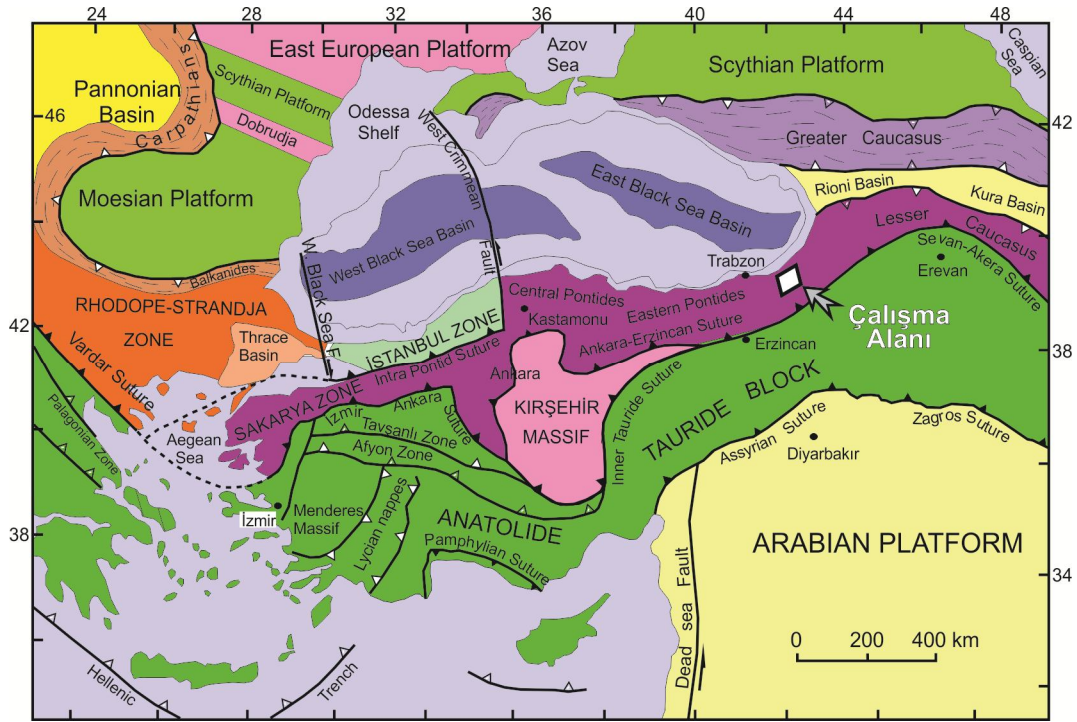
2.2. Doğu Karadeniz Bölgesinin Genel Jeolojisi

Anadolu Levhası suture zonlarına göre Sakarya zonu, İstanbul Zonu, Rodop-Istranca zonu Torid-Anatolid Blok'u ve Arap Platformu olmak üzere beş ana tektonik birlikten oluşmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bunlardan Sakarya zonu Geç Paleozoyik yaşlı kristalen temel kayaları ve bunları örten Mesozoyik ve Senozoyik bir seri ile temsil olunur. Sakarya Bloğu batıda Çanakkale'den doğuda Kafkaslara kadar geniş bir coğrafyayı kapsar. İyi korunmuş büyük dağ kuşaklarından biri olan Doğu Karadeniz Bölgesi, 500 km uzunluk, 100 km genişliğe sahiptir. Kuzeydoğusu Achara-Trialet zonu (Gürcistan), kuzeyi Büyük Kafkaslar, güneyi ise Anatolit-Torit Bloğu tarafından sınırlandırılmıştır. (Şekil 2.2). Sakarya Bloğu'nun doğusuna ait temel kayalar, Erken Karbonifer- yaşlı metamorfizmler ve bunları keserek yükselen Geç Karbonifer yaşlı Granitoidler (Yılmaz,1972; Topuz vd., 2007; Dokuz, 2010; Topuz vd., 2010) ve Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı sığ denizel-karasal kıvrıntılardan oluşmaktadır (Okay ve Leven, 1996; Çapkınoğlu, 2003; Kandemir ve Loresey-Aubril, 2011). Geç Permiyen-Triyas çökelleri Sakarya Bloğunun bilinmemektedir. Bu bölgede temel üzerine Şenköy formasyonu olarak bilinen Erken-Orta Jura yaşlı volkanosedimanlar ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlar gelmektedir. Bu süreçte oluşan bazik volkanitler ve volkanotortullar riftleşmeye bağlı kıta parçalanmasıyla ilişkilendirilmektedir. (Kandemir, 2004; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009), Geç Jura Granitoidleri ve onların eşleştiği durumundaki dasitik volkanitler, Şenköy formasyonu içerisine yerleşmişlerdir.(Dokuz vd., 2010) Bu granitoidler Orta Jura'da Paleotetisin kapanması sonucu, Sakarya zonunun Lavrasya'nın kuzeyine eklenmesine bir cevap olarak yorumlanmaktadır (Dokuz vd., 2010). Geç Kretase'de Sakarya Bloğunun güney sınırı boyunca, Neotetis okyanusal kabuğunun kuzeye doğru yitimi bölgede yay magmatizmasının oluşmasına ve bunun sonucunda da kalın yay volkanitleri ile intrüzif kayalar oluşmuştur (Akın, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Şengör vd., 2003; Topuz vd., 2007; Ustaömer ve Robertson, 1997; Altherr vd., 2008; Karlı vd., 2010a; Karlı vd., 2011a). Doğu Karadeniz Bölgesinin kuzeyinde yer alan biyotit-hornblendli granitoidlerle, kalınlığı 2 km'den daha büyük olan volkanotortul istifler bu yay volkanitlerini ve intrüzifleri karakterize ederler (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Karlı vd., 2004; Boztuğ vd., 2006; Boztuğ ve Harlavan, 2008;

Kaygusuz vd, 2008; Karlı, 2010a; Karlı vd., 2011a). Doğu Karadeniz Bölgesinin güney kısmında ise yayönü havza çökellerini temsil eden filişoidal bir istif, karbonatlar ve olistolitler bulunmaktadır. Erken Paleosen plajiyolositleri kuzeye yitimin son ürünleri olarak kabul edilir (Altherr vd., 2008). Paleosen’de Neotetis okyanusunun tamamen kapanmasıyla Torid ve Anatolid kıtaları çarpışmıştır (Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2004; Hisarlı, 2010; Topuz vd., 2010; Karlı vd., 2010b, Karlı vd., 2011b). İzmir-Ankara-Erzincan suture sonu boyunca meydana gelen bu çarpışma, volkanit aktivitelerin zamanı ve yapısal unsurlara dayalı olarak mekanizma ve zaman açısından farklı yorumlanmıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) ve Okay ve Şahintürk (1997), Paleosen–Erken Eosen aralığında kabuk kalınlaşmasına neden olan bir çarpışma önermişlerdir. Tokel (1977) ve Akın (1979) ise ana ve iz element analizlerine dayalı yaptıkları çalışmada Eosen volkanitlerinin kuzey yönlü bir yitimle ilişkili yay volkanitleri olduğunu iddia etmişlerdir. Şengör ve Yılmaz (1981) yitimin Erken Paleosen’de sona erdiğini ve Çarpışmanın Geç Paleosen-Erken Eosen’de gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Okay vd. (1997) granitoidlerin yaşları ve stratigrafik ilişkilerine dayanarak çarpışmanın Paleosen-Erken Eosen’de meydana geldiğini önermişlerdir. Gerçekten Sakarya Bloğunun Doğusu Paleosen döneminde magmatizma açısından sakin bir döneme sahiptir. Bölgedeki Erken Senozoyik adakitlerinde yapılan çalışmalar bunların çarpışma ile eş yaşlı yada çarpışma sonrası oluştuğunu göstermektedir (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2010b; Karlı vd., 2011b; Topuz vd., 2011). Sakarya Bloğunun Doğusunda Eosen dönemi, İran ve Kafkaslara kadar uzanan doğu-batı yönlü volkanitler (Tokel, 1977; Çoban, 1997; Şen vd., 1998; Aliyazıcıoğlu, 1999) ve granitoidlerce (Yılmaz ve Boztuğ 1996; Arslan ve Aslan, 2006; Boztuğ vd., 2004; Karlı vd., 2007) karakterize edilir. Bu magmatik faaliyet gerilmeli rejime bağlı Karadeniz Havzasının açılmasıyla ilişkilendirilmiştir (Ustaömer ve Robertson, 1997). Sakarya Bloğunun Doğusunda Eosen sonrası karasal çökeller önemli yüzeylemeler vermektedir. (Okay ve Şahintürk, 1997). Neojen yaşlı alkali volkanitler çarpışma sonrası genişlemeli rejime bağlı olarak gelişmişlerdir (Aydın vd., 2008, 2009). Pliyosen-Pleyistosen döneminde ise fay düzlemleri boyunca basınç serbestleşmesi sonucu volkanizma tetiklenmiştir (Yeğingil, 2002).

I-Tipi İkizdere Plütunu Doğu Karadeniz Bölgesi’nin kuzeyinde bulunmaktadır ve Üst Kretase volkanitleri (Çatak formasyonu, Kızılkaya formasyonu), Liyas volkanoklastitleri (Şenköy formasyonu) ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlarla

(Berdiga formasyonu) kontak halindedirler. 30km. genişliğe, 40km. uzunluğa sahip İkizdere Plütону, Geç Kretase-Geç Eosen [K-Ar ve Ar-Ar hornblend, Taner, 1977; Moore vd., 1980; K-Ar biyotit Karşlı vd., 2007; Ar-Ar hornblend, Karşlı, 2010a; SHRIMP zirkon U-Pb, Kaygusuz vd., 2009, SHRIMP zirkon U-Pb, Karşlı vd., 2011a, Ar-Ar hornblend, Karşlı vd., 2011b] olarak yaşlandırılan “Birleşik Kaçkar Batolitin” orta kısmını oluşturmaktadır (Boztuğ vd., 2006). İkizdere Plütону gabroyik diyoritten, granite kadar değişen kayaları içermekte olup, petrografik ve dokusal özellikleri açısından benzerlik sunarlar. Bu çalışmada Plütunun yaşı SHRIMP zirkon U-Pb metoduyla ~76 my olarak belirlenmiştir.



Şekil 2.2 Türkiye'nin tektonik birlikleri ve tektonik yapıları (Okay ve Tüysüz 1999)

2.3. Önceki Çalışmalar

2.3.1. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılan Çalışmalar

İnceleme alanı ve yakın çevresinde çeşitli amaçlara yönelik geniş ölçekli birçok çalışma yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Altınlı (1970), İkizdere (Rize) bölgesinde, Kaçkar Batolitinde yaptıkları çalışmada, plütönik kütlelerin farklı litolojik bileşimlere sahip ve birbirleriyle dereceli

geçişli olan kısımlardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca plütonda yaygın lamprofirlerin olduğuna dikkat çekmişlerdir.

Dewey vd. (1973), Pontidler'in kuzeyine Paleotetis'i yerleştirerek Paleozoyik sonundan Eosen'e kadar devam eden güney yönlü bir yitim polaritesini savunmuştur. Üst Paleozoyik'te Anadolu Levhası'nın Tetis okyanusunun güneyinde yer aldığını, Avrasya ve Afro-Arap plakası arasındaki alanın Karadeniz sahilini takip ettiğini belirtmiştir.

Türk-Japon ekibi (1974), MTA Enstitüsü tarafından Türk-Japon işbirliği ile Trabzon yöresi jeolojisini çalışmış ve 1/50.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamışlardır. Bu çalışmaya göre Üst Kretase yaşlı birimleri volkanit aktivetelerine ve sedimanter döngüsüne göre, dört farklı stratigrafik üniteye ayırmışlardır. Bu üniteler alttan üste doğru A1, D1, A2, D2 formasyonları olmak üzere isimlendirmişlerdir. A1 formasyonunun büyük bir bölümü denizaltı andezit lav ve piroklastitlerinden oluşmaktadır. D1 formasyonu A1 formasyonunu üzerler konumda olup dasit lav ve piroklastitlerinden oluşmaktadır. A2 formasyonu Andezit lav ve piroklastitlerinden oluşmakta dasitler ise D2 formasyonu olarak ayrılmıştır. Bu Üst Kretase birimleri üzerine uyumsuz olarak Tersiyer çökel ve volkanitleri gelir.

Adamia vd. (1977) ile Tokel (1981), Orta Anadolu sutür zonunu Paleotetis'in kalıntısı olarak benimsemişler ve Doğu Pontidler'de yitim etkinliğinin Paleozoyik'ten Eosen sonlarına kadar güneyden kuzeye doğru olduğunu ileri sürmüşlerdir. İlk ada yayının Karbonifer'de su yüzüne çıktığını ve Geç Kretase'de ada yayının olgunlaştığını belirtmişler ve Eosen sonlarından itibaren de Kuzey Anadolu Tetisi'nin kapandığını söylemişlerdir. Bu görüşe göre Karadeniz, Doğu Pontidler'in kuzeyinde Geç Kretase süresince açılan yay gerisi bir havzanın kalıntısı olduğunu ortaya koymuştur

Özsayar vd., (1982), Ardanuç (Artvin) bölgesinde yaptıkları çalışmada, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı andezit, bazalt ve bunların tüf ve aglomeralarından oluşan Karlı formasyonunu en alta koymaktadırlar. Karlı formasyonu üzerine uyumsuz olarak Turoniyen-Alt Kampaniyen yaşlı tüfit ve kırmızı renkli biyomikritlerden oluşan Ziverağa formasyonu bulunmaktadır. Bu birimin üzerine volkanitlerden oluşan üst Kretase yaşlı Makenet formasyonu uyumlu bir biçimde gelmektedir. Makenet formasyonu üzerinde ise transgresif olarak Paleosen yaşlı Ziyarettepe formasyonu yer alır. Araştırmacı Ziyarettepe formasyonunu konglomera ve kireçtaşı olmak üzere iki üyeye ayırmaktadır. Ziyarettepe formasyonu üzerinde uyumsuz olarak Eosen yaşlı

marnlardan oluşan Kızılcık formasyonu yer almaktadır. Stratigrafik olarak en üstte yer alan Avcılar formasyonu volkanitlerden oluşmaktadır ve Eosen yaşlı Kızılcık formasyonunu kesmektedir.

Taslı (1984), Hamsiköy (Trabzon) bölgesinde yaptıkları çalışmada kuzey yöne ait bir stratigrafi ortaya koymaya çalışmıştır. Bölge için altı farklı formasyon ayırt eden çalışmacı, en altta Liyas yaşlı spilitik bazaltlardan oluşan Güzelyaylaköy formasyonunun yer aldığını belirtmiştir. Bu formasyon üzerinde neritik karbonatlardan oluşan Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonu uyumlu olarak yer alır. Üst Kretase birimlerinin transgresif olarak Berdiga formasyonu üzerine geldiğini belirten çalışmacı, Üst Kretase yaşlı bu birime Hamsiköy formasyonu adını vermiştir. Hamsiköy formasyonu andezit, bazalt lav ve piroklastitlerin egemen olduğu kumtaşı, killi kireçtaşı ve kömürlü tüfit içeren litolojilere sahip olduğunu belirtmektedir. Küçük mostralarda halinde gözlemlendiği ve Berdiga formasyonu ile Hamsiköy formasyonunu kesen dasitler için Üst Kretase-(?) yaşını veren çalışmacı birime Dikkaya Dasiti adını kullanmıştır. Dikkaya dasiti üzerinde ise Eosen yaşlı olarak düşündüğü isimlendirmede bulunmadığı kuvarslı mikrodioritleri koyan çalışmacı en üstte ise Kuvaterner yaşlı traverten oluşuklarını ayırt etmiştir.

Gedik vd., (1992), Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında yaptıkları çalışmada en altta izlenen birim olarak, kumtaşı, marn ve kırmızı kireçtaşı arakatmanları içeren ve esas olarak bazalt, dasit ve riyolit yer yer de andezit türde lav ve piroklastitlerden oluşan, Santoniyen- Maastrichtiyen yaşlı Hemşindere formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) ile başlatılmaktadır. Bölgesel olarak geniş yayılım gösteren bu formasyon yer yer bazik ve asidik intrüzifler tarafından (Granit, granodiyorit, kuvarslı diyorit, diyorit, gabro) kesildiğini belirtmişlerdir. Hemşindere Formasyonu'nun yaşını içindeki kırmızı kireçtaşlarında bulunan fosillerle, Santoniyen-Alt Maastrichtiyen olarak belirlemişlerdir. Formasyon içinde bulunan yer yer spilitik özellikler taşıyan bazaltlarda görülen yastık lav yapıları ve dasitik lavlarda görülen soğuma sütunları tipik olduğuna dikkat çeken araştırmacılar, Hemşindere formasyonu'nun genel özelliklerinden dolayı, yoğun volkanizmanın egemen olduğu denizel bir ortamda çökeldiği belirtmişlerdir. Volkanit faaliyetlerin durulduğu dönemlerde ise kırmızı renkli kireçtaşları ile kumtaşı ve marnlı düzeyler çökeldiğini saptamışlardır. Hemşindere formasyonu üzerinde, Rize formasyonu olarak adlanan (Gedik ve Korkmaz,1987) ve kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kumtaşı arakatlı, kırmızısı-bordo ve beyaz renkli marn ve şeyl aralanmasından oluşan birim

yer alır. Formasyonun alt düzeylerindeki kumtaşları yer yer bitüm içermekte ve birim üste doğru kırmızımsı bordo renkli marn arakatlı beyaz renkli killi kireçtaşı ardalanmasıyla son bulmakta olup, araştırmacılar saptadıkları mikrofosillere göre birimin yaşını Üst Kretase-Paleosen olarak vermişlerdir. Ayrıca çalışmacılar, Rize formasyonunun sakin ve derin bir şelf ortamında çökmesi, birimin üste doğru karbonatlara geçtiğini ve yer yer resifal faunanın gözlenmesi sebebiyle, ortamın gittikçe sığlaştığını söylemektedirler. Hemşindere formasyonu ile Rize formasyonu arasındaki dokanağın belirsiz olduğunu ve büyük olasılıkla uyumlu olduğunu varsaymışlardır. Rize formasyonu üzerine uyumsuz olarak, kalın katmanlı iri taneli kumtaşı, marn ve kıltaşı ardalanmasından oluşan Kaplıca formasyonunu (Gedik ve Korkmaz,1987) gelir. Bu formasyonun yaşı çalışmacılar tarafından Alt-Orta Eosen olarak belirlenmiş olup, denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmiştir. Kaplıca formasyonu üzerinde uyumlu olarak, masif ve kötü katmanlanma gösteren, çoğunlukla bazaltik, yer yer andezitik lav tüf ve aglomeralardan oluşan ve Melyat formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) olarak adlandırılan birimler gelir. Alt-Orta Eosen yaşlı Kaplıca formasyonu ile geçişli ve uyumlu olduğunu düşündükleri Melyat formasyonunun yaşını Orta Eosen olarak vermişlerdir. Melyat formasyonu üzerinde uyumsuz olarak, tabanda çakıltaşları ile başlayıp üste doğru kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı arakatmanları içeren gri renkli marn ardalanmasıyla devam eden Pazar formasyonunun (Gedik ve Korkmaz, 1987) yer aldığını belirtmişlerdir. Bu birimin en üst düzeyleri ise kum, çakıl ve kayaç parçaları içeren kırmızımsı, kil ve çamurtaşları ile son bulur. Pazar formasyonuna, Sarmasiyen (Orta-Üst Miyosen) yaşını veren çalışmacılar ortam olarak birimin, giderek sığlaşan denizel bir kıyı ortamında çökeldiğini söylemişlerdir. Özellikle üst düzeylerde görülen yanal ve düşey yöndeki litolojik değişimler, birimin üste doğru flüvyal özellikteki çökellere geçtiğini ve Sarmasiyen sonunda tamamen karasal bir ortama dönüştüğünü belirtmişlerdir. Pazar formasyonu üzerinde uyumsuz olarak, kötü katmanlı ve kötü boylanmalı, kum ve kil mercekleri içeren gevşek çimentolu çakıltaşlarından oluşan Hamidiye formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) ile sonlandırmaktadırlar. Çalışmacılar bölgede yer alan Rize plütönüne Üst Kretase-Paleosen yaşını vermişler ve yitim kökenli tipik I- tipi granitoid olduğunu belirtmişlerdir.

Kırmacı (1992), Doğu Karadeniz Bölgesinin güney zonunda yaygın olarak yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı dizisinin Suiçti (Alucra-Giresun), Gelinpertek (Köse), Keçi Deresi (Gümüşhane), Danzot (Bayburt) ve Karacık

Tepe (Bayburt) yörelerindeki yüzeylemelerinden alınan stratigrafik kesitler yardımıyla sedimantolojik incelenmesini gerçekleştirmiştir. Yapılan litofasiyes çalışmaları ile Berdiga Kireçtaşı dizisinin farklı fasiyeslerde geliştiği ortaya koyulmuştur. İncelenen kesitlerden farklı zaman ve ortamlarda çökelen, farklı dokusal ve kısmen de farklı litolojik özellikler gösteren litofasiyesler stratigrafik konumlarına göre tanımlanmış ve bu litofasiyeslerin büyük bir kısmının yersel olarak geliştiği, çok az bir kısmının da bölgesel olarak geliştiği belirtilmiştir.

Korkmaz vd., (1992), Tonya-Düzköy civarında yaptıkları çalışmada altı farklı formasyonun varlığından bahsetmişlerdir. Yazarlar Mor renkli ayrılmış bazalt, andezit ve piroklastitlerden meydana gelen, Liyas-Doger yaşlı birime Gürgendağyayla formasyonu adını vermişlerdir ve bu birimin tabanı teşkil ettiğini ve alt sınırının gözlenemediğini belirtmişlerdir. Gürgendağyayla formasyonu üzerinde uyumlu bir biçimde Malm-Alt Kretase yaşlı, dolomitik bir seviye ile başlayan üstlere doğru karbonatlara geçen Berdiga formasyonunun yer aldığını belirten çalışmacılar. Berdiga formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla Düzköy formasyonu yer almasına rağmen genel olarak bölgede Düzköy formasyonu Berdiga formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu dikkat çekmişlerdir. Düzköy formasyonuna çalışmacılar tarafından Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşı verilmiştir. Düzköy formasyonu üzerinde uyumlu bir biçimde Kampaniyen-Daniyen yaşlı Tonya formasyonu yer almaktadır. Tonya formasyonu üzerine Lütesiyen yaşlı Foldere formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. En üstte ise Neojen yaşlı olivin-ojit bazalt lav ve piroklastlarından oluşan Karadağ formasyonunun uyumsuz bir biçimde yer aldığı belirtilmiştir.

Köprübaşı (1993), Tirebolu-Harşit arasında yaptığı çalışmada tabanı Jura-Alt Kretase yaşlı Alt Bazik Volkanik Seriyile başlatmakta ve bu Alt Bazik Serisinde Harşit Granitoyidi tarafından kesildiğini belirtmiştir. Bu birimler üzerine Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığının geldiğini söylemektedir. Bu birimlerin volkanizma ile başlayıp tortulaşma ile sona eren üç farklı fazdan oluştuğunu belirten araştırmacı, Alt Bazik Volkaniklerinin genelde kalkalkalen fakat daha ziyade toleyite geçiş gösteren ve primitif ark karakterleri sunan jeokimyasal karaktere sahip olduğunu belirtmiştir. Harşit Granitoyidi I tipinde peralümine, kalkalkalen karakterde ve olgunlaşmakta olan bir ada yayı ortamının izlerini taşıdığını varsaymaktadır. Aşağı Harşit Volkanit Karmaşığına ait kayaların ise yitim kökenli kalkalkalen karakter sunduğu belirtilmiştir.

Yalçınalp (1995), Doğu Karadeniz Bölgesi'nin kuzey kesiminde yaptıkları çalışmada en yaşlı birimi, Artvin'in güney kesiminde yüzeyleyen, mikaşist ve mermerlerden oluşan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaların oluştuğunu belirtmiştir. Jura-Alt Kretase'de, bazaltik-andezitik lav, tüf, aglomeralar ve nisbeten üst seviyelerinde kristalize kireçtaşı seviyelerinin gözlemlendiğini, Üst Kretase yaşlı ve geniş alanlar kaplayan bazaltik-andezitik bileşimli volkanitler ile volkanotortul birimlerin arakatkılı olarak bulunduğunu ve bölgedeki masif sülfid cevherleşmelerini içeren dasitik-riyodasitik kayaların da Üst Kretase yaşında olduğunu belirtmiştir. Bu kayaların üzerine Paleosen'e geçiş gösteren tortul arakatkılı bazaltik-andezitik birimler gelmektedir. Bölgedeki Eosen volkanitlerinin de bazaltik-andezitik karakterdeki volkanitlerden ve tortul kayalardan oluştuğunu belirten çalışmacı, Doğu Karadeniz'de yüzeyleyen ve porfiri mineralleşmeler içeren granitik kayaların yaşını Üst Kretase-Eosen olarak verip, bunları "Rize plütünü" olarak adlandırmışlardır. Bu Plütünü Büyük bir batolit konumunda olduğunu daha küçük plütünüler şeklinde Artvin-Arhavi-Yolgeçen, Rize-Avup Dağı, Trabzon-Zigana ve Gümüşhane-Torul mevkieinde gözlemlendiğini belirtmiştir. Ayrıca yazar Rize Plütünüünün, İkizdere, Çamlıhemşin, Yusufeli ve İspir yörelerini içine alan çok büyük bir granitoid topluluğu olup, Jura, Üst Kretase ve Paleosen yaşlı birimleri keserek yer yer dokanak metamorfizmasına uğrattığını ifade etmişlerdir. Araştırmacı plütünüü oluşturan kayaç cinslerinin genellikle kuzey kesimlerde kuvarslı diyorit-granodiyorit-granitve tonalit, güney kesimlerde ise gabro-siyenogabrosiyenit ve monzonit bileşimine sahip olduğunu, Üst Kretase'den itibaren sokulum yaptıklarını söylemiştir.

Gedik vd., (1996), Doğu Karadeniz Bölgesini Erken Jura'da Avrasya'dan kopan mikro bir plakacık olarak düşünen çalışmacılar, Avrasya'dan kopan bu mikropalakacığın kopma hareketinin; tektonik, stratigrafik ve sedimantolojik verilere dayalı olarak ortogonal bir riftleşme şeklinde değil, transtensiyonal bir açılma şeklinde olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar elde ettikleri verilerin ışığı altında Doğu Karadeniz Bölgesindeki Erken Jura havzalarının uzaklaşan (divergent) bir transform fay sisteminin ürünü olduklarını öne sürmüşlerdir.

Barbieri vd., (2000), özellikle Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Kuzey zonu'ndaki Senozoyik yaşlı volkanitlerin K/Ar radyometrik yaşlarını ve Sr izotop oranlarını tayin etmiştir. Elde edilen çoğu kayaç yaşlarının özellikle 26 My etrafında kümelendiğini belirten yazarlar bu olayı, Doğu Pontidlerdeki magmatik aktivitenin son aşamasıyla

ilişkili olan hidrotermal alterasyonun neden olduğu, Ar kaybına bağlarlar. Ancak Trabzon güneyinden alınan silise doymamış alkali örneğin 26,5–27 My yaşında olmasını, yöredeki Senozoyik volkanitlerinin en son ürünü olarak yorumlamışlardır. Ayrıca araştırmacılar söz konusu kayaçların Sr izotop oranlarının alterasyondan etkilenmediklerini ve bu oranların 0,70415 ile 0,70686 arasında değiştiğini ifade ederler.

Dokuz (2000), Doğu Pontidlerin geleneksel bir biçimde kuzey ve güney zona ayrıldığını belirterek, bu zonların kaya toplulukları açısından farklı olduğunu ve kuzey zonda Kretase-Eosen yaşlı bazik ve asidik volkanitlerin, Kuroko-tip maden yataklarının ve bunlarla eş yaşlı granitoidlerin baskın olduğunu söylemiştir. Güney zonda ise Mesozoyik'in sedimanların baskın olduğu bir litoloji ile temsil edildiğini ve bu istifin Hersiniyen metamorfik ve granitleri üzerinde uyumsuz bir biçimde yer aldığını belirtmiştir. Mesozoyik havzasının, Doğu Karadeniz yayının güneyinde Permiyen'den Dogger'e kadar açılan bir yay ardı havza olduğunu söylemiştir. Mesozoyik istiflerin en altında yer alan Hamurkesen formasyonunun yastık yapıları lavlar, bazaltik-andezitik litik tüfler, kumtaşları ve şeyllerden oluştuğunu belirten çalışmacı, Bu istif bir riftleşme ürünü olarak yorumlamıştır. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platform tipi karbonatlar, Orta Jura yaşlı klastikler üzerine uyumlu bir biçimde geldiğini ve bunların hızlı bir tektonik çökme sonunda sakin ortamda çökdiklerini varsaymıştır. Albiyen-Apsiyen döneminde genişlemeli rejimden sıkışmalı rejime doğru büyük bir tektonik değişimden bahseden çalışmacı, bu dönemde güney zonda regresif bir türbiditik istifin egemen olduğunu, kuzey zonda ise volkanitler, volkanoklastitler ve bunlarla ilişkili intrüziflerin egemen olduğunu belirtmiştir.

Konak (2001), çalışmasında Doğu Karadeniz Bölgesini üç farklı tektonostratigrafik zona ayırarak incelemiştir. Bu zonlar kuzeyden güneye Hopa-Borçka, Artvin-Yusufeli ve Olur Tortum zonlarıdır. Bu zonların hepsinde Liyas-Dogger'de genelde volkanit ve volkanoklastit, bazı alt birliklerde ise birbirleriyle girik volkanit, volkanoklastit ve epiklastitlerin mevcudiyetinden bahseder. Çalışma alanı Konak (2001)'e göre Hopa-Borçka zonunda yer alır ve bu zon için en yaşlı kaya birimlerinin bazaltik andezitik bileşimli lavlar olarak değerlendirmiştir. Bu volkanit biriminin üzerinde Kampaniyen-Paleosen yaşlı türbiditik birimlerin bulunduğunu ve İpresiyen yaşlı çökeller tarafından örtüldüğünü belirtmiştir.

Türkiye-Gürcistan Ekibi (2001), Türkiye-Gürcistan sınırında yaptıkları korelasyon çalışmasında bölgeyi Maastrichtiyen öncesi, Maastrichtiyen-Daniyen arası, Paleosen-Erken Eosen arası, Orta Eosen, Geç Eosen, Oligosen-Erken Miyosen arası ve Geç Miyosen-Kuvaterner zaman aralıklarına bölerek incelemişlerdir. Paleozoyik Yaşlı Artvin Granitoyidi, Jura-Alt Kretase yaşlı Narlık Grubu, Üst Kretase yaşlı Varlık Grubu ve Narlık Grubu içerisine sokulan Pirnallı Granitoyidleri, Üst Kretase asidik volkanitleri (Kızılkaya formasyonu) ve Üst Kretase bazaltik volkanitlerini (Çağlayan formasyonu) Maastrichtiyen öncesi birimlere dahil etmişler ve sınır bölgesinde korelasyon çalışması yapmışlardır. Maastrichtiyen-Daniyen arası birimlere türbiditik ve hemipelajik karbonatlardan oluşan Maastrichtiyen-Daniyen yaşlı Cankurtaran formasyonunu, Maastrichtiyen-Daniyen yaşlı sığ denizel karbonatlardan oluşan Ziyettepe formasyonunu dahil etmişlerdir. Paleosen-Erken Eosen arası birimler Bakırköy formasyonu ve Kızılcık formasyonları adı altında değerlendirilmiştir. Orta Eosen birimlerini, Sarp-Şavşat grubu ve Orta Eosen yaşlı Türbiditik kırıntılılardan oluşan Erenler formasyonu-Likani suiti, Eosen volkanoklastitlerini Kabaköy formasyonu, andezit ve bazalt lavlarının orta seviyelerini Taşpınar formasyonu, üst seviyelerini Sarıçayır formasyonu isimleri ile incelenmişlerdir. Geç Eosen Volkanoklastitlerini içeren birime Adigeni Suiti, Şoşonitik volkanikleri ise Gordiomi Suiti, klastitleri Pınarlı formasyonu, Orta Eosen-Üst Eosen subvolkanit ve intrüziflerini Kırçal intrüzif kayaçları adları altında değerlendirmişlerdir. Oligosen-Erken Miyosen çökellerini Meydan ve Süngülü formasyonlarına ayırarak incelemişlerdir. Geç Miyosen-Kuvaterner çökelleri ise Kuar formasyonu, Gümüşkavak Bazaltı, Dumanlıdağ Volkanitleri, Kaleönü Volkanitleri, Melikler Bazaltı, Damal formasyonu, Borluk Andeziti ve Kuvaterner alüvyonlarını ayırarak incelemiş ve korelasyon çalışması yapmışlardır.

Yılmaz vd., (2001), Doğu Karadeniz Bölgesi'nin kuzeyinde, Kretase sürecinde meydana gelen en erken aktif volkanizmanın, paleontolojik verilere göre, Geç Koniasiyen Santoniyen'de başladığını ve Tersiyer sonuna kadar devam ettiğini belirtmektedir.

Boztuğ (2006), "Birleşik Kaçkar Batoliti İçerisindeki Magmatik Olayların Zamanlaması, Doğu Pontidler" isimli çalışmasında, Kaçkar Batolitinde, genişlemeli yay magmatizması, aşındırma eşliğinde çarpışma sonrası levha kopması, levha içi gerilmesi ve yüzeye çıkma olmak üzere dört farklı magmatik olay tanımlamıştır. Bunlardan yay

ilişkili granitoid kayaçları iki ana olay sırasınca nispeten derin sokulumlar olarak yerleştiren çalışmacı, orta K-KALK karakterinde ve titanit “fission-track” ağırlıksız ortalama yaşı 112.04 ± 3.2 My olan Çamlıkaya Granitoidinin erken evreyi temsil ettiğini, ileri evrenin ise orta-yüksek K-KALK karakterli, hornblend ve biyotit K-Ar soğuma yaşları Erken Paleosen’den Geç Kretase’ye kadar olan Sırtıyayla ve Marselevat Granitoyitleri ile temsil edilir. Kaçkar Batolitinin Yüksek K-KALK karakterli, yaygın K-feldispat mega kristalli ve çeşitli mafik mikrotaneli anklavlı sığ Ayder Birimi karışımı temsil etmektedir ve eş yaşlı mafik ve felsik magma çarpışma sonrası, levha kopması (slab break-off) sonucu oluşmuştur. Çalışmacı Ayder Biriminin soğuma yaşını 46.4 ± 1.0 My olarak belirtmiştir. Levha içi gerilmeyi temsil eden magmatikler ise orta K-KALK biraz toleyitik (Halkalıtaş Kuvars Diyoriti) ve biraz alkalin (Güllübağ Monzoniti) karakterli birimlerdir. Bu birimler Avrasya ve Torid-Anatolid platformlarının Orta Eosen’de İzmir-Ankara-Erzincan suture zonu boyunca karıştığını gösteren levha içi gerilmeli magmatik evreyi işaret eder. Levha içi gerilmeyi karakterize eden birimlerden Halkalıtaş Kuvars Diyoritinin titanit “fission-track” yaşı 43.7 ± 2.3 My, Güllübağ monzonitinin titanit “fission-track” yaşı ise 38.1 ± 0.6 My olarak verilmiştir. Çalışmacı son olarak kompozit Kaçkar Batolitinin $0,4-0,5 \text{ mm a}^{-1}$ aşınma hızı ile 17-23 My arasında Avrasya levhası ile Arap levhasının çarpışması sonucu yüzeye çıktığını belirtmiştir.

Kurt (2006), Doğu Karadeniz Bölgesinin stratigrafisinin Kretase’de oluşan yay magmatizması ile şekillendiğini varsaymıştır. Albiyen döneminde KG-GB yönlü transform faylara bağlı olarak gelişen kaba olistostramal çökellerle başlayan yay volkanizması, Rize Artvin bölgesinde Paleozoyik temel üzerinde gelişirken, Rize Giresun bölgesinde Geç Jura-Erken Kretase yaşlı karbonat platformu üzerinde gelişmiştir. Albiyen’de transform fayların etkisi ile derinleşen bölgenin Erken Turoniyen’de çok az volkanit katkının olduğu bir kırıntılı ve karbonat çökeliminden bahseden çalışmacı Geç Turoniyen’de ise tabanda bazaltlarla başlayan olgun dönemlerinde dasitlere dönüşen yoğun bir yay volkanizmasının varlığını belirtmiştir. Yay volkanizmasına bağlı olarak bölge Geç Turoniyen’de yükselir ve kuzeyde yay ardı havzalar gelişir. Bu yay ardı havzalarda Geç Turoniyen-Erken Santoniyen yaşlı kırmızı renkli mikritler çökelmeye başlar. Santoniyen’de bölge tekrar bir volkanit döneme girer. Bu volkanizma bimodal karakter sunup üst seviyeleri daha riyolitik bileşimdedir. Santoniyen volkanizması Geç Kampaniyen’de giderek şiddetini kaybeder ve bölge

sıglaşır. Karbonat çökeliminin Maastrichtiyen'de, kırıntılıların ise Paleosen-Erken Eosen'de egemen olduğunu belirlemiştir. Bu karbonat ve kırıntılıların üzerinde ise Orta Eosen çökellerinin ve volkanitlerinin uyumsuz biçimde yer aldığını belirtmiştir

2.3.2. Dünya Litaratüründe Kalk-Alkali Hibrid Granitoidlerin Oluşum ve Karışımlarına Yönelik Yapılan Önceki Çalışmalar

Halliday vd., (1980; 1988), ana kayaç ve kayaç kapanımlarındaki Rb-Sr ve O izotop değişimleri arasındaki ilişkileri inceleyerek, ana kayaç ve kayaç kapanımlarının aynı magma odasında kristallendiğini, asidik ve bazik bileşimli magmaların tamamıyla hibridleşebilmeleri için sıvı evrede yeterli zamana sahip olduklarını belirtmiştir.

Fourcade ve Allegre, (1981), Kalk-alkali granitoid kayaçların iz element dağılımlarını incelemiştir. Özellikle aksesuar fazların, plütonların oluşumunda önemli rol oynadığını vurgulayarak bu kayaçların kıtasal kabuk orjinli magmadan türediğini iz element ilişkileri ile ortaya koymaya çalışmıştır.

Hibbard (1981), Granitoidik kayaçlarda bazı dokuların ancak asit ve bazik magma karışımları ile oluşmuş olabileceğini belirtmiştir. Rapakivi, anti rapakivi, poikilitik kuvars/K-feldispat, gözlü sfen, kuvars-hornblend gözlü doku, K-Feldispat iri kristalleri içerisinde gözlenen biyotit ve hornblend, bıçak şekilli biyotit, iğnemsî apatit, küçük plajioklas lataları, plajioklaslarda gözlenen farklı pik dokular, sünger yapıli plajioklaslar ve kutu şekilli plajioklas dokularının, asidik ve bazik bileşimli magmaların fiziksel ve kimyasal etkileri ile oluşabileceğini belirtmiştir.

Philips vd., (1981) ve Clemens, Wall, (1988), mikrogranitoid bileşimli kayaç kapanımlarının, tek bir magmadan, kristallenmenin erken evrelerinde minerallerin magma içerisinde kümelenmesinden meydana geldiklerini belirtmişlerdir.

Reid (1983), bazik bileşimli magmanın, üst mantodan itibaren yükselimi sonucu kabukta meydana gelen, kısmi ergime yoluyla oluşan asidik magma ile etkileşime gireceğini ve bu etkileşimle hibrit kayaçların ana element değişimlerinin, düzgün doğrusal ilişkiler gösterdiğini belirmişlerdir.

Sparks ve Marshall, (1986), asidik ve bazik bileşimli magmaların farklı sıcaklık ve bileşimlerde önce fiziksel karışımlarının (mingling) gerçekleştiğini, ısı alışverişi sonucu termal dengenin sağlanmasından sonra kimyasal etkileşimin (mixing) başlayacağını belirtmişlerdir.

Altherr vd., (1988), O-Sr izotop değişimlerini inceleyerek, yaşı kıtasal kabuk malzemesinin, üst manto orijinli magma ile kontaminasyonuna fraksiyonel kristallenmenin de eşlik etmesi ile magmatik yay granitoidlerinin oluştuğunu savunmuşlar ve her iki magmanın hibridleşmesine dikkat çekmişlerdir.

Vernon vd., (1988) anklavların morfolojik çeşitliliğinin, magmaların karışımı sırasında oluşan fiziksel karışım koşullarına bağlı olduğunu ve bu koşulların tekrarı ile farklı morfolojik biçimde anklavların oluştuğunu belirtmişlerdir.

Chen vd., (1989,), Chappell ve White, (1992), anklavların, kısmi ergimeye uğrayan kaynaktan arta kalan parçalar olduğunu ve bunların magma hareketi ile geliştiği güzel ana kayaç içerisinde dağıldıklarını belirtmişlerdir.

Dodge ve Kistler, (1990), araştırmasında anklav ve içerisinde buldukları ana kayaçların Nd-Sm ve Rb-Sr izotopik oranlarındaki değişimlerini incelemişler ve anklavlar ile içerisinde buldukları ana kayaçların izotop oranlarının dengelenmiş olduğunu ortaya koyarak, bunların iki magmanın kristallenmesi sırasında erken safhada oluşan mineral kümelenmesinden meydana gelebileceklerini savunmuşlardır.

Eberz vd., (1990), kalk-alkali ve I-tipi magmatik kayaçların içermiş oldukları anklavların oluşumunu açıkladığı çalışmada, ana kayaç ve anklavların Nd-Sm ve Rb-Sr izotopik modellerinden yola çıkarak, bunların göstermiş olduğu farklı izotopik içeriklerin, magmanın evrimi sırasındaki kristal-sıvı fraksiyonlaşmasından kaynaklanabileceğini, anklavların erken faz kümelenmesinden ziyade, alt kabuk kökenli açık renkli asidik magma ile üst manto kökenli koyu renkli bazik bileşimli magmaların karışımından kaynaklanmış olabileceğini ortaya koyarak fiziksel ve kimyasal magma karışımları modelini desteklemiştir.

Vernon, (1990), anklavlardaki mikrokristalli yapıların nedenlerini incelemiş ve bu dokuların magma karışımının delili olabileceğini ortaya koymuştur. Ayrıca granitoidik kayaçlarda gelişen, lata şekilli plajioklas ve hornblendlerin, iğnemsiz apatitlerin kuvars ve K-feldispat içinde kapanım haldeki plajioklas ve koyu renkli minerallerin magma karışımlarını ve magma oluşumunu yansıttığını belirtmiştir.

Poli ve Tommasini, (1991), asit ve bazik bileşimli magmaların etkileşimleri için jeokimyasal bir model sunmuştur. Bazik bileşimli magmanın granitik magma içerisine enjeksiyonla girdiğini ve bu safhadan sonra asimilasyon ve kristallenmeyle farklılaşmanın, anklavların oluşumu için önemli bir jeokimyasal olay olduğunu belirtmiştir.

Fernandez, Barbarin (1991), asit ve bazik bileşimli, kabuksal ve manto kökenli magmaların etkileşimleri sırasında magmaların sıvı özelliklerini (reolojik) incelemiş ve bu özellikleri sınıflandırarak, bunların magma etkileşim oranlarını belirlediğini savunmuştur.

Fourcade ve Javoy (1991), koyu renkli küçük kristalli anklavların ve içerisinde yer aldıkları daha asidik, açık renkli ve hibrid karakterli ana kayaçların Sr-Nd-O izotop değişimlerini inceleyerek, anklavların kalıntı oluşuklardan ziyade asidik bileşimli magma ile karışmış olan bazik magmanın parçacıkları olduğunu savunmuştur.

Koyaguchi (1991), asidik magma ile bazik bileşimli magmaların karışımı sırasındaki mekanizmayı fasılalı şekilde olması, magma odasına dolan bu malzemenin konveksiyon hareketleriyle birbirine karışması, bir dayk sistemi ya da baca yoluyla yükselmesi ve magma odasının konveksiyon akımları yardımıyla malzemesini boşaltması ile oluşan yeni malzemenin yükselmesi biçimde açıklamıştır. Ayrıca bu modelleme ile birlikte silisik magmanın bazik magmaya nispetle daha düşük yoğunlukta ve daha viskoz olduğunu kabul etmiştir.

Orsini vd., (1991), kal-alkalin granitoid kayaçlardaki anklavların, bazik magmanın diferansiyostonu ile oluşmuş ve bu oluşum sırasında magma karışımlarının gerek mekaniksel kristal göçü gerekse kimyasal olarak element transferi ile gerçekleştiğini savunmuştur. Bir araştırmasında tespit ettiği anklavların ve bunları oluşturan bazik magmanın üst manto jenezli alumüna bazalt olduğunu ve bunun öncelikli olarak kristal fraksiyonlaşması ile kontrol edilen bir toleyitik diferansiyasyondan etkilendiğini daha sonrada karışım olayı ile de farklılaştığını öne sürmüştür.

Platevoet ve Bonin (1991), magma karışım sistemlerinde bazik bileşimli üyenin göreceli olarak Fe, Ti, alkaliler, V, Sc, Zn, Rb, Zr, Y ve HNTE bakımından zenginleşip, Ni, Sr, Cr, ve Ba açısından fakirleştiğini buna karşın asidik bileşimli üyenin alkaliler ve Al, Rb, Y bakımından fakirleştiğini Ba, Sr, Co ve Zr açısından da zenginleştiğini ortaya koymuştur. Magma karışımlarının etkili olduğu sistemlerde oluşan bu göreceli zenginleşme ya da fakirleşmenin ancak, açık renkli asidik magma ile koyu renkli bazik bileşimli magmanın, sıvı fazlarda olduğu zaman gerçekleşebileceğini vurgulamıştır.

Wiebe (1991), anklavların oluşum şekillerinin, bu kayaçların oluşum modelini açıklayacağı tezinden yola çıkarak yaptığı çalışmada, sıcaklık, yoğunluk ve viskozite gibi fiziksel özellikler ile bileşim bakımından aşırı tezatlık sunan asidik ve bazik

bileşimli magmaların hibritleşemeyeceğini, ancak fiziksel karışımlar sonucu anklavların ve düzensiz daykların oluşabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Barbarin ve Didier (1992), birlikte oluşan asidik ve bazik bileşimli magmalarının, eş zamanlı bir magma oluşumu sırasında etkileştiğini belirtmiştir. Ayrıca bu etkileşimin, dinamik bir magma sisteminde, termal, mekaniksel ve kimyasal dengelenme yoluyla oluştuğunu savunarak, bu tür hibritleşme olaylarının asit karakterli kabuksal malzeme ile koyu renkli ve bazik bileşimli üst manto malzemesinden oluşan magmalarını ilksel göreceli sıcaklık ve viskozite gibi değerlerine bağlı olduğunu savunmuştur.

Pin vd., (1993), anklavlar ve içerisinde buldukları ana kayaçları Rb-Sr ve Sm ve Nd izotopik karakteristiklerini incelemiştir. Ana kayaç ve anklav magmalarının kabuksal karakterli olabileceğini ya da ana magmadan farklılaşma ile türemiş olabileceğini ve ayrıca bunların, magmanın kristallenmesi sırasında, erken evrede kristallenen minerallerin kümelenmesi ile oluşmuş olabileceğini de belirtmiştir

Barbarin (1999), Kalk-alkali plütonların geliştiği tektonik ortam ile bu kayaçların oluşumları arasındaki ilişkileri ve diğer plütonlar ile olan benzerlik ve farklılıkları irdelediği çalışmada, yitim ile ilişkili olan kalk-alkali I-tipi kayaçların oluşumunda hem manto hem de kabuk bileşeninin katkısının olduğunu belirlemiştir.

Altherr (2008), kabuksal kökenli granitik kayaçlar ile manto materyalinin oluşturduğu anklavların, magma oluşumları sırasında etkileştiğini, her iki bileşenin ϵ_{Nd} , $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $\delta^{18}O$ değerlerinin çok benzer olduğunu ortaya koymuşlardır.

Perugini ve Poli (2000), çalışmada, asidik magmanın ve bazik bileşimli magmaların karışımı sırasında hibritleşmenin derecesini belirleyen en önemli parametrelerden birisinin, karışan malzemelerin geometrisinin olduğunu deneysel olarak belirlemiştir. Ayrıca bu çalışma ile, iki uç bileşenin, hibritleşme derecesini de kontrol ettiğini belirleyerek, tüm bu etkileri ikili diyagramlarda, anklav ve ana kayaç bileşimleri için uygulayarak ortaya koymuştur.

Waight (2000)'a göre asidik bileşimli ve bazik bileşimli magmalar karışıma uğramış; karışan magmalar arsında kristal göçleri meydana gelmiştir. Kayaç kapanımları ve ana kayaçlardaki iri plajyoklas kristallerinin izotop ve diğer element içeriği açısından benzer oluşları da bir taraftan sözkonusu göçün diğer taraftan ise magmaların eş zamanlı oluşlarının kanıtı olarak alınabilir.

Castro (2001), yaptığı özümleme- magma karışımı deneyleri sonucu elde ettiği plajioklas kristallerinin yenme erime (resorbe) dokuları sunduğunu belirterek, sözkonusu dokunun karışan magmaların nisbi olarak hacimsel fazlalıklarına ve bileşimsel tezatlıklarına bağlı olduğunu ortaya koymuştur.

Karslı vd., (2010a), yapmış oldukları çalışmada, alt kabuk altında bulunan mafik magmanın yüksek potasyumlu magmanın oluşumunda önemli bir rol oynadığını belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre mafik magmanın sebep olduğu termal anomali sayesinde alt kabuk malzemesi kısmi ergimeye uğrayacak ve bu sebeple manto kökenli bazik magma ile granitik bileşimli alt kabuk kökenli magma karışımı oluşacaktır. Daha sonra bu hibrid magma fraksiyonel kristallenme ve kabuk asimilasyonu neticesinde granitten, diyorite kadar değişen magmatik kayalar oluşacaktır. Ayrıca anklavların anakayaçlarla olan dokanağının keskin oluşu, deformasyon izlerinin görünmemesi ve düzensiz büyüklüklere sahip olması felsik ve bazik üyelerden oluşan hibrid bir magmanın soğumasına bağlı karakteristik şekilleri olarak kabul edilmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEMLER

3.1. Materyal ve Yöntemler

İnceleme alanı Türkiye'nin Kuzeydoğusunda, Alp-Himalaya dağ kuşağı üzerinde olan Doğu Karadeniz Dağları'nın kuzey kesimlerinde yer almaktadır. Bu çalışma Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yer alan İkizdere Plütonunun petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmış olup, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesinin "Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi" isimli araştırma projesi tarafından desteklenmiştir. Yürütülen bu çalışma, kaynak taraması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1.1. Arazi Çalışmaları

Bu çalışmanın ilk safhasını oluşturan arazi çalışmaları, öncelikle bölgede yer alan birimlerin tanınması, sınır ilişkilerinin ortaya konması, yapısal ve tektonik unsurların belirlenmesine yönelik olmuştur. İnceleme alanında yüzeyleyen birimler, önceki çalışmalar da dikkate alınarak kontrol edilmiş ve gerekli düzeltmeler yapılarak mevcut yapısal unsurların (kırık, tabaka, fay v.d.) konumları belirlenmeye çalışılmıştır. Sonuç olarak mevcut jeoloji haritalarından yararlanılarak arazide birimlerin dokanak ilişkileri ve genel stratigrafisi belirlenerek çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Daha sonraki aşamada kayaçların petrografik, mineralojik ve petrolojik özelliklerini belirlemek için sistematik örnekler alınmıştır.

3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması

İnceleme alanından derlenen kayaç el örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesine yönelik ince kesitler hazırlanmıştır. Bunun için kayaçlardan kesilen levhacıklar, 0,5x2x4 cm boyutunda cam üzerine Kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapışmış olan kayaç, aşındırıcılar yardımıyla

0,03 mm kalınlığına kadar inceltilerek petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. İnce kesit örnekleri MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi ince kesit laboratuvarlarında hazırlanmıştır.

3.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve Mikro Fotoğrafların Çekilmesi

İnce kesiti hazırlanan örnekler Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu laboratuvarındaki Nikon Eclipse (E400 POL 230V-04A 50/60 Hz) marka polarizan mikroskop ile incelenmiş ve mikroskoba bağlı aynı marka fotoğraf makinesi ile mikro fotoğraflama işlemleri gerçekleştirilmiştir.

3.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması

Petrografik incelemeler sonunda alterasyondan minimum etkilenmiş olan 34 adet örnek, İkizdere Plütonunun jeokimyasal özelliklerinin ortaya çıkarılması amacıyla, çeşitli kimyasal analizlere tabi tutulmuştur. Analize gönderilen örneklerin seçimi ve hazırlanması Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir. Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için seçilen 1-3 kg'lık el örnekleri çeneli kırıcı yardımıyla birkaç cm boyutuna kadar küçültüldükten sonra halkalı öğütücü yardımıyla numune 200 mesh elekten geçecek şekilde öğütülmüştür. Çeyrekleme yöntemi ile ayrılan 30 gr kadar örnek, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için ACME Analiz Laboratuvarına (Kanada) gönderilmiştir.

3.1.2.4. Kimyasal Analizler

Çalışma alanından derlenen 34 örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada'da Acme Analiz (Vancouver, BC) laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Ana ve iz elementler ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemiyle, Nadir Toprak elementler ise (ICP-MS Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemiyle analiz edilmiştir. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Ana ve iz element analizleri için 0,2 gr toz örnek 1,5 gr LiBO₂ ile

karıştırılarak, %5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözündürülmesinden itibaren analiz edilirken, nadir toprak element analizleri, 0,25 gr toz örneğin dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür.

Ana, iz ve nadir toprak element analizi yapılan örneklerin içerdikleri bünye ve öz kristal suyunu hesaplamada, her bir örneğin daha önceden hazırlanan toz örnekleri kullanılmıştır. Bünye ve öz kristal suyunu belirlemek için örnekler, fırında 105°C'de, 24 saat bekletilmiştir. Örnekler platin kaba konmadan önce kabın ağırlığı ölçülmüş ve sonra her bir örnekten yaklaşık 1 gr tartılarak platin kaplara konmuştur. Daha sonra bu platin kaplar sıcaklığı yaklaşık 2–2,5 saatte 1000°C'ye ulaşan fırında 1 saat bekletilmiştir. Tamamen ergimiş hale gelen örnekler dışarı alınarak 10–15 dakika soğutulmuş ve hemen peşinden tartılmıştır. Sonunda, ısıtılmadan önceki örnek ağırlığı ile soğuduktan sonraki örnek ağırlığı arasındaki fark belirlenerek, ateşteki uçucu kaybı ölçülmüştür.

3.1.2.5. Zirkon SHRIMP U-Pb Yaşlandırması

Zirkon SHRIMP U-Pb yaşlandırmasında kullanılmak üzere, İkizdere Plütonu'ndan seçilen ÖE-18 (Monzonit) nolu örnek üzerinde standart manyetik ve ağır sıvı teknikleri kullanılarak zirkonlar ayrıştırılmıştır. Epoksi ile kaplanan örnek yeterli parlak yüzey elde edilinceye kadar aşındırılmış ve parlatılmıştır. Yaş analizinde kullanılmak üzere en iyi örneği seçebilmek için zirkon tanelerinin içyapılarını gösteren katodoluminasans görüntüleri çekilmiştir. Zirkon U-Pb yaşlandırması Çin, Jeoloji Bilimleri Akademisi SHRIMP İyon Prob Merkezinde gerçekleştirilmiştir. Analizlerde Zhao vd. (2004) tarafından önerilen analitik prosedürler takip edilmiştir. Elementer fraksiyonlaşmayı doğrulamak amacıyla standart zirkon ve ayrıca standart SL 13 analitik tahminleri izlemede kullanılmıştır. Radyojenik olmayan ²⁰⁴Pb izotopunu doğrulamak amaçlı Pb kullanılmıştır. Yaş ve grafik ilişkileri çizilirken SQUID 1.03 (Ludwing, 2001) ve ISOPLOT/Ex 3.23 (Ludwing, 2003) programları kullanılmıştır. Yaş ortalamaları %95 güvenilirlikle bildirilmiştir.

3.1.3. Büro Çalışmaları

Araziden başlayarak laboratuara kadar devam eden tüm çalışmalarda birçok veri elde edilmiş ve bu veriler büroda birlikte değerlendirilmiştir. Bu süreç içinde yapılan çalışmalar kısaca şu şekilde özetlenebilir. Arazide topoğrafik harita üzerine çizilen jeolojik harita ile birlikte stratigrafik kolon kesit, bilgisayar çizim programları yardımıyla detaylandırılarak yeniden çizilmiştir. Çizilen bu harita üzerinde, petrografik, kimyasal ve jeokronolojik amaçlı alınan örnek noktaları işaretlenmiştir. Ayrıca jeolojik haritadan yararlanılarak, inceleme alanının jeolojik enine kesitleri de çıkarılmıştır. Petrografik, mineralojik, kayaç analizleri sonucunda elde edilen verilerde, yine jeolojiye uygun çeşitli hazır paket programlarında değerlendirilerek grafik ve tablo haline getirilmiştir. Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda ortaya çıkan tüm veriler birleştirilip, yorumlanmış ve sonuçta tez yazımı Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları'na uyularak gerçekleştirilmiştir.

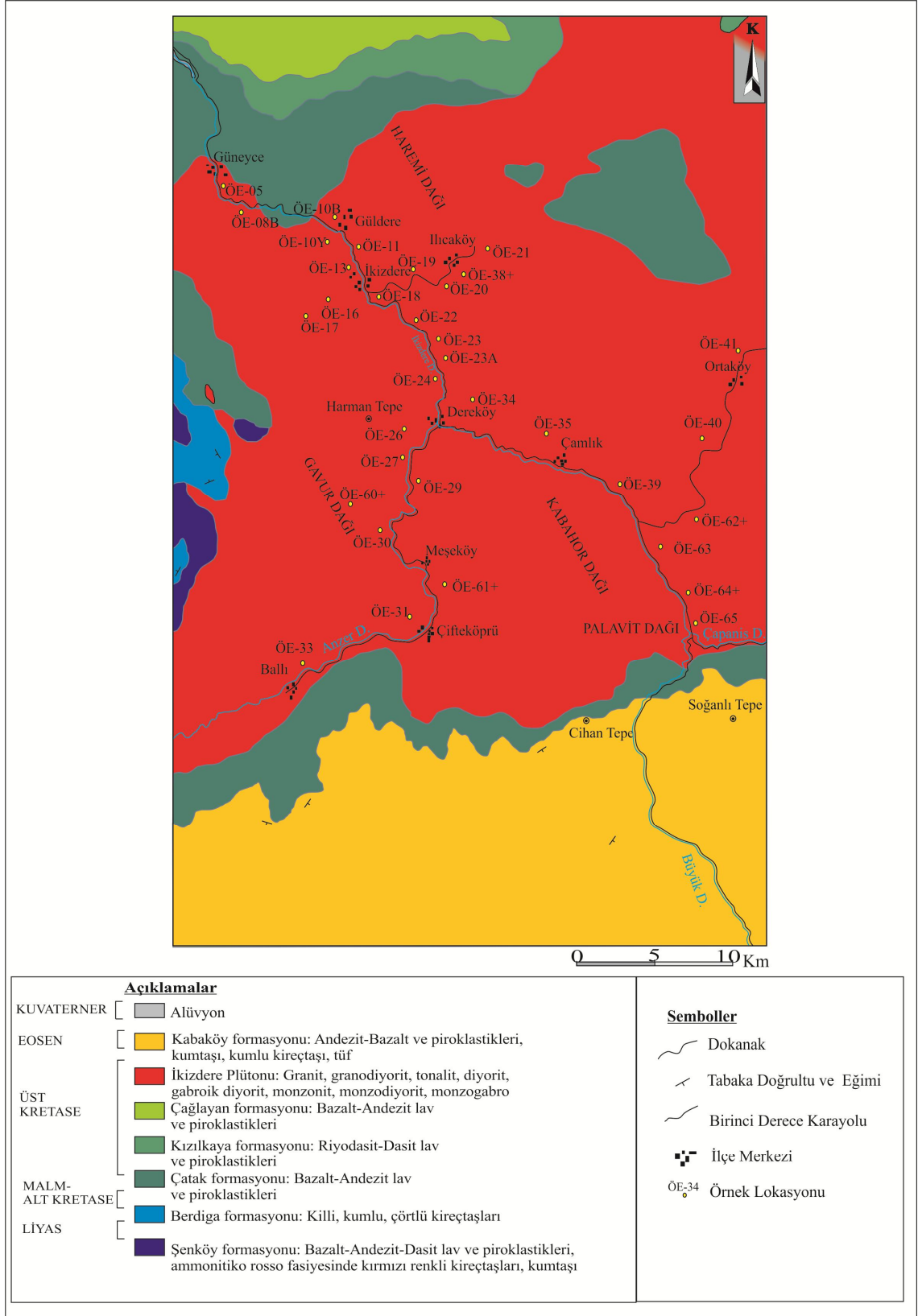
4. İRDELEME ve BULGULAR

4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi

Çalışma alanı ve çevresinde bulunan kayaçlar, litostratigrafik sınıflama ve adlama kuralları esas alınarak tanımlanmış ve inceleme alanına ait genel stratigrafi ortaya konulmaya çalışılmıştır (Şekil 4.1). Çalışma alanında Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı birimler yüzeylemektedir. Volkanitler ve volkanosedimanlardan oluşan, Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy formasyonu çalışma alanında mostra veren en yaşlı birimdir. Şenköy formasyonu üzerine uyumlu bir biçimde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı neritik karbonatlardan oluşan Berdiga formasyonu gelir. Bu neritik karbonatların üzerinde ise uyumlu bir biçimde Üst Kretase volkanitleri ve volkanosedimanları bulunmaktadır. Üst Kretase volkanitleri ve volkanosedimanları, üç ayrı formasyon olarak değerlendirilerek haritalanmıştır. Alttan üste doğru bu birimler ise, Bazalt andezit lav ve piroklastitleri ile kumtaşı, marn ve killi kireçtaşlarından oluşan, Turoniyen-Santoniyen yaşlı Çatak formasyonu, riyodasit lav ve piroklastitlerinden oluşan, Turoniyen-Santoniyen yaşlı Kızılkaya formasyonu ve bazalt andezit lav ve piroklastitlerinden oluşan, Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Çağlayan formasyonudur. İkizdere plütunu bu Üst Kretase birimlerini keserek içerisine sokulmuştur. Kretase volkanit ve volkanosedimanlarının üzerine uyumsuz bir biçimde, Andezit-bazalt lav ve piroklastitleri ile kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve tüflerden oluşan, Tersiyer yaşlı Kabaköy formasyonu gelmektedir. Çalışma alanında en genç birim olarak Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunmaktadır (Şekil 4.2).

MESOZOYİK		SENZOYİK		ÜST SİSTEM
JURA	KRETASE	TERSİYER	KUV.	SİSTEM
Alt-Orta Jura	Üst Kretase	Eosen		SERİ
Şenköy	Turoniyen Santoniyen	İpresiyen Lüttesiye		KAT
	Kızılıkaya	Kabaköy	Alüvyon	FORMASYON
	Çatak			LİTOLOJİ
	Berdiga			AÇIKLAMALAR
	Çatak Formasyonu Bazalt-andezit ve piroklastitleri, kumtaşı-marn,killi kireçtaşı			
	Berdiga Formasyonu Kumlu, çörtlü kireçtaşları, resifal kireçtaşları			
	Kızılıkaya Formasyonu Riyodasit- dasit ve piroklastitleri			
	Çağlayan Formasyonu Bazalt-andezit ve piroklastitleri kumtaşı-marn			
	Kabaköy Formasyonu Andezit-bazalt ve piroklastitleri, kumtaşı,kumlu kireçtaşı			
	Kum, çakıl			

Şekil 4.1 Çalışma alanına ait geliştirilmiş stratigrafik sütun kesit (Güven, 1993).



Şekil 4.2. Çalışma alanına ait jeoloji haritası (Güven, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

4.1.1. Şenköy Formasyonu

Çalışma alanının batısında dar bir alanda yüzlek veren Şenköy formasyonu ilk olarak Kandemir (2004) tarafından Kelkit (Gümüşhane) civarında isimlendirilmiştir. Şenköy formasyonu tabanda orta-kalın tabakalı çakıltaşı, kumtaşı ve kıltaşı aradalanması ile başlar. Bu seviyeler arasında kömür bant ve mercekleri görülür. Çakıltaşı ve kumtaşı seviyeleri litik kayaç parçası ve kuvars çakılları içerir. Kötü boylanmalı, sıkı tutturulmuştur. Tanelerin çoğunluğu ve çimentosunun tamamı silisidir. Çakıltaşı içindeki materyalin % 25 ini kuvars % 60 ını litik kayaç parçası ve kalan % 15 lik kısmını feldispatça zengin kayaçların çakılları ve bağlayıcıdan oluşur. Ayrıca kumtaşı seviyelerinde silisleşmiş ağaç parçaları da gözlenmektedir. Şenköy formasyonu içinde Ammonitico-rosso fasiyesinin özelliklerini gösteren Belemnit, Gastropod ve Pelecypod gibi makro fosil içeren kırmızı krem renkli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı seviyeleri gözlenmektedir. Şenköy formasyonu içinde andezit ve bazaltların yanı sıra diyabaz gibi subvolkanit kayaçlarda yer alır (Kandemir, 2004).

Şenköy formasyonunun çalışma alanında tabanı gözlenmemektedir. Ancak çalışma sahasına yakın çevrede, özellikle güney zonda yapılan çalışmalarda Şenköy formasyonu, Gümüşhane Granitoyidi ve Paleozoyik metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilmektedir (Kandemir, 2004). Birim üstten Berdiga Formasyonu'na (Pelin, 1977) ait karbonatlı kayaçlar ile uyumlu olarak örtülmektedir.

Kandemir (2004) Şenköy Formasyonuna ait kırmızı kireçtaşlarından derlediği örneklerde, *Involutina liasica* JONES, *Agerina martana* FARİNACCİ, *Lenticulina* sp., *Nodosaria* spp., mikro fosillerini saptamış ve Şenköy Formasyonunun yaşını Alt-Orta Jura kabul etmiştir. Bu çalışmada da Şenköy Formasyonunun yaşı Alt-Orta Jura olarak kabul edilmiştir. Kırmızı kireçtaşlarının her seviyesinde yoğun Pelecypod ve Brachiopod kavkı parçaları izlenmektedir. Bu kavkı parçalarının bazıları üzerinde yoğun canlı işlevler (oygu yapıları) bulunmaktadır. Bazı seviyelerinde Gastropoda, Ammonit parçaları, çok ince kavkılı Mollusk kavkı parçaları ve sünger spikülleri gözlenmektedir (Kandemir, 2004).

Şenköy formasyonu Hersiniyen temel üzerine transgressif olarak gelmektedir (Akin, 1979). Bir çok çalışmacı Şenköy formasyonunu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1983; Yılmaz, 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz, 2002) tipik rift çökelleri olarak tanımlamışlardır.

İnceleme alanına yakın bölgelerde yapılan çalışmalarda, Liyas volkanitleri ve volkanoklastitlerinden oluşan Şenköy formasyonu farklı isimler altında incelenmiştir. Bunlardan; (Alp, 1972)'nin Kayabaşı formasyonu, (Seymen, 1975)'in Karatepe formasyonu (Pelin, 1977)'nin Hacıören formasyonu, (Ağar, 1977)'nin Hamurkesen formasyonu (Turan, 1978)' in, Telmeyaylası formasyonu, (Eren, 1983)'ün Zimonköy formasyonu, Korkmaz (1993)'ün Gürgendağyayla formasyonu Kurt (2006)'nın Bayrambey formasyonu ile Şenköy formasyonu deneştirilebilir.

4.1.2. Berdiga Formasyonu

İnceleme alanında gri, boz, açık gri, sarımsı beyaz renklere dolomitik kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, çört bant ve yumru kireçtaşı seviyelerinde oluşan neritik karbonatlar, ilk defa (Pelin, 1977) tarafından Berdiga Dağları'nda (Alucra güneyi) Berdiga Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada da bu birim için Berdiga Formasyonu adı kullanılmıştır.

İnceleme alanının yaklaşık batısında, gözlenen Berdiga Formasyonu, tabanda koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı dolomitik kireçtaşları ile başlayıp üste doğru açık gri renkli, masif kısmen karstik boşluklu, killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşur. Birim tabanda, terrijen bileşenlerini kuvars ve feldispat parçalarının oluşturduğu bol ooidli tane taşları ile belirgindir. Üste doğru kırıntılı bileşeni ve ooidlerin sona ermesiyle, tane taşı alt fasiyesi yerini bol bentik foraminiferli tane taşı/istif taşı alt seviyesine bırakır. Bu alt fasiyes aralıklı olarak istifin sonuna kadar devam eder (Yılmaz, 2002).

Berdiga Formasyonu, Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerinde uyumlu bir biçimde yer alırken üzerinde ise Turoniyen-Santoniyen yaşlı Çatak formasyonu uyumlu bir biçimde yer almaktadır.

Kurt (2006), Berdiga formasyonundan derledikleri örneklerde, *Pseudocylammina* sp. *Trocholina* sp. *Salpingoporella* sp. *Nautiloculina* sp. *Deberina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT, VILA, *Hedbergella sigali* MOULLADE, *Cuneolina* sp. *Pseudotextularella* sp. *Neotrocholina* sp. *Globigerinelloides* sp. *Hedbergella* sp. fosillerini saptayarak birimin yaşını Malm-Erken Kretase olarak belirlemişlerdir. Bu çalışmada Berdiga formasyonunun yaşını tarafımızdan da Malm-Erken Kretase olarak kullanılmıştır.

Birimin sedimantolojik, paleontolojik ve mikrofasiyes özellikleri göz önüne alındığında, yüksek enerjili sık bir şelfte ve yer yer resifal özellik gösteren bir ortamda çökeldiği anlaşılmaktadır (Korkmaz, 1993).

Berdiga formasyonu çalışma alanı ve yakın çevresinde birçok çalışmacı tarafından farklı isimlerle incelenmiştir. Bunlardan, Alp, (1972)'nin Ferhatkaya formasyonu, Tokel (1972)'in Gümüşhane yöresindeki Kuşakkaya formasyonu, Seymen (1975)'in Reşadiye yöresindeki Hankıntepe formasyonu, Yüksel, (1976)'nın Çalıktaş formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Zınav Kireçtaşı, Bulut (1989)'un Trabzon-Çaykara yöresindeki Ataköy formasyonu, Van (1990)'ın Artvin yöresinde ayırtladığı Kristalize Kireçtaşları ve Boynukalın (1991)'in Giresun-Dereli yöresindeki Sülü formasyonu, Kurt (2006)'nın Tirebolu (Giresun) civarında isimlendirdiği Şahinkaya formasyonları ile Berdiga formasyonu denestirilebilir.

4.1.3. Çatak Formasyonu

Çalışma alanının batısında, Güneyce (Rize)'nin kuzeyinde, Ballı Köyü (İkizdere-Rize)'nün güneyinde ve Soğanlı tepe ile Cihanlı tepe civarında geniş alanlarda yüzlek veren bazik karakterli volkanotortullar ilk defa Güven (1993) tarafından Maçka (Trabzon) Değirmendere vadisi, Çatak mevkiinde isimlendirmişlerdir.

Çatak formasyonu, başlıca andezit, bazalt lav ve bunların piroklastitleri ile kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve kırmızı-bordo renkli killi kireçtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Çalışma alanında birimin tabanı koyu yeşil renkli bazalt-andezitlerle temsil edilirken üste doğru ve yanarda piroklastitlere geçiş yapmaktadır. Sedimanter-volkanosedimanter seviyeler ise volkanizmanın duraksadığı dönemlerde oluşmuştur ve volkanitler içerisinde ara seviyeler halinde gözlenmektedir. Volkanitler yer yer gaz boşlukları içermektedir. Bu gaz boşlukları daha çok kalsit ve zeolit mineralleri ile daha az oranda kuvars mineralleri tarafından doldurulmuştur. Kayaçalarda mikroskopik olarak plajyoklas ve hornblend fenokristalleri ile tali olarak titanit, rutil ve opak minereller gözlenmektedir. Birimin sedimanter düzeyleri, ince tabakalı, kurşuni gri renkli kumtaşı, marn ve şeyller ile kırmızı-bordo renkli mikritik karbonatlar ve rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Güven (1993), Çatak formasyonu içerisinde yer alan sedimanlardan alınan örneklerde tanımlanan *Globoatruncana lapparenti*, BROTZEN, *Globoatruncana linniana* d'ORBIGNY, *Marginotruncana* sp. *Globigerinella* sp. *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp. *Whiteinella* sp. fosilleri ile birimin yaşını Turoniyen-Santoniyen olarak vermiştir. Kurt (2006) aynı sedimanter seviyelerden derlediği örneklerde *Helvetoglobotruncana cf. helvetica* (BOLLI), *Praegloboatruncana* sp. *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Stomiosphaerica* (KAUFMAN), *Pithonella ovalis* (KAUFMAN), *dicarinella* sp. *Marginotruncana* sp. fosillerini saptayarak birimin yaşını Alt Turoniyen olarak vermiştir. Bu çalışmada Çatak Formasyonunun yaşı Turoniyen-Santoniyen aralığında kabul edilmiştir.

Asidik karakterli lavlardan oluşan Kızılkaya formasyonu tarafından uyumlu bir biçimde üzerlenen Çatak formasyonu tektonik hareketliliğe bağlı olarak parçalanan bir karbonat platformu üzerinde çökelmiştir (Güven 1993).

Çatak Formasyonu Schultz-Westrum (1961) tarafından isimlendirilen Alt Bazik Seri, Kurt (2006) tarafından isimlendirilen Karabulduk ve Yağlıdere formasyonları ile deneştirilebilir.

4.1.4. Kızılkaya Formasyonu

Çatak formasyonunu üzerleyen asidik karakterli lav ve piroklastitlerden oluşan Kızılkaya formasyonu, Giresun'dan Artvin'e kadar hemen hemen kesintisiz bir biçimde gözlenmektedir. Çalışma alanının kuzeyinde mostra veren birim ilk defa Güven (1993) tarafından isimlendirilmiştir.

Kızılkaya formasyonu, dasit, riyodasit lav ve piroklastitleri ile yer yer mercek biçiminde gri ve kırmızı renkli pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Dasitik ve riyodasitik lavlar genellikle sarımsı ayrışmalı, gri, beyaz, morumsu renkleri ve prizmatik kolon yapıları ile dikkat çekmektedirler. Makroskopik olarak kuvars ve plajyoklas fenokristallerinden oluşmaktadır. Mikroskopik olarak porfirik dokuya sahip olan dasitlerde, ana bileşen olarak kuvars, plajyoklas hornblend ve tali bileşen olarak apatit, titanit, zirkon ve opak mineraller yer almaktadır (Kurt, 2006).

Kızılkaya formasyonunun üst seviyelerini piroklastitler oluşturmaktadır. Volkanit çıkış merkezine yakın bölgelerde göreceli olarak daha kaba taneler, volkanit çıkış merkezine uzak bölgelerde ise ince taneli piroklastitler gözlenmektedir.

Volkanizmanın duraksadığı dönemlerde ise gri-kırmızı renkli pelajik karbonatlarla, epiklastik kumtaşları kalınlığı ve yayılımı fazla olmayan mercekler biçimde çökelmişlerdir.

Kızılıkaya formasyonu Karadeniz Bölgesinde, Kutlular, Çayeli, Murgul, Cerattepe ve Kuvarşan gibi "Volkanojenik Masif Sülfid" yatakları içermesi dolayısıyla önemli bir yer tutmaktadır.

Asidik volkanizma ürünleri ile kırmızı karbonatlardan oluşan birim Çatak formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken üzerinde ise bazalt-andezit lav ve piroklastitlerden oluşan Çağlayan formasyonu uyumlu bir biçimde yer alır.

Volkanizma ile eş yaşlı mercekse pelajik karbonatlardan eski çalışmacılar tarafından yapılan paleontolojik tayinler neticesinde birimin yaşı Turoniyen-Santoniyen olarak belirlenmiştir.

Kızılıkaya formasyonu hem VMS yatakları hem de kırmızı renkli karbonatlar içermesinden dolayı derin deniz ortamına işaret etmektedir.

Kızılıkaya formasyonu, Shultz-Westrum (1961) tarafından isimlendirilen alt asidik seri ve Kurt (2006) tarafından isimlendirilen Alemağaç formasyonu ile denestirilebilir.

4.1.5. Çağlayan Formasyonu

Kızılıkaya formasyonu üzerine uyumlu bir biçimde gelen Çağlayan formasyonu bazik karakterli volkanitler, volkanoklastitler ve çökel kaya aralanmasından oluşmaktadır. İnceleme alanının yaklaşık kuzeyinde mostra veren birim ilk defa Güven (1993) tarafından isimlendirilmiştir.

Volkanotortul bir istifi kapsayan birimde egemen kaya türünü bazalt-andezit lav ve piroklastitleri oluşturmaktadır. Volkanit faaliyetin duraksadığı dönemlerde, kumtaşı, marn ve kırmızı-bordo renkli killi kireçtaşları birim içerisinde ara seviyeler halinde çökelmiştir.

Çağlayan formasyonunda lavlar genel olarak yeşilimsi ve morumsu gri renklerde gözlenmektedir, yer yer lavlar iyi gelişmiş yastık yapıları sunmaktadırlar. Mikroskopik olarak porfirik dokulu olan birimde zonlu yapı sunan plajjoklas fenokristalleri, plajjoklas mikrolitleri, klorit ve opak minerallerinin oluşturduğu hamur dikkat çekicidir.

Klortleşme ve epidotlaşmanın yaygın olduğu lavlarda gaz boşlukları genellikle kalsit, klorit ve zeolitlerle doldurulmuştur.

Kızılkaya formasyonu üzerine uyumlu bir biçimde gelen Çağlayan formasyonu, Doğu Karadeniz Bölgesinde çoğunlukla ikinci faz asidik volkanitler olarak bilinen Çayırbağ formasyonu (Güven, 1993) tarafından uyumlu olarak örtülür. Ancak çalışma alanında Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz biçimde Çayırbağ formasyonu olmadan Eosen yaşlı Kabaköy formasyonu gelmektedir

Güven (1998)'in yapmış olduğu çalışmada, birimin içerisinde bant ve mercekler halinde gözlenen kırmızı renkli biyomikritlerden alınan örneklerde, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Helvetoglobotruncana coranata* BOLLİ, *Globotruncana cf. bulloides* VOGLER, *globigerina* sp. *Gümbelina* sp. formlarını saptamışlar ve birimin yaşını Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak vermişlerdir.

Bazaltik andezitik volkanizmanın egemen olduğu ve bu volkanizmanın dönem dönem duraksamasıyla tortul kayaçların çökeldiği denizel ortamda oluşmuştur. Kumtaşlarının yer alması ve tortul kayaçların piroklastitlerle ardalanmalı olması, çökeltme ortamının zaman zaman sığlaştığının ve ani değişimlerin olduğunu düşündürmektedir.

Çağlayan formasyonu, Doğu Karadeniz Bölgesinde genellikle “Üst Bazik Seri” (Gedikoğlu, 1978) olarak bilinen birimle ve Çağlayan formasyonu içerisinde yer alan karbonat seviyeleri de Yılmaz, 1998'in Kapanboğazı formasyonu ile deneştirilebilir.

4.1.6. İkizdere Granitoyidi

Çalışma alanının büyük bir kısmında büyük bir batolit şeklinde mostra veren birim, ismini İkizdere (Rize) ilçesinden almaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesinde geniş alanlarda gözlenen yaklaşık doğu-batı uzanımlı magmatiklerin orta kısmını oluşturan İkizdere Granitoyidi granit, granodiyorit, tonalit, kuvarsmonzonit, diyorit ve gabroyikdiyorit bileşimli kayaçlardan ve monzonit, monzodiyorit ve monzogabro bileşimli anklavlardan oluşmaktadır. Plütonda gözlenen bütün kaya litolojilerinde mineral birlikteliği benzer olup, plajyoklas, kuvars, K-feldispat, amfibol, biyotit, piroksen ana mineral parajenezlerini oluştururken tali mineral olarakta sfen ve apatit gözlenmektedir. İkizdere Granitoyidi'nde monzonit, monzodiyorit ve monzogabro

bileşimli anklavlar ana kayaçlarına göre oldukça ince taneli olup benzer mineral parajenezi sunarlar. Anklavların boyutları 1-2 cm'den 30-40 cm'ye kadar değişmekte olup, genellikle elipsoidal biçimli ve yer yer düzensiz kenarlıdır. Kaya anklav dokanağı keskin geçişli olup, genellikle metamorfizma izleri içermemektedirler.

İkizdere Granitoyidi Üst Kretase yaşlı Çatak formasyonu, Kızılkaya formasyonu ve Çağlayan formasyonlarını, keserek yükselmişlerdir.

Plütonun kristallenme yaşı, 28 analizin ağırlıklı ortalamasına göre Shrimp $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 76.21±0,79 My olarak bulunmuştur.

Doğu Karadeniz Bölgesin'deki Geç Mesozoyik magmatizması, kalk-alkalenden yüksek-K kalk-alkalin bazalt ve andezite kadar değişim gösterir ve okyanusal yitimle ilişkili bir rift yay ortamını karakterize eder (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Boztuğ vd., 2004; Boztuğ vd., 2006; Altherr vd., 2008). Son zamanlarda, oldukça lokal ve küçük kütleler halinde Maastrichtian-Paleosen yaşlı ve yüksek potassik karakterli plajiyolösititler belirlenmiştir (Altherr ve diğ., 2008). Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki volkanik yayın, volkanizmanın yarı denizel karakterine dayanarak, ekstansiyonel bir yay olduğu söylenebilir. Böyle bir durumda, İkizdere Plütonu'nun, bir çarpışma sonrası ekstansiyonel şartlardan ziyade bir yitim ortamındaki ekstansiyonel safhaya bağlı olarak geliştiği anlaşılmaktadır.

İnceleme alanı dışında yer alan Mesozoyik yaşlı magmatikler farklı isimler altında incelenmiştir. Shulze-Westrum (1961) Harşit civarında yaptıkları çalışmada birimi "Harşit Graniti", Aynı birimi Gedikoğlu (1977) "Harşit Granit Karmaşığı" Güven (1993) "Kaçkar Batoliti II" Boztuğ (2006) ise "Birleşik Kaçkar Batoliti" ismini kullanarak incelemişlerdir.



Şekil 4.3. İkizdere Granitoyidinin genel görünümü

4.1.7. Kabaköy Formasyonu

Çalışma alanının güneyinde geniş bir alanda mostra veren Kabaköy formasyonu ilk defa Güven (1993) tarafından Kabaköy (Gümüşhane) civarında isimlendirilmiştir.

Kabaköy formasyonunun tabanında kırmızı-bordo renkli konglomera ve kumtaşları, bunların üzerinde ise marn, kiltası ve kumlu karbonatlar bulunmaktadır. Bu kırıntılıların üzerinde ise çalışma sahasında Volkanik kayaç ve piroklastitler (Aglomera) yer almaktadır. Bu aglomeralar, olivin-ojitli bazalt çakıllarından meydana gelmiş olup, çakılların boyutu 1cm ile 30 cm arasında değişir (Korkmaz, 1993). Bağlayıcı madde tuf olup, yer yer masif görünümlü, sert, yer yer de ayrışmadan dolayı elde kolayca ufalanabilir. Lavlar porfiritik dokulu olup bazen cm. boyutlarına ulaşan bol hornblend kristalleri birim için tipiktir, ayrıca lavlarda plajyoklas ve ojit mineralleri tali bileşen olarak da rutil ve opak mineralleri gözlenmektedir.

Bazaltik-andezitik volkanitlerden oluşan Çağlayan formasyonu üzerine transgressif olarak gelen Kabaköy formasyonu, alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Kurt (2006), Kabaköy formasyonuna ait tortul seviyelerden derlediği örneklerden, *Assilina cf. exponens* SOWERBY, *Assilina sp. Nummulites sp. Discocyclina sp* fosillerini tespit ederek birimin yaşını Lütesiyen olarak vermiştir. Güven (1998), birimin kumlu karbonat seviyelerinden derlediği numunelerde *Nummulites cf. perforatus* MONTFORT, *Nummulites cf. globulus* LEYMERIE *Nummulites lehneri* SCHAUB, *Assilina exponses* SOWERBY *Nummulites sp. Discocyclina sp* formlarını saptayarak birimin yaşını Lütesiyen olarak vermiştir. Ayrıca Kurt (2006) birimin volkanit seviyelerinden K-Ar yöntemiyle yapmış olduğu radyometrik yaş tayini ile birimin yaşını $38 \pm 0,8$ my olarak belirlemişlerdir.

Çalışma alanında gözlenmemesine rağmen bölgede yapılan çalışmalarda saptanan (Kurt, 2006) iri kavkılı nummulitli seviyeler ve yer yer kömür merceklerinin mevcudiyeti birimin sığ denizel ve karasal geçiş ortamlarını işaret etmektedir.

Kabaköy formasyonu, Korkmaz (1993) tarafından tanımlanan Foldere formasyonu, Kurt (2006) tarafından Tonya-Vakfikebir (Trabzon) arasında tanımlanan Tonya formasyonu, Gedik (1992) tarafından tanımlanan Kaplıca ve Melyat formasyonları ile deneşirilebilir.

4.1.8. Alüvyon

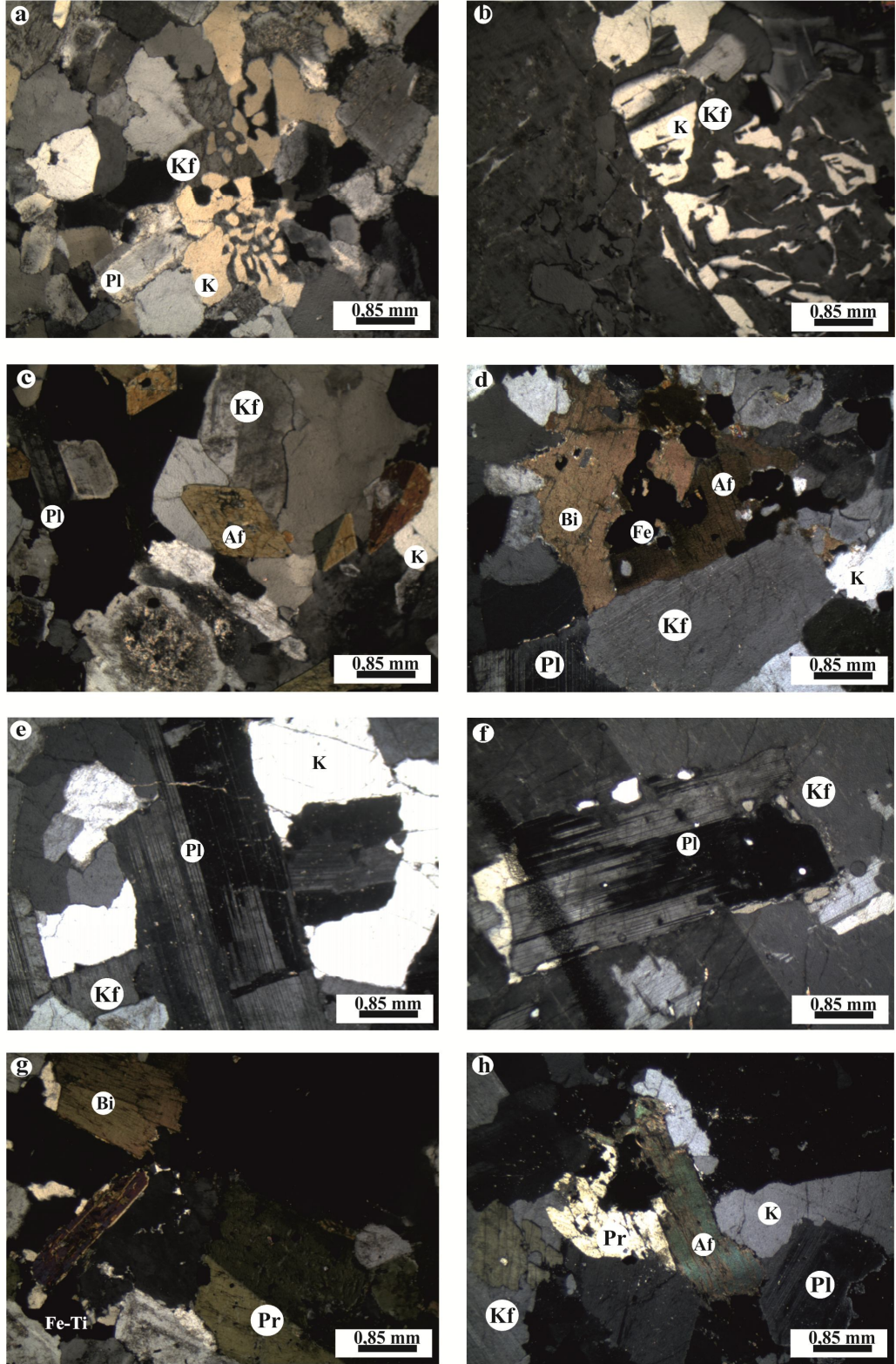
İnceleme alanının en genç birimlerini tutturulmamış kum ve çakıllardan oluşan Kuvaterner yaşlı deniz kenarları ve nehir yatakları boyunca gözlenen alüvyonlar oluşturmaktadır.

4.2. İkizdere Granitoid'inin Petrografisi

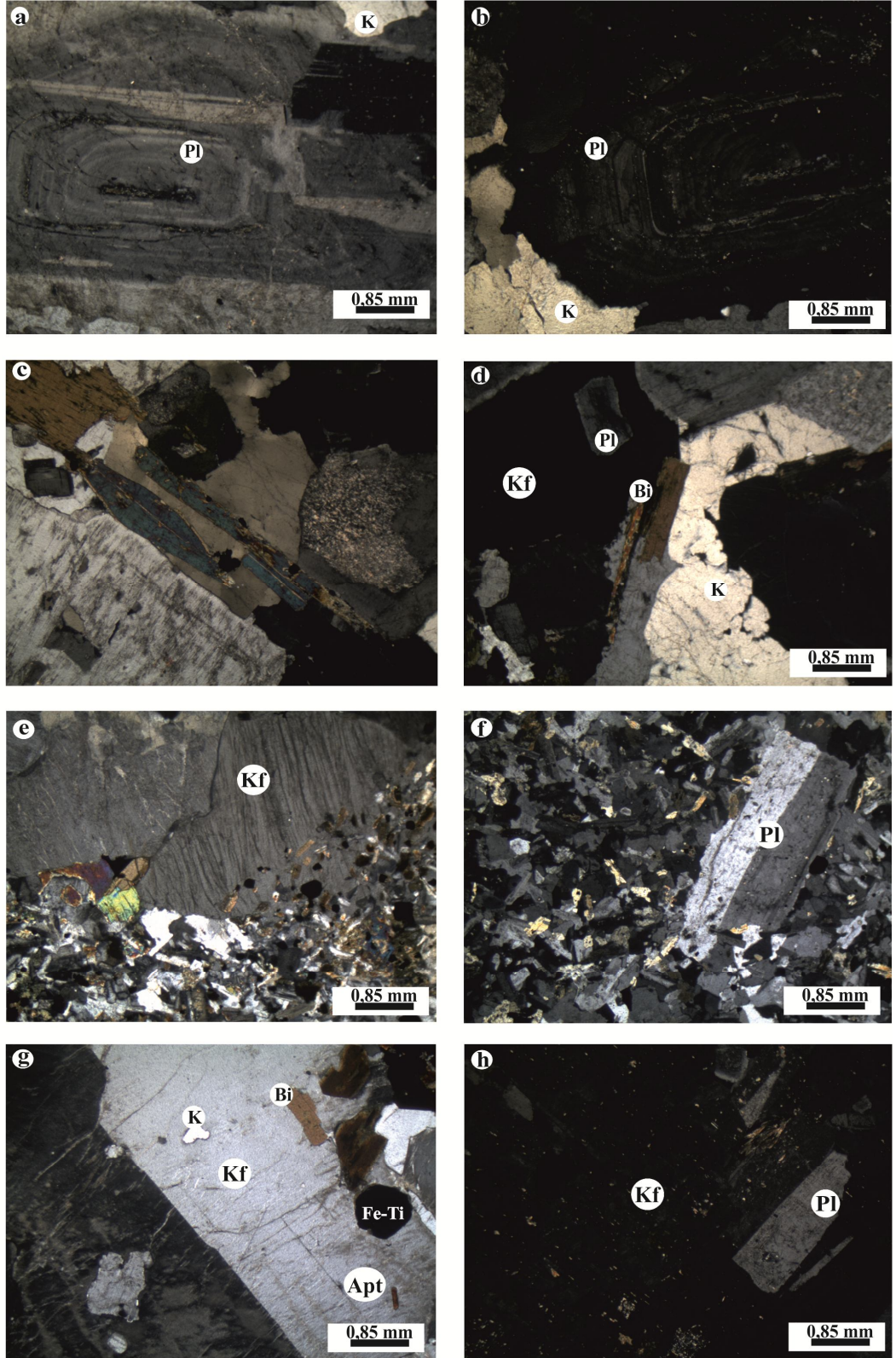
İkizdere Plütону, granit, granodiyorit, tonalit, kuvarsmonzonit, diyorit ve gabroyikdiyorit bileşimli ana kayaçları ile bunların içermiş olduğu monzonit, monzodiyorit ve monzogabro bileşimli anklavlardan oluşmaktadır. Ana kayaçların çoğu orta tane büyüklüğüne sahip ve yer yer zonlanma göstermeyen iri K-feldispat (Yaklaşık 20 mm; Şekil 4.4a) kristalleri içerirler. Plütonda gözlenen bütün kaya litolojilerinde mineral birlikteliği benzer olup, plajiyoklas, kuvars, K-feldispat, amfibol, biyotit, piroksen (çoğunlukla klinopiroksen) ve Fe-Ti oksit mineralleri bolluk sırasına göre sıralanmıştır. Mafik bileşenler genellikle amfibol, biyotit ve piroksen olup, amfibollerin

biyotit ve piroksene göre daha ağırlıklı gözlendiği belirlenmiştir (Şekil 4.4a-h). Plajioklaslar genellikle lata şekilli olup, yer yer özellikle monzonitik kayalarda magma karışımlarına işaret eden (Vernon, 1990; Hibbard, 1991; Waight vd., 2000) salınımlı zonlanma gösterirler (Şekil 4.4a,b). Ortoklas zonlanma göstermeyip, genellikle granit bileşimli kayalarda 2 cm'den daha büyük mega kristaller halinde bulunurlar (Şekil 4.4 e, g, h) ve çoğunlukla biyotit kuvars, plajioklas ve Fe-Ti oksit kapanımları içermektedirler (Şekil 4.4g, h). Kuvars genellikle özşekilsiz olup, zaman zaman K-feldispat ile sığ derinlik yerleşimlerine işaret eden yazı dokusu özelliği gösterirler (Şekil 4.4a, b). Amfibol genellikle özşekilli-yarıözşekilli, mükemmel dilinim gösteren kristaller halinde bulunurlar (Şekil 4.4c) ayrıca yer yer mızrak biçimli ve özşekilli amfibollere de rastlanmaktadır (Şekil 4.5c). Bu dokusunda genellikle magma karışımı ile oluştuğu iddia edilir (Vernon, 1990; Hibbard, 1991; Waight vd., 2000). Biyotitler genellikle yarı özşekilli lameller halinde bulunurlar, zonlanma göstermezler (Şekil 4.4d, g) yer yer magma karışımlarına işaret eden bıçağımsı biyotitler de gözlenir (Şekil 4.5b). Piroksenler genellikle özşekilsiz olup, klinopiroksenlerden oluşmaktadırlar, yapılarında yer yer amfibol dönüşümleri gözlenmektedir (Şekil 4.4a). Fe-Ti oksitler çoklukla özşekilsiz kristaller halinde olup, bazen iri kristaller içinde kapanım halinde bulunmaktadırlar (Şekil 4.4d ve Şekil 4.5g). Zirkon tali mineral olarak tüm kayalarda rastlanmaktadır. Yer yer tali olarak, kapanım halinde apatitlere rastlanmaktadır. Sfen genellikle Fe-Ti oksitlerin çevrelerinde gözlenir.

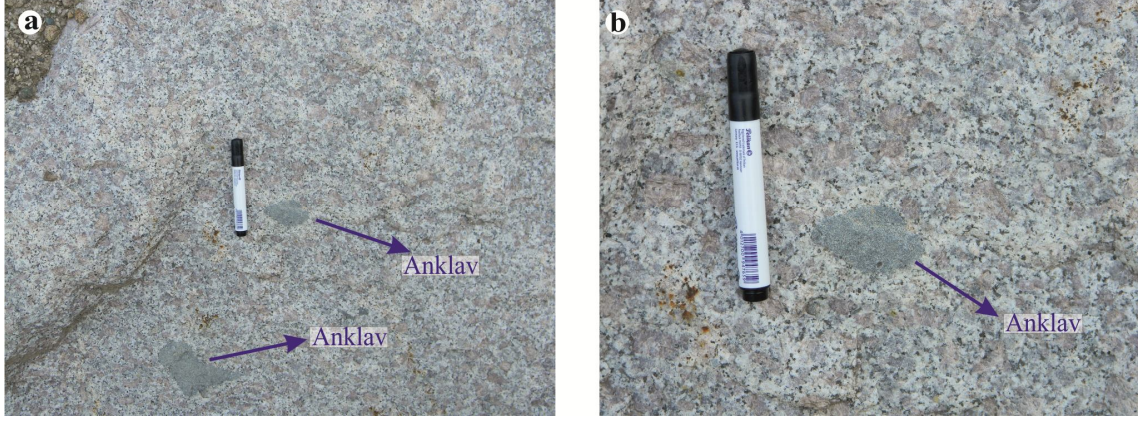
İkizdere Plütönu'ndaki monzonit, monzodiyorit ve monzogabro bileşimli anklavlar ana kayalarına göre oldukça ince taneli olup benzer mineral parajenezi sunarlar. Anklavların boyutları 1-2 cm'den 30-40 cm'ye kadar değişmekte olup, genellikle elipsoidal biçimli ve yer yer düzensiz kenarlıdırlar (Şekil 4.6). Ana kaya anklav dokanağı keskin geçişli olup, genellikle metamorfizma izleri içermemektedirler. (Şekil 4.5e). Anklavlar ana kayalarla benzer mineral parajenezi göstermesine rağmen, daha çok ferromagnezyen mineral ihtiva ederler. İnce taneli anklavlar içerisinde gözlenen iri plajioklas latalarının magma karışımı sırasında mekaniksel transferle oluştuğu savunulur (Kumar vd., 2004, Didier vd., 1991) (Şekil 4.5f). Magma karışımına işaret eden bir başka doku ise ana kaya anklav dokanağında yer alan iri minerallerin anklavlar içerisindeki mafik ve felsik mineralleri bünyesine almış olmasıdır (Şekil 4.5e)



Şekil 4.4 İkizdere Plütönu'na ait kayaların mikroskop görünüşleri Kf: K-Feldispat, Pl: Plajiolklas, K: Kuvars, Amf: Amfibol, Bi; Biyotit Fe: Demir Pl: Plajiolklas, Pir; Piroksen



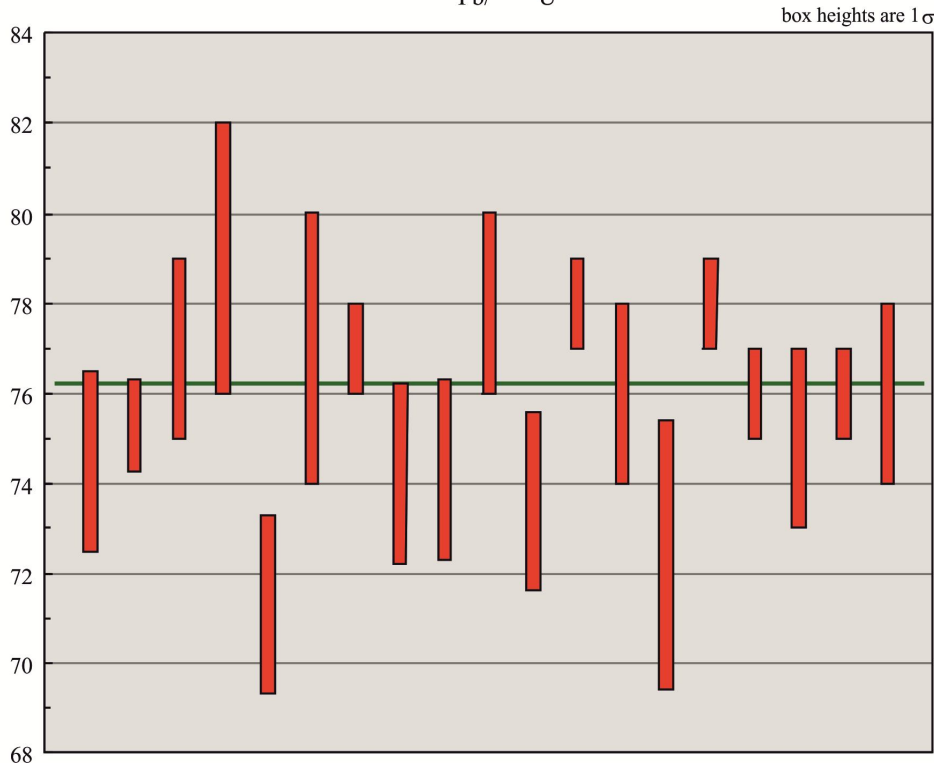
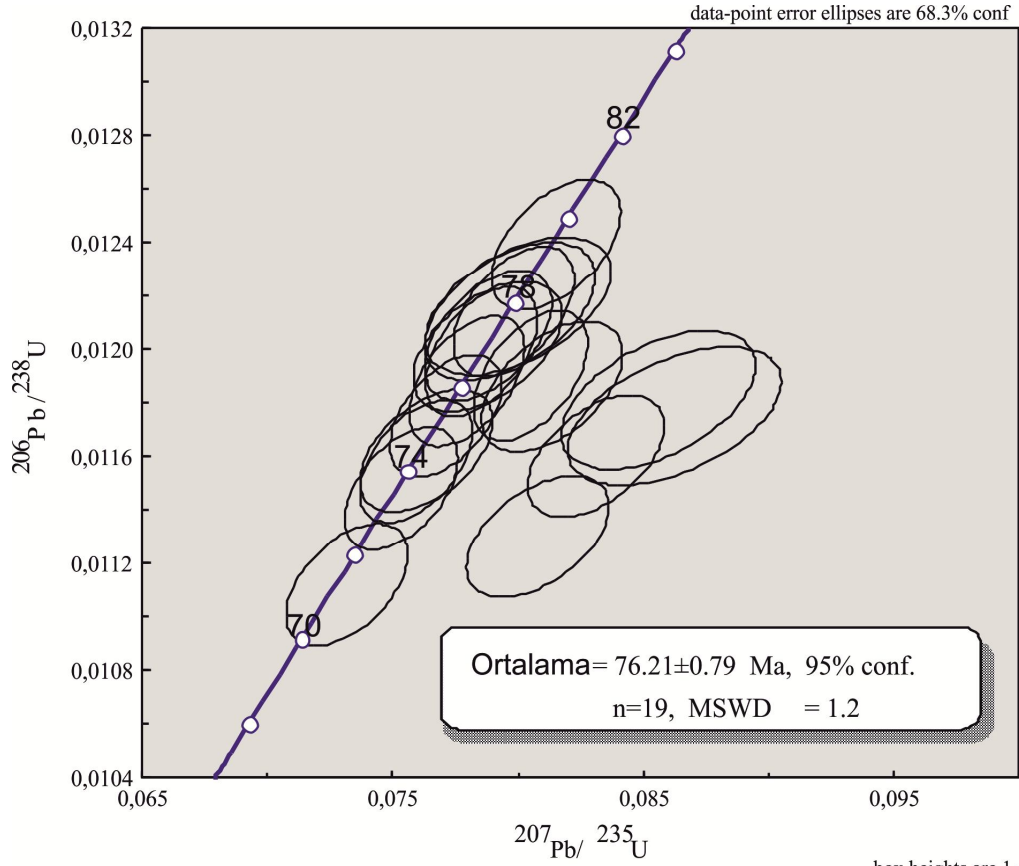
Şekil 4.5 İkizdere plütönuna ait örneklerin, magma karışım dokularının mikroskop görüntüleri Kf: K-Feldispat, Pl: Plajiolklas, K: Kuvars, Apt: Apatit, Bi; Biyotit Fe-Ti: Demir-Titan Oksit Pl: Plajiolklas,



Şekil 4.6 İkizdere plütünü içerisindeki anakayaç-anklav ilişkisi

4.3. İkizdere Granitoid'inin Jeokronolojisi

İkizdere Plütönüne ait ÖE-18 numaralı numune (monzonit) bol oranda zirkon taneleri ihtiva etmektedir. Zirkonlar, uzunluğu en fazla 200µm olan kısa prizmatik ve renksizdirler. Zirkonlar salınımlı zonlanma ve piramidal sonlanma sunmaktadırlar ve bu magmatik bir kökene işaret etmektedir (Pupin, 1980). Çekirdekte kalıntı zirkon bulunmamaktadır. Farklı kristallerden yaklaşık 28 nokta analizi yapılmıştır. Analizlerin konkordiya diyagramları çizilmiş (Şekil 4.7) ve zirkon SHRIMP U-Pb izotop sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. Plütönün kristalleşme yaşı, 28 analizin ağırlıklı ortalamasına göre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 76.21±0,79 My olarak verilmiştir.



Şekil 4.7 İkizdere plütönuna ait zirkon U-Pb Konkordiya(a), ortalama yaş diyagramları(b)

Tablo 1. İkizdere Plütonu'na ait SHRIMP zirkon U-Pb Yaş Verileri

Analiz noktası	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ *	1 σ	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{T}$	1 σ	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ yaş (My)	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş (My)	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$ h yaş (My)	$\pm 1\sigma$
<i>Örnek ÖE-18 (İkizdere Plütonu)</i>																
0998-1	0.05257	0.0018	0.08741	0.0030	0.01206	0.00017	0.00429	0.00006	0.89	0.01	85	3	77	3	87	1
0998-1	0.04783	0.0013	0.08938	0.0025	0.01355	0.00018	0.00403	0.00004	0.76	0.01	87	2	87	2	81	1
0998-3	0.04793	0.0027	0.08993	0.0050	0.01361	0.00020	0.00451	0.00007	0.97	0.01	87	5	87	3	91	1
0998-5	0.04775	0.0019	0.09183	0.0036	0.01395	0.00021	0.00446	0.00009	1.48	0.01	89	3	89	2	90	2
0998-6	0.04784	0.0010	0.08285	0.0019	0.01256	0.00016	0.00400	0.00005	1.56	0.02	81	2	80	3	81	1
0998-7	0.04774	0.0020	0.08088	0.0035	0.01228	0.00017	0.00406	0.00006	0.86	0.01	79	3	79	2	82	1
0998-8	0.04784	0.0017	0.08840	0.0031	0.01340	0.00018	0.00434	0.00006	0.88	0.01	86	3	86	2	88	1
0998-9	0.05349	0.0017	0.08961	0.0028	0.01204	0.00017	0.00386	0.00006	0.95	0.01	75	3	77	2	78	1
0998-10	0.06537	0.0037	0.11926	0.0066	0.01295	0.00024	0.00410	0.00013	1.31	0.01	85	7	83	2	83	1
0998-11	0.05097	0.0018	0.09347	0.0033	0.01330	0.00019	0.00365	0.00005	0.71	0.01	91	3	85	2	74	1
0998-12	0.04773	0.0019	0.08391	0.0033	0.01275	0.00018	0.00432	0.00006	1.14	0.01	82	3	82	1	87	1
0998-13	0.05113	0.0023	0.09041	0.0041	0.01282	0.00018	0.00327	0.00005	0.68	0.01	88	4	82	2	66	1
0998-14	0.04795	0.0033	0.09051	0.0062	0.01369	0.00022	0.00435	0.00009	0.85	0.01	88	6	88	1	88	2
0998-15	0.04776	0.0028	0.08794	0.0052	0.01335	0.00020	0.00349	0.00006	0.87	0.01	86	5	85	3	70	1
0998-16	0.05203	0.0027	0.09689	0.0050	0.01350	0.00022	0.00337	0.00007	0.86	0.01	94	5	86	3	68	1
0998-17	0.04780	0.0022	0.08784	0.0041	0.01332	0.00020	0.00363	0.00006	0.78	0.01	85	4	85	2	73	1
0998-18	0.06359	0.0013	0.010867	0.0023	0.01212	0.00017	0.00386	0.00005	0.43	0.01	75	5	78	2	78	1
0998-20	0.05065	0.0019	0.08714	0.0032	0.01248	0.00018	0.00398	0.00006	0.95	0.01	85	3	80	2	80	1
0998-21	0.04773	0.0025	0.08119	0.0044	0.01234	0.00017	0.00389	0.00006	0.84	0.01	79	4	79	2	78	1
0998-22	0.04770	0.0014	0.08299	0.0025	0.01262	0.00017	0.00377	0.00005	0.73	0.01	81	2	81	2	76	1
0998-23	0.04751	0.0036	0.09145	0.0069	0.01396	0.00021	0.00457	0.00009	1.22	0.01	89	6	89	3	92	2
0998-24	0.05281	0.0028	0.09832	0.0051	0.01350	0.00021	0.00313	0.00007	0.78	0.01	95	5	86	3	64	1

4.4. İkizdere Granitoid'inin Jeokimyası

İkizdere Plütununun jeokimyasal ve petrolojik karakterini ortaya koymak ve jeodinamik evrimini açıklayabilmek için 34 adet taze granitoid numunesinin ana ve eser element kimyasal analizleri gerçekleştirilmiştir.

4.4.1. Ana ve İz Elementler

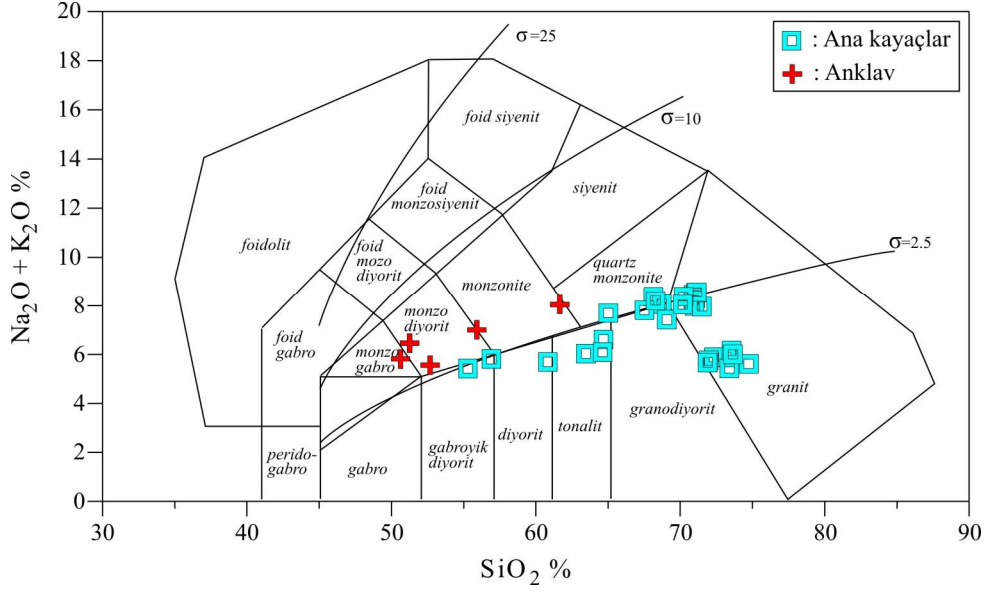
İkizdere Plütunu'nun kimyasal karakterinin ortaya konulması için derlenen örneklerin ana ve iz element içerikleri Tablo 2'de verilmiştir. Plütunun içermiş olduğu kayaç grupların belirlenebilmesi için Middlemost (1994)'ün önermiş olduğu sınıflama diyagramı kullanılmıştır. Söz konusu diyagrama aktarılan kimyasal verilere göre, İkizdere Plütunu'ndaki ana kayaçların, gabroyik diyorit, diyorit, tonalit, kuvars monzonit, granodiyorit ve granit bileşimli oldukları, mafik mikrogranüler anklavların ise monzogabro, monzodiyorit ve monzonit bileşimli oldukları anlaşılmıştır (Şekil 4.8). Plütunun içermiş olduğu ana kayaçlar, metalumin karakterden peralumin I-tipi karaktere kadar değişim gösterirken, mafik mikrogranüler anklavlar ise çoklukla metalumin I-tipi bileşimlidirler (Şekil 4.9). Alkali Doygunluk indekleri, ($ADI = \frac{\text{molar } Al_2O_3}{\text{molar } (CaO+K_2O+Na_2O)}$) ana kayaçlarda 0.86 ila 1.04 arasında, anklavlarda ise, 0.77 ila 0.85 aralığında değişmektedir. Ana kayaçlar, kalk-alkalin ve yüksek potasyumlu kalk-alkalin kimyasal karaktere sahipken, anklavlar, yüksek potasyumlu kalk-alkalin ve şoşonitik kimyasal yönseme sunarlar (Şekil 4.9b). Ana kayaçların SiO_2 (% ağı.) içerikleri 55.29-74.74 aralığında, anklavların SiO_2 (% ağı.) bollukları 51.26-61.65 aralığında değişim sunmaktadır. Plütonda gözlenen tüm kayaçların kimyasal bollukları değerlendirildiğinde, kimyasal boşluğun olmadığı gözlenir ki, buda plütunun tek bir magmatik sokulumla oluştuğuna işaret eder.

Tablo 2. İkizdere Plütonu'na ait ana ve iz element değerleri

Sample	10ÖE0 5	10ÖE 08B	10ÖE 10B	10ÖE 10Y	10ÖE 11	10ÖE 13	10ÖE 16	10ÖE 17	10ÖE 18	10ÖE 19	10ÖE 20	10 ÖE 21	10ÖE 22	10ÖE 23	10ÖE 23A	10ÖE 24	10ÖE 26	10ÖE 27
Rock type	Granit	Granit	gdyt	Gdyt	Gmdyt	granit	mnzd	mnzd	mnz	mnz	mnzd	mnzd	mnzd	mnzd	mnzgb	mnzgb	mnzd	mnzgb
SiO ₂	73.17	72.33	55.29	56.91	71.96	73.40	71.89	68.12	71.03	68.70	69.07	67.51	70.91	71.07	68.28	70.93	70.98	71.50
TiO ₂	0.22	0.28	0.82	0.80	0.28	0.25	0.27	0.30	0.25	0.28	0.28	0.39	0.22	0.22	0.31	0.24	0.24	0.23
Al ₂ O ₃	13.58	14.18	17.37	18.45	14.04	13.73	14.04	15.67	14.52	15.28	15.06	14.96	14.28	14.63	15.14	14.34	14.28	14.11
Fe ₂ O ₃ ¹	3.39	2.95	9.40	8.21	3.52	3.10	3.53	3.49	2.36	3.40	3.70	4.59	2.93	2.39	3.75	2.95	2.84	2.77
MnO	0.07	0.05	0.17	0.15	0.07	0.05	0.07	0.1	0.11	0.09	0.09	0.19	0.09	0.08	0.13	0.09	0.09	0.09
MgO	0.47	0.53	3.24	2.18	0.69	0.53	0.70	0.90	0.62	0.82	0.84	1.08	0.51	0.53	0.89	0.57	0.60	0.61
CaO	2.57	2.84	7.22	6.44	3.11	2.96	3.24	2.58	2.01	2.62	2.88	2.78	1.87	1.90	2.47	1.93	2.03	2.01
Na ₂ O	4.18	4.52	3.00	3.41	3.80	3.93	3.91	3.89	3.63	3.90	3.98	3.83	3.87	3.75	3.83	3.61	3.62	3.65
K ₂ O	1.71	1.38	2.50	2.54	1.97	1.52	1.78	4.50	4.69	4.19	3.46	4.00	4.61	4.81	4.39	4.63	4.38	4.33
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.30	0.34	0.07	0.06	0.06	0.11	0.09	0.10	0.10	0.17	0.08	0.08	0.18	0.09	0.09	0.09
LOI	0.5	0.8	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.1	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.6	0.6	0.5
Total	99.93	99.93	99.93	99.73	99.74	99.91	99.92	99.91	99.77	99.90	99.78	99.80	99.83	99.89	99.88	99.81	99.88	99.90
Mg#	22	26	41	35	28	25	28	34	34	32	31	32	26	31	32	28	29	30
ASI	1.01	1.00	0.84	0.92	1.00	1.02	0.99	0.98	0.99	0.97	0.97	0.95	0.97	0.99	0.97	0.99	0.99	0.98
Rb	38	31.3	79.2	89.9	46.0	33.5	43.8	140.6	254.4	126.1	115.7	230.3	240.5	207.7	330	215.3	217.1	220
Sr	116.1	131.8	450.9	480.9	167.5	189.2	162.6	284.4	233.7	315.2	311.9	275	217.4	215.4	284.7	222.6	216.5	199.6
Ba	440	347	858	1020	549	509	544	1297	437	1285	1019	394	442	680	964	598	422	391
Cs	1.1	3.2	2.5	3.2	2.2	1.0	1.2	3.4	5.0	3.0	3.8	5.7	4.5	4.0	8.4	4.9	4.7	4.9
Zr	106	152	133	170	112.5	127	118	191	144	152	170	299	160	125	204	154	146	168
Hf	4.0	5.1	3.5	4.4	3.4	3.6	3.4	5.0	4.2	3.8	4.4	7.4	4.5	3.6	5.8	4.2	4.0	5.0
Th	2.9	3.4	9.6	14.6	7.3	4.2	5.0	25.3	26.1	16.9	19.7	32.2	32.5	23.6	33.4	27.9	24.9	29.7
Pb	1.5	1.3	3.6	2.6	1.3	1.8	2.0	2.8	6.2	3.5	3.7	47.5	10.6	10.3	10.5	4.1	8.3	17.7
Nb	3.6	4.0	9.3	11.4	8.1	6.8	6.4	13.1	13.9	13.6	12.9	16.8	16.1	12.2	19.5	16.7	13.6	14.4
Y	32	36	23	27	23	19	19	21	20	19	18	36	22	17	21	21	19	18
Ni	17	3	8	5	8	7	9	4	4	6	19	10	23	3	10	10	17	8
Co	4	4	22	16	5	4	5	5	4	5	6	6	3	3	5	3	4	4
V	21	24	212	109	39	30	39	40	31	39	41	55	28	28	46	36	33	31
Zn	26	16	49	49	25	24	27	33	32	34	26	61	32	24	40	31	25	27
La	13.1	16.0	34.4	43.6	23.1	20.2	19.5	57.3	24.8	41.3	49.8	75.5	46.8	34	46.3	48.8	36.7	29.6
Ce	31.1	39.0	72.7	86.8	47.0	39.6	39.0	108.5	53.8	79.8	93.5	153.4	94.8	64.2	85.6	6.8	67.4	57.8
Pr	3.55	4.62	7.65	9.10	4.69	3.98	3.87	9.67	5.50	7.28	8.18	14.05	8.24	6.42	8.43	8.57	6.85	5.81
Nd	14.2	18.5	27.7	32.5	15.2	13.3	13.4	31.7	19.2	23.3	26.0	45.1	25.4	22.8	29.3	27.8	24.1	19.7
Sm	3.30	4.23	5.58	6.31	2.91	2.5	2.5	4.74	3.56	3.92	4.07	7.85	4.21	3.56	4.49	4.50	4.10	3.33
Eu	0.69	0.86	1.44	1.65	0.72	0.81	0.72	0.78	0.71	0.83	0.81	1.06	0.68	0.69	0.72	0.75	0.76	0.62
Gd	3.84	4.82	5.03	5.60	3.03	2.45	2.71	3.63	3.08	3.75	3.11	6.18	3.16	2.85	3.55	3.42	3.21	2.79
Tb	0.72	0.86	0.78	0.90	0.57	0.47	0.47	0.61	0.52	0.57	0.53	1.07	0.59	0.46	0.58	0.58	0.53	0.47
Dy	4.5	5.39	4.27	4.66	3.44	2.64	2.95	3.38	2.83	3.07	2.68	5.70	3.26	2.78	3.17	3.31	3.03	2.58
Ho	1.03	1.17	0.80	0.97	0.77	0.60	0.64	0.69	0.61	0.65	0.57	1.18	0.69	0.53	0.68	0.66	0.63	0.58
Er	3.27	3.73	2.42	2.79	2.52	1.90	2.07	2.12	2.02	2.04	1.79	3.60	2.22	1.73	2.07	2.00	1.91	1.72
Tm	0.52	0.59	0.35	0.39	0.40	0.31	0.33	0.32	0.33	0.29	0.27	0.54	0.37	0.28	0.36	0.32	0.32	0.30
Yb	3.64	4.10	2.29	2.57	2.88	2.17	2.32	2.11	2.25	1.97	1.96	3.56	2.53	2.07	2.65	2.43	2.20	2.31
Lu	0.60	0.68	0.35	0.39	0.47	0.36	0.39	0.35	0.36	0.31	0.32	0.55	0.42	0.32	0.45	0.39	0.35	0.38
(La/Yb) _{cn}	2.43	2.63	10.13	11.44	5.41	6.28	5.67	18.31	7.43	14.13	17.13	14.30	12.47	11.07	11.78	13.54	11.25	8.64
Eu/Eu*	0.59	0.58	0.83	0.84	0.74	0.99	0.84	0.57	0.65	0.66	0.69	0.46	0.57	0.66	0.55	0.58	0.64	0.62
T _{Zr} (°C)	750.1	777.6	711.1	746.7	751.5	765.6	753.9	786.8	768.8	767.5	777.4	823.4	775.1	756.5	792.6	774.8	770.7	782.1

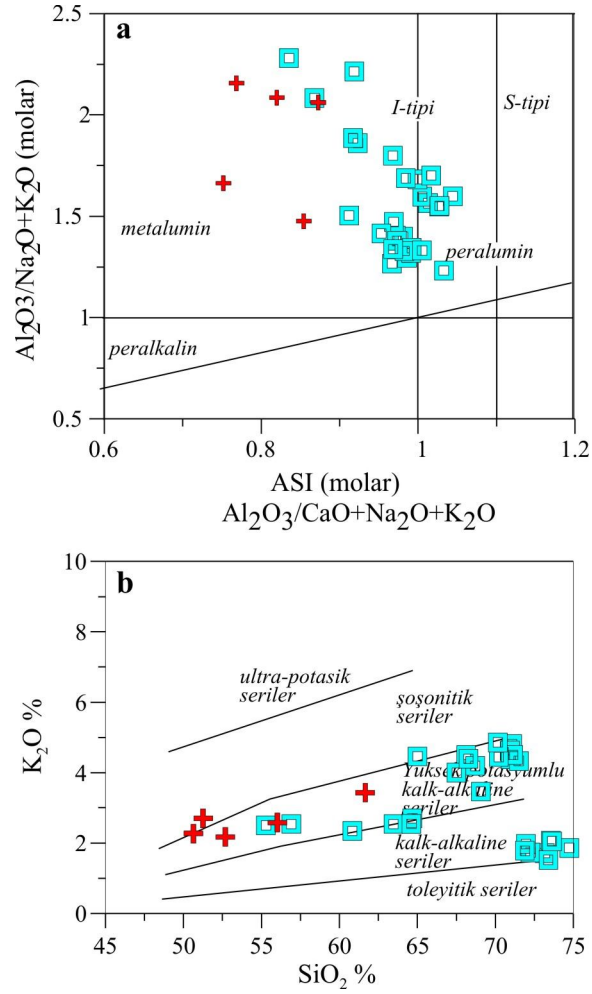
Tablo 2'nin devamı

Sample	10ÖE 29	10ÖE 30	10ÖE 31	10ÖE 33	10ÖE 34	10ÖE 35	10ÖE 39	10ÖE 40	10ÖE 63	10ÖE 65	10ÖE 41	10 ÖE 60+	10ÖE 61+	10ÖE 64+	10ÖE 38+	10ÖE 62+
Rock type	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnz</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnz</i>	<i>mnz</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzd</i>	<i>mnzgb</i>	<i>mnzgb</i>
SiO ₂	63.46	71.14	70.22	64.68	60.83	64.62	74.74	73.55	65.01	70.16	73.64	52.68	50.63	56.01	51.26	61.65
TiO ₂	0.37	0.21	0.22	0.34	0.48	0.36	0.20	0.19	0.54	0.35	0.20	0.82	0.95	0.83	1.00	0.62
Al ₂ O ₃	15.79	14.17	14.17	14.97	16.81	17.01	16.23	13.07	13.87	15.21	13.99	13.50	17.10	17.27	16.71	18.77
Fe ₂ O ₃ ^t	4.70	2.45	2.44	4.38	6.14	4.70	2.78	2.80	5.03	2.88	3.06	9.43	11.26	6.92	10.13	4.85
MnO	0.12	0.10	0.07	0.12	0.16	0.22	0.05	0.04	0.09	0.05	0.07	0.23	0.29	0.14	0.29	0.15
MgO	1.73	0.49	0.57	1.68	2.36	1.55	0.45	0.40	1.73	1.04	0.47	4.57	4.80	4.08	3.43	2.35
CaO	4.71	1.17	1.96	4.38	6.26	4.97	2.36	2.47	3.57	2.15	2.41	7.85	7.00	6.66	6.79	4.46
Na ₂ O	3.51	4.08	3.96	3.93	3.58	3.61	3.77	4.12	3.25	3.20	3.97	3.41	3.56	4.44	3.78	4.63
K ₂ O	2.54	4.50	4.44	2.70	2.13	2.5	1.86	2.06	4.46	4.86	2.05	2.17	2.27	2.58	2.70	3.43
P ₂ O ₅	0.14	0.08	0.09	0.15	0.19	0.14	0.05	0.05	0.17	0.11	0.05	0.21	0.29	0.36	0.46	0.24
LOI	2.7	1.4	0.9	0.6	0.6	0.9	0.6	0.4	0.7	1.1	0.5	1.3	1.4	1.0	1.1	0.8
Total	99.90	99.78	99.80	99.75	99.80	99.91	99.94	99.81	99.86	99.92	99.76	99.75	99.76	99.75	99.67	99.81
Mg#	42	28	31	43	43	39	24	22	40	41	23	48	45	54	40	49
ASI	0.92	1.03	1.00	0.97	0.86	0.92	1.04	1.02	0.91	0.97	1.02	0.77	0.82	0.75	0.87	0.85
Rb	62.9	137.6	137.3	84.1	63.0	83.5	33.8	47.2	179.0	206.9	47.3	86.6	150.5	211.1	131.0	139.5
Sr	529.3	325.1	328.6	431.3	564.8	469.1	153.6	144	315.6	316.3	139.3	360.4	304.8	439.7	502.6	393.8
Ba	1044	1072	1001	993	1021	877	623	553	681	412	555	615	522	245	1334	443
Cs	1.7	3.1	1.9	4.9	2.4	3.9	1.3	3.8	7.6	13.3	2.3	3.7	15.4	12.6	12.5	14.5
Zr	108	169	141	94	122	117	105	102	216	190	104	102	103	157	121	167
Hf	3.1	5.1	4.0	2.6	3.3	3.5	3.0	3.0	6.2	5.7	3.1	2.6	3.1	4.3	3.1	4.1
Th	8.3	25.5	12.3	5.9	8.5	7.0	6.2	5.2	31.5	58.2	6.4	9.7	8.5	13.0	6.1	12.0
Pb	6.1	40.3	6.5	4.2	15.8	18.9	2.4	2.7	10.2	11.9	3.2	5.0	3.1	9.9	4.4	10.7
Nb	9.3	23.5	21.6	8.8	8.6	9.1	5.1	4.6	21.1	22.5	4.9	7.5	9.1	17.1	13.0	17.4
Y	13.5	15.0	13.7	13.9	16.2	13.5	22.1	17.6	26.8	19.6	20.9	20.5	23.7	16.3	32.9	14.7
Ni	6.4	6.8	5.9	4.0	5.2	12.6	10.5	13.2	21.1	18.1	16.7	9.5	7.8	20.2	2.3	9.3
Co	9.5	4.0	2.2	7.5	12.8	7.6	3.2	2.8	10.9	5.1	3.4	26.7	28.9	19.6	18.5	10.5
V	92	19	24	77	133	72	20	16	100	47	17	264	283	184	209	107
Zn	41	60	25	34	44	60	13	11	28	22	20	42	75	47	71	32
La	28.0	41.3	37.5	23.0	31.5	26.2	19.6	15.3	37.3	89.8	19.3	26.4	36.1	35.9	31.7	36
Ce	51.4	71.1	63.5	43.9	57.0	50.5	40.4	31.7	76.0	126.3	39.8	55.2	67.5	73.2	77.5	69.0
Pr	5.31	6.62	5.94	4.72	6.03	5.24	4.38	3.40	7.86	10.56	4.24	6.24	8.29	8.18	9.66	6.94
Nd	18.1	21.4	18.8	17.0	21.9	18.6	16.3	12.9	26.7	31.8	15.1	24.9	30.6	29.8	39.0	23.7
Sm	3.05	3.37	2.93	3.09	3.79	3.21	3.17	2.51	5.38	4.87	2.94	4.82	6.09	5.04	8.05	4.25
Eu	0.87	0.86	0.72	0.90	1.03	0.91	0.56	0.53	0.88	0.85	0.55	1.32	1.51	1.15	1.82	0.86
Gd	2.46	2.37	2.01	2.58	3.22	2.45	3.11	2.44	4.38	3.47	2.84	4.39	5.13	3.99	7.51	3.09
Tb	0.40	0.41	0.35	0.40	0.49	0.49	0.56	0.44	0.75	0.57	0.50	0.67	0.77	0.57	1.09	0.48
Dv	2.34	2.09	2.11	2.23	2.66	2.26	3.21	2.50	4.29	3.07	2.94	3.67	4.06	3.00	5.80	2.34
Ho	0.46	0.48	0.43	0.46	0.53	0.44	0.75	0.55	0.90	0.64	0.66	0.73	0.82	0.57	1.16	0.46
Er	1.37	1.49	1.28	1.34	1.62	1.32	2.17	1.81	2.80	2.00	2.17	2.11	2.45	1.57	3.29	1.37
Tm	0.22	0.25	0.23	0.22	0.25	0.21	0.38	0.30	0.46	0.33	0.35	0.31	0.36	0.26	0.49	0.23
Yb	1.44	1.85	1.67	1.41	1.55	1.39	2.63	2.07	3.29	2.38	2.48	2.00	2.40	1.63	3.22	1.48
Lu	0.24	0.32	0.27	0.23	0.25	0.24	0.43	0.34	0.49	0.37	0.40	0.31	0.36	0.25	0.46	0.24
(La/Yb) _{cn}	13.11	15.05	15.14	11.00	13.70	12.71	5.02	4.98	7.64	25.44	5.25	8.90	10.14	14.85	6.64	16.40
Eu/Eu*	0.96	0.92	0.90	0.97	0.90	0.99	0.54	0.65	0.55	0.63	0.58	0.87	0.82	0.78	0.71	0.72
Tz ^(°C)	727.7	788.4	767.6	722.1	722.1	733.4	754.1	747.9	783.9	790.1	750.2	671.9	677.4	706.8	698.9	744.8



Şekil 4.8 İkizdere Plütönuna ait örneklerin Middlemost (1994) diyagramındaki dağılımları. σ , $(K_2O+Na_2O)^2/(SiO_2-43)$ oranı olup, Rittmann indeksi olarak tanımlanır.

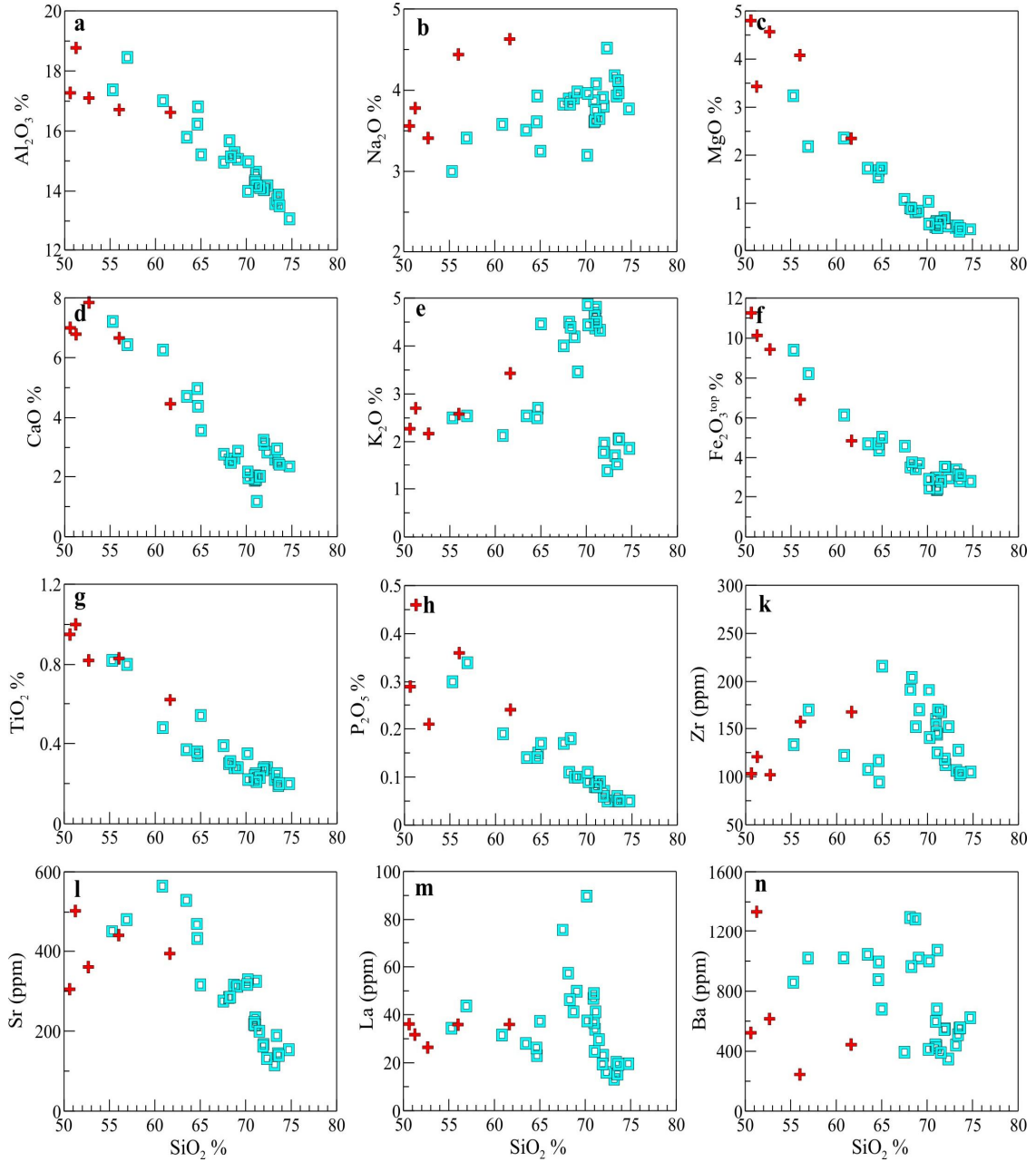
Plütönun içermiş olduğu ana kayaçların Mg# değerleri, orta ve düşük olup, geniş aralık (22-42) sunarlar. Buna karşın, anklavlarda bu değer, daha yüksektir ve daha dar bir aralıkta (40-54) değişir. Ana kayaç ve anklavların TiO_2 (% ağı.) içerikleri, oldukça benzer olup 0.19-1.00 aralığındadır. Al_2O_3 (% ağı.) içeriği ana kayaçlarda (13.58-17.34) kayık kapanımlarına (13.50-18.77) göre daha düşüktür. Kayaçların K_2O içerikleri, SiO_2 içeriği ile pozitif değişim gösterirken, Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 ve $Fe_2O_3^{top}$ içerikleri ile negatif değişim sunarlar (Şekil 4.10). Söz konusu Harker diyagramlarında Na_2O içerikleri düzgün değişim sunmamaktadır (Şekil 4.10b). Harker diyagramlarındaki mevcut değişimler, fraksiyonel kristallenme ile uyumlu olup, daha sonra tartışılacaktır.



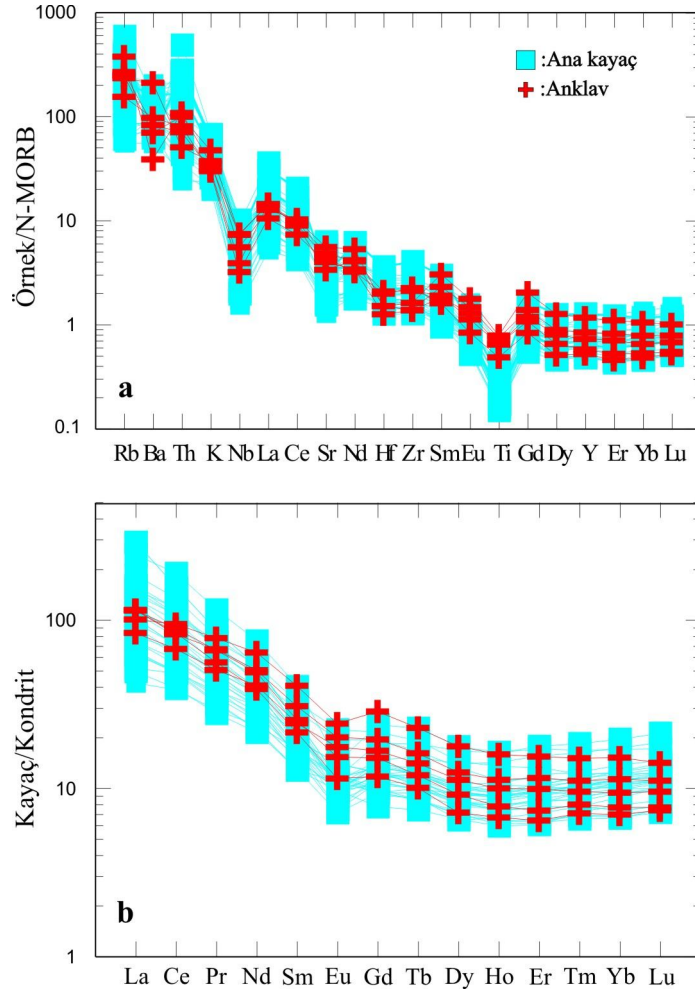
Şekil 4.9 İkizdere plütönuna ait örneklerin **(a)** Al_2O_3/Na_2O+K_2O (molar) oranına karşın ASI [Maniar ve Piccoli (1989)] diyagramındaki, **(b)** K_2O içeriğine karşın SiO_2 diyagramındaki yerleri. Toleyitik, kalk-alkalin, yüksek-K kalk-alkalin ve şösonitik alan sınırları, Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından belirlenmiştir.

Plütönun içermiş olduğu tüm örnekler, büyük iyon yarıçaplı litofil (BİYL) elementlerce (Rb, Th, K ve Ba) zenginleşme gösterirler. Ayrıca örnekler, N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında, Ti ve Nb gibi yüksek alan enerjili (YAE) elementlerin negative anomalileri ile karakteristiktirler (Şekil 4.11a). Örneklerin kondrite göre Nadir Toprak Element (NTE) patternleri Şekil 4.11b'de görülmektedir. Plütönuna ait örnekler, hafif NTE lerden ağır NTE lere doğru kuvvetli bir fraksiyonlaşma ile karakteristiktirler. Ana kayaç ve bunların içermiş olduğu anklavların NTE patternleri oldukça benzer olup, ana kayaçların ağır NTE içerikleri, anklavların ağır NTE patternlerine göre bir miktar yukarı içbükey pattern gösterirler (Şekil 4.11b).

Kayaçlar çoklukla dar aralıkta Eu/Eu* oranlarına (0.46-0.99;) sahiptirler ve zayıf negatif Eu anomalileri göstermektedirler (ana kayaç; Eu/Eu*= 0.46-0.99, Anklav; Eu/Eu*= 0.71-0.87). İkizdere Plütonu'na ait örneklerin, genellikle YAE element bollukları düşüktür (Nb, Hf ve Zr; örneğin Nb çoklukla <15 ppm).



Şekil 4.10 Harker değişim diyagramları **a)** SiO₂ karşın Al₂O₃; **b)** SiO₂ karşın Na₂O; **c)** SiO₂ karşın MgO; **d)** SiO₂ karşın CaO; **e)** SiO₂ karşın K₂O; **f)** SiO₂ karşın Fe₂O₃^{tot}; **g)** SiO₂ karşın TiO₂; **g)** SiO₂ karşın P₂O₅; **k)** SiO₂ içeriğine karşın Zr içeriği; **l)** SiO₂ içeriğine karşın Sr içeriği; **m)** SiO₂ içeriğine karşın La içeriği ve **n)** SiO₂ içeriğine karşın Ba içeriği.



Şekil 4.11 (a) Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element değişim modelleri [normalize değerleri, Sun and McDonough (1989)'den alınmıştır]. (b) Kondrite göre normalize edilmiş [Boynton (1984)] nadir toprak element bolluk patternleri.

4.5. İkizdere Granitoyidi'nin Petrojenetik Modeli

İkizdere plütonuna ait hibrid magma kaynağından türemiş olabileceği düşünülen kayalar, gabroyik diyoritten granite kadar değişim göstermektedirler. Yüksek-K kalk-alkalin karakterli kayaların kökenine yönelik çok sayıda araştırma gerçekleştirilmiştir. Tüm bu araştırmalara dayanarak, bu tür kayaların petrojenezlerinin ortaya konulması için iki farklı model önerilmektedir: (i) Göreceli olarak yüksek basınç koşullarında mafik alt kabuğun kısmi ergimesinden oluşan saf kabuksal ergiyikten türemiş olabilirler (Roberts ve Clemens, 1993; Liu ve diğ., 2002) (ii) veya kabuki ve manto türevli ergiyiklerin karışımı ile oluşan hibrid bir magmanın diferansiyasyonu ile

gerçekleşebilirler (Barbarin, 1999; Ferré ve Bernard, 2001; Chen vd., 2003; Yang vd., 2007). Bu çalışmadaki tüm petrografik, mineralojik ve jeokimyasal veriler, bu kayaların petrojenetik özelliklerini, magma karışım olayları ile açıklanabileceği ikinci modeli desteklemektedir. İkizdere plütounundaki jeokimyasal değişimlerin olası sebebi, çoklu element diyagramları kullanılarak aydınlatılmaya çalışılmıştır. Söz konusu oluşum modeli için elde edilen bulgular aşağıda tartışılacaktır.

4.6. İkizdere Granitoyidi'nin Fraksiyonel Kristallenmesi

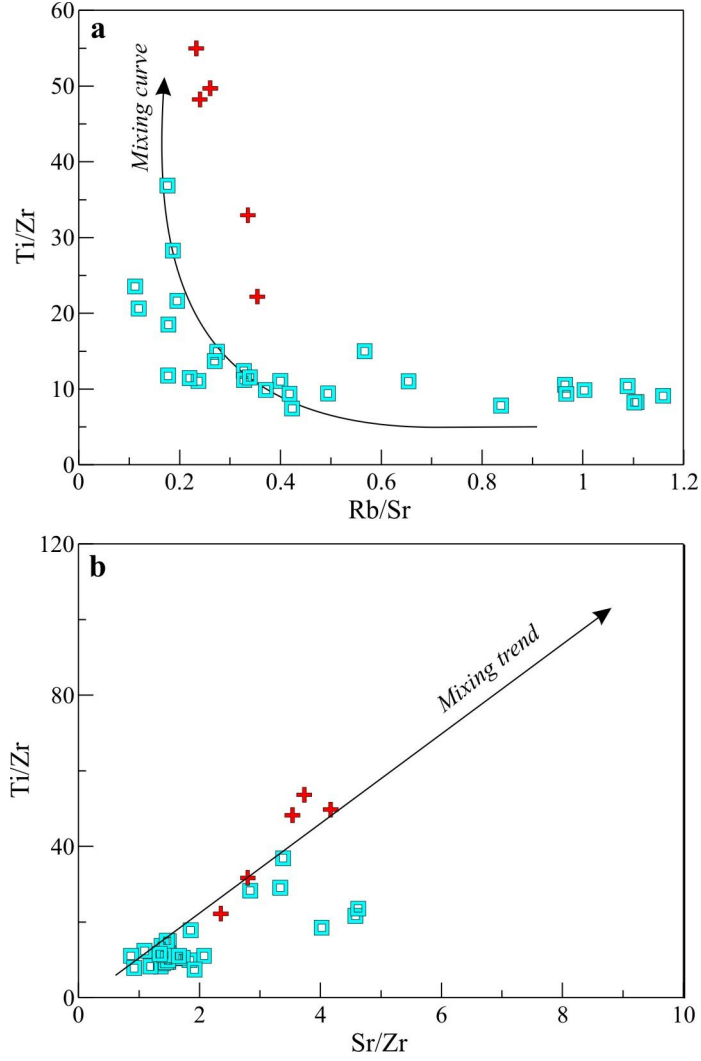
Aşağıda da ayrıntılı olarak inceleneceği üzere, örneklerin gabroyik diyoritten granite kadar değişim göstermeleri muhtemelen ana magmanın fraksiyonel kristallenme ile faklılaşmış olabileceğine işaret etmektedir. Al_2O_3 , MgO, CaO, $Fe_2O_3^{top}$, TiO_2 ve P_2O_5 içerikleri, SiO_2 içeriklerindeki artış ile kuvvetli ters orantılı biçimde azalmaktadır (Şekil 4.10). Bu ilişkiler, yüksek olasılıkla amfibol, kalsik plajiyoklas, Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasından kaynaklanmıştır. Ağır NTE, Zr ve Y içeriklerindeki tüketilme ise zircon fraksiyonlaşmasının bir sonucu olarak değerlendirilebilir. Buna ilave olarak, Harker diyagramlarında CaO, $Fe_2O_3^{top}$ ve MgO içeriklerinin SiO_2 içerikleri ile kuvvetli negative ilişkileri piroksen farksiyonlaşmasına da işaret etmektedir. İkizdere Plütunu'na ait ana kayalar ve magmatik mafik mikrogranüler anklavlar, genellikle yüksek CaO ve Sr içerikleri ile karakteristik olup, zayıf, negatif Ba, Sr ve Eu anomalileri göstermektedirler (Şekil 4.10a, b). Tüm bu ilişkiler, plajiyoklas fraksiyonel kristallenmesinin kayaların gelişim süreçlerinde önemli sayılabilecek bir etkiye sahip olduğunu göstermektedir. Tüm bu jeokimyasal özellikler, mineralojik özellikler ile uyumludur.

4.7. İkizdere Granitoyidi'nin Magma Karışımı

İkizdere Plütunu'nu oluşturan ana magmanın hibrid bir magma olduğuna işaret eden en önemli veriler, ana kayalar içerisinde gözlenen elek dokulu ve salımlı zonlanma gibi dengesizlik dokuları gösteren plajiyoklasların varlığıdır (Şekil 4.5). Bununla birlikte, ana kayalar içerisinde gözlenen mafik mikrogranüler anklavlar, önemli ölçüde, ana magmanın hibrit bir magma olduğuna delil kabul edilebilir. Önceki bölümlerde tanımlandığı üzere, magmatik anklavlar, anetaksi olayları sonucu oluşan

kalıntı (restitute) yada kümülat doku özellikleri gösteren yığışım (cognate) mineralleri özellikleri göstermezler (Şekil 4.5). Bu gözlemlere dayanarak, kayaçların oluşumunda, eş zamanlı fakat farklı kaynaktan türeyen iki ergiyiğin, henüz derinlerde ve magmanın farklılaşmaya başlamadan önce karışarak hibritleştiği ve plütonun oluşumuna katkı sağlayan tek bir hibrid magma halini aldığı analılabilmektedir.

Plütonların oluşumunda magma karışımını daha ayrıntılı açıklayabilmek için, Hollanda vd., (2003) tarafından önerilen, çoklu, dört element diyagramları kullanılmıştır. Bu çalışmaya göre, bir magmatik faaliyetin gelişimi sırasında, magma karışımı prosesi gerçekleşmiş ise, Ti/Zr oranına karşın Rb/Sr oranı diyagramında hiperbolik bir değişim, Ti/Zr oranına karşın Sr/Zr oranında ise pozitif lineer değişim gözlenmesi gerekmektedir. İkizdere plütonuna ait ana kayaç ve anklavların söz konu değişimleri gösterdikleri belirlenmiş ve bunların magma karışım prosesleri neticesinde gelişmiş olabilecekleri düşünülmüştür (Şekil 4.12a, b).



Şekil 4.12 İkizdere plütönuna ait örneklerin; (a) Ti/Zr oranına karşın Rb/Sr oranı; (b) Ti/Zr oranına karşın Sr/Zr değışim diyagramları.

4.8. İkizdere Granitoyidi'ne Ait Magmatik Anklavların Kökeni

Birçok araştırmacı, mafik mikrogranüler magmatik anklavların magma karışımı ve karışmazlığı prosesleri neticesinde oluştuklarını önermektedir (Vernon, 1984; Barbarin ve Didier, 1992; Poli ve Tommasini, 1991; Kumar ve diğ., 2004). Ancak bu oluşukların kökenleri halen tartışmalıdır. Bununla birlikte, magmatic anklavların, daha soğuk ve daha felsik bir magma içerisinde hızlı soğumaya mağruz kalarak daha ince taneli bir yapı kazanmaları, orijinlerinin magma karışım modeli ile açıklanabileceğini ağırlıklı görüştür (Vernon, 1984; Wiebe, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Perugini ve Poli, 2000; Kumar ve diğ., 2004). İkizdere Plütönü'ndeki magmatik anklavlar, ana kayaları ile benzer mineral parajenezi ve kimyasal ilişkiye sahiptir. Ayrıca plütönda

gözlenen anklavlar, ana kayaçları ile hem oval hemde diffuzif sınır ilişkilere sahiptirler. Bu bulgu, Nittmann ve diğ. (1985) ve Perugini ve diğ. (2004) tarafından da önerildiği üzere, bu oluşukları oluşturan magma ile ana kayaç ilksel magmasının aynı magmatic sistemde eş yaşlı fakat aralarında belirgin viskozite farklılığının olabileceğine işaretir. Anklavların ve içinde buldukları ana kayaçların ana ve iz element bollukları kısmen farklı olsalarda (Tablo 2), ikili diyagramlarda, bu iki örnek grubu arasında belirgin bir kimyasal boşluk gözlenmemektedir. Bü tür değişimler, ancak iki uç üyeyi temsil eden magmaların hibritleşmesi ile meydana gelebilir (Barbarin ve Didier, 1992; Wiebe ve diğ., 1997; Perugini ve diğ., 2003). Bununla birlikte, anklavların yığışım orijinli olmalarına karşı çıkan önemli iki bulgu mevcuttur. Bunlardan birincisi; anklavların içermiş olduğu, kısmen kenarları yuvarlaklanmış ve kemirilmiş plajiyoklas iri kristalları ki (Şekil 4.5); bunlar magma karışım prosesleri sırasında gelişen mekaniksel transfer olayları sonucunda gelişirler. Bu prosesin ancak iki magma arasındaki reolojik tezatlıkların çok düşük olduğu zaman oluşabileceği de vurgulanmıştır (Barbarin ve Didier, 1992; Waight ve diğ., 2000; Perugini ve diğ., 2003). İkinci bulgu ise, magmatik anklavlar içerisindeki biyotit ve amfibollerin modal bollukları % 50 den daha azdır. Oysa, ancak %50 den daha fazla ferromagnezyen mineral bollukları magmatik anklavların yığışım kökenli olabileceklerine işaret etmektedir (Donarie vd., 2005). Weinberg vd., (2001) tarafından da önerildiği üzere mafik fazlar, kuvars ve feldispatlardan daha çabuk çekirdeklenirler. Tüm bu sebeplerle incelenen anaklavlar, plütonun oluşumu sırasında magma karışım olaylarının varlığına delil sayılmakla birlikte, hibrit ana kayaçları içinde hibritleşmemiş kalıntılar (mingling) olarak tanımlanabilirler.

4.9. İkizdere Granitoyidi'nin Magma Kaynağı

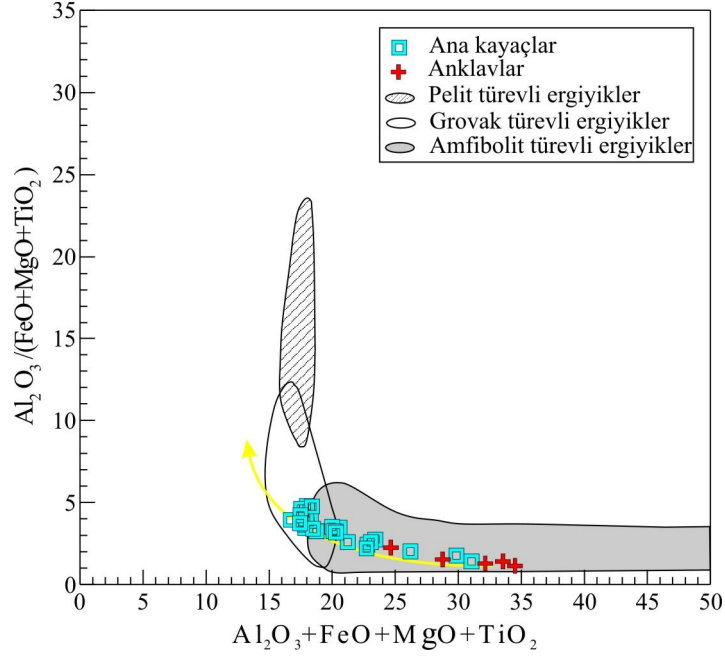
İkizdere Plütonuna ait kayaçlar genellikle yüksek potasik kalk-alkalin ve kalk-alkalin, I-tipi kimyasal özellik sunarlar. Silika içerikleri değerlendirildiğinde ($\text{SiO}_2=50-74$ % ağı.), geniş bir kimyasal aralığa sahip oldukları anlaşılır. Kayaçların Mg# değerleri, göreceli olarak düşük olmakla birlikte, 22 ila 49 gibi geniş bir aralıkta değişim gösterirler. Bu değerler, ilksel bir manto ergiyiği ile uyumlu durmamaktadır. Kayaçların sahip olduğu bu tür bileşimler; (i) bir manto kaynağının kısmi ergimesinden (Grove ve Donnelly-Nolan 1986; Han vd., 1997; Soesoo, 2000), (ii) mafik alt kabuğun kısmi

ergimesinden (Wolf ve Wyllie, 1994; Şen ve Dunn, 1994; Rapp ve Watson, 1995; Springer ve Seck, 1997) veya (iii) alt kabuk ve manto türevli ergiyiklerin karışımı sonucu oluşan bir ana magmanın kontaminasyona uğrayarak veya uğramadan fraksiyonel kristallenmeye mağruz kalmasıyla (Barbarin, 1999; Ferré ve Bernard, 2001; Chen vd., 2003; Karşlı vd., 2007; Yang vd., 2007) meydana gelebilirler.

Plütondan derlenen örnekler, örümcek diyagramlarında, negatif Ba, Nb ve Ti anomalileri göstermektedirler (Şekil 4.11a). Ayrıca geniş iyon yarıçaplı litofile ve hafif NTE lerce zenginleşme gösterirlerki, bu tipik bir kabuk türevli ergiyiğe işaret eder. Ancak, tüm bu özellikler, daima kabuk türevli bir ergiyiğin özelliği olmayıp, kısmi ergimeden önce eski bir yitim sürecinde yitim kaynaklı sıvılarca metozomatize olmuş, zenginleşmiş bir manto kaynağının kısmi ergimesinden kaynaklanan bir ergiyiğe de benzemektedir (Hawkesworth vd., 1993; Rottura vd., 1998; Cameron vd., 2003). Çok yüksek olasılıkla, kıta altı litosferik manto, erken safha yitim sürecinde kimyasal olarak BİYLE ve HNTE lerce zenginleşmiştir. Plütondan derlenen mafik mikrogranüler anklavlar göreceli olarak düşük SiO₂ (%50-61) içeriklerine ve yüksek Mg# (çoklukla >45) değerlerine sahiptirler. Bu özellikler, oluşumda manto türevli bir ergiyiğin varlığına delil sayılabilir. Anklavların düşük Ni (2-9 ppm) içerikleri (fraksiyonlaşmamış magmalarda bu değer yaklaşık 200-450 ppm arasındadır. Mafik magmanın, magma karışımından önce önemli derecede olivin, piroksen ve spinel fraksiyonlaşmasına mağruz kaldığını yansıtır. Ancak Al₂O₃ içerikleri (13.50-18.77 % ağı.) manto kaynağı ile dengeli bazik ergiyikler (Al₂O₃ <15 % ağı.) ile uyumlu görünmezler. Bu olgu, Al' ca fakir olivin ve piroksen gibi mafik fazların fraksiyonundan kaynaklanmış olabilir. Tüm bunlarla birlikte, felsik magmanın, fraksiyonlaşma ve kontaminasyon prosesleri ile evrimleşme sonucu oluşmuş olabileceği muhtemel görünmemektedir; çünkü plütondaki ana kayaçların SiO₂ içerikleri % 56'dan büyüktür ve incelenen sahada fraksiyonlaşmadan arta kalan bazik ürünlere rastlanmamıştır. Bu gözlemler, plütunun saf bir bazik magmadan fraksiyonlaşma ile türemiş olabileceği ihtimalini ortadan kaldırmaktadır.

Alternatif olarak, İkizdere plütununun mafik alt kabuğun kısmi ergimesinden kaynaklanmış olabileceği düşünülebilir. Wyllie ve Wolf (1993), Wolf ve Wyllie (1994), ve López ve Castro (2001), 1 GPa'dan daha düşük basınçlarda ve göreceli olarak yüksek sıcaklıklarda (800-900 °C) amfibolitlerin ergimeye başladığını deneysel olarak göstermiştir. Ayrıca, yaklaşık 1 GPa da, 750 °C kadar düşük sıcaklıklarda dehidrasyon

ergimesinin oluşabileğini ileri sürmüşlerdir. Bununla birlikte, mafik alt kabuktan türeyen ergiyik bileşimleri, su içeriği, kaynak bileşimi, ergime derecesi ve *P-T* şartları tarafından kontrol edilmektedir (Rapp vd., 1991; Şen ve Dun, 1994; Wolf ve Wyllie, 1994; Rapp ve Watson, 1995; Winther, 1996; López ve Castro, 2001). Son deneysel çalışmalar, kısmi ergime derecesi dikkate alınmaksızın mafik alt kabuğun kısmi ergimesiyle metalumin granitik kompozisyonda ergiyiklerin oluşabileceği savunulmuştur (Rushmer, 1991; Tepper ve diğ., 1993; Robert ve Clemens, 1993; Wolf ve Wyllie, 1994; Rapp ve Watson, 1995). İkizdere Plütonu'ndan derlenen örneklerin en felsik karakterli olanı 10ÖE-39 örneğidir ve SiO₂ değeri yaklaşık % 74 dür. Aynı örneğin Mg# değeri yaklaşık 24 dür. Bu özellikler tipik bir kabuksal ergiyikle uyumludur. Plütondan derlenen en primitif örnek ise 10ÖE-10B olup, SiO₂ değeri yaklaşık % 55, Mg# değeri 41 dir. Eğer plütону oluşturan magma direkt olarak alt kabuktaki mafik kayaların kısmi ergimesinden türemiş olsaydı, örnekler, Rapp ve Rapp ve Watson, (1995)'in deneysel ergiyiğine benzer olarak göreceli olarak düşük MgO içeriği göstermesi gerekirdi. Tablo 2'deki değerler, plütunun saf bir kabuksal ergiyikten oluşmadığına işaretetmektedir. Plütondan derlenen örnekler, düşük Al₂O₃/(FeO+MgO+TiO₂) ve yüksek Al₂O₃+FeO+MgO+TiO₂ değerlerine sahiptirler ve çoklukla amfibolit türevli ergiyik alanına düşmektedirler (Şekil 4.13). Tüm bilgiler birlikte değerlendirildiğinde, plütону oluşumunda, mafik amfibol ve plajiyoklas içeren bir alt kabuk dehidrasyona uğrayarak önemli ölçüde katkı sağlamıştır. Doğu Karadeniz Bölgesinin değişik kesimlerinde hibrid granitoidlerin kökenine yönelik yapılan çalışmalarda, manto ve alt kabuk kayalarının kaynak kaya olduğu, ancak bunlardan türeyen ergiyiklerin farklı oranlarda oluşuma katkı sağladığı anlaşılmıştır (Karlı vd., 2007; Karlı vd., 2010a). Manto katkısının %80'den daha fazla olduğu Dölek ve Sarıçiçek plütonlarında Al₂O₃+FeO+MgO+TiO₂ değerleri oldukça yüksek (Karlı vd., 2007), alt kabuk katkısının % 85 den fazla olduğu hibrit Harşit Plütonu'nda Al₂O₃+FeO+MgO+TiO₂ değerleri daha düşüktür (Karlı vd., 2010). Bu bilgiler ışığında, İkizdere plütону söz konusu değer bakımından Harşit Plütonu ile çok yakın benzerlik sunmaktadır. Bu benzerliğe dayanarak İkizdere Plütonu'nu oluşturan magma kaynağının ağırlıklı olarak mafik alt kabuk olduğu söylenebilir. Dolayısıyla, İkizdere plütununun, mafik alt alt kabuk türevli ergiyik ve kıta altı litosferik manto türevli ergiyiklerin oluşturduğu hibrit bir ana magmanın fraksiyonel kristallenmeye uğrayarak geliştiği kabul edilebilir.

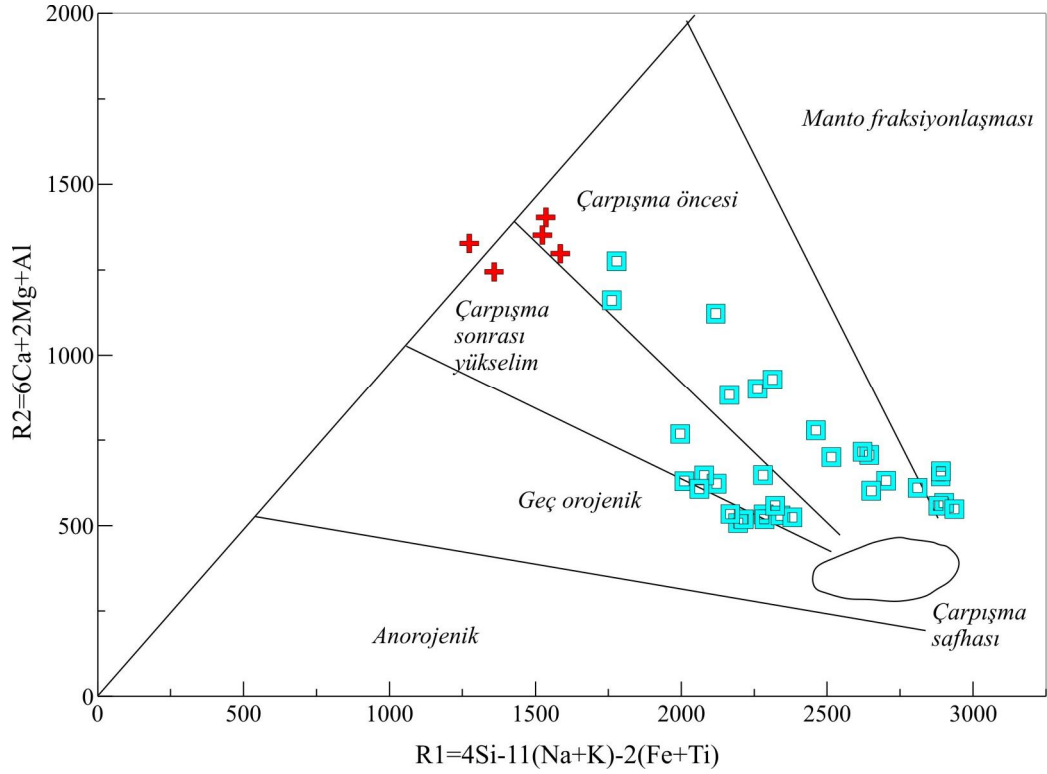


Şekil 4.13 İkizdere Plütunu'na ait örneklerin, deneysel olarak üretilen metagrovak, metapelit ve amfibolit alanları ile karşılaştırılması. Veriler, Patiño Douce (1999)'dan derlenmiştir.

4.10. İkizdere Granitoyidi'nin Jeodinamik Evrimi

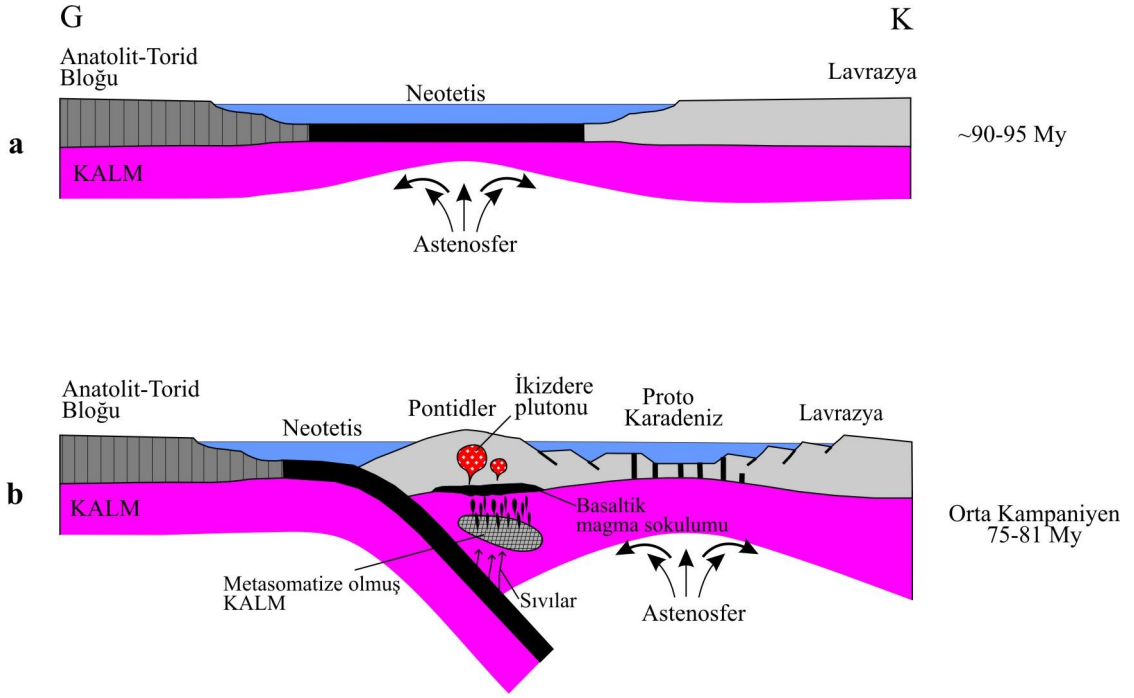
Doğu Karadeniz Bölgesinde, yüksek-K kalk-alkalin ve kalk-alkalin magmatizmanın kökeni ve bu süreçte oluşan magmatizmayı oluşturan kısmi ergime prosesi için gerekli olan sıcaklık kaynağı, uzun zamandan beri tartışılmaktadır. Yani tartışılan konu, geç Mesozoyik sürecinde Doğu Karadeniz'in altında kıta altı litosferik mantosunu ve alt kabuğu ergiten kaynağın ne olduğu ve bunun nasıl bir dinamik modelde geliştiğidir. İkizdere Plütunu, Senomaniyen-Turoniyen yaşlı andezitik ve dasitik volkanit ve piroklastlarını (Akin, 1978; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999) keserek yerleşmiştir. Plütondan elde edilen zirkon seperasyonlarında, SHRIMP zirkon U-Pb yaşlandırma yöntemiyle 76.21 ± 0.79 My yaş elde edilmiş olmakla birlikte, bu zaman diliminde bölgede İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu kuzeye doğru yitmekte olduğu yaygın olarak bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Şengör vd., 2003; Altherr vd., 2008; Karslı vd., 2010). Doğu Pontidler'deki geç Mesozoyik magmatizması, kalk-alkalinden yüksek-K kalk-alkalin bazalt ve andezite kadar değişim gösterir ve okyanusal yitimle ilişkili bir

rift yay ortamını karakterize eder (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Boztuğ vd., 2004; Boztuğ vd., 2006; Altherr vd., 2008). Son zamanlarda, oldukça lokal ve küçük kütleler halinde Maastrichtian-Paleosen yaşlı ve yüksek potassik karakterli plajiyolösitler belirlenmiştir (Altherr ve diğ., 2008). Doğu Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki volkanik yayın, volkanizmanın yarı denizel karakterine dayanarak, ekstansiyonel bir yay olduğu söylenebilir. Böyle bir durumda, İkizdere Plütunu'nun, bir çarpışma sonrası ekstansiyonel şartlardan ziyade bir yitim ortamındaki ekstansiyonel safhaya bağlı olarak geliştiği anlaşılmaktadır. Yüksek-K kalk-alkalin magmaların oluşabileceği mümkün iki tektonik model vardır; (i) yüksek-K kalk-alkalin, I-tipi kayaçlar, çarpışma sonrası ekstansiyonel ortamlarda (Pitcher, 1987), kaynak kayacın kabuk kalınlaşmasını takip eden basınç düşmesine bağlı ergimeyle (dekompresyon), (ii) Andlarda olduğu gibi (Pitcher, 1987) kıtasal yay ortamlarına sokulabilirler. Bölgede, 76 milyon yılda yitim ortamının varlığı, Geç Kretase yaşlı olduğu savunulan eklenir prizmanın varlığına bağlanır (Okay ve Tüysüz, 1999). Buna ilaveten, Doğu Karadeniz Bölgesinde kabuk kalınlaşması, Paleosen ve Erken Eosen zamanlarında gerçekleştiği savunulmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999; Karlı vd., 2011a; Topuz vd., 2011). Karlı vd. (2010a). Kabuksal kalınlaşmayı takip eden çarpışma sonrası fazda, ekstansiyonel ortama geçişin ilk safhasının yaklaşık 50 milyon yılda gelişmiş olabileceğini önermiştir.



Şekil 4.14 İkizdere Plütonu'na ait örneklerin, Batchelor and Bowden (1985) tarafından önerilen R1– R2 diyagramındaki yerleri. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Plütondan alınan örnekler, Batchelor ve Bowden (1985) tarafından geliştirilen R1-R2 sınıflama diyagramında değerlendirildiğinde, İkizdere Plütununun büyük oranda kıta-kıta çarpışma öncesi tektonik fazı karakterize ettiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.14). Bu bulguya, Bayburt yöresinde, Geç Kretase-Paleosen yaşlı ve Neotetisin kuzey yönlü yitiminin son ürünleri olarak tanımlanan plajiyto lösitlerin varlığı (Altherr ve diğ., 2008) eklendiğinde, yüksek-K kalk-alkalin magmaların bölgede çarpışma yada çarpışma sonrası dönemde oluşmuş olma ihtimali oldukça zayıflar. Dolayısıyla, yüksek-K kalk-alkalin granitik magmanın, 76 Milyon yılda, yitim ortamında oluşmuş olma ihtimali yüksektir. Tüm bu düşünce ile İkizdere Plütonu yüksek olasılıkla orta Kampaniyen'de açılmaya başlayan yay gerisi ekstansiyonel havzaya yerleşmiştir. Bu süreçte, zenginleşmiş litosferik mantonun yay gerisi gerilmeler etkisi altında yükselen astenosferin sağladığı ısı etkisi ile oluşan kısmi ergimesi sonucunda oluşan bazik magma, alt kabuğun altına sokularak kabuğun ergimesi için olanak sağlar. Oluşan iki farklı magma, alt yada orta kabuk seviyelerinde hibritleşir ve diferansiyasyona uğrayarak kabuğun sığ derinliklerine yerleşmiştir (Şekil 4.15 a, b).



Şekil 4.15. KD Türkiye'nin, (a-b) 75-95 milyon yıllar arasındaki muhtemel jeodinamik modeli ve İkizdere Plütonu'nun bu şematik gösterimdeki yeri.

5. SONUÇLAR

Çalışma alanı ve çevresinde bulunan kayaçlar, litostratigrafik sınıflama ve adlama kuralları (NACS, 1983) esas alınarak tanımlanmış ve inceleme alanına ait genel stratigrafi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı birimler ayırt edilerek incelenmiştir. Volkanitler ve volkanosedimanlardan oluşan, Alt-Orta Jura yaşlı Şenköy formasyonu üzerinde uyumlu bir biçimde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı neritik karbonatlardan oluşan Berdiga formasyonu yer almaktadır. Bu neritik karbonatlar üzerinde ise uyumlu bir biçimde Üst Kretase volkanitleri ve volkanosedimanları bulunmaktadır. Üst Kretase volkanitleri ve volkanosedimanları, üç ayrı formasyon olarak değerlendirilerek haritalanmıştır. Alttan üste doğru bu birimler ise, Bazalt andezit lav ve piroklastitleri ile kumtaşı, marn ve killi kireçtaşlarından oluşan, Turoniyen-Santoniyen yaşlı Çatak formasyonu, riyodasit lav ve piroklastitlerinden oluşan, Turoniyen-Santoniyen yaşlı Kızılkaya formasyonu ve bazalt andezit lav ve piroklastitlerinden oluşan, Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Çağlayan formasyonudur. İkizdere plütunu bu Üst Kretase birimlerini keserek içerisine sokulmuştur. Kretase volkanit ve volkanosedimanlarının üzerine uyumsuz bir biçimde, Andezit-bazalt lav ve piroklastitleri ile kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve tüflerden oluşan, Tersiyer yaşlı Kabaköy formasyonu gelmektedir. Çalışma alanında en genç birim olarak Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunur.

İkizdere Plütununun, granit, granodiyorit, tonalit, kuvarsmonzonit, diyorit ve gabroyikdiyorit bileşimli ana kayaçlar ile bunların içermiş olduğu monzonit, monzodiyorit ve monzogabro bileşimli anklavlardan oluştuğu tespit edilmiştir. Plütonda gözlenen bütün kaya litolojilerinde mineral birlikteliği benzer olup, plajyoklas, kuvars, K-feldispat, amfibol, biyotit, piroksen (çoğunlukla klinopiroksen) ve Fe-Ti oksit mineralleri bolluk sırasına göre gözlemlenmiştir. Mafik bileşenler genellikle amfibol, biyotit ve piroksen olup, amfibollerin biyotit ve piroksene göre daha ağırlıklı gözlendiği belirlenmiştir. İkizdere plütundaki monzonit, monzodiyorit ve monzogabro bileşimli anklavlar ana kayaçlarına göre oldukça ince taneli olup benzer mineral parajenezi sunarlar. Anklavların boyutları 1-2 cm'den 30-40 cm'ye kadar değişmekte olup, genellikle elipsoidal biçimli ve yer yer düzensiz kenarlıdır. Ana kayaç ve bunların içermiş olduğu magmatik anklavların, mineralojik, jeokimyasal ve jeokronolojik özellikleri bir arada değerlendirildiğinde, SHRIMP U-Pb zirkon yaşlandırması ile

kristalizasyon yaşı ~ 76 milyon yıl (Orta Kampaniyen) olarak belirlenmiş, kayaçların çoklukla I-tipi metalumin karakterli olup peralumine doğru değişen, yüksek-K kalk-alkalin ve kalk-alkalin karakterli oldukları belirlenmiştir. Mineralojik ve jeokimyasal bulgular, plütönu oluşturan magmanın litosferik manto ve alt kabuk türevli magmaların hibritleşmesiyle oluşan bir ana magmanın, plajiyoklas, amfibol, biyotit ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasına uğraması ve yükselim sırasında bir miktar kabuksal kontaminasyon etkisinde kaldığı anlaşılmıştır. Jeokimyasal veriler bölgesel jeolojik veriler ile birleştirildiğinde, İkizdere Plütönu'nun, yitim ortamıyla ilişkili yay gerisi ekstansiyonel ortamda gelişebileceği belirlenmiştir. Doğu Karadeniz Bölgesinde, yay gerisi ekstansiyonel ortama geçiş Karadenizin açılmasıyla ilişkili olmalıdır ve bu hareketler en azından 75-81 milyon yılları arasında başlamış olabileceği anlaşılmaktadır.

KAYNAKLAR

- Adamia, SH. A., Lordkipanidze, M.B., ve Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of Active Continental Margin as Exemplified by the Alpin History of the Caucasus: *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İ. Ü. Fen Fak., 59 s. İstanbul.
- Akın, H., 1979, Geologie, Magmatismus und Lagerstättenbildung im Ostpontischen Gebirge/Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. *Geology Rundschau* 68, 253-283.
- Aliyazıcıoğlu, I., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanit Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Alp, D., 1972, Geology of the Amasya Region (in Turkish): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, No. 22, 101
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Matthews, A., Friedrichsen, H., and Hansen, B.T., 1988. O-Sr İstotopic Variations in Miocene Granitoids from the Aegean: Evidence for an Origin by Combined Assimilation and Fractional Crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 528-541.
- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H. P., Satır, M., 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb İstotopic Characteristics of Paleocene Plagioclitites from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 105, 149-161.
- Altınlı, İ. E., 1970, İkizdere Granit Karmaşığı. *İÜFF Mecmuası*, 35, 161-167.
- Arslan M., Tüysüz N., Korkmaz S., Kurt H., 1997, Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 57 (2-3): 157-187.
- Arslan, M., Aslan, Z., 2006. Mineralogy, Petrography and Whole-rock Geochemistry of the Tertiary Granitic İntusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 177-193.
- Aydın, F., Karşlı, O., Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene Alkaline Volcanics with İmplications for Post Collisional Lithospheric Thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104, 249-266.

- Aydın, F., Thompson, R., Karlı, O., Uchida, H., Burt, J.B., Downs, R.T., 2009. C2/c Pyroxene Phenocrysts from there Potassic Series in Neogene Alkaline Volcanics, Ne Turkey: Their Crystal Chemistry with Petrogenetic Significance as a İndicator of P-T Conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 131-147.
- Barbieri, M., Conforta. L., Garbarino, C., Masi, U., Nicoletti, M., ve Akıncı , Ö., 2000, Geochemistry of Hydrothermally –Altered Volcanic Rocks of the Upper Volcanic Cycle from the Eastern Pontides (Northeastern Turkey), *Chem. Erde*, 60, 81-95.
- Barbarin, B., Didier J., 1992, Genesis and Evolution of Mafic Microgranular Enclaves Through Various Types of İnteraction Between Coexisting Felsic and Mafic Magmas. *Trans R Soc Earth Sci* 83: 145–153.
- Barbarin B., 1999, A Review of the Relationships Between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments. *Lithos* 46,605–626.
- Batchelor, RA., Bowden P., 1985, Petrogenetic İnterpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chem Geol* 48: 43-55
- Boynnton WV., 1984, Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson P (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 63–114
- Boynukalın, S., 1991, Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçların Jeomekanik Özellikleri, Doktora tezi 255 s., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., Yeğingil, Z., 2004, Slow Senonian and Fast Paleocene-Early Eocene Uplift of the Granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: Apatite Fission-Track Results. *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, I., Iskenderoğlu, A., 2006, Geochemical Characteristics of the Composite Kackar Batholith Generated in a Neo-Tethyan Convergence System, Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 286-302.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., 2008, K-Ar Ages of Granitoids Unrevel the Stages of Neotethyan Convergence in the Eastern Pontides and Central Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 97, 585-599.

- Bulut, F., 1989, Çambaşı (Trabzon-Çaykara) Barajı ve Uzungöl Hidroelektrik Santral Yerinin Mühendislik Jeolojisi Açısından incelenmesi, Doktora Tezi, 183s., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Cameron BI., Walker JA., Carr MJ., Patino LC., Matias O., Feigenson M. D., 2003, Flux Versus Decompression Melting at Stratovolcanos in Southeastern Guatemala. *J Volcanol Geotherm Res* 119:21-50.
- Castro, A., 2001, Plagioclase Morphologies in Assimilation Experiments: Implications for Disequilibrium Melting in the Generation of Granodiorite Rocks. *Mineral. Petrol.* 71, 31-49.
- Chappell BW., White AJR., 1992, I- and S-type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans R. Soc Edinb Earth Sci* 83:1-26.
- Chen, Y. D., Price, R. C., and White, A. J. R., 1989, Inclusions in Three S-type Granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30.
- Chen B, Jahn BM, Zhai MG., 2003, Sr–Nd İsotopic Characteristics of the Mesozoic Magmatism in the Taihang–Yanshan Orogen, North China Craton, and Implications for Archean Lithosphere Thinning. *J Geol., Soc., London* 160: 963-970.
- Clemens, L., D., Wall, V. J., 1988, Controls on the Mineralogy of S-type Volcanic and Plutonic Rocks *Lithos*, 21, 53-66.
- Çapkinoğlu, Ş. 2003, First Records of Conodonts from "The Permo-Carboniferous of Demirözü" (Bayburt), Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 199-207.
- Çoban, H., 1997. Olucak (Gumushane) ve Dolayının Jeolojisi, Petrografisi ve Jeokimyası. Doktora Tezi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, unpublished, p. 257.
- Dewey, J.F., Pitman, W.B.F., Bonnin, J., 1973, Plate Tectonics and Evolution of the Alpine system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3137-3180.
- Dodge, F.C.W., and Kistler, R.W., 1990, Some Additional Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17841-17848.
- Dokuz, A., 2000, Yusufeli (Artvin) Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi 310 s., Trabzon.

- Dokuz, A., Tanyolu, E., 2006, Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey: Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 181-209.
- Dokuz A., 2009, Hercynian Pre-Syn-Collisional Granitic Rocks from the Gümüşhane Area, Northeastern Turkey: Implications for Magma Mixing and Tectonic Setting. Lithos.
- Dokuz A, Karsli O, Chen B, Uysal, İ., 2010, Sources and Petrogenesis of Jurassic Granitoids in the Yusufeli Area, Northeastern Turkey: Implication for Pre-Post-Collisional Lithospheric Thinning of the Eastern Pontides. Tectonophysics 480:259–279.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991, Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C., Duthou, J.L., 2005, Microgranular Enclaves as Evidence of Rapid Cooling in Granitoid Rocks: the Case of the Los Pedroches Granodiorite, Iberian Massif, Spain. Contrib. Mineral. Petrol. 149, 247–265.
- Eberz, G.W., Nicholls, I.A., Maas, R., McCulloch, M.T., Whitford, D.J., 1990, The Nd-Zr-Isotopic Composition of I-Type Microgranitoid Enclaves and Their Host Rocks from the Swifts Creek Pluton, Southeast Australia. Chemical Geology. Isotope Geoscience Section 85, 119–134.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Ferre' EC., Bernard EL., 2001, Geodynamic Significance of Early Orogenic High-K Crustal and Mantle Melts: Example of the Corsica Batholith. Lithos 59: 47-67.
- Fernandez, A.N. and Barbarin, B., 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction process. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.) Elsevier, Amsterdam, p. 263-276.
- Fourcade, S., Allegre, C., J., 1981, Trace Element Behavior in Granite Genesis: A case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex, Contrib, Min. Petrol., 76, 177-195

- Fourcade, S., Javoy N., B., 1991, Sr-Nd-O Isotopic Features of MME and Host Granitoids from the Pyrenees, France: Evidence for their Hybrid Nature and Inference on their Origin, In; Didier, J., Barbarin B., Enclaves and Granite Petrology, Dev., Petrol., 13, 345-364
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1987, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Oluşumları: MTA Rapor No: 8283(Yayımlanmamış).
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S., Karataş, S., 1992, Petrology of the Magmatic Rocks in the Area Between Rize, Fındıklı and Çamlıhemşin (Eastern Blacksea Region) and Their Distribution in the Eastern Pontides (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, v. 35, p. 15-38.
- Gedik, İ., Kırmacı, M.Z., Çapkinoğlu, Ş., Özer, E., Eren, M., 1996, Doğu Pontidlerin Jeolojik Gelişimi. Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, 654-677.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit Granit Complex and Neighbouring Rocks (Giresun - Doğankent): Doktora KTÜ, Trabzon, Türkiye,
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Sedimentological Data Regarding the Opening of the Northern Branch of the Neo-Tethys (in Turkish): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 26, p. 11-19.
- Güven, İ.H., 1993, Doğu Pontidlerin 1/25 000 Ölçekli Jeolojisi ve Komplikasyonu, MTA, (Ankara) Yayımlanmamış.
- Güven, İ.H., 1998, 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları No: 57, 58, 59, 60, MTA Yayını, Ankara.
- Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., 1986, The Evolution of Young Silicic Lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the Origin of Compositional Gaps in Calc-Alkaline Series Lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92,281-302.
- Halliday, A., N., Stephens, W., E., Harmon, R., S., 1980, Rb-Sr and O Isotopic Relationships in Their zoned Caledonian Granitic Plutons, Southern Uplands, Scotland: evidence for varied sources and Hybridisation of Magmas, J., Geol., Soc., London, 137, 329-428
- Halliday, A., N., Holden, P., Reid J., B., Steig, E., 1988, Comparison between Mafic Inclusions in Granitoids of the Sierra Nevada and the Scottish Caledonian, Eose, 69, 1496

- Han BF, Wang SG, Jahn BM, Hong DW, Kagami H, Sun YL, 1997, Depleted Mantle Source for the Ulungur River A-type Granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd–Sr İstotopic Evidence and İmlications for Phanerozoic Crustal Growth. *Chem Geol.*, 138:135–159
- Hawkesworth CJ, Gallagher K, Herot JM, McDermott F 1993, Mantle and Slab Contributions in Arc Magmas. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*
- Hibbard, M., J., 1981, The Magma Mixing Origin of Mantled Feldspar, *Contrib., Mineral. Petrol.*, 76, 158-170
- Hibbard MJ., 1991, Textural Anatomy of Twelve Magma-Mixed Granitoid Systems. In: Didier J, Barbarin B., *Enclaves and Granite Petrology. Dev Petrol 13.* Elsevier, Amsterdam, pp 431-444
- Hisarlı, Z.M., 2010. Paleomagnetic Constraints on the Late Cretaceous and Early Cenozoic Tectonic History of the Eastern Pontides. *Journal of Geodynamics* doi:10.1016/j.jog.2010.12.004
- Hollanda, M., Pimentel, M.M., Jardim de Sa, E.F.,2003. Paleoproterozoic Subduction-Related Metasomatic Signatures in the Lithospheric Mantle Beneath NE Brazil: İnferences from Trace Element and Sr–Nd–Pb İstotopic Compositions of Neoproterozoic High-K İgneous rocks. *J.Am. Earth Sci.* 15, 885–900.
- Kandemir, R., 2004, Gümüşhane Yöresindeki Erken-Orta Jura Çökellerinin Sedimentolojik Özellikleri ve Çökeltme Koşulları, Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Kandemir, R., Yılmaz, C., 2009. Lithostratigraphy, Facies, and Deposition Environment of the Lower Jurassic Ammonitico Rosso Type Sediments (ARTS) in the Gümüşhane Area, NE Turkey: İmlications for the Opening of the Northern Branch of the Neo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 586-598.
- Kandemir, R., Leroşey-Aubril, R., 2011. First Report a Trilobite in the Carboniferous of Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* doi: 10.3906/yer-0911-3
- Karşlı, O., Aydın, F., Sadıklar, M.B., 2004, The Morphology and Chemistry of K-Feldspar Megacrysts from İkizdere Pluton: Evidence for Acid and Basic Magma İnteractions in Granitoid Rocks, NE Turkey. *Chemie der Erde-Geochemistry* 64, 155-170.

- Karşlı, O., Chen, B., Aydın, F., Şen, C., 2007, Geochemical and Sr-Nd-Pb İsootopic Compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for Magma İnteraction in the Genesis of High-K Calc-Alkaline Granitoids in a Post-Collision Extensional Setting. *Lithos* 98, 67-96.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Bin, C., Kandemir, R., Wijbrans, R.J., 2010a, Relative Contributions of Crust and Mantle to Generation of Campanian High-K Calc-Alkaline I-type Granitoids in a Subduction Setting, with Special Reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 467-487.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, R.J., 2010b, Generation of the Early Cenozoic Adakitic Volcanism by Partial Melting of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: İmplications for Crustal Thickening to Delamination. *Lithos* 114, 109-120
- Karşlı, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B., Kandemir, R., 2011a, Origin of A-type Granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for Formation of Hybrid A-type Granites in a Subduction Setting. *Tectonophysics*
- Karşlı, O., Uysal, I., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2011b. Adakite-like Granitoid Porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: Potential Parental Melts and Geodynamic İmplications. *Lithos*.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C., Satir, M., 2008, Petrochemistry and Petrology of I-Type Granitoids in an Arc Setting: the Composite Torul Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 97, 739-764.
- Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W., Şen, C., 2009, U-Pb SHRIMP Ages, Geochemical and Sr-Nd İsootopic Compositions of the Late Cretaceous I-type Sariosman Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 18, 549-581.
- Kırmacı, Z., 1992, Alucura-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşının Sedimentolojik İncelenmesi. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Ens.
- Konak, N., Hakyemez, Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N., Ercan, T., 2001, Kuzeydoğu Pontitlerin (Oltu- Olur-Şenkaya- Narman-Tortum-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi. MTA Rapor No:10489 Ankara (Yayımlanmamış).
- Korkmaz, S., Er, M., Van, A., Musaoğlu, A., Keskin, İ., Tüysüz, N., 1992, Stratigraphy of the Eastern Pontides, Inter. Symp. on the Geology of the Black Sea Region, s. 17, Ankara.

- Korkmaz, S., 1993, Stratigraphy of the Tonya-Düzköy Area (Southwest of Trabzon) (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, v. 36, p. 151-158.
- Köprübaşı, N., 1993, Petrology and geochemistry of the Jurassic-Cretaceous Magmatic Rocks between Tirebolu-Harşit (Giresun in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, v. 36, p. 139-150.
- Kumar, S, Rino, V., Pal, AB., 2004, Field Evidence of Magma Mixing from Microgranular Enclaves Hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand Granitoids, Central India. *Gondwana Res* 7: 539-548
- Kurt, İ., Özkan, M., Karlı, Ş., Topçu, T., 2006, Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik ve Metalojenik Evrimi: MTA Rapor No: 10875 (Yayımlanmamış).
- Kurt, İ., 2009, Stratigraphy of the Northern Part of the Eastern Pontides, 2.nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstract
- Koyaguchi, T., 1991, Enclaves in Volcanic Rocks from Japan. In: *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: Didier, J. and Barbarin, B. Elsevier, Amsterdam, p. 235-252*
- Liu HT., Sun SH., Liu JM., Zhai MG., 2002, The Mesozoic High-Sr Granitoids in the Northern Marginal Region of North China Craton: Geochemistry and Source Region. *Acta Petrol Sin* 18: 257-274
- Lopez S., Castro A., 2001, Determination of the Fluid-Absent Solidus and Supersolidus Phase Relationships of MORB-Derived Amphibolites in the Range 4-14 kbar. *Am., Mineral* 86: 1396-1403
- Maniar PD, Piccoli PM (1989) Tectonic Discrimination of Granitoids. *Bull Am Geol Soc* 101:635-643
- Middlemost K., 1994, Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth Sci Rev* 37:215-224
- Moore, W.J., McKee, E.H., Akinci, Ö., 1980, Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontide Mountains, Northern Turkey. *Symposium of European Copper Deposit, Belgrade, pp. 209-216.*
- Nittmann, J., Daccord, G., Stanley, H.E., 1985, Fractal Growth of Viscous Fingers: Quantitative Characterization of a Fluid Instability Phenomenon. *Nature* 314, 141-145.

- Okay, A.I., Leven, E. Ja., 1996, Stratigraphy and Paleontology of the Upper Paleozoic Sequence in the Pulur (Bayburt) Region, Eastern Pontides: Turkish Journal of Earth Sciences.
- Okay, A.I., Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G., Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, AAPG Memoir 68, 291-310.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999, Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M., (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society London Special Publications 156, 475-515.
- Orsini, J .B., Cocirta, C., Zorpi, J., 1991, Genesis of Mafic Microgranular Enclaves Through Differentiation of Basic Magmas, Mingling and Chemical Exchanges with their Host Granitoid Magmas. In: Didier, J. & Barbarin, B. (eds.) Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam - The Netherlands, pp 445-464
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A., Çapkınoğlu, Ş., 1982, Ardanuç (Artvin) Yöresinin Jeolojisi (The geology of the Ardanuç (Artvin) Region). Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji, v. 2, p. 21-38.
- Patiño Douce, A.E., 1999, What do Experiments Tell us About The Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L., (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 168, 55-75.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81.
- Perugini D, Poli G., 2000, Chaotic Dynamics and Fractals in Magmatic Interaction Processes: a Different Approach to the Interpretation of Mafic Microgranular Enclaves. Earth Planet Sci Lett 175: 93–103
- Perugini D, Poli G, Christofides G, Eleftheriadis G., 2003, Magma Mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: Evidence from Mafic Microgranular Enclaves. Mineral Petrol 78: 173–200
- Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M., Poli, G., 2004, Kinematic Significance of Morphological Structures Generated by Mixing of Magmas: a Case Study from Salina Island (southern Italy). Earth Planet. Sci. Lett. 222, 1051–1066.

- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, Doçentlik Tezi, KTÜ Yayın no:87,103 s., Trabzon.
- Philips, G.,N., Wall, V.,J., Clemens, J.,D., 1981, Petrology Strathbogie Batholith: A Cordierete Bearing Granite, Can., Mineral., 1947-63
- Pin C., Marini F. 1993, Early Ordovician continental break up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 177-196
- Pitcher WS., 1987, Granites and Yet More Granites Forty Years on. *Geol Rundschau* 76: 51–79.
- Platevoet, B., Bonin,B. 1991, Enclaves and Mafic-Felsic Cassociations in the Permian Alkaline Province of Corsica, France: Physical and Chemical Interactions between Coeval Magmas. In: Didier, J. & Barbarin, B., *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam - The Netherlands, pp 191-204.
- Poli, GE., Tommasini S.,1991, Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-Alkaline Granitoids. *J Petrol* 32: 657–666
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207-220.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial Melting of Amphibolite/Eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalities. *Precambrian Research* 51, 1–25.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36, 891–931.
- Reid, J.,R., Evans, O.,C., Fates, D.,G., 1983, Magma Mixing in Granitic Rocks of the Central Sierra Nevada, California, *Earth Plan., Sci., Lett.*, 66, 243-261.
- Roberts MP., Clemens JD., 1993, Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology* 21: 825–828.
- Rottura, A., Bargossi, GM., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visona, D., Tranne, CA., 1998, Origin and Significance of the Permian High-K Calc-Alkaline Magmatism in the Central-Eastern Southern Alps, Italy. *Lithos* 45: 329–348

- Rushmer, T., 1991, Partial Melting of Two Amphibolites: Contrasting Experimental Results under Fluid-Absent Conditions. *Contrib Mineral Petrol* 107: 41–59
- Schultze-Westrum, H.H., 1961, Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili, Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütalalar. *MTA Dergisi*, 57, 63-71.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora tezi, 192 s., İTÜ, İstanbul.
- Soesoo, A., 2000, Fractional Crystallization of Mantle-Derived Melts as a Mechanism for Some I-Type Granite Petrogenesis: an Example from Lachlan Fold Belt, Australia. *J Geol Soc* 157:135–149.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989, Chemical and İsotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication pp. 313-345.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A., 1986, Thermal and Mechanical Constraints on Mixing Between Mafic and Silicic Magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, pp. 99-124.
- Springer, W., Seck, H.A., 1997, Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contrib Mineral Petrol* 127:30–45
- Şen, C., Dunn T., 1994, Dehydration Melting of a Basaltic Composition Amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: İmplications for the Origin of Adakites. *Contrib Mineral Petrol* 117:394–409
- Şen, C., Arslan, M., Van, A., 1998, Geochemical and Petrological Characteristics of the Eastern Pontide Eocene (?) Alkaline Volcanic Province, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 7, 231–239.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics* 181, 241–981.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E., 2003, East Anatolian High Plateau as a Mantle-Supported, North-South Shortened Domal Structure. *Geophysical Research Letters* 30 (24), 8045

- Taner, M.F., 1977, Etude Géologique et Pétrographique de la Région de Güneyce-İkizdere, Située au sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie). Doktora Tezi, Université de Geneve, Switzerland, 180 pp.
- Taslı, K., 1984, Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi (The Geology of the Hamsiköy (Trabzon) region). Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji, v. 3, p. 69-76.
- Terlemeç, İ., Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyuhisar Reşadiye Arasında Kalan Bölgenin Stratigrafisi, TJK Bülteni, 23,2,179-19
- Tepper, JH., Nelson, BK., Bergantz GW., Irving AJ., 1993, Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: Generation of Calc-Alkaline Granitoids by Melting of Mafic Lower Crust with Variable Fugacity. Contrib Mineral Petrol 113:333-351
- Tokel, S., 1972, Volcanic and Stratigraphic History of the Gümüşhane area, NE-Turkey, Doktora Tezi, University of College, London.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalk-Alkalen Andezitler ve Jeotektonizma. Türkiye Jeoloji Bülteni 20, 49-54.
- Tokel, S., 1981, Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya: Türkiye'den Örnekler. Yeryuvarı ve İnsan, 6, 53-65.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M., Dokuz, A., 2005, Post-Collisional Plutonism with Adakite-Like Signatures: the Eocene Saraycik Granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). Contributions to Mineralogy and Petrology 150, 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.P., 2007. Variscan Amphibolite-Facies Rocks from the Kurtoğlu Metamorphic Complex. Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey. International Journal of Earth Sciences 96, 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Wolfgang S., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbeç, A., Mathias, B., Satir, M., Şen, C., 2010, Carboniferous High-Potassium I-type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane Pluton (NE Turkey). Lithos 116, 92-110.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M., Şen, C., 2011, Post-Collisional Adakite-Like Magmatism in the Ağvanis Massif and Implications for the Evolution of the Eocene Magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). Lithos.

- Turan, M., 1978, Şiran Doğu Yöresinin Jeolojisi Yüksek Lisans Tezi, KTÜ. Trabzon (yayımlanmamış).
- Türk-Japon Ekibi, 1974, Report on Geological Survey of Trabzon Area, Northeastern Turkey Phase I: MTA Rap. No:8867., (yayımlanmamış), Ankara.
- Türk-Gürcü Ekibi, 2001, Report on Geological Survey of Rize Area, Northeastern Turkey Phase I: MTA Rap. No:10567., (yayımlanmamış), Ankara.
- Ustaömer T., Robertson A.H.F., 1997, Tectonic-Sedimentary Evolution of the North-Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In "Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region" (ed. A.G. Robinson), American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir No. 68, 255-290.
- Van, A., 1990, Doğu Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfür Mineralizasyonları, Doktora Tezi, 220 ., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Vernon R.H., 1984, Microgranitoid Enclaves in Granites-Globules of Hybrid Magma Quenched in a Plutonic Environment. *Nature* 309:438–439.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A. and Wall, V.J. 1988, Shape and Microstructure of Microgranitoid Enclaves: Indicators of Magma Mingling and Flow. *Lithos.* 22, 1-11.
- Vernon R.H., 1990, Crystallization and Hybridism in Microgranitoid Enclave Magmas: Microstructural Evidence. *J Geophys Res* 95: 17849–17859.
- Waight TE, Maas R, Nicholls IA., 2000, Fingerprinting Feldspar Phenocrysts Using Crystal İstotopic Composition Stratigraphy: İmplications for Crystal and Magma Mingling in S-Type Granites. *Contrib Mineral Petrol* 139:227–239.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Pessoa, R.R., 2001, Magma Flow within the Travers Pluton, Northeastern Brazil: Compositional and Thermal Convection. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 508-520.
- Wiebe RA., 1991, Commingling of Contrasted Magmas and Generation of Mafik Enclaves in Granitic Rocks. In: Didier J, Barbarin B., *Enclaves and Granite petrology.* *Dev Petrol* 13: 393-402.
- Wiebe, R.A., Smith, D., Sturm, M., King, E.M., Seckler, M.S., 1997, Enclaves in the Cadillac Mountain Granite (Coasta Maine) Samples of Hybrid Magma the Base of the Chamber. *J. Petrol.* 38, 393-423.

- Winther KT., 1996, An Experimentally Based Model for the Origin of Tonalitic and Thondhemitic Melts. *Chem Geol* 127: 43–59.
- Wolf MB., Wyllie PJ., 1993, Amphibolite Dehydration-Melting: Sorting out the Solidus. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol Soc Spec Publ* 76: 405–416.
- Wolf MB., Wyllie PJ., 1994, Dehydration-Melting of Amphibolite at 10 kbar: the Effects of Temperature and Time. *Contrib Mineral Petrol* 115:369–383.
- Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka - Trabzon) porfiri Cu- Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası. Doktora Tezi KTÜ Fen Bil. Ens., 170 s., Trabzon (Yayımlanmamış).
- Yalçınalp, B., 1995. Doğu Pontidlerde Porfiri Cu-Mo Mineralleşmeleri İçeren Granitoidlerin Jeokimyasal Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, v. 38, pp 25-32.
- Yang JH., Fu Y., Wu FY., Wilde SA., Xie LW., Yang YH., Liu XM., 2007, Tracing Magma Mixing in Granite Genesis: in Situ U–Pb Dating and Hf-İsotope Analysis of Zircons. *Contrib Mineral Petrol*, 153:177–190.
- Yeğingil, Z., Boztuğ, D., Er, M., Oddone, M., Bigazzi, G., 2002, Timing of Neotectonic Fracturing by Fission-Track Dating of Obsidian in-Filling Faults in the İkizdere-Rize Area, NE Black Sea Region, Turkey. *Terra Nova* 14, 3, 169-174.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and the Surrounding Rocks, N.E. Anatolia: Doktora Tezi, University College London, England, 284 p.
- Yılmaz, C., 1995, Gümüşhane Bayburt Yöresindeki Alt Jura Çökellerinin Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri (KD Türkiye). *Yerbilimleri*, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 2002, Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimantolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45, 141-164.
- Yılmaz, C., Şen, C., Özgür, S., 2001, Timing of Earliest Andesitic Volcanic Activity in the Eastern Pontide Volcanic Arc. *Int Earth Sc Coll Aegean Region, Proceedings*, 47-55.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., 1996, Space and Time Relations of Three Plutonic Phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review* 38, 935–956.

Yılmaz, B., Konak, İ., Yazıcı, O., Nejat., E., Saralođlu, A., ve, Yılmaz, C., 1998, Artvin İlinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Olanakları, MTA Gn., Müd., Jeoloji Etütleri Dairesi, Rap. No:9337 Ankara.

Yüksel, S., 1976. Şiran Batı Yöresi Mesozoyik Karbonat Kayaçları ve Eosen Flişinin Petrografik ve Sedimantolojik İncelemesi. Doç. Tezi, KTÜ, Trabzon

Zhao, T.P., Zhai, M.G., Xia, B., Li, H.M., Zhang, Y.Y., Wan, Y.S., 2004, Study on the Zircon SHRIMP Ages of the Xiong'er Group Volcanic Rocks: Constraint on the Starting Time of Covering Strata in the North China Craton. Chinese Science Bulletin 9, 2495-2502.

ÖZGEÇMİŞ

Adı: Özmen

Soyadı: Evcimen

Doğum yeri, yılı: Ankara, 1978

Baba adı: Mehmet

Ana adı: Gülsüm

Kırıkkale’de 1989 yılında Kaletepe İlkokulu’ndan, 1992 yılında Ankara Mehmet Akif Orta Okulu’ndan ve 1996 yılında Ankara Yıldırım Beyazıt EML./Elektrik Bölümünden mezun oldu. 1997 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik- Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne kayıt yaptırdı. Bu bölümden 2001 yılında mezun oldu. 2004 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesinde Jeoloji Mühendisi olarak göreve başladı. Halen aynı görevine devam etmektedir.

İletişim Bilgileri:

MTA Genel Müdürlüğü

Jeoloji Etütleri Dairesi

Balgat /Ankara

İs Tel: 0 312 3871100

Ev Tel: 0 312 4738178

e-posta adresi: ozmen@mta.gov.tr