

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**PELİTLİ (BAYBURT) GRANİTOYİDİ'NİN
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gökhan ÇAKMAK

**ŞUBAT 2013
GÜMÜŞHANE**

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**PELİTLİ (BAYBURT) GRANİTOYİDİ'NİN
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gökhan ÇAKMAK

**Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“Jeoloji Yüksek Mühendisi”
Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 11.01.2013
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 07.02.2013**

ŞUBAT 2013

KABUL ve ONAY

Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ danışmanlığında **Gökhan ÇAKMAK** tarafından hazırlanan “**PELİTLİ (BAYBURT) GRANİTOYİDİ’NİN PETROGRAFIK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**” isimli bu çalışma, jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi **Jeoloji Mühendisliği** Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak Oy Birliği ile kabul edilmiştir.

Başkan :

Doç.Dr. Şükrü YETGİN

Üye (Danışman):

Doç.Dr. Abdullah KAYGUSUZ

Üye:

Doç.Dr. Şükrü YETGİN

Üye :

Yrd.Doç.Dr. Ferkan SİPAHİ

ONAY

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

Doç.Dr. Temel BAYRAK

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

ÖZET
YÜKSEK LİSANS TEZİ

PELİTLİ (BAYBURT) GRANİTOYİDİ'NİN
PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELİKLERİNİN
İNCELENMESİ

Gökhan ÇAKMAK

Gümüşhane Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ
2013, 88 sayfa

Pelitli (Bayburt) yöresinde yer alan Pelitli Granitoyidi'nin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesini amaçlayan bu çalışma ile plütonik kayaların gelişimleri ortaya konularak, kökenleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yer alan inceleme alanının tabanında Eosen yaşlı andezit ve piroklastları bulunmaktadır. Bu birimler Eosen yaşlı Pelitli Granitoyidi tarafından kesilmekte olup, tüm bu birimler Kuvaterner yaşlı alüvyon ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

Pelitli Granitoyidi elips şekilli olup, yaklaşık 15.5 km²'lik bir alanda yüzeylenmiştir. Diorit, granodiorit, granit ve tonalit bileşimli kayalardan oluşan Pelitli Granitoyidi, yan kayaç ksenolitleri ve mafik magmatik anklavlar (MMA) içermektedir.

Granitoyidi oluşturan kayalarda magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları gözlenmiştir. Pelitli Granitoyidi, genel olarak I-tipi, düşük-yüksek K'lu kalk-alkali karakterli olup genellikle metalümin az oranda da peralümin karakterlidir. Ana ve izement değişimleri, granitoyidin gelişiminde plajiyoklas, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu göstermektedir.

Granitoyidin petrolojik özellikleri incelendiğinde, gelişiminde özellikle fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğu ve az oranda da magma karışımının ve asimilasyonun rol oynadığı görülmektedir. Jeokimyasal veriler, granitoyidin meta-magmatik (amfibolitik) kayalarının kısmi ergimesi ile türediğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Pontidler, Pelitli Granitoyidi, Petrografi, Jeokimya, Petroloji, Bayburt

ABSTRACT
MS THESIS

**PETROGRAPHICAL, GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL
INVESTIGATION OF THE PELİTLİ (BAYBURT) GRANITOID**

Gökhan ÇAKMAK

Gümüşhane University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of geology Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Abdullah KAYGUSUZ

2013, 88 pages

In this study, petrographical, geochemical and petrological characteristics of Pelitli Granitoid in the Pelitli (Bayburt) area were determined, and the evolution and origin of plutonic rocks were investigated.

In the studied area located on the northern zone in the eastern Pontide; the basement is represented by Eocene aged andesite and pyroclastics. This unit are cut by the Pelitli Granitoid. All three units are overlies unconformably by Quaternary alluvium.

The Pelitli Granitoid is ellipse shaped, and settled approximately in an area of 15.5 km². It consists of diorite, granodiorite, tonalite, and granite, and includes abundant wall-rock xenoliths and mafic magmatic enclaves (MME). The Pelitli Granitoid shows disequilibrium textures showing magma mixing. The granitoid is generally I-type, low to

high K calc-alkaline character, and peraluminous to metaluminous transitional. Major and trace element variations indicate significant role of plagioclase, pyroxene, hornblende and Fe-Ti oxide fractionation during the evolution of rocks.

The petrological features indicate that fractional crystallisation has an important role, and magma mixing/mingling and assimilation less role during the evolution of Pelitli Granitoid. Geochemical data indicate that the plutonic rocks have occurred via the partial melting of the meta-magmatic (amphibolitic) rocks.

Keywords: Eastern Pontides, Pelitli Granitoid, Petrography, Geochemistry, Petrology, Bayburt

TEŞEKKÜR

Pelitli (Bayburt) yöresinde yer alan Pelitli Granitoyidi'nin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesini amaçlayan bu çalışma, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında, Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmış olup, Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (GÜBAP) birimi tarafından desteklenmiştir.

Bu çalışmamın her aşamasında yardımını ve desteğini esirgemeyen tez hocam Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ'a içtenlikle teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım sayın hocalarım, Yrd. Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ'ye, Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR'a, arazi çalışmalarım esnasında benden yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Mühendisi Mürşit ÖZTÜRK'e, İnşaat Yüksek Mühendisi Muharrem BEKMEZCİ'ye, Hasan İSKENDER'e, Harita Mühendisi Bülent KAYA'ya ve Jeoloji Mühendisliği diplomamı almamda emeği geçen Aksaray Üniversitesi'nin değerli hocaları ve personeline teşekkürlerimi sunarım.

Yaşamımın her aşamasında benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen değerli eşime ve aileme şükranlarımı sunarım.

Gökhan ÇAKMAK

Gümüşhane, 2013

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET	III
ABSTRACT	V
TEŞEKKÜR	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	X
TABLolar DİZİNİ	XIII
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ	XIV
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş ve Amaç	1
1.2. Coğrafi Bilgiler	1
1.2.1. Coğrafi Konum	1
1.2.2. Topoğrafya	1
1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü	2
1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim	2
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi	4
1.4. Önceki Çalışmalar	7
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	12
2.1. Amaç ve Yöntemler	12
2.1.1. Arazi Çalışmaları	12
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları	12
2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması	12
2.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve Mikro Fotoğrafların çekimi	13
2.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması	13
2.1.2.4. Kimyasal Analizler	13
2.1.2.5. Nem Kaybı ve Ateşte Su Kaybı (LOI)	14
2.1.3. Büro Çalışmaları	14
3. BULGULAR VE TARTIŞMA	15
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi	15
3.1.1. Eosen	19
3.1.1.1. Yazıurdu Formasyonu	19
3.1.1.2. Pelitli Granitoyidi	22
3.1.2. Kuvaterner	22
3.1.2.1. Alüvyon	22
3.2. Pelitli Granitoyidi	23
3.2.1. Saha Gözlemleri	23
3.2.2. Petrografik inceleme	25
3.2.2.1. Diyorit	27
3.2.2.2. Tonalit	29
3.2.2.3. Granadiyorit	31
3.2.2.4. Monzogranit	33
3.2.3. Pelitli Granitoyidi'nin Jeokimyasal Özellikleri	35
3.2.3.1. Giriş	35

3.2.3.2.	Ana ve İz Elementler	36
3.2.3.3.	Uyumsuz Elementler	44
3.2.3.4.	Nadir Toprak Elementler	45
3.2.3.5.	Tektonik Konum.....	46
3.2.4.	Pelitli Granitoyidi İçindeki Mafik Mikrogranüler Anklavlar (MMA)	52
3.2.4.1.	Saha Gözlemleri	52
3.2.4.2.	Pelitli Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Petrografik İncelemesi.....	54
3.2.4.3.	Pelitli Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Jeokimyasal Özellikleri	56
4.	TARTIŞMA.....	63
4.1.	Pelitli Granitoyidinin Petrolojisi	63
4.1.1.	Fraksiyonel Kristallenme	63
4.1.2.	Asimilasyon/Kontaminasyon	64
4.1.3.	Magma Karışımı.....	65
4.1.4.	Pelitli Granitoyidini Oluşturan Magmanın Kökeni	67
4.2.	Doğu Pontidlerde Eosen Granitlerinin Yaş İlişkileri	70
5.	SONUÇLAR VE ÖNERİLER	73
6.	KAYNAKLAR.....	75
	ÖZGEÇMİŞ	

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. İnceleme alanının Üzengili Köyü kuzeyinden görünümü	2
Şekil 1.2. İnceleme alanının yer buldurdu haritası	3
Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birlikleri	4
Şekil 1.4. Doğu Pontidlerdeki Paleozoyik, Jura-Kratose-Paleosen ve Eosen Plütonların konumları ve bu plütonlarda yapılmış izotop yaşları.....	6
Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti.....	16
Şekil 3.2. Pelitli yöresinin jeolojik haritası.....	17
Şekil 3.3. Pelitli yöresinin jeolojik kesitleri.....	18
Şekil 3.4. a) Granitoyid - volkanik kayaç dokanağı. b) Pelitli yolu kenarında gözlenen Eosen Volkanitleri (Yazyurdu Formasyonu) içinde gözlenen soğan yapısı (eksfoliasyon yapısı).....	19
Şekil 3.5. Yazyurdu Formasyonu içindeki andezitlerde gözlenen mikrolitik porfirik doku.....	21
Şekil 3.6. Yazyurdu Formasyonu içindeki litik-kristal andezitik tüflere ait ince kesit fotoğrafı.....	21
Şekil 3.7. Pelitli köyü girişinde gözlenen skarn tipi azurit ve malahit cevherleşmeleri.....	23
Şekil 3.8. Pelitli Granitoyidi'nde gözlenen arenalaşma.....	24
Şekil 3.9. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların parlatılmış el örnekleri.....	25
Şekil 3.10. Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAP diyagramındaki dağılımları	26
Şekil 3.11. Modal analizi yapılan örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimlerinden itibaren hazırlanan zonlanma haritası	27
Şekil 3.12. Pelitli Granitoyidi içindeki diyoritlere ait taneli doku.....	29
Şekil 3.13. Pelitli Granitoyidi içindeki tonalite ait taneli doku.....	31
Şekil 3.14. Pelitli Granitoyidi içindeki granodiyorite ait ince kesit fotoğrafı.....	33
Şekil 3.15. Pelitli Granitoyidi içindeki monzogranite ait a) Taneli doku b) Yazı dokusu.....	35
Şekil 3.16. Pelitli Granitoyidi'ne ait temsili örneklerin sınıflaması. Toplam alkali (Na ₂ O+K ₂ O)-SiO ₂ diyagramı	39
Şekil 3.17. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin K ₂ O-SiO ₂ diyagramı	40
Şekil 3.18. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin molar A/CNK' ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alümino bazlı sınıflama	40
Şekil 3.19. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO ₂ 'ye karşı ana element değişim diyagramları.....	42
Şekil 3.20. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO ₂ 'ye karşı iz element değişim diyagramları.....	43
Şekil 3.21. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları	44
Şekil 3.22. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçlarının kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları	46

Şekil 3.23.	Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin SiO_2 ' ye karşı A/CNK (wt %) değişimleri	47
Şekil 3.24.	SiO_2 'ye karşı P_2O_5 ve Pb değişim diyagramları.....	47
Şekil 3.25.	Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (%) diyagramı.....	48
Şekil 3.26.	FeO^*/MgO 'e karşı (Zr + Nb + Ce + Y) ve $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 'ya karşı 10000 Ga/Al sınıflama diyagramı	48
Şekil 3.27.	Pelitli Granitoyidinin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması R1 = $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$; R2 = $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$. (Bathcelor ve Bowden, 1985)	49
Şekil 3.28.	Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin (a) Nb-Y (b) Rb- (Y+Nb) diyagramlarındaki konumları.....	49
Şekil 3.29.	Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin yay olgunluğunu veren diyagramlardaki dağılımı	50
Şekil 3.30.	Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Rb/10-Hf-Ta*3 tektonik ortam ayırtman diyagramındaki konumları	50
Şekil 3.31.	Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Rb/30-Hf-Ta*3 tektonik ortam ayırtman diyagramındaki konumları	51
Şekil 3.32.	Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin La/Yb - Th/Yb diyagramı.....	51
Şekil 3.33.	Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Sr/Y-Y diyagramı.....	52
Şekil 3.34.	Pelitli Granitoyidi içindeki anklavların arazideki görünüşleri.....	53
Şekil 3.35.	Pelitli Granitoyidi içindeki MMA ait kayaçların parlatılmış el örnekleri a) Ana kayaç-MMA, b) MMA.....	53
Şekil 3.36.	Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAP diyagramındaki dağılımları.....	54
Şekil 3.37.	Pelitli Granitoyidi içerisindeki diyorit bileşime sahip mafik mikrogranüler anklavlardaki (MMA) mikrogranüler doku.....	56
Şekil 3.38.	Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait temsili örneklerin sınıflaması. Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı.....	56
Şekil 3.39.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramı.....	58
Şekil 3.40.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin molar A/CNK' ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alümino bazlı sınıflama.....	59
Şekil 3.41.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramları.....	60
Şekil 3.42.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramları.....	61
Şekil 3.43.	Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'ların a) primitif mantoya göre, b) kondirite göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları.....	62
Şekil 4.1.	Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların Ba (ppm) karşı Sr (ppm) ve Ba/Sr'a karşı Sr değişim diyagramları.....	64
Şekil 4.2.	Pelitli örneklerinin a) Ta/Yb karşı Th/Yb diyagramı, b) Y/Nb'a karşı SiO_2 diyagramı.....	65
Şekil 4.3.	Pelitli Granitoyidi'nde gözlenen magma karışımını gösteren dokusal özellikleri.....	67

Şekil 4.4.	(a-e) Pelitli Granitoyidi'nin kimyasal bileşimi.....	69
Şekil 4.5.	Önerilen Proje alanını ve Doğu Pontidlerdeki plutonik ve çevre kayaçlarını gösteren Jeolojik Harita.....	70
Şekil 4.6.	Doğu Pontidlerdeki Paleozoyik, Jura-Kratase-Paleosen ve Eosen Plütonların konumları ve bu plütonlarda yapılmış izotop yaşları.....	71

TABLULAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların modal analizleri.....	25
Tablo 3.2. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.....	36
Tablo 3.3. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.....	38
Tablo 3.4. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'ların modal analizleri.....	54
Tablo 3.5. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.....	57
Tablo 3.6. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.....	58
Tablo 4.1. Eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemlerinin vizkozite özelliklerine göre etkileşim tipleri ve ortaya çıkan ürünler.....	66
Tablo 4.2. Doğu Pontidlerdeki plütonik kayaçların jeokronolojik yaşları.....	72

SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	: Molar olarak $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
AMP	: Amfibolitler
A/NK	: Molar olarak $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$
An	: Anortit
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementleri
Bi	: Biyotit
cm	: Santimetre
COLG	: Çarpışma granitoidleri
Ç.N	: Çift Nikol
DI	: Diferansiyasyon İndeksi = $qtz+or+ab+ne+lc+kp$
GMF	: Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi
Grd	: Granodiyorit
GÜBAP	: Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri
Hb	: Hornblend
HFSE	: Yüksek çekim alanlı elementler
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementleri
ICP	: Inductively Coupled Plasma
K	: Kuvars
km	: Kilometre
Kp	: Kayaç Parçası
LİLE	: Büyük iyonlu litofil elementler
LOI	: (loss on ignition=ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği
MA	: Metaandezitler
MB	: Metabazaltlar
Mg#	: Mağnezium numarası [$100*(MgO/MgO+\Sigma Fe_2O_3)$]
MGW	: Metagrovaklar
mm	: Milimetre
MMA	: Mafik mikrogranüler anklav
MORB	: Okyanus ortası sırtı bazaltı
MP	: Metapelitler
MS	: Mass Spectrometry
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
my	: Milyon yıl
n	: Nokta ağındaki toplam nokta sayısı
OIB	: Okyanus ada bazaltı
Op	: Opak mineral
ORG	: Okyanus ortası sırtı granitleri
Ort	: Ortoklas
ppm	: Milyonda bir
Pir	: Piroksen
Pl	: Plajiyoklas
s	: Sayma hatası
Syn+COLG	: Çarpışmayla eş zamanlı granitler
VAG	: Volkanik yay granitoidleri
Vi	: Kesitteki bileşenlerin % miktarı
WPG	: Levha içi granitler

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş ve Amaç

İnceleme alanı Türkiye'nin kuzeydoğusunda, Alp-Himalaya Dağ kuşağı üzerinde olan Doğu Karadeniz Dağları'nın güney kesiminde yer almaktadır. Bayburt ili içerdiği tektonik konumu ve genel jeolojisi yönünden pek çok araştırmacı (Ketin 1950, 1951; İlker 1965; Tokel 1972; Açar 1975; Burşuk 1975; Norman 1976; Özer 1984; Musaoğlu 1987; Akdeniz 1988; Keskin ve diğ., 1990, 1991; Gürsoy ve diğ., 1993; Yılmaz 1993; Okay ve diğ., 1997; Yılmaz 2002; Arslan ve diğ., 2005; Yalçınalp ve diğ., 2008) tarafından incelenmiştir.

İnceleme alanı ve civarında bugüne kadar yapılan çalışmalar genel jeoloji ağırlıklı olup, Pelitli Granitoyidi ile ilgili herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Bu nedenle, bu çalışmada Pelitli Granitoyidi'nin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

1.2. Coğrafik Bilgiler

1.2.1. Coğrafi Konum

Çalışma alanı, 1/ 25.000 ölçekli Trabzon H44 b1-b2 ve G44 c3-c4 paftalarında, Bayburt İli'nin 35 km kuzeydoğusunda Armutlu, Üzengili, Pelitli köyleri ve yakın civarında yer almaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2). Arazideki en büyük yerleşim merkezleri köylerdir.

1.2.2. Topoğrafya

İnceleme alanında topoğrafya oldukça sert olup, kuzeye doğru gidildikçe yükselti de artmaktadır. Vadi tabanından hızla yükselen yamaçlar araziye oldukça sarp bir görünüm vermektedir. En önemli yükseltileri ise Kayışkıran Tepe (3158 m), Boz Dağı (2904 m), Kirpikulu Tepe (2591 m), Semerkaya Tepe (2557 m) ve Gözyaşı Tepe (2489 m)'dir. İnceleme alanının en önemli akarsuları Armutlu ve Clansor Dereleridir. Ayrıca çalışma alanında çok sayıda kaynak suyu çıkmaktadır.

1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Pelitli yöresinde, Doğu Karadeniz iklimi ile Doğu Anadolu iklimi arasında, karasal özellikleri ağır basan bir geçiş iklimi hüküm sürmektedir. Bu nedenle yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. Ancak, gerek ortalama yüksekliğin düşüklüğü, gerekse vadiler sisteminin oluşturduğu “Mikroklima” sayesinde Doğu Anadolu’ya göre iklim daha yumuşaktır. Yaz günleri, genellikle Mayıs–Eylül ayları arasında kendini göstermektedir.

İnceleme alanı bitki örtüsü açısından, çeşitlilik göstermesine rağmen zengin değildir. Bitki örtüsü olarak yükseltilerin fazla olmadığı kesimlerde çayırliklar ve ormanliklar gözlenmektedir. Ağaç türü olarak daha çok kavak ve meşe bulunmaktadır.

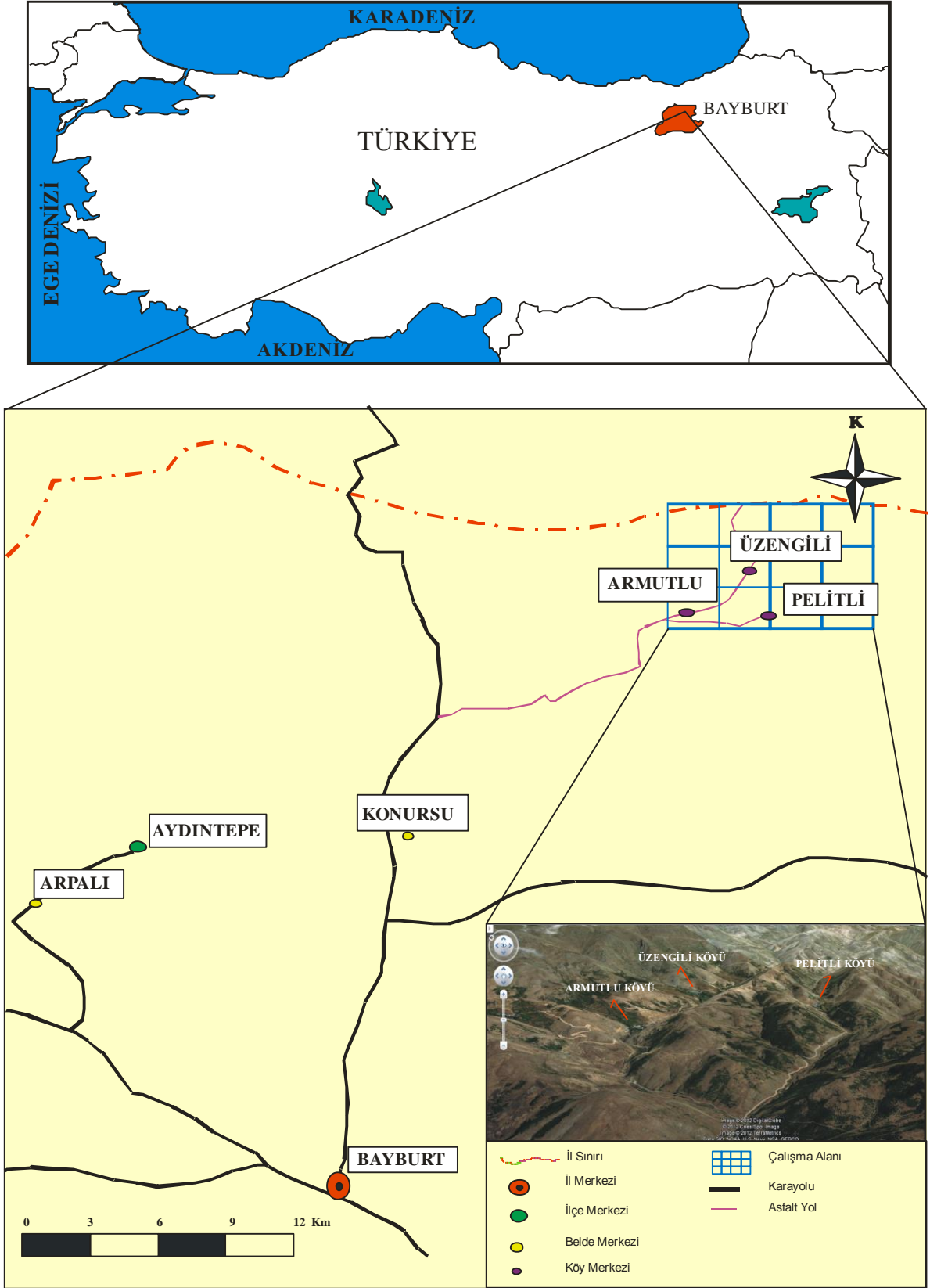
Yöre halkının geçim kaynağını esas olarak hayvancılık ve arıcılık oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra mısır, patates ve fasulye gibi sebzelerde üretilmektedir.

1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim

İnceleme alanına ulaşım imkanı dar bir asfalt yol olan Bayburt - Çaykara karayoluyla sağlanmaktadır (Şekil 1.2). Çalışma alanının, Bayburt İli’ne en yakın yeri Armutlu Köyü olup, buraya uzaklığı 33 km dir. En uzak sınır yerleşim yeri ise Üzengili Köyü olup burası da 37 km uzaklıktadır. İnceleme alanında en büyük yerleşim yerleri köy merkezleri ve mezralardan oluşturmaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının Üzengili Köyü kuzeyinden görünümü (Fotoğraf güneye doğru çekilmiştir).



Şekil 1.2. İnceleme alanının yer buldurdu haritası.

1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

Çalışma alanını da içine alan Doğu Karadeniz Dağlarına tektonik bir birim olarak "Pontid" ismi ilk kez Hamilton (1842) tarafından verilmiştir. Ketin (1966) tektonik üniteleri Türkiye'nin orojenik gelişimi esasına dayanarak kuzeyden güneye doğru Pontidler (Karadeniz Dağları), Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olarak dört ana tektonik birliğe ayırmıştır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966).

Bu tektonik birlikleri Ketin ve Canitez (1972) yeniden düzenleyerek, Karadeniz Dağlarını (Pontidler) 'Doğu Karadeniz-Doğu Pontid' ve 'Batı Karadeniz-Batı Pontid' olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Doğu Karadeniz Bölümü'nde Geç Kretase yaşlı kayaçlar, kuzey ve güney bölgelerinde farklılıklar gösterdikleri için güney (iç) ve kuzey (dış) bölümlere ayrılmıştır (Akın,1978; Gedikoğlu ve diğ., 1979; Özsayar ve diğ., 1981). Bektaş (1986) Doğu Karadeniz magmatik yayını farklı magmatik, tektonik ve sedimantolojik evrim aşamalarına göre kuzeyden güneye doğru kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olmak üzere üç alt birliğe ayırmıştır.

Doğu Pontidlerin temel kayaçlarını, metamorfik kayaçlar ve Paleozoyik yaşlı granitler oluşturur. Bu kayaçlar, Doğu Pontid Magmatik yayının güneyinde Demirözü (Pulur Masifi), Ağvanis (Ağvanis Masifi), Tokat-Amasya (Tokat Masifi), Gümüşhane (Gümüşhane-Köse Granitleri ve Kurtoğlu Metamorfitleri) ve Yusufeli (Karadağ Metamorfitleri) bölgelerinde, yayın kuzeyinde ise Dereli (Giresun), Tonya güneyi

(Derinoba, Kayadibi, Şahmetlik ve Kızılağaç), Maçka güneyi (Soğuksu ve Meryemana) ve Özdil yöresinde yüzeleme verirler.

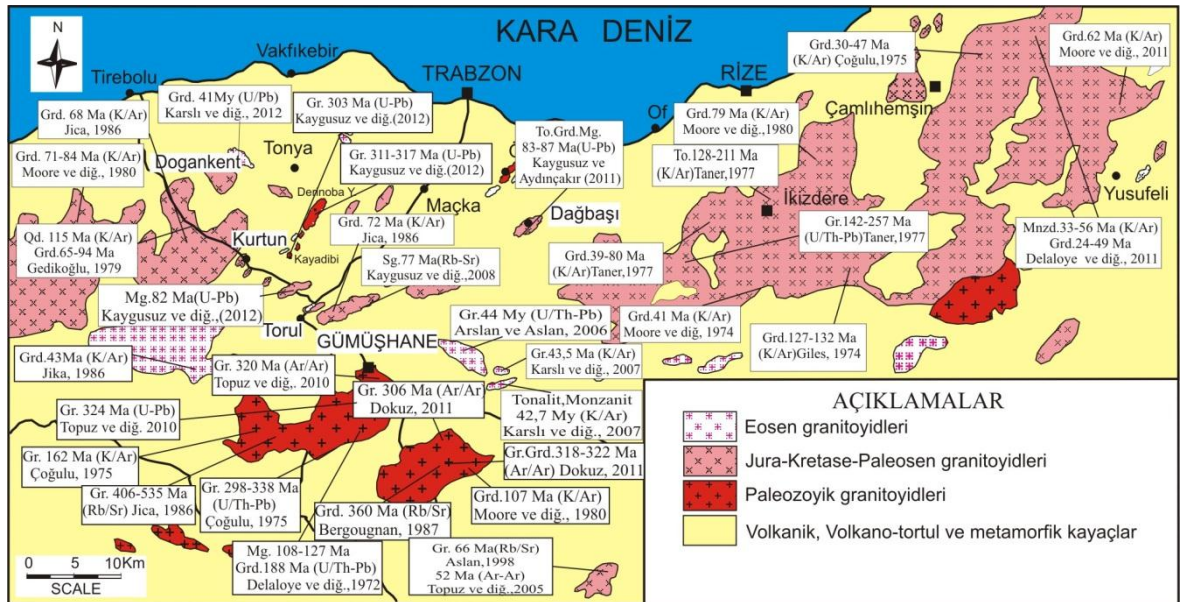
Temeli oluşturan metamorfik kayalar, Liyas öncesinde Paleozoyik yaşlı granitoidik kayalar tarafından kesilmişlerdir (Çoğulu, 1975). Granitoidik kayalar büyük plütonik kütleler halinde Gümüşhane bölgesinde ve Gümüşhane-Köse arasında (Tokel, 1972; Çoğulu, 1975; Yılmaz, 1976; Özdoğan, 1992; Topuz ve diğ., 2010; Dokuz, 2011), küçük mostralalar halinde Giresun güneyinde (Schultze-Wetsrum, 1961), Tonya güneyinde (Kaygusuz ve diğ., 2012a), Özdil yöresinde (Kaygusuz ve diğ., 2012b) ve Maçka yöresinde (Kaygusuz ve diğ., 2012b) gözlenirler. Ayrıca Artvin civarında küçük yüzelemeler halinde Paleozoyik yaşlı kayalar da mevcuttur.

Liyas yaşlı volkano-tortul kayalar, Gümüşhane bölgesinde Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoidi üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelirler ve konglomera, kumtaşı, kalker, marn ve volkanitlerden oluşmaktadırlar. Schultz-Westrum (1961) Giresun-Aksu civarında Liyas'tan başlayarak Alt Kretase sonuna kadar devam eden bazik volkanizmayı "Alt Bazik Seri" olarak isimlendirmişlerdir.

Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşları, Liyas yaşlı volkanik kayalar üzerine uyumlu olarak gelmektedirler. Doğu Pontid Güney Zonun'da sürekli bir şekilde görülmelerine rağmen, Kuzey Zon'da mercekler ve olistrostromlar halinde bulunurlar.

Plütonik kayalar Permo Karbonifer'den Eosen sonuna kadar geniş bir yaş aralığına sahiptirler ve başlıca gabrodan granite kadar değişen türdeki bazik ve asidik bileşimli kayalardan oluşurlar. Bu granitik plütonlar Paleozoyik, Kretase ve Eosen olmak üzere başlıca 3 zaman periyodunda sokulum yapmışlardır (Şekil 1.4). Bunlardan Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoidi metamorfik kayaları keserek yerleşmiştir (Yılmaz, 1972; Çoğulu, 1975; Topuz, 2010). Jura-Kretase-Paleosen granitoidleri yitimle ilişkili volkanik ve/veya volkanoklastik kayalarla dokanak ilişkisindedir (Jica, 1985; Gedik ve diğ., 1992; Köprübaşı, 1993, Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Güngör ve diğ., 1997; Köprübaşı ve diğ., 2000; Kaygusuz, 2000; Boztuğ ve diğ., 2002; Şahin ve diğ., 2004; Kaygusuz ve diğ., 2008, 2009, 2010, 2011, 2012; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Kaygusuz ve Şen, 2011; Karlı ve diğ., 2011). Daha az sayıdaki Eosen ve sonrası granitler ise dar alanlarda tüm serileri kesmiş olarak görülürler (Gedik ve diğ., 1992; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Aslan ve diğ., 1999; Boztuğ ve diğ., 2002; Topuz ve diğ., 2002; Karlı ve diğ., 2007; Karlı ve diğ., 2011).

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Üst Kretase'nin tabanı tartışmalıdır. Schultz-Westrum (1961)'a göre Alt Kretase'de başlayan "Alt Bazik Seri" Üst Kretase'nin başında devam etmekte, Üst Kretase de "Alt Bazik Seri" ye "Hippuritli kalkerler" ve "tüffitik kalker-marn serisi" eşlik etmekte, bunun üzerinde dasit ve piroklastları ile *inoceramuslu* kırmızı kalkerler yer almakta ve bunların üzerine de bazik volkanikler gelmektedir. Bu bazik volkanik kayalar kısmen Eosen'de de devam ederek "Üst Bazik Seri"yi oluşturmuşlardır. Doğu Pontid Güney Zonu'nda Üst Kretase, Berdiga Formasyonu üzerine açılmal uyumsuzlukla gelen kumlu kireçtaşları ile başlamaktadır. Bu birimi şarap kırmızısı renkli kırmızı kireçtaşları uyumlu olarak üstlemektedir. Volkano-Tortul Seri'den oluşan birim kırmızı kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Tokel, 1972; Eren, 1983).



Şekil 1.4. Doğu Pontidlerdeki Paleozoik, Jura-Kretase-Paleosen ve Eosen Plütönlüğün konumları ve bu Plütönlüklarda yapılmış izotop yaşları (Kağusuz ve diğ., 2008'den değıştirilerek).

Üst Kretase-Paleosen geçişı Doğu Pontidlerde yer yer gözlenmektedir. Şarman (1975), Tirebolu'nun güneydoğusunda Üst Kretase kalkerlerinin devamı olarak Paleosen tesbit etmiştir. Hopa-Cankurtaran yöresinde volkano-tortul seri, Üst Kretase'den Eosen'e kesintisiz geçmektedir (Özsayar ve diğ., 1981). Kale (Gümüşhane) yöresinde Üst Kretase yaşlı fişle başlayan istif, uyumsuz olarak konglomera ve mikritik kireçtaşlarından oluşan Paleosen yaşlı Kale Formasyonu'na geçmekte ve Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile örtülmektedir (Aliyazıcıoğlu, 1999).

Eosen Pontid'lerde genellikle Kretase ve Paleosen yaşı birimler üzerine taban konglomerası ile gelmekte ve bunları andezit ve piroklastları ile filiş çökellerinden oluşan seriler üstlemektedir. Gedikoğlu (1970), Çambaşı ve Gölköy yörelerinde Eosenin taban konglomerası ile başladığını belirtmiştir.

Oligosen, Trabzon, Ünye ve Fatsa yörelerindeki sahil kesimlerinde görülmektedir (Schultz-Westrum, 1961; Özsayar, 1971). Neojene ait tortullar Trabzon-Akçaabat ve Rize-Pazar sahillerine yakın yerlerde mevcuttur (Yalçınlar, 1952; Özsayar, 1971). Kuvaterner yaşı oluşuklar traverten ve alüvyonlardan oluşmaktadır.

1.4. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve civarında bugüne kadar yapılan çalışmalar genel jeoloji ağırlıklı olup, jeokimyasal amaçlı çalışmalar sınırlıdır. Bölgede yapılan genel jeoloji çalışmaları aşağıda özetlenmiştir;

Ketin (1950, 1951), Bayburt bölgesindeki çalışmasında, bölgedeki temel kayaçların metamorfik serilerden oluştuğunu, bu birimler üzerine Liyas yaşı birimlerin uyumsuz olarak geldiğini ve bunun Malm yaşı birimle örtüldüğünü, bu birimin üzerine gelen ve geniş bir yayılım gösteren Erken Kretase yaşı birimlerin de Berriasiyen-Albiyen yaşında olduğunu saptamıştır. Orta Kretase yaşı olan ofiyolitik serinin üzerinde transgresif olarak Geç Kretase yaşı rudistli resifal kalkerlerin yer aldığını ve Bayburt kuzeyinde de Senoniyen yaşı filişimsi seri olduğundan söz etmiştir. Eosenin filiş fasiyesinde geliştiğini ve Erken-Orta Eosen (Lütesiyen-Auversiyen) yaşında olduğunu belirtmiştir.

İlker (1965), Bayburt bölgesinde yapmış olduğu çalışmada, Jura-Kretase kalkerlerinin üzerine uyumsuz olarak sarımsı-gri renkli, detritik kalkerlerin geldiğini belirtmiştir. Bol *Nummulites*'li Alt ve Orta Eoseni temsil eden kalkerler üzerine sarımsı-gri renkli kumtaşı-marn-konglomera, tuf ve spilitler ile renkli killi kısımların geldiğini ve serinin kalkerlerle son bulduğunu belirtmiştir.

Ağar (1975), Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) yöresinde yaptığı çalışmasında, temelde Dolama Gnaysının bulunduğunu, üzerine açısız uyumsuzlukla Üst Karbonifer yaşı Çatalçeşme Formasyonu'nun geldiğini belirtmiştir. Triyas yaşı Karakaya Formasyonu'nu bölge stratigrafisine eklemiştir. Alt Sinemuriyen yaşı Çaltepe Kireçtaşı, Üst Sinemuriyen yaşı Hamurkesen Formasyonu'nu ve Kimmericiyen-Berriyasiyen yaşı Hozbirikyayla Formasyonu'nu, Alt Eosen yaşı Sırataşlar Formasyonu'nu ve orta Eosen

yaşlı Kızılyar Formasyonu'nu adlandırmış, Pliyosen yaşlı Karaçayır Formasyonu ile istifin son bulunduğunu belirtmiştir.

Burşuk (1975), yapmış olduğu doktora çalışmasında, Bayburt yöresinde Mesozoyik yaşlı birimlerin Liyas, Dogger, Malm, Erken ve Geç Kretase yaşlı birimlerle; Senozoyik'in ise Eosen ile temsil edildiğini, Pelmikrit ve biyomikritlerle temsil edilen Eosen'in transgresif olduğunu belirtmiştir.

Norman (1976), Bayburt güneyinde yaptığı çalışmasında, miltaşlarından aldığı örneklerdeki *Nummulites*, *Assilina* türlerine göre istifin yaşının İpresiyen-Erken Lütesiyen olduğunu belirtmiştir.

Özer (1984), Bayburt yöresinde yapmış olduğu çalışmasında, Tekçamtepe Formasyonu olarak tanımladığı birimin tabanda kumlu, sparitik kireçtaşlarıyla yanal geçişli polijenik heterojen taban konglomerası, üstünde bej renkli, kumlu, sparitik kireçtaşları, onun üstünde de kumtaşı, marn, kireçtaşı, tüf ve tüfit aralanmasından oluştuğunu belirtmiştir. Sparitik kireçtaşlarının kalın tabakalı bol fosili olduğunu, kumtaşlarının orta, yer yer kalın tabakalı ve tüf ve tüfitlerin de dasitik kökenli olduğunu belirtmiştir. Birimin yaşını da içerdiği faunaya göre İpresiyen-Lütesiyen olarak saptamıştır.

Musaoğlu (1987), Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yaptığı çalışmaya ait MTA raporunda, Pulur metamorfizlerinin düşük dereceli metamorfik kayalardan oluştuklarını belirtmiştir. Pelajik kireçtaşlarından oluşan Hozbirikyayla Formasyonu'nun Malm-Erken Kretase yaşlı olmadığını, Senomaniyen (Geç Kretase) yaşında olduğunu, Paleozoik yaşlı olarak gösterilen granitik kayaların geç Kretase ve sonrası oluştuğunu, çalışma alanında Liyas'da başlayan çökellerin Turoniyen'e kadar kesintisiz devam ettiğini belirtmiştir. Eosen çökellerinin iki filiş fasiyesinde olmayıp bunların birbirleriyle yanal geçişli filiş ve volkano tortul birimler olduğunu, Eosen tortulları içinde bulunan Danişment volkano-tortul üyesinin yaşını, İpresiyen-Lütesiyen yaşı verilen *Nummulites*'li kireçtaşları (Ketin 1950) üzerine geldiğinden dolayı Orta-Geç Eosen olarak kabul etmiştir.

Akdeniz (1988), Bayburt yöresindeki çalışmasında Sırataşlar Formasyonu (Ağar 1975) olarak adlandırılan ve İpresiyen-Lütesiyen yaşı verilen formasyonun, Eosen öncesi çökeller üzerinde transgresif olarak yer aldığından bahsetmiştir. Tipik molas fasiyesindeki bu çökellerin litofasiyes, yapı ve dokularının güneyde Maden-Karakulak arasında ve kuzeyde Kitre dolayında gözlenen diğer Eosen çökellerinden farklı olduğunu belirtmiştir.

Keskin ve diğ. (1990), Bayburt yöresinde yaptıkları çalışmada, Bayburt batısında dar bir sahada yüzeylenen Paleosen yaşlı Tepetarla Formasyonu'nu tanımlamışlar ve

Erken-Orta Paleosen yaşını vermişlerdir. Eosen’de üç adet formasyon belirlemişlerdir. Bunlardan Sığircı Formasyonu’nun Lütesiyen yaşlı olduğunu ve Sıraşlar Formasyonu’nun Erken-Orta Eosen (Lütesiyen) yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Yazıurdu Formasyonu’nun da andezitik lav, aglomera, tuf, dasitik tuf, dasit ve volkano tortullarla ardalanmalı kumtaşı, siltaşı, marn seviyelerinden oluşan ve kumlu kireçtaşı ve fosilli kireçtaşından oluştuğunu, üst kesimlerde bantlar şeklinde bulunan kireçtaşlarını Nişantaşı üyesi olarak tanımlanmış ve bunlardan alınan örneklerdeki faunaya dayanarak yaşını Erken-Orta Eosen (Geç Lütesiyen) olarak belirtmişlerdir.

Keskin ve diğ. (1991), Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yapmış oldukları çalışmalarında; Eosen’de Sıraşlar Formasyonu’nun yaşını Erken-Orta Eosen (İpresiyen-Lütesiyen) olarak saptamışlardır. Formasyonun tabanın oluşturan Kuşakkaya Konglomera üyesinin volkanik kayaç ve ofiyolit çakıllarından meydana geldiğini, konglomera içinde yer yer fosil kavkuları ve kırıntıları olduğunu belirtmişlerdir. Kızılyar Formasyonu (Ağar 1975)’nin altta bulunan İpresiyen-Lütesiyen yaşlı Sıraşlar Formasyonu üzerinde uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Kızılburun Kireçtaşı Üyesini Kızılyar Formasyonu içinde mercek şeklinde görüldüğünü ve Kızılyar Formasyonu içinden değişik lokasyonlardan derlenen örneklerde saptanan faunaya göre yaşının Lütesiyen olduğunu belirtmişlerdir.

Gürsoy ve diğ. (1993), Kelkit (Gümüşhane) ve çevresinde yaptıkları çalışmalarda Eosende Tütenli Sedimanter Karışığı, Gümüşgözdere Formasyonu, Özen Formasyonu, Sıraştepe Formasyonu, Kızılca Formasyonu ve Azizbaba Volkanitlerini tanımlamışlardır.

Yılmaz (1993), “Doğu Pontid Güney Zonu’nun stratigrafik deneşirmesi ve paelocoğrafik evrimi” başlıklı çalışmasında, yörede kalın istif ve yaygın yüzeylemeler sunan çökel kayaçların farklı fasiyes koşullarında biriktiğini, bu oluşumun Liyas sürecindeki riftleşme, Dogger-Kretase ve Erken Eosen transgresyonları ile geliştiğini ve istiflerin son şeklini Geç Kretase ve Miyosen’de gelişen orojenik devinimlerle kazandığını belirtmiştir.

Okay ve diğ. (1997), Bayburt bölgesinde yaptıkları çalışmada, Alt Eosen tektoniği sonrası oluşmuş kayaçları üçe ayırmışlardır. Bunları kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluşan Eosen yaşta Sıraşlar Formasyonu; Eosen veya daha genç yaşta ortaç magmatitler ve muhtemelen Pliyosen yaşlı karasal kireçtaşı çakıllı konglomera, gevşek kumtaşı, pembemsi beyaz tüfler olarak söz etmişlerdir. Doğu Pontid’lerde Orta Eosen kayalarının genellikle tektonizma sonrası çökeldiğini ve daha yaşlı kayaları uyumsuzlukla örttüğünü belirtmişlerdir.

Yılmaz (2002), Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki çalışmasında Alibaba Formasyonu'nun geniş yayılıma sahip olduğunu, altta Kermutdere Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiğini, derin erozyona uğramış bölgelerde ise Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu üzerine aşınmalı uyumsuzlukla geldiğini belirtmişlerdir. Birim tabanında yersel kumlu ve Nummulitli kireçtaşları bulunduran kalın bir volkano tortul gövde olduğunu, tabanda bulunan konglomera seviyesinin büyük oranda Berdiga Formasyonu'ndan türemiş olduğunu belirtmiştir. Ayrıca birimin yaşının içerdiği *Nummulites*'lere dayanarak Eosen olduğunu ve birimin küçük çökeltme ortamlarında, yoğun bir volkanik etkinliğin de eşlik etmesiyle sığ denizel ve karasal ortamlarda birikmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Arslan ve diğ. (2005), Bayburt yöresinde yapmış oldukları çalışmada, Eosen yaşlı birimlerin uyumsuz olarak Liyas-Dogger volkanoklastikleri ve Malm-Alt Kretase yaşlı resifal karbonatlar üzerine geldiğini ve Özer (1984) tarafından Tekçam Tepe Formasyonu olarak tanımlanan Eosen istifinin *Nummulites*'li kireçtaşları ile başlayıp kilit ve marnla devam ederek birimin dereceli olarak tüflere geçiş gösterdiğini belirtmişlerdir.

Mercan (2009), yapmış olduğu Yüksek Lisans Tezinde, Doğu Pontidlerin jeolojik özelliklerini içeren inceleme alanının tabanında, Devoniyen-Karbonifer yaşlı Akşar Graniti'nin bulunduğunu, Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun Akşar Graniti üzerine uyumsuz olarak geldiğini; Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu'nun Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini; Eosen yaşlı Sırataşlar Formasyonunun, Hozbirikyayla Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve İprasiyen-Lütesiyen yaşlı Yazyurdu Formasyonu'nun Sırataşlar Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla bulunduğunu belirtmiştir. Granodiyorit, kuvars diyorit ve kuvars monzodiyorit'ten oluşan Rize Granitlerinin ise Yazyurdu Formasyonu'nu kestiğini belirtmiştir.

Danacı (2009), yapmış olduğu Yüksek Lisans Tezinde, Yazyurdu Formasyonu'nun tuf, tüfit, marn, kumtaşı ardalımasından oluştuğunu, tabanda Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı, gri, bej renkli, fosilli kireçtaşlarından oluşan Hozbirikyayla Formasyonu'nun üzerine aşınmalı uyumsuzlukla geldiği belirtilmiştir. Bazı bölgelerde formasyon üzerine tektonik dokanakra Hozbirikyayla Formasyonu gelirken, diğer bazı bölgelerde ise alüvyon örtü geldiğini belirtilmiştir.

Bölgede Eosen yaşlı granitik kayalar üzerinde yapılan çalışmalar ise aşağıda özetlenmiştir:

Karslı (2002), yapmış olduğu Doktora Tezinde Dölek ve Sarıçiçek Pülütönlörünün biyotitlerine K-Ar yöntemi kullanarak yapmış olduğu radyometrik yaş tayinleri neticesinde, bu kayaçların 42.7 ± 2.2 - 44.1 ± 1.1 milyon yıl yaşlı olduklarını belirlemiştir. Ayrıca pülütönlarda yüzeylenen kayaçların I-tipi granitoyid kayaçlar olduğunu ve genellikle kalk-alkalin bileşimden yüksek K'lu kalk-alkalin bileşime doğru değıştiklerini belirtmiştir.

Topuz (2005), Saraycık granitoyidinde yapmış olduğu çalışmada, Ar-Ar yöntemi kullanarak yapmış olduğu yaş yöntemi neticesinde granitoyidin yaşını ~ 52 milyon yıl olduğunu belirtmiştir. Ayrıca granitin adakite benzer özellikte olduğunu belirtmiştir.

Arslan, M. ve Aslan, Z., (2006), Dölek granodiyoriti'nde U-Pb (zirkon) yöntemi kullanarak yapmış olduğu yaş tayini neticesinde intrüzyonun yaşını 44.0 ± 0.2 milyon yıl olarak bulmuşlardır.

Eyüboğlu (2011), Aydıntepe (Bayburt) granitinde U-Pb yöntemi kullanarak yapmış olduğu yaş tayini neticesinde 42.06 ± 0.67 milyon yıl, Saraycık (Pulur) Granodioritinde U-Pb yöntemi kullanarak yapmış olduğu yaş tayini neticesinde 55.21 ± 0.45 milyon yıl ve Sarıhan (Pulur) Granitinde U-Pb yöntemi kullanarak yapmış olduğu yaş tayini neticesinde 53.03 ± 0.77 milyon yıl yaşlarını bulmuştur.

Karslı (2012), Sisdağı Pülütönlü'nda U-Pb yöntemi kullanılarak yapılan yaş tayini neticesinde 41.55 ± 0.31 milyon yıl yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Pülütönlüde yüzeylenen kayaçların I-tipi granitoyid kayaçlar olduğunu ve şoşonitik seride yer aldıklarını belirtmiştir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Amaç ve Yöntemler

Pelitli ve çevresi, Doğu Karadeniz Dağları'nın (Pontidler) Kuzey zonunda yer almakta olup, Eosen volkanitleri ile Pelitli Granitoyidi bu bölgede yayılım göstermektedir. Bu çalışmanın amacını, Pelitli ve çevresinde yüzeyleyen granitik kayaçların petrografik, jeokimyasal ve petroloji özelliklerinin incelenmesi oluşturmaktadır.

Yürütülen bu çalışma, kaynak taraması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmalarının ilk aşamasında daha çok bölgede yüzeyleyen birimlerin tanınması, dokanak ilişkilerinin ve yapısal unsurların belirlenmesine yönelik olmuştur. İnceleme alanında yüzeyleyen birimler önceden yapılan çalışmalar da dikkate alınarak kontrol edilmiş, Pelitli Granitoyidi ile Eosen yaşlı volkanitlerin sınırları ve stratigrafisi belirlenmiş ve gerekli düzeltmeler yapılarak yaklaşık 70 km² lik bir alanın jeolojik haritası (Şekil 3.2) hazırlanmıştır. Çalışmanın amacına uygun olarak granitik kayaçlardan ve yan kayaçlardan sistematik örnek alımı yapılmış, Pelitli Granitoyidi'nden yaklaşık 45 örnek, volkanik kayaçlardan ise yaklaşık 10 örnek toplanmıştır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması

İnceleme alanından derlenen kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesine yönelik, Pelitli Granitoyidi'ne ait 41, Pelitli Granitoyidi içindeki anklavlara ait 4, volkanik kayaçlara ait 10 olmak üzere toplam 55 adet örneğin ince kesitleri hazırlanmıştır. Bunun için kayaçlardan alınan 0,5x2x4 cm boyutunda plakacıklar, bir yüzeylerinin pürüzlülükleri giderildikten sonra 1mm kalınlığındaki 2,5x5 cm boyutundaki cam üzerine Kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapışmış olan kayaç, aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığına kadar inceltilerek

petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. İnce kesit örnekleri Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında yapılmıştır.

2.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve Mikro Fotoğrafların çekimi

Pelitli Granitoyidi'ne ait 15 adet (anklavlar dahil) ince kesit örneğinin modal analizleri yapılmıştır. Modal analizler Swift model F marka nokta sayıcı ile yapılmıştır.

Tane büyüklüğüne göre, tane boyutu 0.5-0.8 mm arasında olan örneklerde 1000-1500 nokta; tane boyutu 1.0-1.5 mm olan örneklerde ise 1500-2000 nokta sayılmıştır. Sayımı yapılan örneklerde sayım hatası;

$$s = \sqrt{V_i (100 - V_i) / n} \quad (2.1)$$

formülüyle hesaplanmış ve 3 adet örneğin sayımı tekrar yapılmıştır.

Volkanik yan kayalara ait yaklaşık 10 adet ince kesit Leitz Orthoplan marka polarizan mikroskoplarıyla incelenmiştir.

Seçilen örneklerin mikroskop görüntüleri GMF Jeoloji Mühendisliği Mikroskop Odası'nda Leitz Ortoplan marka polarize mikroskoba bağlı aynı marka düzenekte bulunan fotoğraf ünitesiyle alınmıştır.

2.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için mikroskop incelemeleri sonucunda ayırışmamış örnekler seçilmiş ve örnekler GMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında hazırlanmıştır.

Kimyasal analizler için seçilen, her biri yaklaşık 250-300 gr'lık kayaç örnekler çeneli kırıcıda 1-2 cm boyutuna indirdikten sonra, Tungsten-karpitten yapılmış halkalı öğütücülerde 200 mesh boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyrekleme yöntemi uygulanarak, yaklaşık 30 gr'lık toz örnekleri, kimyasal analizlerde kullanılmak üzere hazırlanmıştır.

2.1.2.4. Kimyasal Analizler

Pelitli Granitoyidi'ne ait 17 adet örneğin ana, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada da ACME Analiz (Vancouver, BC) laboratuvarında yapılmıştır. Ana ve iz elementler ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemiyle, nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry) yöntemiyle ile analiz edilmiştir. 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, 0.250 gr toz örneğin dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Analiz Limitleri; ana elementler için: % 0.002-0.04, iz elementler için: 0.01-8 ppm arasındadır.

2.1.2.5. Nem Kaybı ve Ateşte Su Kaybı (LOI)

XRF’de kimyasal analizleri yapılan örnekler için: Ögütülen örneklerden 10 gr alınarak 105°C deki etüvde 24 saat bekletilmiş ve daha sonra yeniden tartılmıştır. Aradaki farkla nem kaybı bulunmuştur.

Ateşte su kaybı için yine 10 gr halinde hazırlanan örnekler 24 saat, 25°C de bekletildikten sonra platin kaplara konularak 950°C deki etüvde 2 saat bekletilmiştir. 2 saat sonra örnekler tek tek alınarak tartılmış ve aradaki yüzde oranla ateşte uçucu ve su kaybı tespit edilmiştir. Örnekler, etüvden çıkarılır çıkarılmaz hemen tartılmış, böylece az nem alması sağlanmıştır.

2.1.3. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler, amaca yönelik olarak Grapher programı veya grafik programları kullanılarak ikili, üçlü ve örümcek diyagramları; Corel Draw çizim programlarında haritalar ve kesitler hazırlanmıştır. Tüm bunların sonunda, Fen Bilimleri Enstitüsünün yazım kurallarına göre bu tez hazırlanmıştır.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

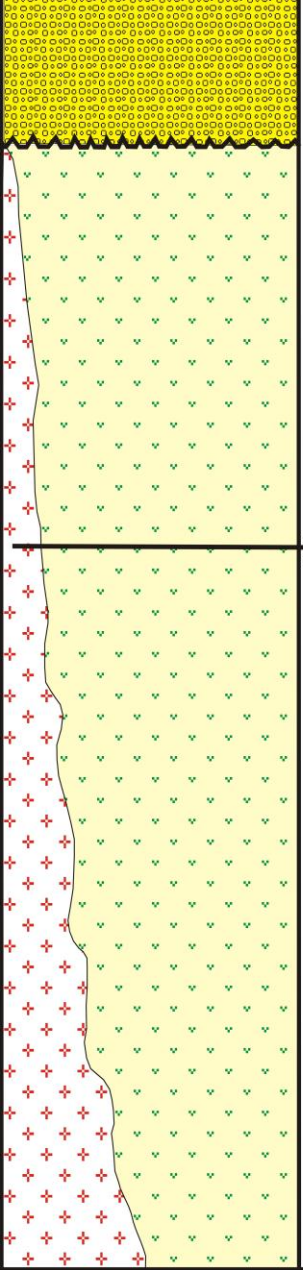
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi

İnceleme alanı Pelitli Köyü ve yakın civarında, volkanik ve plütonik kayaların egemen olduğu, yaklaşık 70 km²'lik bir alandan oluşur. Bu alanda yüzeylenen kayalar Tersiyer-Kuvaterner aralığında gelişmişlerdir.

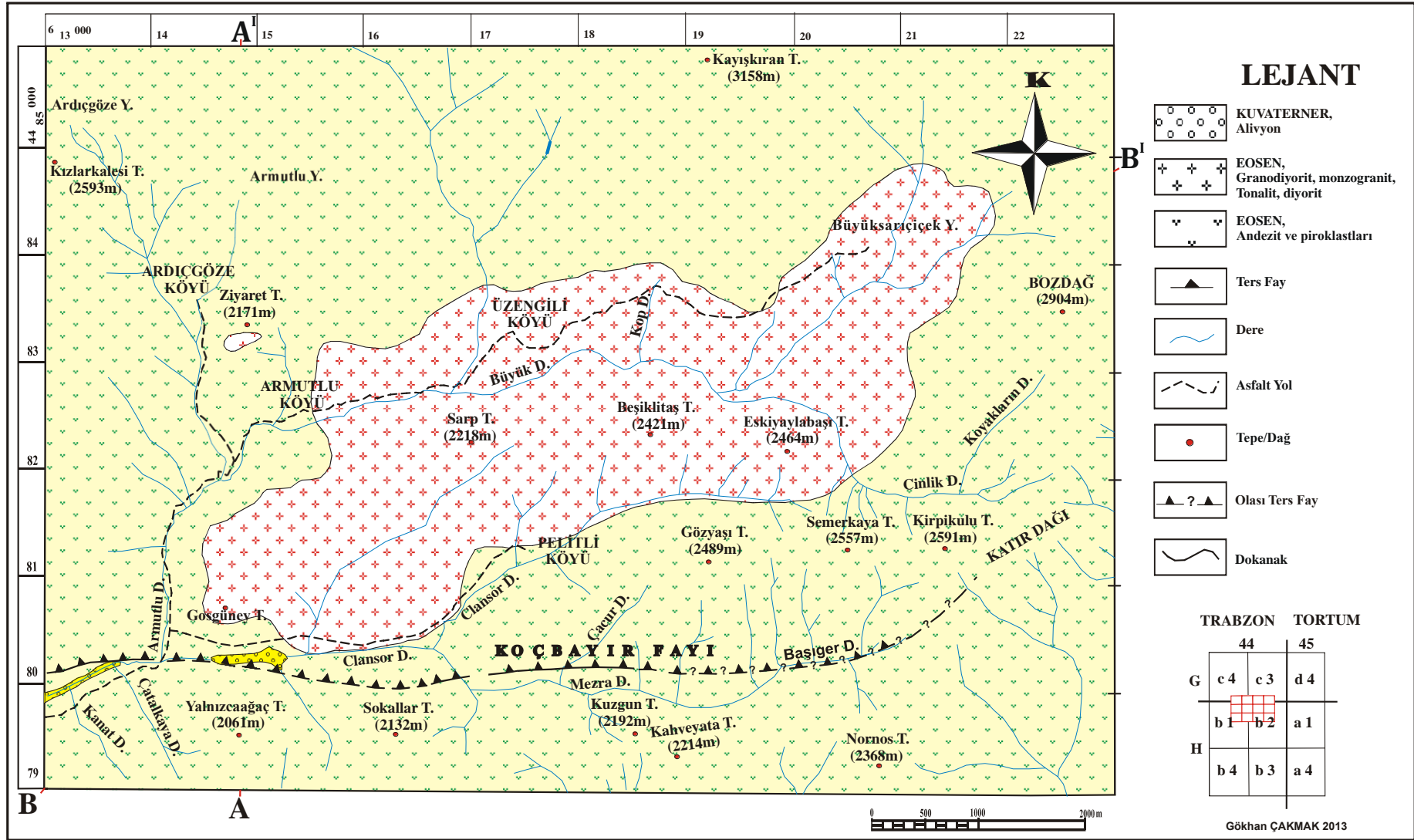
İnceleme alanında yüzeyleme veren kayaların alttan üste doğru stratigrafik dizilimi ve litolojisi şu şekildedir (Şekil 3.1):

3. Alüvyon (Kuvaterner)
2. Pelitli Granitoyidi (Eosen)
1. Yazıurdu Formasyonu (Eosen)

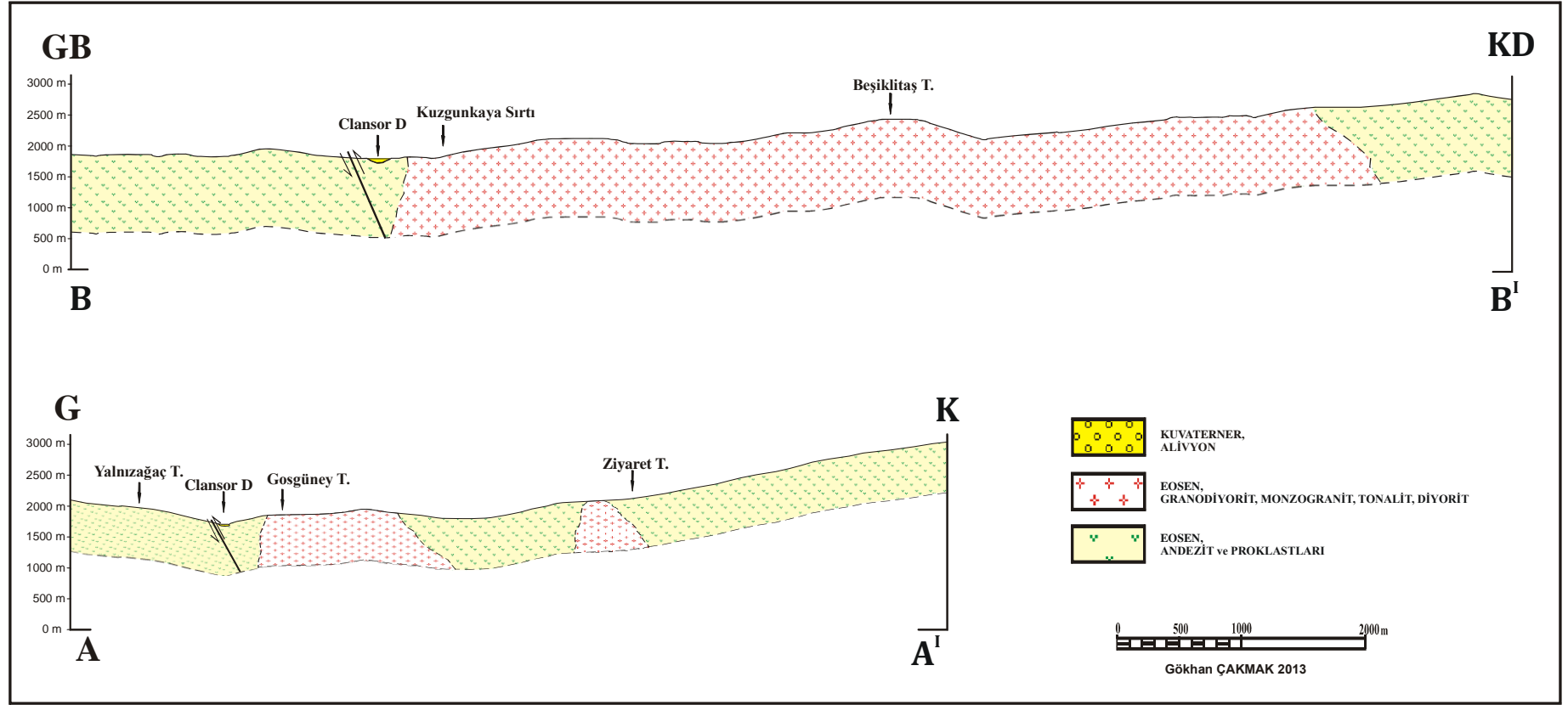
Çalışmanın amacında da belirtildiği gibi, Pelitli Granitoyidi çalışmamızın temelini oluşturmaktadır. Bu nedenle “İnceleme Alanının Stratigrafisi”nin yer aldığı bölümde Pelitli Granitoyidi'nin stratigrafisi ve yaş özellikleri verilmiş, ayrıntılı olarak “Pelitli Granitoyidi” başlığı altında sonraki bölümde incelenmiştir.

SENOZOYİK					ÜST SİSTEM	AÇIKLAMALAR	
	TERSİYER	KUVA.		KALINLIK(m)	LİTOLOJİ		
	EOSEN			~3-10		~800-1000	
	İPRESİYEN-LÜTESİYEN						
						ALÜVYON (Çakıl, kum) Uyumsuzluk	
						PELİTLİ GRANİTOYİDİ (Granodiyorit, monzogranit, tonalit, diyorit)	
						YAZIURDU FORMASYONU (Andezit ve piroklastları)	
						ÖLÇEKSİZDİR	

Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti.



Şekil 3.2. Pelitli yöresinin jeolojik haritası.



Şekil 3.3. Pelitli yöresinin jeolojik kesitleri.

3.1.1. Eosen

3.1.1.1. Yazyurdu Formasyonu

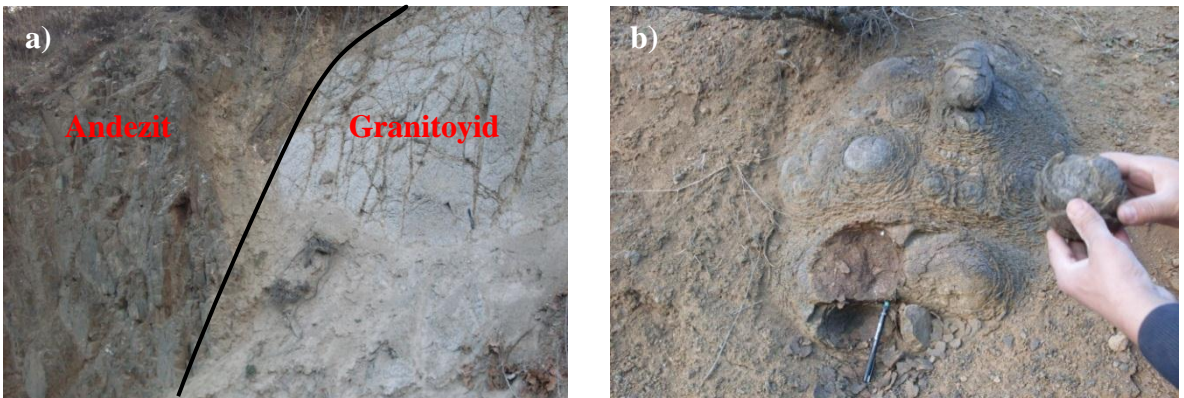
Birim adını mostra verdiği Yazyurdu Köyün'den almaktadır. Andezit, aglomera, tf, dasitik tf, dasit ve kumtaşı, silttaşı, marn, kumlu kireçtaşı, fosilli kireçtaşı ara seviyeli olarak gelişen volkano-tortul istiften oluşan birimi ilk olarak Keskin ve diğ., (1990) adlandırmıştır. Bu çalışmada da benzer stratigrafi ve konumundan dolayı Yazyurdu Formasyonu ismi kullanılmıştır.

Andezitler inceleme alanında, Kabak Tepe, Ziyaret Tepe, Armutlu Yaylası, Sokallar Tepe, Kuzgun Tepe, Pelitli Köyü, Kayışkırın Tepe, ataldere Yaylası, Ayıtası Yaylası, Gözyaşı Tepe ve Kirpikulu Tepe civarlarında görülmektedir.

İnceleme alanının büyük bir bölümünde yüzeyleme veren birim (şekil 3.2), başlıca andezit ve bunların piroklastitlerinden oluşmaktadır.

Renkleri açık yeşilden koyu yeşile, griden siyaha doğru değişmektedir (şekil 3.4). Çalışma alanında birimin tabanı görülmemektedir. Yer yer Pelitli Granitoyidi tarafından kesilmiş olup kısmen metamorfizmaya uğramıştır. Bundan dolayı granitoyide yakın kısımlarda bol miktarda epidotlaşma, kloritleşme ve silişleşme görülmektedir.

Çalışma alanında birimin tabanı görülmediği için gerçek kalınlığı hesaplanamamıştır. Jeolojik kesitlerden yararlanarak birimin yaklaşık kalınlığı 1000 m olarak hesaplanmıştır (şekil 3.3).



şekil 3.4. a) Granitoyid - volkanik kayaç dokanağı. b) Pelitli yolu kenarında Eosen Volkanitleri (Yazyurdu Formasyonu) içinde gözlenen soğan yapısı (eksfoliasyon yapısı).

Andezitlerin petrografik incelemesinde, mikrolitik porfirik, glomerofirik ve camsı dokular gözlenmiştir.

Plajiyoklas: İri öz ve yarı öz şekilli levhamsı prizmatik kristaller, hamurda da küçük kristaller halinde bulunur. İri kristaller albit ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Plajiyoklaslar oligoklas bileşiminde olup anortit içerikleri % 21-28 arasında (010'a dik kesitlerde) değişmektedir. En yaygın bozuşma türleri kalsitleşme, serizitleşme ve epidotlaşmadır. Kayaçta yaklaşık % 50-70 oranında bulunur.

Ojit: Diğer ferromagnezyen minerallere oranla en fazla bulunur. Genellikle öz şekilli ve yarı öz şekilli küçük kristaller halinde bulunurlar. Kloritleşme ve kalsitleşme yaygın olarak izlenmiştir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 43-45° arasındadır. Kayaçta yaklaşık % 5-10 oranında bulunur.

Amfibol: İri, öz ve yarı öz şekilli prizmatik kristaller halinde, hamurda da küçük çubuğumsu kristaller halinde bulunur. Pleokroizma renkleri; z: kahverengimsi yeşil, y: yeşil, x: açık sarı yeşildir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları yaklaşık 13-16° dir. Çoğunlukla kloritleşme ve kalsitleşme türünde ayrışma ürünleri göstermekte ve bazılarının etrafında opak mineral oluşumları bulunmaktadır. Kayaçta yaklaşık % 5-10 oranında bulunur.

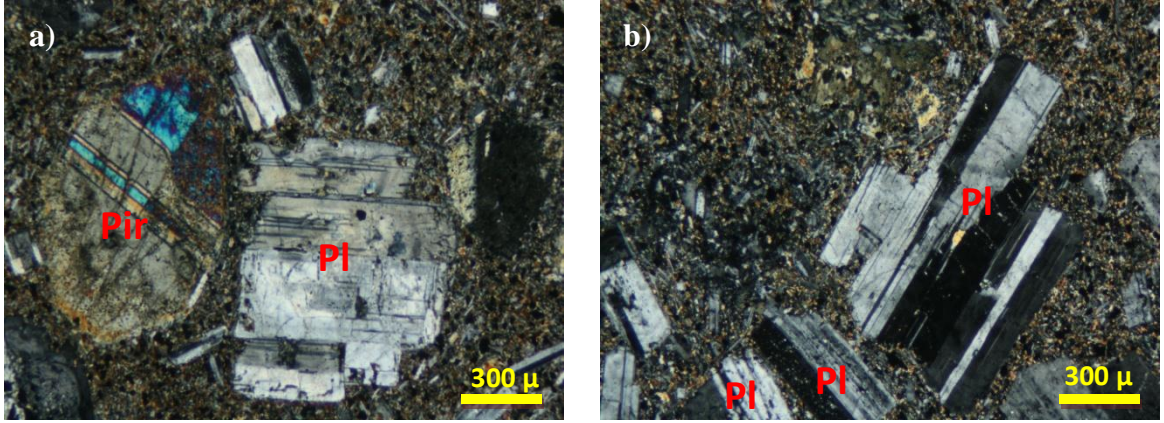
Biyotit: Genellikle yarı öz şekilli küçük prizmatik kristaller halindedir. (001) yüzeyine paralel dilinim belirgin ve bu dilinime göre paralel sönmelidir. Dilinim ve kenarları boyunca klorit ve opak minerallere dönüşmüş olarak görülür. Kayaçta yaklaşık % 3-7 oranında bulunur.

Opak mineraller: Düzensiz şekillerde ve genellikle mafik minerallerin etrafında bulunurlar. Kayaçta yaklaşık % 1-3 oranında bulunur.

İkincil mineraller: Ayrışma ürünü olarak kloritleşme, silisleşme, serizitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma yaygındır.

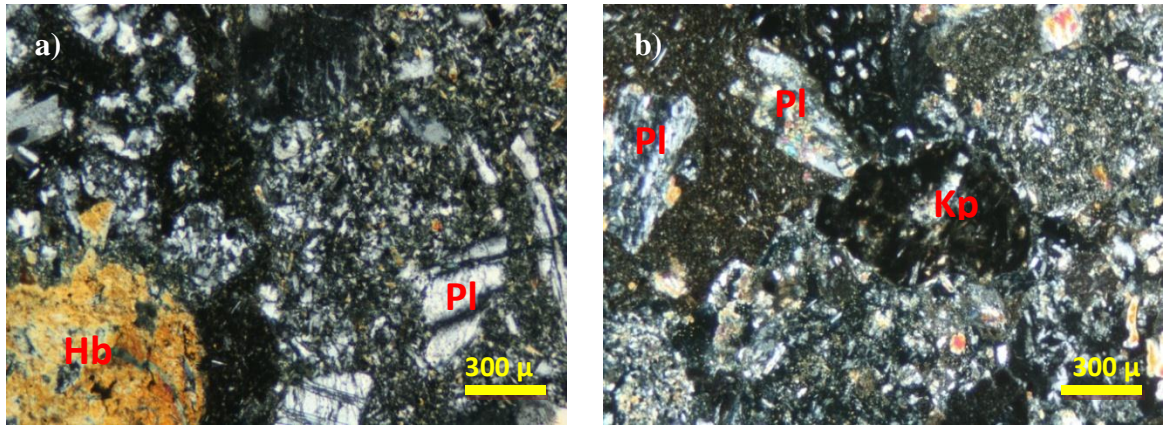
Hamur: Plajiyoklas, amfibol, biyotit, ojit ve opak minerallerin çok küçük kristallerinden oluşmaktadır.

Kayaç adı: Andezit (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Yazıyurdu Formasyonu içindeki andezitlerde gözlenen mikrolitik porfirik doku (Ç.N.: Pl: Plajiyoklas, Pir: Piroksen).

Tüfler kristal ve litik-kristal tuf niteliğindedir (Şekil 3.6). Kristal taneleri, köşeli, yer yer kırıklı plajiyoklas, genelde büyük kristaller halinde hornblend, küçük lifsi kristaller halinde tremolit-aktinolit, küçük piroksen ve kenarlardan itibaren kloritleşmiş biyotit ve küçük taneler halinde opak minerallerden oluşurken, litik parçalar köşeli ve andezit bileşimindedir. İkincil mineraller klorit, kalsit, zeolit ve serizit minerallerinden oluşur.



Şekil 3.6. Yazıyurdu Formasyonu içindeki litik-kristal andezitik tüflere ait ince kesit fotoğrafı (Ç.N.: Pl: Plajiyoklas, Hb: Hornblend, Kp: Kayaç Parçası).

3.1.1.1.1.Yaş

Bu birimden alınan örneklerde yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır.

Ancak Keskin ve diğ., (1990), inceleme alanının güneyinde, kireçtaşlarından almış oldukları örneklerde *Nummulites* fosilleri bulmuştur. Yazıyurdu Formasyonu altında ve içerisinde ara seviye olarak yer alan kireçtaşı seviyelerden (Nişantaşı Üyesi) derlenen

örneklerin tümünün paleontolojik incelemelerinden Alt-Orta Eosen yaşı bulunmuştur (Keskin ve diğ., 1990).

Önceki çalışmalar da dikkate alınarak bu birimin yaşı Alt-Orta Eosen olarak kabul edilmiştir.

3.1.1.2. Pelitli Granitoyidi

İnceleme alanında içinde yer aldığı Doğu Pontid Kuşağı'nda volkano-tortul istif içerisine sokulmuş intrüzif kayaçları, çeşitli araştırmacılar (Çoğullu, 1970, Taner, 1977, Yılmaz, 1984, Keskin ve diğerleri, 1990) tarafından "Rize Plütunu" adı altında incelenmiştir. Güven (1993) ise, granitten gabroya kadar değişik litolojilerle temsil olunan bu intrüzif kayaçları, intrüzyon yaşını baz almaksızın "Kaçkar Granitoyidleri" olarak adlandırmıştır. İnceleme alanında geniş yayılım sunan birim, en iyi gözleendiği Pelitli Köyüne atfen ilk olarak tarafımızdan "Pelitli Granitoyidi" olarak adlandırılmıştır.

3.1.1.2.1.Yaş

İnceleme alanında Pelitli Granitoyidi Alt-Orta Eosen yaşlı Yazıyurdu Formasyonunu kesmiştir.

Çoğulu (1970) çalışma alanına yakın Toronsoz Köyünden aldığı granodiyorit örneğine K/Ar metodu uygulayarak yaşını 32 Milyon yıl bulmuştur.

Eyüboğlu (2011), çalışma alanının 20 km batısında yer alan Aydıntepe Granitoyidi'nde yapmış olduğu yaş izotop analizinde, granitoyidin yaşını 42.06 ± 0.67 Milyon yıl olarak bulmuştur.

Tüm bu çalışmalar ışığında incelenen granitoyidin diğer granitlere benzer özellikler gösterdiği dikkate alınarak benzer yaşta (Eosen) olduğu sonucuna varılmıştır.

3.1.2. Kuvaterner

3.1.2.1. Alüvyon

İnceleme alanında Clansor Dere boyunca gözlenen alüvyonlar, çevre kayaçların çakıl boyutundan kum boyutuna kadar değişen boyutlarda malzemelerini içerirler.

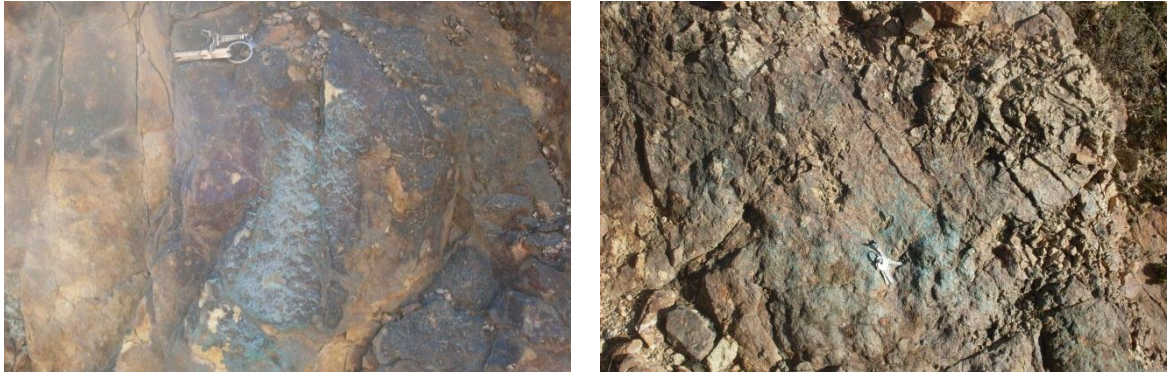
3.2. Pelitli Granitoyidi

Bu bölümde çalışma alanının büyük bir kısmında yüzeyleme veren ve çalışmanın ana konusunu oluşturan Pelitli Granitoyidi'nin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.

3.2.1. Saha Gözlemleri

Pelitli Granitoyidi, uzun ekseni kuzeydoğu-güneybatı istikametinde uzanım gösteren, elips şekilli yüzeylemeye sahip bir sokulundan oluşur (Şekil 3.2). Pelitli Granitoyidi yaklaşık 15.5 km² lik bir alanda yüzeyleme vermekte olup, 5-6 km uzunluğunda ve 3-4 km genişliğindedir. Pelitli Granitoyidi, Trabzon H44-b1, b2 paftalarında, Armutlu batısı, Üzengili Köyü doğusu ve Bozdağ civarı ile sınırlıdır. Pelitli Granitoyidi, Eosen volkanitlerini kesmiştir.

Pelitli Granitoyidi'nin yan kayaçlar ile olan dokanaklarında metabazalt ve metaandezitler oluşmuştur. Granitoyidin andezit ile dokanaklarında yer yer skarn zonları gelişmiştir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Pelitli Köyü girişinde gözlenen skarn tipi azurit ve malakit cevherleşmeleri.

Tektonik ilişkiler özellikle Pelitli köyünün 1km güneyinde gözlenmiş olup, Koçbayır ters fayından oluşur.

Pelitli Granitoyidi'nde soğuma çatlakları mevcuttur. Bazı kısımlarda çatlak sistemleri seyrek olarak gelişmiş ve iyi derecede bloklar vermişlerdir. Bazı mevkilerde, özellikle de yan kayaç dokanaklarında, çok çatlaklı ve kırıklı yapılar gelişmiş olup, kayaçlar iyi blok vermezler.

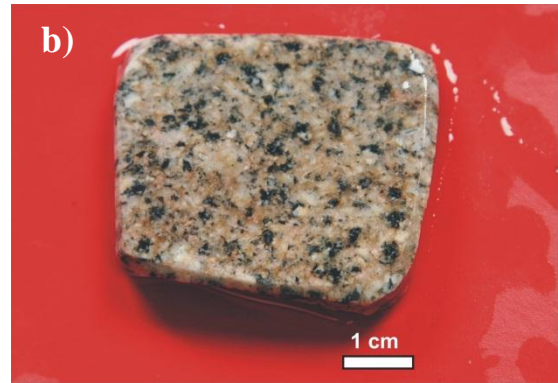
Pelitli Granitoyidi genelde sağlam bir görünüme sahiptir. Arenalaşma az olarak Pelitli Köyü batısı ve Üzengili Köyü doğusunda görülmektedir. Arenalaşmış kesimlerde kayaç kolayca parçalanmakta olup, toprağimsi bir yapı kazanmıştır (Şekil 3.8).

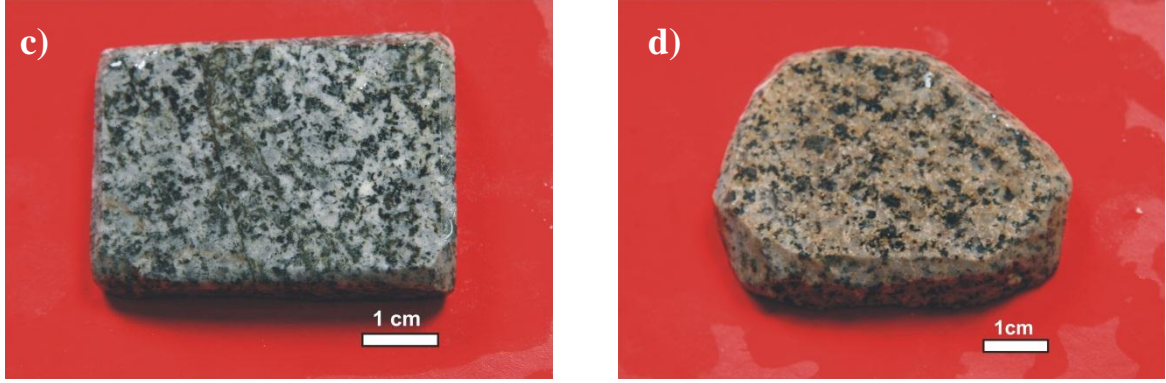


Şekil 3.8. Pelitli Granitoyidi’nde gözlenen arenalaşma.

Pelitli Granitoyidi mafik mikrogranüler anklav ve yan kayaç ksenoliti içermektedir. Anklavların tümü içinde buldukları granitoyide göre daha ince taneli ve daha koyu renktedir.

Pelitli Granitoyidi’ni oluşturan diyorit, granodiyorit, granit ve tonalit bileşimindeki kayaçlar, arazide makroskobik olarak renk farklılıkları, ayrışma dereceleri, dokuları, mineral içerikleri, mafik mineral oranları, anklav içerikleri ve birbirleri ile olan dokanak ilişkileri gibi özelliklerine bağlı olarak birbirlerinden ayrılabilmişlerdir (Şekil 3.9). Pelitli Granitoyidi’nde, yan kayaçlarla olan dokanıklarda ince taneli ve porfirik dokular görülürken, plütonun merkezine doğru orta taneli yapılara geçiş görülmektedir.





Şekil 3.9. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların parlatılmış el örnekleri. a) Diyorit, b) Monzogranit, c) Tonalit, d) Granodiyorit.

Makroskobik olarak ayırt edilemeyen kayaç türleri, mikroskop yardımıyla ayrılmışlardır.

3.2.2. Petrografik inceleme

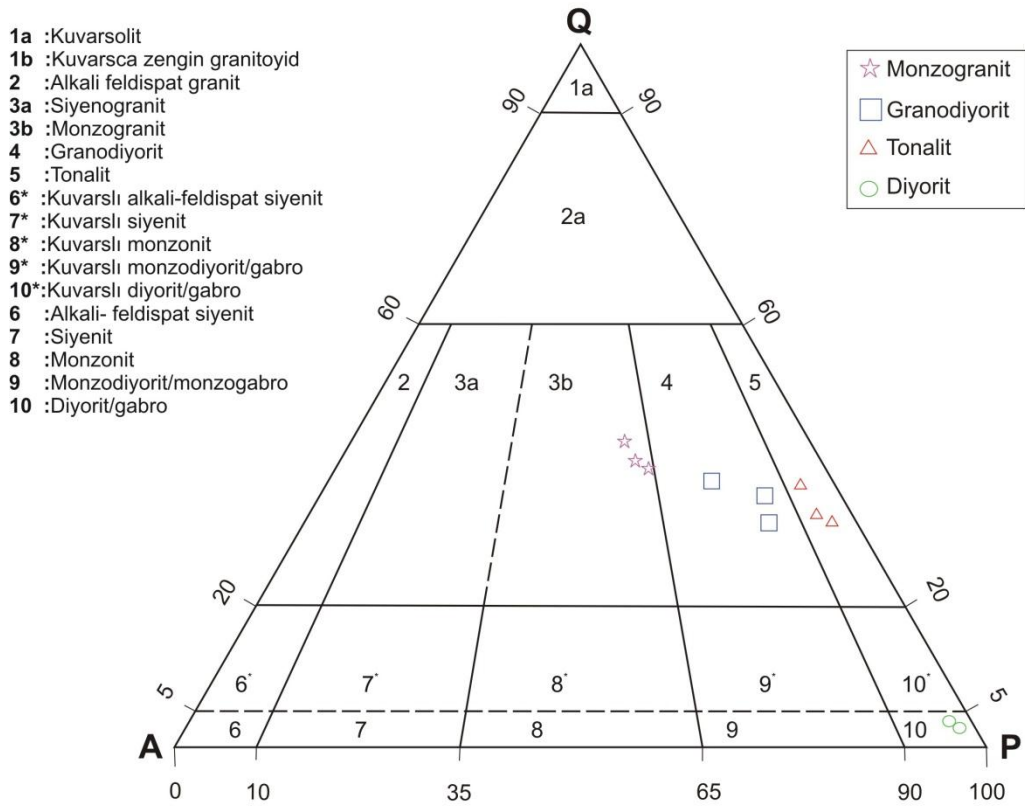
Pelitli Granitoyidi'nden sistematik olarak alınan 11 adet örneğin modal analiz sonuçları ve modal analiz değerleri Tablo 3.1'de verilmiştir.

Tablo 3.1. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların modal analizleri

Örnek	Pl	Q	Ort	Horn	Bi	Piroksen	Opak	Epidot	Klorit	Kalsit	Ad
MT 6	80.1	2.2	1.6	9.2	1.1	4.3	2.4	-	-	-	Diyorit
MT 4	80.3	3.2	2.4	9.2	1	2.3	1.7	-	0.8	-	Diyorit
MT 9	63.3	31	3.1	1.4	0.6	-	0.5	-	-	0.5	Tonalit
JK 20	59.1	31	4.2	2.4	1.1	-	1.6	0.4	0.5	-	Tonalit
MT 2	55.1	35	4.1	3.2	1.6	-	0.6	-	0.3	0.45	Tonalit
JK 25	49.2	27.4	9.3	4.3	1.4	-	2.6	2.3	2.4	1.5	Granodiyorit
JK 30	46.9	30.6	8.2	6.3	3.7	-	2.5	1	0.6	1.2	Granodiyorit
JK 19	45.1	36.1	14.2	1.6	1.3	-	1.1	1.4	-	-	Granodiyorit
JK 31	31	40	21	0.7	2.1	-	1.6	1	1.2	1.7	Monzogranit
JK 13	35	39	22	1.3	2.6	-	0.5	-	0.4	-	Monzogranit
JK 17	37	38	21	0.7	1.6	-	0.8	-	0.9	-	Monzogranit

Pelitli Granitoyidi kayaç örnekleri modal analize dayalı QAP diyagramına (Streickeisen, 1976) aktarıldığında (Şekil 3.10), diyorit, tonalit, granodiyorit ve monzogranit bileşimli kayaçlardan oluştuğu görülmektedir. Modal analizi yapılan örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimlerinden itibaren hazırlanan zonlanma haritası Şekil 3.11’de verilmiştir.

Pelitli Granitoyidi’ni oluşturan kayaçların modal analiz sonuçları Lameyre ve Bowden (1982)’nin plütönik serileriyle karşılaştırıldığında örneklerin kalk alkalen granodiyorit seri alanına düştükleri görülür.



Şekil 3.10. Pelitli Granitoidine ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAP diyagramındaki dağılımları (Streickeisen, 1976).

Pelitli Granitoidini oluşturan kayaçların modal mineralojilerinin özeti şu şekildedir:

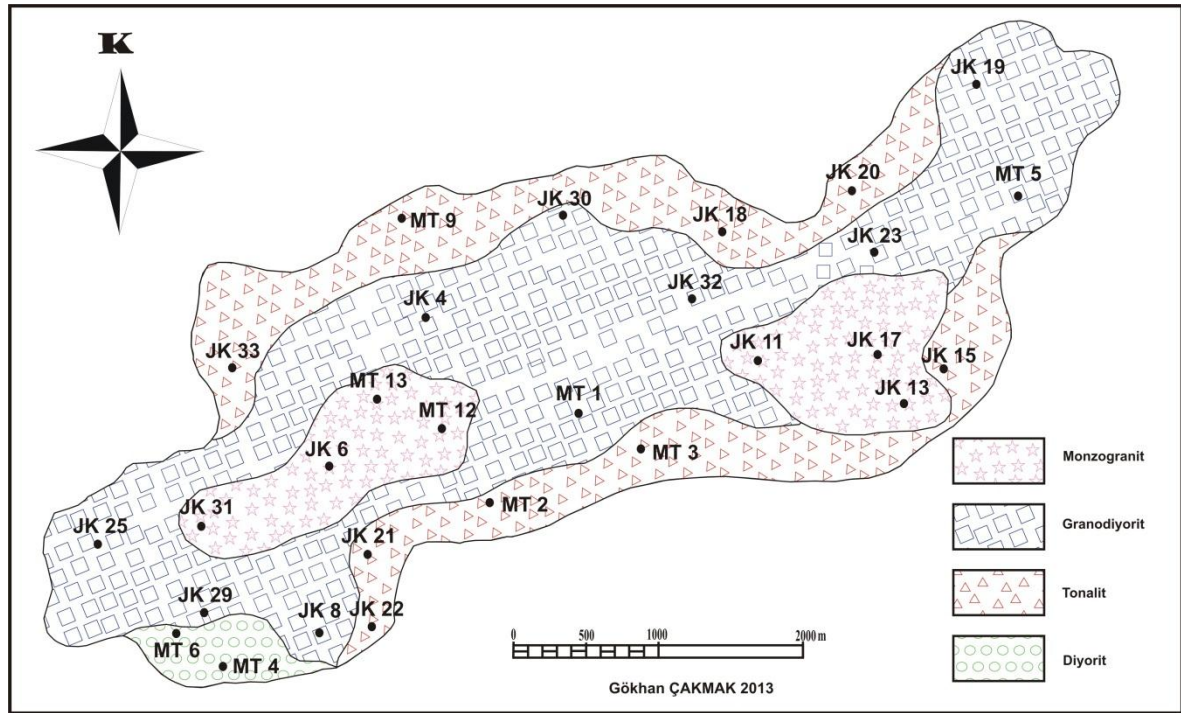
Diyoritlerde modal plajiyoklas içerikleri 80.1-80.3 arasında, kuvars 2.2-3.2 arasında, ortoklas 1.6-2.4 arasında, hornblend 9.2, biyotit 1.0-1.1 arasında ve opak mineral içerikleri 1.7-2.4 arasında değişmektedir (Tablo 3.1).

Tonalitlerin modal plajiyoklas içerikleri 55.1-63.3 arasında, kuvars 31.0-35.0 arasında, ortoklas 3.1-4.2 arasında, hornblend 1.4-3.2 arasında, biyotit 0.6-1.6 arasında ve opak mineral içerikleri 0.5-1.6 arasında değişmektedir (Tablo 3.1).

Granodiyoritlerin modal plajiyoklas içerikleri 45.1-49.2 arasında, kuvars 27.4-36.1 arasında, ortoklas 8.2-14.2 arasında, hornblend 1.6-6.3 arasında, biyotit 1.3-3.7 arasında, opak mineral içerikleri 1.1-2.6 arasında değişmektedir (Tablo 3.1).

Monzogranitlerin modal plajiyoklas içerikleri 31.0-37.0 arasında, kuvars 38.0-40.0 arasında, ortoklas 21.0-22.0 arasında, hornblend 0.7-1.3 arasında, biyotit 1.6-2.6 arasında ve opak mineral içerikleri 0.5-1.6 arasında değişmektedir (Tablo 3.1).

Buna göre diyoritler en yüksek modal plajiyoklas ve hornblend içeriğine, monzogranitler en yüksek modal kuvars ve ortoklas içeriğine, granodiyoritler ise en yüksek modal biyotit içeriğine sahiptirler.



Şekil 3.11. Modal analizi yapılan örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimlerinden itibaren hazırlanan zonlanma haritası.

3.2.2.1. Diyorit

İnceleme alanında, Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan diyoritlerin yayılımı çok az olup, Gosgüney Tepede görülmektedir. Koyu renkli minerallerin bol olarak bulunması nedeni ile

genellikle gri ve koyu gri renkler gösterirler. Diğer granitik kayalara nazaran mafik mineral içeriklerinin daha fazla olması, daha koyu renkte görülmeleri ve çok az orandaki kuvars içerikleri ile onlardan kolaylıkla ayırt edilirler. Makroskopik olarak plajiyoklas ve hornblend mineralleri tanınabilmektedir.

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelenmesinde aşağıdaki özellikler belirlenmiştir:

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli (Şekil 3.12).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli iri kristaller halindedir. Kesitlerde en bol bulunan minerallerdir. 010'a dik kesitlerde yapılan cins tayininde, cinsinin andezin (An_{34-37}) olduğu saptanmıştır. Plajiyoklaslar yaygın olarak albit, az oranda da polisentetik albit-karlsbad ikizleri gösterirler. Zonlanma gösteren kristallerde yaygın olarak halkalı zonlanma görülür. En yaygın ayrışma türü serizitleşme, kalsitleşme ve killeşme şeklindedir. Kayaçta % 80.1-80.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Öz şekilsiz olarak, ortoklasla birlikte diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Kesitlerde çok az oranda ve küçük taneler halinde görülür. Gelişi güzel yönlere sahip kırık ve çatlaklar içerir. Tüm kuvars kristalleri dalgalı sönme göstermektedir. Kayaçta % 2.2-3.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Öz şekilsiz kristaller halindedir. Bazı kesitlerde çok az oranda ve küçük taneler halinde görülür. Mikropertitik yapıdadırlar. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 1.6-2.4 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Kayaç içerisinde en bol bulunan koyu renkli mineraldir. Öz ve yarı öz şekilli levhamsı prizmatik kristaller halindedir. Pleokroizma renkleri yönlere göre şöyledir; x: açık sarı, y: yeşil, z: mavimsi yeşildir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları $11-16^\circ$ arasındadır. Bazılarında ideal 56° lik dilimler net olarak gözlenmektedir. Bazılarında da tek yönde dilinim görülmektedir. Bir kısım minerallerde de ikizlenme görülmektedir. Bazı kesitlerde dilinim ve kenarlar boyunca yer yer kloritleşmiş olarak gözükmemektedir. Kayaçta % 9.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Aktinolit: Yarı öz şekilli ve öz şekilsiz küçük lifsi, buket şekilli kristaller halindedir. Pleokroizma renkleri; x: renksiz, y: açık yeşil, z: soluk yeşil-mavi. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları $12-14^\circ$ dir.

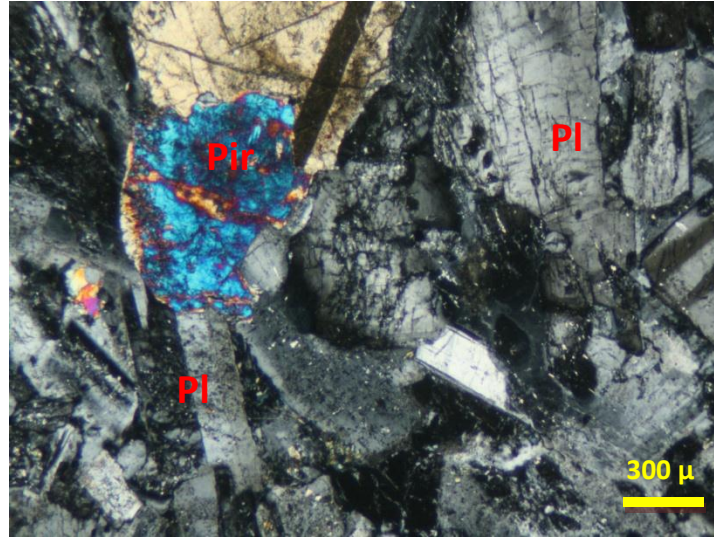
Piroksen: Bazı kesitlerde az oranda bulunur. Çoğunlukla renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermezler. Maksimum sönme açıları $40-43^\circ$ dir. Kayaçta % 2.3-4.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Bazı kesitlerde ve az oranda bulunur. Tek nikelde açık sarı-koyu kahverengi pleokroizma gösterir. Kayaçta % 1.0-1.1 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Opak mineral: İrili ufaklı öz şekilsiz daneler şeklinde bulunurlar. Kayaçta % 1.7-2.4 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, kalsitleşme ve kloritleşmedir.

Kayaç adı: Diyorit (Şekil 3.12).



Şekil 3.12. Pelitli Granitoyidi içindeki diyoritlere ait taneli doku (Ç.N. Pl: Plajiyoklas, Pir: Piroksen).

3.2.2.2. Tonalit

Pelitli Granitoyidi içinde granodiyoritlerden sonra yayılımı en fazla olan kayaçlardır. Çalışma alanında Armutlu Köyü kuzeydoğusunda, Üzengili Köyü doğusunda ve kuzeyinde yüzeyleme verirler. Plütonun kenar fasiyesini oluşturan bu birim, arazide açık gri renktedir. Genellikle sert yapıda olup, sarp engebeler oluşturur. Genellikle koyu renkli mafik anklavlar içerirler. Kayaçta makroskobik olarak plajiyoklas, kuvars ve hornblend mineralleri görülmektedir.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli, yer yer de porfirik (Şekil 3.13).

Plajiyoklas: İncelenen kayaçlarda en bol bulunan açık renkli minerallerdir. Genelde iri kristaller halinde, bazı örneklerde ise küçük tanelere geçiş göstermektedir. Öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, bazıları zonlu yapı göstermektedir. Sönme açıları tayininde cinsinin andezin (An_{32-34}) olduğu belirlenmiştir. Genelde ayrılmış olup, epidotlaşma,

kalsitleşme, serizitleşme ve killeşme gösterirler. Kayaçta % 55.1-63.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: İrili ufaklı öz şekilsiz kristaller şeklinde diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Bazı kesitlerde dalgalı sönme gösterirler. Hem iri hem de küçük kristaller halinde olup, gelişi güzel yönlere sahip kırık ve çatlaklar içerir. Kayaçta % 31.0-35.0 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Öz şekilsiz kristaller halindedir. Az oranda ve küçük taneler halinde görülür. Mikropertitik yapıdadırlar. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 3.1-4.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Öz ve yarı öz şekilli levhamsı prizmatik kristaller halindedir. Pleokroizma renkleri yönlere göre şöyledir; x: açık sarı, y: yeşil, z: mavimsi yeşildir. Genellikle uzanım istikametine paralel tek yönde dilinimler belirgindir. Seyrek olarak birbirleriyle yaklaşık 56° lik açılar yapan dilinimler görülür. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 12-17° arasındadır. Kayaçta % 1.4-3.2 oranında bulunur (Tablo 3.1.).

Piroksen: Bazı kesitlerde az oranda bulunur. Çoğunlukla renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermezler. Maksimum sönme açıları 40-43° dir.

Biyotit: Bazı kesitlerde az miktarda bulunur. Genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde olup, kısmen kloritleşmiştir. (001) yüzeyine paralel dilinime göre dik sönme göstermektedir. Kayaçta % 0.6-1.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

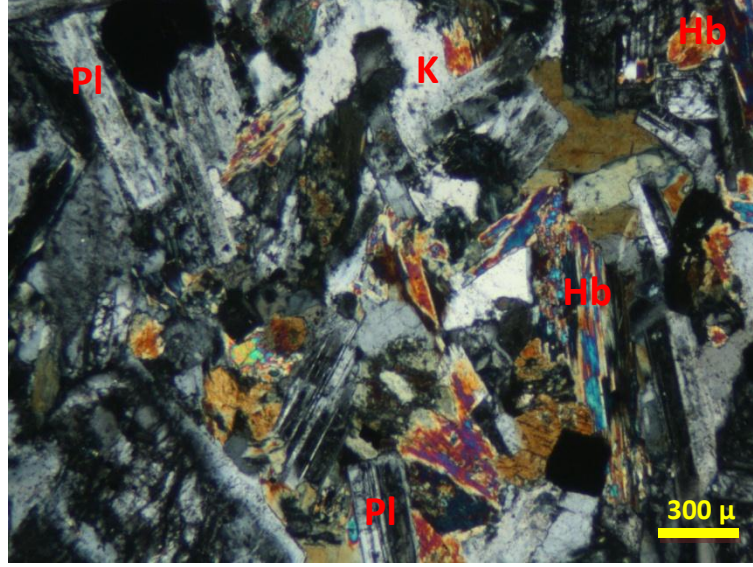
Apatit: Öz şekilli ince çubuğumsu kristaller halinde olup, az olarak bulunur. Genellikle kuvarsların içinde kapanımlar halindedir.

Zirkon: Öz şekilli küçük prizmatik kristaller halinde görülür. Çok yüksek rölyeflidir ve uzantıya paralel kesitlerde dik sönmelidir.

Opak Mineral: İrili ufaklı öz şekilsiz daneler şeklinde, kayaçta % 0.5-1.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, epidotlaşma ve kloritleşmedir.

Kayaç adı: Tonalit (Şekil 3.13).



Şekil 3.13. Pelitli Granitoyidi içindeki tonalite ait taneli doku (Ç.N. Pl: Plajiyoklas, Hb: Hornblend, K: Kuvars).

3.2.2.3. Granodiyorit

Pelitli Granitoyidi'nde yayılımı en fazla olan kayaçları oluştururlar. Genellikle tonalitlerin iç kısmında ve onları çevreleyen zon boyunca yer alır (Şekil 3.10). İnceleme alanında özellikle Gosgüney Tepe, Büyük Sarıçiçek Yaylası kuzeyi civarında yüzeyleme verirler. Genelde rengi açık gri olan bu birim yer yer kaolinleşmiştir. Bol çatlaklı olan kayaçlar gözle görülebilecek büyüklükte kuvars, feldispat ve koyu renkli minerallerden oluşmaktadır. Genellikle koyu renkli mafik anklavlar içerirler.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli, porfirik, yer yer de mirmekitik ve poikilitik (Şekil 3.14).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli dikdörtgenimsi kristaller halinde bulunur. İncelenen kayaçlarda en bol bulunan açık renkli minerallerdir. Cinsinin oligoklas (An_{23-25}) ve andezin (An_{35-37}) olduğu belirlenmiştir (010'a dik kesit). İri plajiyoklas kristalleri, küçük hornblend ve opak mineral enklüzyonları içerirler. Zonlanma gösteren kristallerde yaygın olarak halkalı zonlanma görülür. İri kristallerden bazılarının kenar kısımları kaybolmuş, yerlerine veya üstlerine, duruşu, ikizlenmesi ve zonlanması farklı olan başka plajiyoklas kristalleri yerleşmiştir. İri kristallerin bazıları kırıklı ve çatlaklı yapıdadır. En yaygın ayrışma türü serizitleşme, kalsitleşme ve killeşmedir. Kayaçta % 45.1-49.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Öz şekilsiz irili ufaklı kristaller halinde diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurmuştur. Kayaçta plajiyoklasdan sonra en bol bulunan açık renkli mineraldir. Bazı kesitlerde dalgalı sönme görülür. Bazı kesitlerde de çatlaklı ve kırıklı yapıdadır. Kayaçta % 27.4-36.1 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Öz şekilsiz kristaller halinde, kuvarsla birlikte diğer minerallerin arasını doldurur. Karlsbad ikizi gösterir ve çoğunlukla pertitik özelliktedir. Ortoklaslar pek çok sayıda orta ve küçük daneli kuvars, plajiyoklas, biyotit ve opak minerallerinden oluşan enklüzyon içermektedir. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 8.2-14.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Öz ve yarıözşekilli levhamsı kristaller halinde görülür. Genelde kayaçta en bol bulunan koyu renkli mineral olmasına rağmen, bazı kesitlerde bazan biyotit daha fazladır. Bazal kesitlerinde altıgen şekli ve $56-124^{\circ}$ açı yapan iki dilinimi nettir. Yönlere göre pleokroizma şöyledir; z: mavimsi-kahverengimsi yeşil, y: yeşil, x: açık sarı-yeşildir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları $11-15^{\circ}$ dir. Hornblend mineralleri genellikle biyotit mineralleri ile iç içe bulunurlar ve kümülofirik yapıyı oluştururlar. İri hornblend kristallerinden bazıları kırıklı ve parçalanmış yapıda olup, daha ziyade volkanik yan kayaç dokanalarında bu özellik yaygındır. Bazı mineraller ayrışarak kalsit ve klorite dönüşmüşlerdir. (100) ikizine sık rastlanılır. İri kristaller, plajiyoklas ve opak mineral kapanımları içerirler. Kayaçta % 1.6-6.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Piroksen: Bazı kesitlerde az oranda bulunur. Çoğunlukla renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermezler. Sönme açıları $40-43^{\circ}$ dir. Bazı kesitlerde birbirine dik dilinimler gösterir.

Biyotit: Öz ve yarı öz şekilli çubuğumsu prizmatik kristaller halindedir. (001) yüzeyine paralel dilinimi belirgindir ve bu dilinime göre paralel sönmelidir. Ayrışmamış minerallerde pleokroizma yönlere göre şöyledir; z ve y: açık-kırmızı kahverengi x: açık sarıdır. Bazı kesitlerde kısmen ayrışarak klorite dönüşmüştür ve dilinimler boyunca epidot ve opak mineral yığılımları gözlenmiştir. Bazan apatit, zirkon ve opak mineral inklüzyonları içerir. Kayaçta % 1.3-3.7 oranında bulunur (Tablo 3.1).

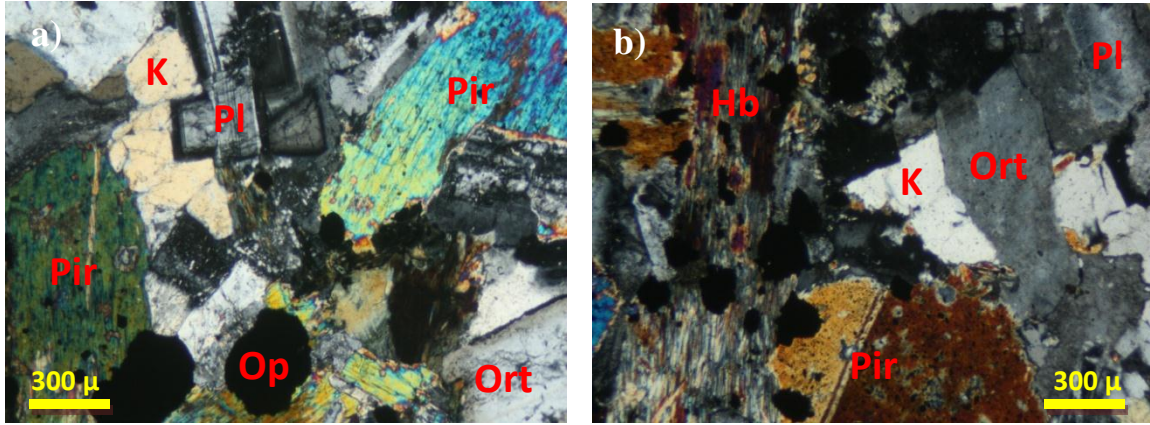
Apatit: Öz şekilsiz özellikle iğnemsî şekillerde kuvars ve feldispatların içinde kapanımlar halindedir.

Zirkon: Bazı kesitlerde gözlenmiş olup, öz şekilli küçük prizmatik kristaller halindedir. Çok yüksek rölyeflidir ve uzantıya paralel kesitlerde dik sönme gösterir.

Opak Mineral: İrili ufaklı öz şekilsiz daneler şeklinde bulunurlar. Kayaç içerisinde yaklaşık % 1.1-2.6 oranında bulunur.

Ayrışma Mineralleri: En önemli ayrışma mineralleri killeşme, kalsitleşme ve serizitleşmedir.

Kayaç adı: Granodiyorit (Şekil 3.14)



Şekil 3.14. Pelitli Granitoyidi içindeki granodiyorite ait piroksen ve hornblend mineralleri (Ç.N. Pl: Plajiyoklas, Hb: Hornblend, K: Kuvars, Ort: Ortoklas, Op: Opak mineral, Pir: Piroksen).

3.2.2.4. Monzogranit

Pelitli Granitoyidi'nde yayılımı granodiyorite nazaran daha azdır. Genellikle plütonun iç kısmında ve onları çevreleyen zon boyunca yer alır (Şekil 3.10.). İnceleme alanında özellikle Üzengili Köyü civarında yüzeyleme verirler. Genelde rengi açık gri ve yer yer pembemsi olan bu birim yer yer kaolinleşmiştir. Bol çatlaklı olan kayaçlar gözle görülebilecek büyüklükte kuvars, feldispat ve koyu renkli minerallerden oluşmaktadır.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli, poikilitik, monzonitik, yer yer de mikrografik (Şekil 3.15).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Albit ve albit-karlsbad ikizleri gösterirler. Oligoklas (An_{22-25}) bileşimindedir. Halkalı zonlanma yaygın olarak görülür. Bazı kesitlerde iri plajiyoklas kristalleri küçük hornblend, biyotit ve opak mineral enklüzyonları içerirler. En yaygın ayrışma türü serizitleşme, kalsitleşme ve killeşme şeklindedir. Kayaçta % 31-37 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Öz şekilsiz kristaller halinde daha önce oluşmuş kristallerin aralarındaki boşlukları doldurur ve ortoklasla iç içe bulunur. Genelde dalgalı sönme görülür ve yer yer

de kuvarsın bir alkali feldispat ile iç içe büyümesi sonucunda oluşan yazı strüktürü belirgindir. Kayaçta % 38-40 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Öz şekilsiz, nadiren de yarı öz şekilli kristaller halinde, diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Genellikle pertitleşmiş olarak görülürler. Bazı kesitlerde karlsbad ikizi belirgindir. Tek nikolde kirli görünümüyle plajiyoklaslardan kolaylıkla ayrılır. Yer yer plajiyoklasların etrafını çevreleyerek monzonitik doku oluşturur. Bazı kesitlerde iri ortoklas kristalleri, daha küçük plajiyoklas, biyotit ve hornblend minerallerini içlerine alarak poikilitik doku oluştururlar. Genellikle ortoklasla plajiyoklas arasında mirmekitik oluşumlar gözlenmiştir. En yaygın ayrışma türü serizitleşmedir. Kayaçta % 21-22 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Öz ve yarı öz şekilli, çubuğumsu prizmatik kristaller halindedir. İncelenen kayaçlarda en bol bulunan koyu renkli mineral olmasına rağmen, bazı kesitlerde hornblendler daha fazladır. Ayrışmamış minerallerde pleokroizma şöyledir; x: sarımsı kahverengi, z ve y: kahverengimsi kırmızıdır. Tek yönde dilinimleri belirgindir ve bu dilinime göre paralel sönmelidir. Bazı kesitlerde kenarlardan itibaren kısmen ayrışarak klorite dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Kayaçta % 1.6-2.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Kayaç içerisinde biyotite nazaran daha az miktarda bulunur. Tek nikolda açık sarı, açık kahverengi, koyu yeşil pleokroizma gösterir. (100) ikizi belirgindir. C eksenine dik kesitlerde, birbirleriyle yaklaşık 56° lik açılar yapan dilinimler, bazı örneklerde de tek yönde dilinimler belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönmeye açıları 12-16° dir. Kayaçta % 0.7-1.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

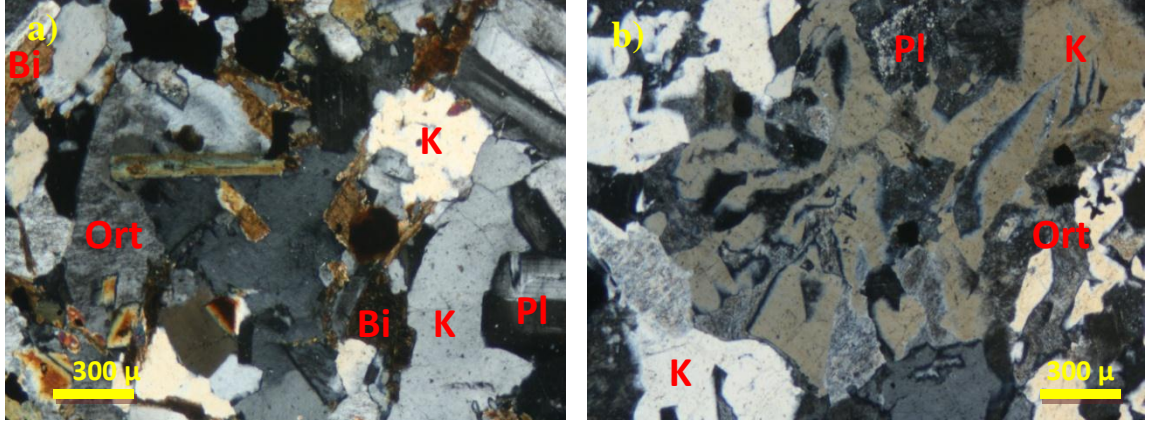
Apatit: Bazı kesitlerde az oranda görülür. İnce çubuğumsu kristaller halinde, plajiyoklas ve kuvars içinde kapanımlar şeklinde gözlenir.

Zirkon: Bazı kesitlerde az oranda görülür. Küçük prizmatik kristaller şeklinde olup, çok yüksek rölyeflidir ve uzantıya paralel kesitlerde dik sönmeye gösterir.

Opak Mineraller: Siyah renkte görünmekte olup, genellikle küçük taneler halinde ve düzensiz şekillerdedir. Kayaçta % 0.5-1.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, kalsitleşme, kloritleşme ve killeşmedir.

Kayaç adı: Monzogranit (Şekil 3.15).



Şekil 3.15. Pelitli Granitoyidi içindeki monzogranite ait dokular, a) Taneli doku b) Yazı dokusu (Ç.N. Pl: Plajiyoklas, Bi: Biyotit, K: Kuars, Ort: Ortoklas).

3.2.3. Pelitli Granitoyidi'nin Jeokimyasal Özellikleri

3.2.3.1. Giriş

İnceleme alanında geniş yayılım gösteren Pelitli Granitoyidi'nden alınan örneklerin bazılarında ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Bu analizlerden yararlanarak granitoyidi oluşturan kayaç türlerinin, jeotektonik ortamlarının ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Jeokimyasal veriler; ana elementler, iz elementler ve nadir toprak elementler olmak üzere üç ana gruba ayrılır. Ana elementler (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K ve P) tüm kayaç analizlerinde baskın olarak kullanılan elementlerdir ve oksitin yüzde ağırlığı (wt %) olarak ifade edilirler. Bu elementler başlıca magmatik kayaçların sınıflandırılmasında ve değişim diyagramlarının hazırlanmasında kullanılır. Jeokimyasal çalışmalarda kullanılan ve ppm olarak ifade edilen iz elementler ise kendi aralarında çeşitli şekillerde sınıflandırılabilirler. Bu çalışmada kullanılan sınıflamada iz elementler, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) (Sr, Rb, Ba, K, Cs) ve yüksek çekim alanlı elementler (HFSE) (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) olmak üzere iki şekilde ele alınmıştır. Nadir toprak elementleri (NTE) ise hafif nadir toprak elementleri (HNTE) (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) ve ağır nadir toprak elementleri (ANTE) (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) olarak ele alınmıştır.

3.2.3.2. Ana ve İz Elementler

Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan kayalara ait 17 adet örneğin ana ve iz element analizleri Tablo 3.2'de, nadir toprak element analizleri de Tablo 3.3'de verilmiştir.

Tablo 3. 2. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

Kayaç Adı Örneğ. No	Diyorit		Tonalit							
	MT6	MT4	JK20	MT2	JK22	MT3	JK18	JK21	JK15	MT9
SiO ₂	57.01	58.04	61.26	61.42	61.43	61.63	62.79	63.47	63.92	64.07
TiO ₂	0.79	0.78	0.68	0.71	0.63	0.68	0.63	0.57	0.61	0.53
Al ₂ O ₃	16.62	16.53	15.78	15.90	15.74	15.99	15.35	15.84	15.31	15.43
Fe ₂ O ₃	7.51	7.44	5.92	5.75	5.84	5.76	5.75	4.04	5.38	5.03
MnO	0.12	0.11	0.07	0.11	0.09	0.12	0.11	0.07	0.14	0.08
MgO	3.75	3.62	2.82	2.75	2.52	2.68	2.32	2.33	2.15	2.09
CaO	7.55	7.43	5.28	5.40	4.73	5.13	4.72	5.05	3.88	4.47
Na ₂ O	3.76	3.61	3.78	3.18	3.30	3.36	3.54	3.29	3.83	3.04
K ₂ O	0.72	0.83	2.19	3.23	3.28	3.51	2.32	3.71	2.82	3.63
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.15	0.19	0.19	0.18	0.15	0.16	0.16	0.17
LOI	1.80	1.20	1.90	1.10	2.00	0.70	2.10	1.20	1.60	1.20
Toplam	99.85	99.80	99.83	99.74	99.75	99.74	99.78	99.73	99.80	99.74
Ni	5.50	5.30	4.70	5.80	8.10	4.90	5.10	3.20	4.30	7.10
V	198.00	192.00	155.00	142.00	139.00	132.00	146.00	122.00	123.00	107.00
Cu	6.80	6.20	5.30	10.20	12.40	46.50	3.30	2.40	11.20	51.70
Pb	2.70	2.50	3.30	5.20	9.40	8.60	3.00	5.50	2.20	10.40
Zn	12.00	14.00	22.00	13.00	47.00	14.00	27.00	15.00	33.00	38.00
W	0.5	0.4	1.20	0.60	0.5	0.70	0.70	0.5	0.5	0.90
Rb	26.10	27.80	26.40	88.40	93.40	87.80	31.10	55.70	40.40	113.30
Ba	201.00	261.00	877.00	798.00	841.00	761.00	1083.00	1111.00	1015.00	918.00
Sr	434.00	411.00	352.40	379.50	470.20	354.70	341.60	434.70	304.10	418.20
Ta	0.50	0.60	0.50	0.70	0.80	0.70	0.40	0.80	0.60	0.90
Nb	9.30	9.80	8.00	11.70	12.00	10.70	8.30	11.50	9.60	10.60
Hf	3.10	3.20	3.40	4.30	4.60	4.70	4.10	3.80	5.10	4.20
Zr	97.30	98.60	149.90	174.10	171.10	185.20	166.70	162.10	189.40	162.90
Y	20.40	21.10	24.30	21.60	22.10	21.50	26.70	20.10	26.50	18.50
Th	8.20	8.70	6.30	10.90	13.10	11.40	6.80	13.60	7.70	12.10
U	1.40	1.50	1.80	1.90	2.50	2.60	1.60	3.00	2.20	2.40
Ga	15.50	15.10	15.40	15.70	15.80	14.90	15.40	14.10	15.30	14.20
Mg #	33.30	32.73	32.27	32.35	30.14	31.75	28.75	36.58	28.55	29.35
A /CNK	0.80	0.81	0.87	0.86	0.90	0.86	0.91	0.85	0.93	0.90
K ₂ O/Na ₂ O	0.19	0.23	0.58	1.02	0.99	1.04	0.66	1.13	0.74	1.19
DI	0.96	0.98	1.03	1.03	1.03	1.03	1.05	1.06	1.07	1.07

LOI (loss on ignition=ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği.

Mg# = 100xMg/(Mg+ Fe). A/CNK= Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O).

DI (Diferansiyasyon indisi)=qtz+or+ab+ne+lc+kp.

Fe₂O₃: Toplam demir.

Tablo 3.2'nin devamı.

Kayaç Adı	Granodiyorit				Granit		
	Örnek. No	JK25	JK30	JK19	JK29	JK31	JK13
SiO ₂	66.66	67.52	68.85	69.15	73.28	73.94	76.71
TiO ₂	0.44	0.42	0.35	0.34	0.31	0.30	0.19
Al ₂ O ₃	15.12	14.85	14.68	14.65	13.28	13.17	12.31
Fe ₂ O ₃	4.02	3.92	3.42	3.25	2.27	2.33	1.52
MnO	0.10	0.09	0.04	0.03	0.06	0.05	0.02
MgO	1.58	1.42	0.83	0.81	0.54	0.55	0.41
CaO	3.94	3.55	2.55	2.46	0.29	0.30	0.26
Na ₂ O	2.89	2.95	2.93	2.88	4.17	4.15	4.01
K ₂ O	3.90	4.12	4.08	4.19	3.84	3.90	3.95
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.09	0.08	0.06	0.05	0.02
LOI	1.00	0.90	1.20	1.30	1.10	1.00	0.50
Toplam	99.78	99.85	99.02	99.14	99.20	99.74	99.90
Ni	4.00	3.80	1.80	1.70	1.50	0.70	0.80
V	86.00	82.00	51.00	48.00	21.00	20.00	10.00
Cu	5.90	5.60	19.30	19.10	4.20	2.60	1,10
Pb	6.10	6.30	11.60	11.20	6.80	4.50	0,80
Zn	24.00	25.00	10.00	11.00	12.00	20.00	8,00
W	0.60	0.50	0.5	0.4	1.70	1.30	0.5
Rb	97.00	102.00	96.80	97.20	77.30	80.40	99.50
Ba	1177.00	1203.00	860.00	895.00	906.00	894.00	1282.00
Sr	371.20	355.60	221.40	201.20	73.50	74.20	63.10
Ta	0.80	0.70	0.70	0.80	0.80	1.60	0.80
Nb	10.50	10.70	8.90	11.20	12.50	12.40	12.60
Hf	3.90	3.80	4.40	4.80	6.70	6.90	5.90
Zr	152.40	155.60	159.70	179.20	245.20	239.70	253.70
Y	16.70	16.50	21.20	21.10	42.60	40.00	44.00
Th	12.30	12.20	12.20	12.40	11.40	10.90	12.60
U	1.60	1.50	2.90	2.80	2.70	2.60	2.90
Ga	13.70	13.60	13.20	13.10	14.30	14.40	12.50
Mg #	28.21	26.59	19.53	19.95	19.22	19.10	21.24
A /CNK	0.94	0.94	1.06	1.07	1.15	1.14	1.09
K ₂ O/Na ₂ O	1.35	1.40	1.39	1.45	0.92	0.94	0.99
DI	1.11	1.13	1.15	1.16	1.22	1.23	1.28

LOI (loss on ignition=ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği.

Mg# = 100xMg/(Mg+ Fe). A/CNK= Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O).

DI (Diferansiyasyon indisi)=qtz+or+ab+ne+lc+kp.

Fe₂O₃: Toplam demir.

Tablo 3.3. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaların nadir toprak element (ppm) analizleri.

Kayaç Adı	Diyorit		Tonalit								Granodiorit				Granit			
	Örnek. No	MT6	MT4	JK20	MT2	JK22	MT3	JK18	JK21	JK15	MT9	JK25	JK30	JK19	JK29	JK31	JK13	JK17
La		21.90	22.20	20.00	29.30	37.20	26.70	24.50	29.90	26.40	35.40	18.80	18.90	27.70	27.90	35.10	35.00	62.30
Ce		44.30	44.80	41.40	55.90	67.90	52.50	46.30	61.70	48.30	63.70	36.50	36.70	50.70	50.90	59.60	58.80	69.70
Pr		5.13	5.15	4.77	6.23	7.25	5.78	5.38	6.82	5.64	6.54	4.02	4.03	5.49	5.52	7.66	7.47	10.90
Nd		18.60	18.80	18.50	23.00	25.80	21.50	21.40	23.70	21.50	21.40	15.50	15.60	19.30	19.20	29.80	27.00	39.80
Sm		4.14	4.12	3.92	4.17	4.51	4.07	4.20	4.17	4.23	4.15	3.06	3.07	3.71	3.69	6.06	5.58	7.02
Eu		0.94	0.93	0.92	1.02	1.04	0.98	0.95	0.93	0.98	0.93	0.75	0.74	0.66	0.64	0.95	0.98	0.75
Gd		3.99	3.92	4.00	4.28	4.07	3.63	4.35	3.92	4.61	3.44	2.72	2.71	3.41	3.40	6.33	6.50	7.47
Tb		0.65	0.64	0.66	0.67	0.66	0.63	0.70	0.61	0.77	0.56	0.46	0.45	0.56	0.54	1.10	1.07	1.17
Dy		3.66	3.64	4.48	3.49	3.49	3.16	3.92	3.49	4.20	3.01	2.64	2.63	3.16	3.15	6.43	6.36	6.70
Ho		0.77	0.75	0.87	0.76	0.75	0.74	0.94	0.76	0.93	0.67	0.56	0.55	0.76	0.74	1.47	1.41	1.44
Er		2.15	2.13	2.83	2.46	2.34	2.12	2.75	2.31	3.23	1.94	1.93	1.91	2.25	2.23	4.70	4.45	4.58
Tm		0.35	0.34	0.41	0.37	0.38	0.36	0.45	0.39	0.47	0.31	0.28	0.27	0.37	0.36	0.71	0.72	0.72
Yb		2.13	2.11	2.38	2.30	2.27	2.10	2.68	2.17	2.81	1.99	1.76	1.75	2.25	2.23	4.56	4.85	4.74
Lu		0.36	0.35	0.40	0.35	0.37	0.35	0.44	0.35	0.46	0.30	0.29	0.28	0.36	0.34	0.70	0.71	0.74
(La/Lu)_N		6.30	6.57	5.18	8.67	10.41	7.90	5.77	8.85	5.94	12.22	6.71	6.99	7.97	8.50	5.19	5.10	8.72
(La/Sm)_N		3.33	3.39	3.21	4.42	5.19	4.13	3.67	4.51	3.93	5.37	3.87	3.87	4.70	4.76	3.65	3.95	5.59
(Gd/Lu)_N		1.38	1.39	1.24	1.52	1.37	1.29	1.23	1.39	1.24	1.42	1.16	1.20	1.18	1.24	1.12	1.14	1.25
(La/Yb)_N		6.95	7.11	5.68	8.61	11.07	8.59	6.18	9.31	6.35	12.02	7.22	7.30	8.32	8.45	5.20	4.88	8.88
(Tb/Yb)_N		1.30	1.30	1.19	1.25	1.24	1.28	1.12	1.20	1.17	1.20	1.12	1.10	1.06	1.04	1.03	0.94	1.06
Eu=Eu/Eu*		0.70	0.70	0.70	0.73	0.73	0.76	0.67	0.69	0.67	0.73	0.78	0.77	0.56	0.54	0.47	0.50	0.31

Eu*=(Sm+Gd)_N /2

Ana elementlerin kimyası göz önüne alınırsa plütону oluşturan kayaçların şu genel özellikleri ortaya konulabilir:

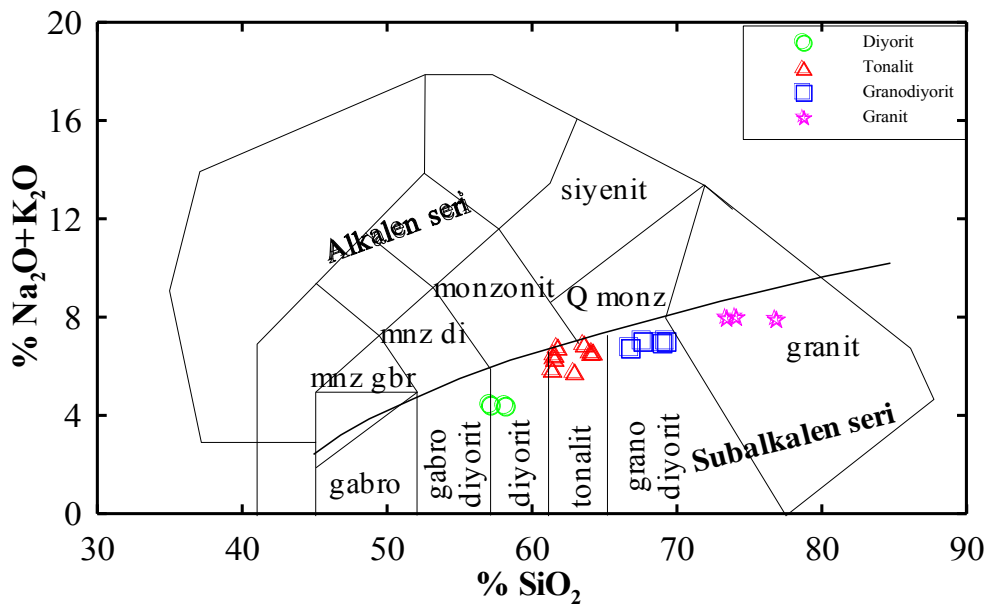
Diyoritlerin SiO_2 değerleri % 57.01-58.04 arasında değişirken, Na_2O % 3.61-3.76 ve CaO % 7.43-7.55 arasında değişmektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı 1 den küçük olup 0.19- 0.23 arasındadır. A/CNK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) değerleri 1 den küçük olup 0.80-0.81arasındadır. Magnezyum numaraları $[100*(\text{MgO}/\text{MgO}+\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3)]$ ise 32.73-33.30 arasındadır.

Tonalitlerin SiO_2 değerleri % 61.26-64.07 arasında değişirken, Na_2O % 3.04-3.83 ve CaO % 3.88-5.40 arasında değişmektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı 0.58-1.19 arasındadır. A/CNK değerleri 0.85-0.93 magnezyum numaraları ise 28.55-36.58 arasındadır.

Granodiyoritlerin SiO_2 değerleri % 66.66-69.15 arasında değişirken, Na_2O % 2.88-2.95 ve CaO % 2.46-3.94 arasında değişmektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı genel olarak 1 den büyük olup 1.35-1.45 arasındadır. A/CNK değerleri 0.94-1.07 arasında olup magnezyum numaraları 19.53-28.21 arasındadır.

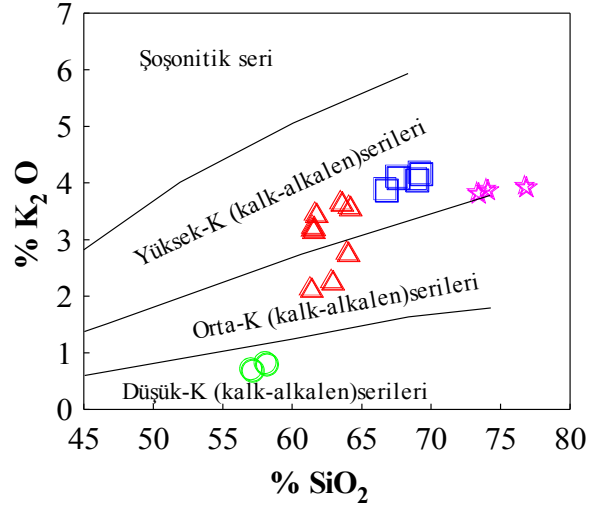
Granitlerin SiO_2 değerleri % 73.28-76.71 arasında değişirken, Na_2O % 4.01-4.17 ve CaO % 0.26-0.30 arasında değişmektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı 0.92- 0.99 arasındadır. A/CNK değerleri 1.09-1.15 arasında olup magnezyum numaraları 19.10-21.24 arasındadır.

Jeokimyasal analizler $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (toplam alkali) SiO_2 diyagramına düşürüldüğünde, Pelitli Granitoyidi'nin subalkalen karakterli diyorit, tonalit, granodiyorit ve granit bileşimli kayaçlardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.16)



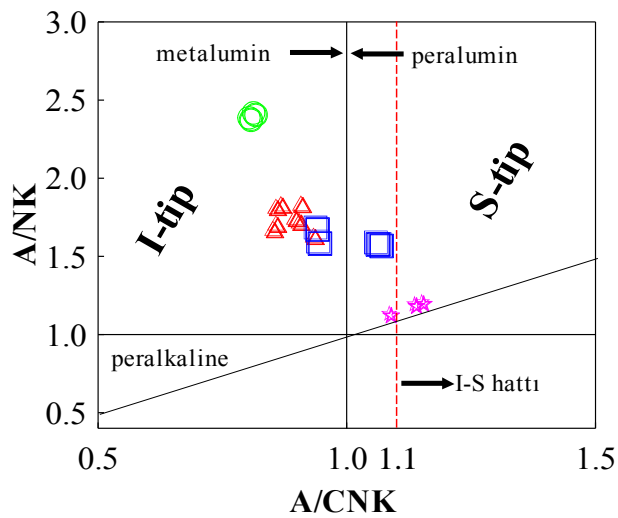
Şekil 3.16. Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin sınıflaması. Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı (Middlemost,1994).

Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan kalk-alkalen karakterli kayalar K_2O-SiO_2 diyagramında diyorite ait örnekler düşük potasyum, tonalite ait örnekler orta-yüksek potasyum, granit ve granodiyoritlere ait örnekler ise yüksek potasyum içeriğine sahiptirler (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin K_2O-SiO_2 diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989).

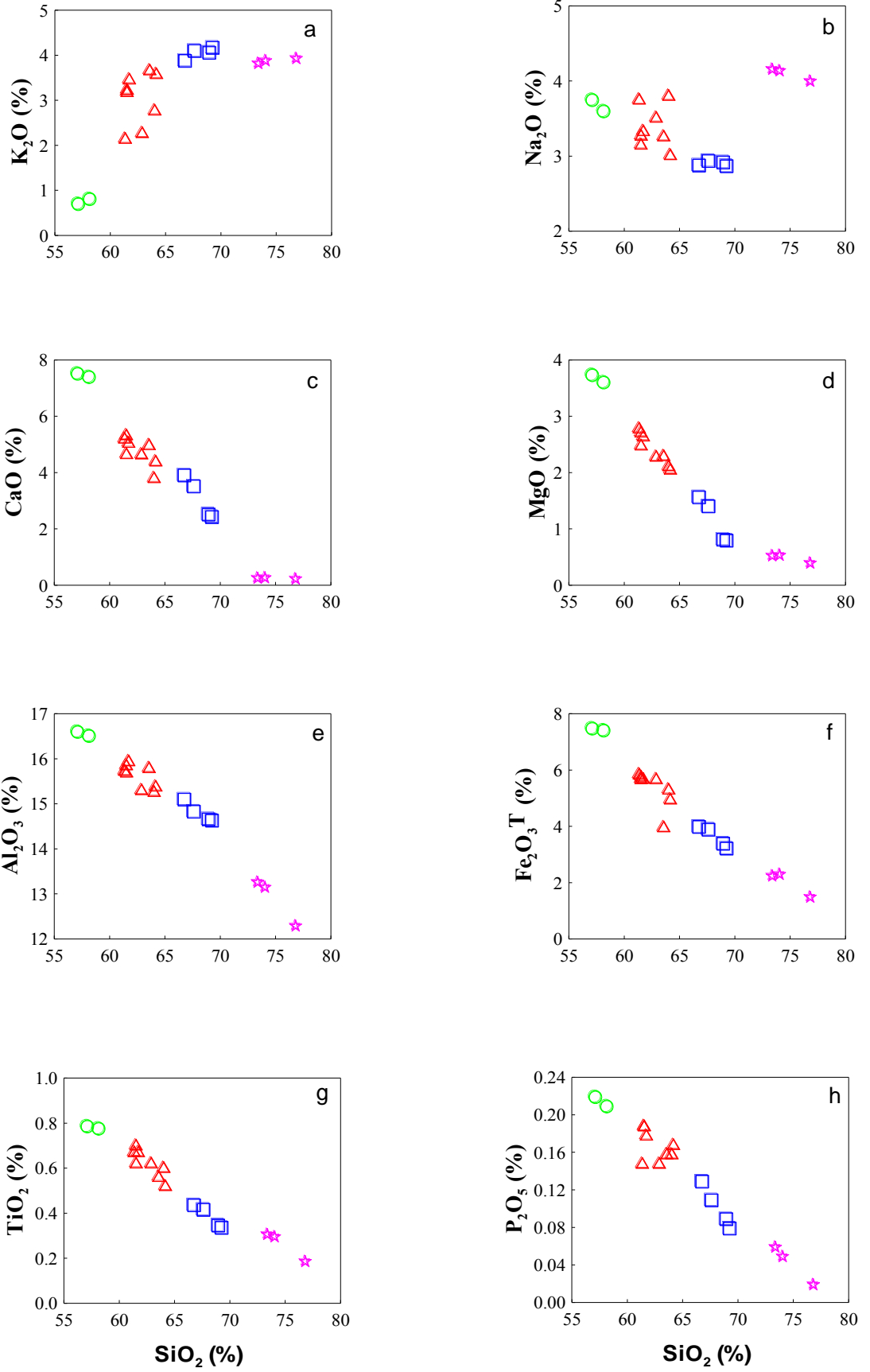
Alüminyum doygunluklarını dikkate alan molar A/CNK-A/NK diyagramında granit ve bir kısım granodiyorit örnekleri hariç diğer tüm örnekler metalümin karakterli olup, granitler peralümin karakterlidir (Şekil 3.18).



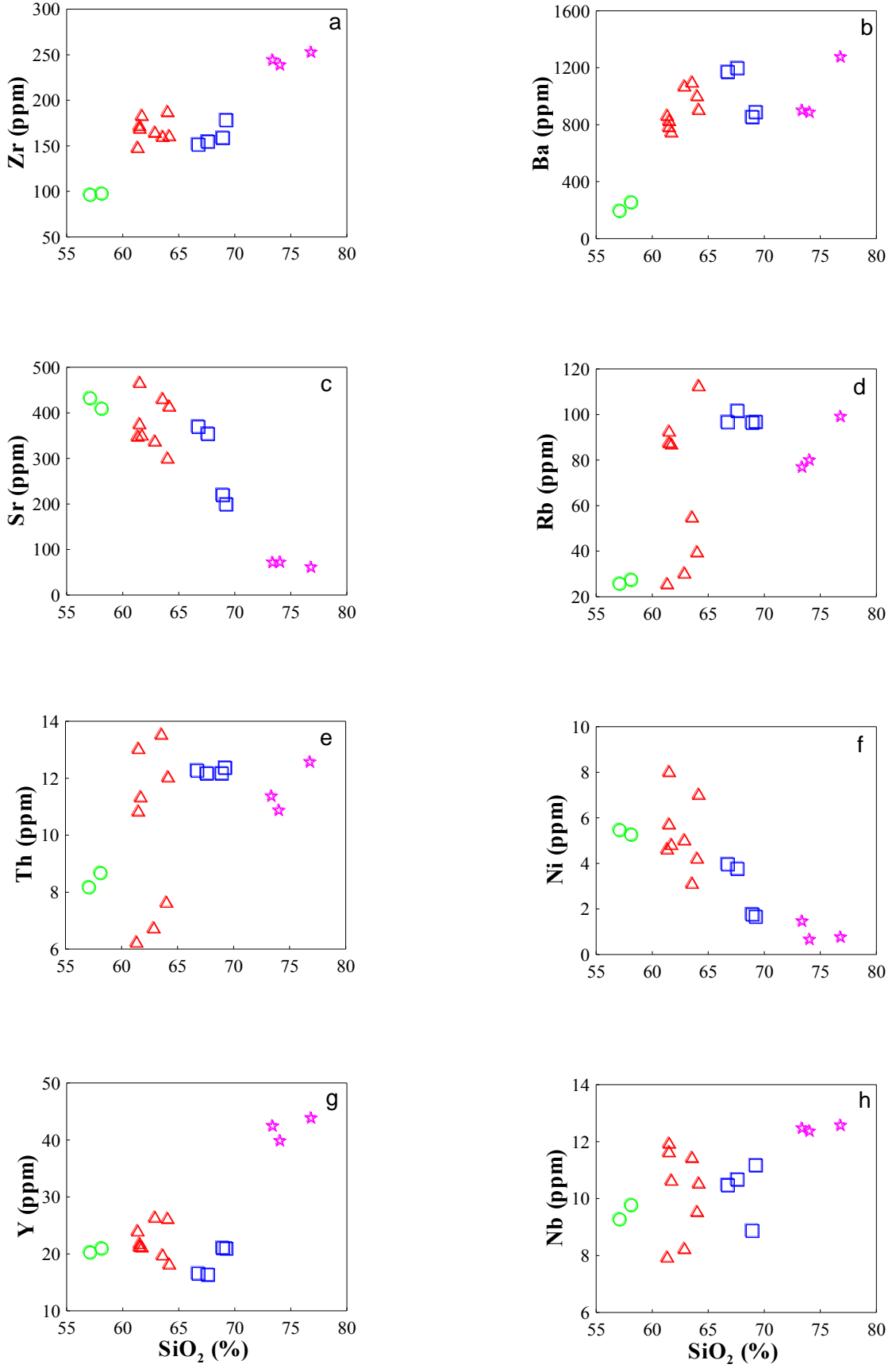
Şekil 3.18. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin molar A/CNK'ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alümino bazlı sınıflama (Mainar ve Piccoli, 1989) diyagramları (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

SiO₂'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 3.19 ve 3.20'de verilmiştir. Genel olarak incelenen Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların ana ve iz elementlerindeki değişimler kayaçların içerisinde gözlenen feno kristal fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir. Harker diyagramlarında ana ve iz elementlerin büyük bir çoğunluğu SiO₂ ile çok iyi korelasyon göstermektedir. Ana element değişim diyagramlarında SiO₂'ye karşı TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^T, MgO, CaO ve P₂O₅ arasında iyi derecede negatif bir korelasyon görülmektedir. Buna karşın Na₂O değerleri ise herhangi bir değişiklik göstermeden sabit kalmaktadır (Şekil 3.19b). Aynı zamanda, SiO₂ değerleri arttıkça K₂O değeri de artmaktadır (Bknz, Şekil 3.19a). İz element değişim diyagramlarında ise SiO₂'ye karşı Zr, Ba, Rb, Th, Y ve Nb pozitif bir korelasyon gösterirken Sr ve Ni de ise negatif bir korelasyon mevcuttur (Şekil 3.20).

SiO₂ artışıyla MgO, CaO ve Al₂O₃ azalması önemli ölçüde plajiyoklaz, piroksen ve hornblend fraksiyonel kristalleşmesi etkili olabileceğini göstermektedir. SiO₂ artışıyla Fe₂O₃ ve TiO₂ azalması Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasını ifade etmektedir. SiO₂'ye karşı P₂O₅ değişim diyagramında gözlenen negatif korelasyon ise apatit fraksiyonlaşmasını yansıtmaktadır. Sonuç olarak; ana ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen iyi derecedeki korelasyonlar, granitik kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu ve plajiyoklas, piroksen, hornblend, apatit ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının önemli ölçüde rol oynadığını göstermektedir.



Şekil 3.19. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

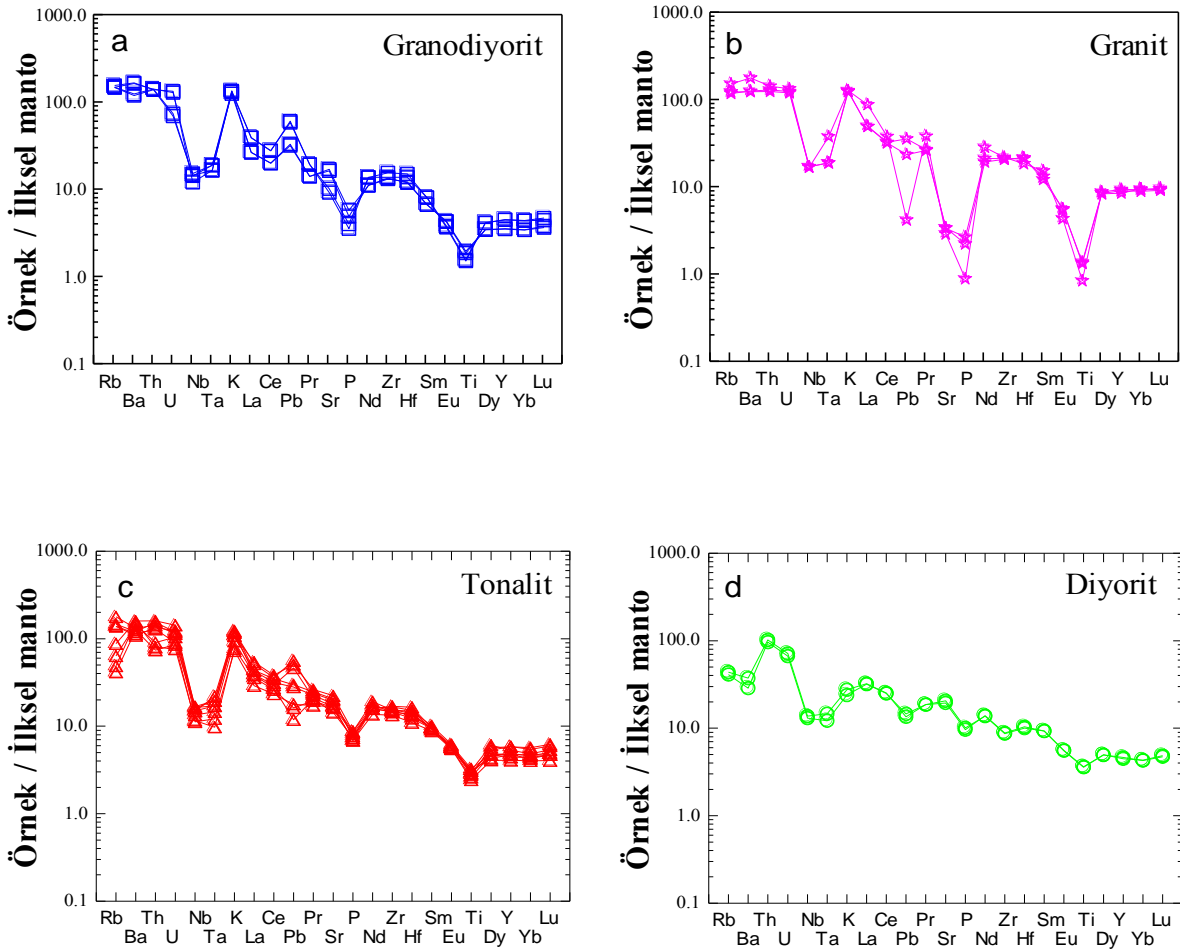


Şekil 3.20. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin SiO₂'ye karşı iz element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

3.2.3.3. Uyumsuz Elementler

Pelitli Granitoyidi'nin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları Şekil 3.21.' de verilmiştir.

Örneklerin ilksel mantoya göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında (Şekil 3.21.) genel olarak zenginleşme görülmektedir. Zenginleşme özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde (LIL) (Rb, Ba, Th, U)'de oldukça fazladır. Nb, Ta, Ti, P'da oldukça belirgin olan negatif bir anomali gözlenmektedir. Özellikle Th, Rb gibi elementlerdeki zenginleşme kabuk etkisini yansıtmaktadır. Negatif Nb anomalisi, kayaçların ana magmasının gelişiminde, yitim bileşeninin etken bir rol oynadığını göstermektedir.

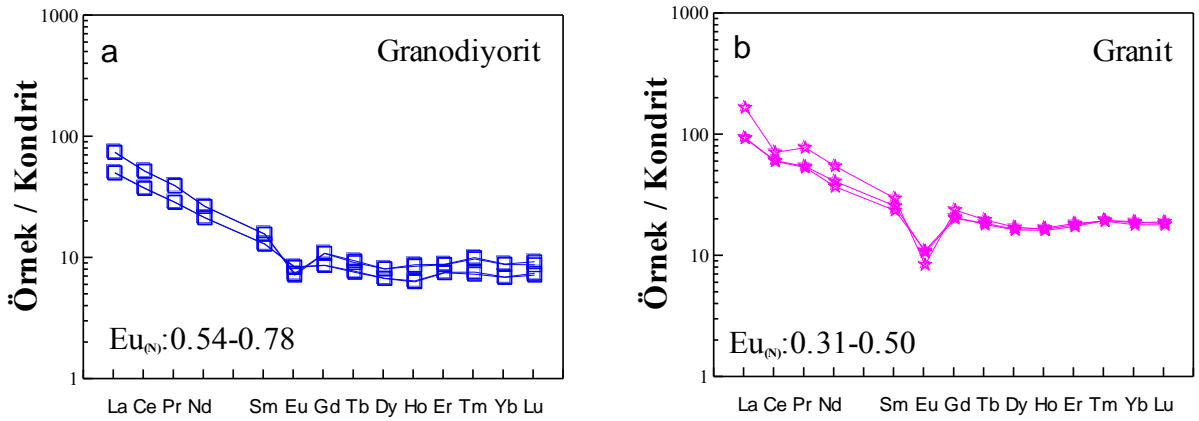


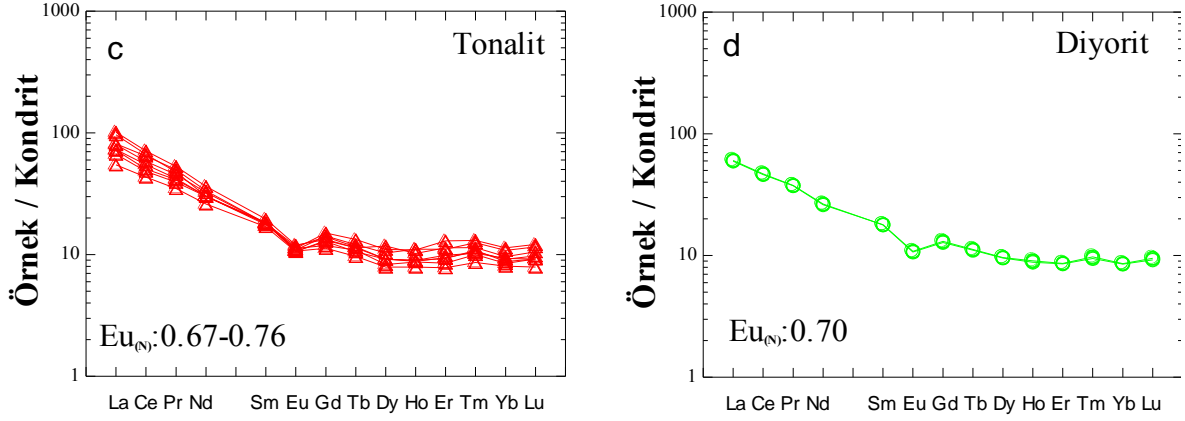
Şekil 3.21. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçların primitif mantoya göre (Sun ve McDonough, 1989), normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları.

3.2.3.4. Nadir Toprak Elementler

Pelitli Granitoyidi'nden alınan örneklerin kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 3.22'de verilmiştir. Örneklerin $(La/Lu)_N$ değerleri 5.56-12.22 arasındadır. Örneklerde negatif Eu anomalisi gözlenmekte olup, $(Eu/Eu^*)_N$ değerleri 0.31-0.92 arasında değişmektedir.

Kayaçların kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramında tüm örnekler birbirlerine çok iyi paralellik göstermektedir (Şekil 3.13). Bu, Granitoyidi oluşturan kayaçların aynı kökenden türediklerini doğrulamaktadır. Kayaçalarda hafif nadir toprak element zenginleşmesinin (HNTE), orta ve ağır nadir toprak element (ANTE) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir. Negatif Eu anomalisi feldspat fraksiyonlaşmasını ya da kısmi ergime sırasında feldspatın kaynak kayaçta tutulmasına işaret eder. İncelenen örneklerdeki negatif Eu anomali yapması, kayaçların gelişiminde plajiyoklas ayırılmasının önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Dağılımların orta kısmının çukur olması ve hafif nadir toprak elementlere gidildikçe yukarıya doğru konkav bir yapı sunması, granitik kayaçların gelişiminde hornblend fraksiyonlaşmasının etkili bir rol oynadığını göstermektedir. Ağır nadir toprak element (ANTE) değerlerinin yataya yakın olması manto kaynağında granat mineralinin olmadığını göstergesidir.

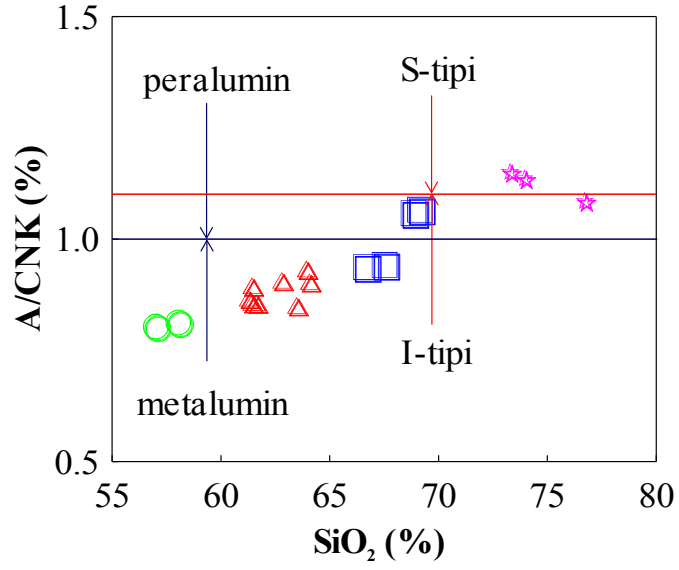




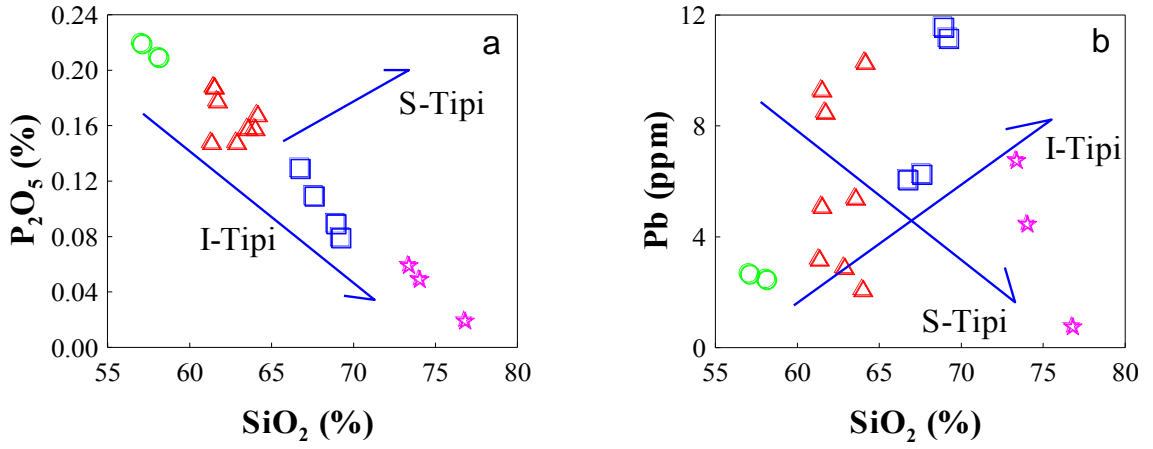
Şekil 3.22. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaçlarının; kondirite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları.

3.2.3.5. Tektonik Konum

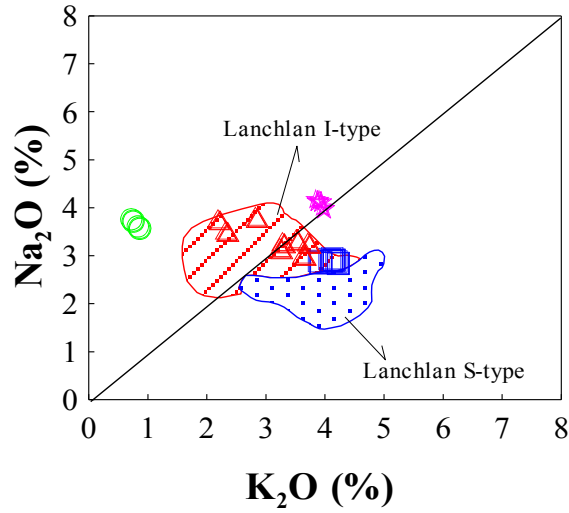
SiO_2 'ye karşı molar A/CNK diyagramında (Chappel ve White, 1974) örneklerin büyük bir çoğunluğu volkanik yayların tipik granitoyidleri olan I tipi granitoyidler alanında yer alırken, bir kısım granit örnekleri S tipi alanda yer alırlar (Şekil 3.23). Ancak SiO_2 'ye karşı negatif P_2O_5 ve pozitif Pb korelasyonu I-tipi trendi desteklemektedir (Şekil 3.24a, Şekil 3.24b). Pelitli Granitoyidi'ne ait örnekler Lachlan Kuşağı'nın I- ve S-tipi granitler (White ve Chappel, 1974) ile karşılaştırılmıştır. Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerden tonalit ve granodiyorit örnekleri, Lachlan Kıvrım Kuşağı'ndaki I-tipi granitler ile aynı alana düşmektedir (Şekil 3.25). Whalen ve diğ., (1987)'nin geliştirdiği ayırım diyagramında örneklerin tümü I-S tipi granitoyidler alanında yer alır. Ayrıca granodiyorit ve granit örnekleri fraksiyonlaşmış granit alanında yer alırken, tonalit, diyorit ve granodiyoritler normal granit alanında yer alırlar (Şekil 3.26a, Şekil 3.26b).



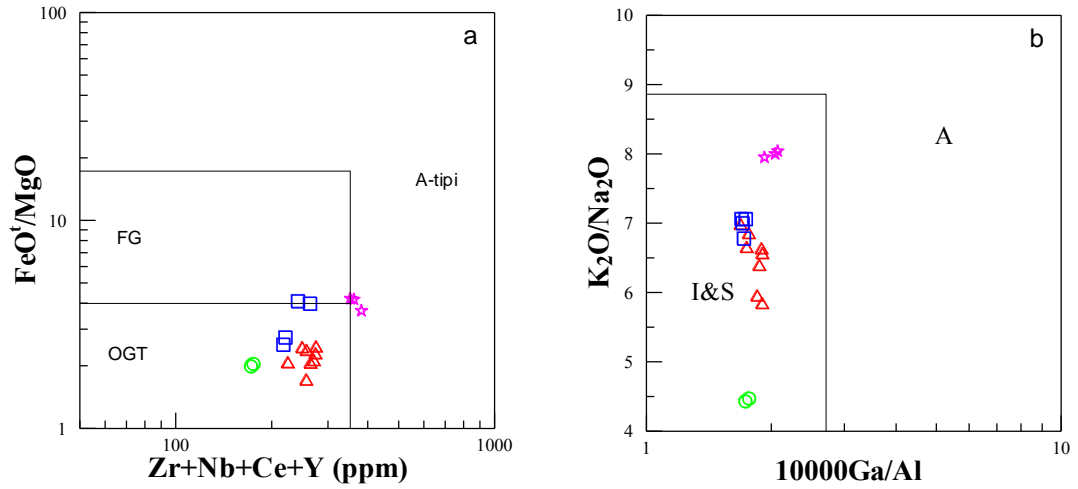
Şekil 3.23. Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin; SiO_2 'ye karşı A/CNK (wt %) değişimleri (Chappel ve White, 1974) (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).



Şekil 3.24. SiO_2 'ye karşı P_2O_5 ve Pb değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

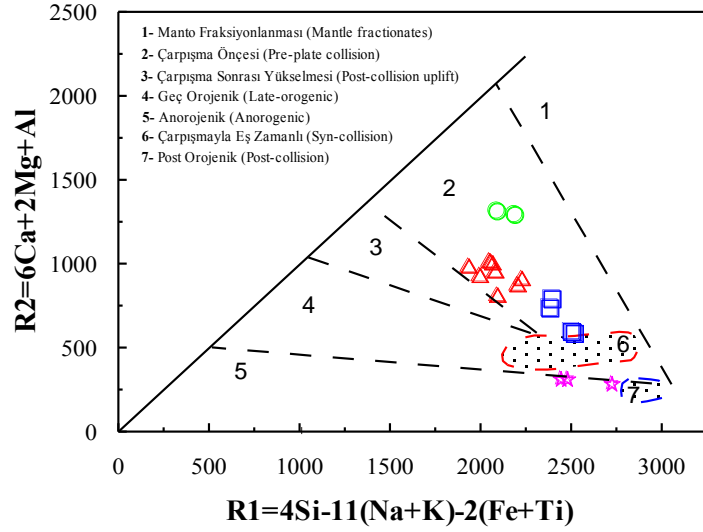


Şekil 3.25. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Na_2O - K_2O (%) diyagramı. Lanchlan Kıvrım Kusağı'nın I-tipi (kırmızı) ve S-tipi (mavi) granitoyidleri karşılaştırma için gösterilmiştir (Chappel ve White, 1974) (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).



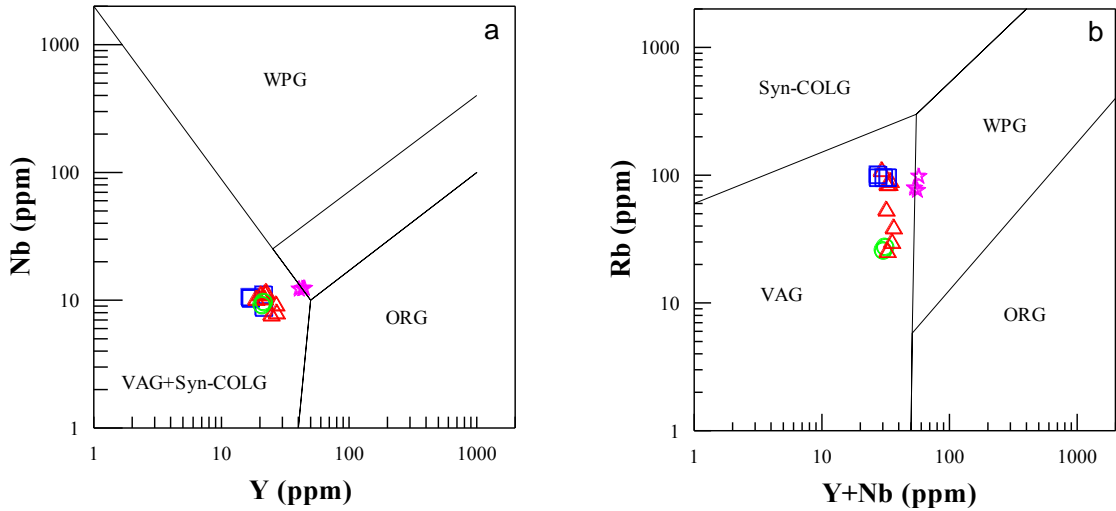
Şekil 3.26. FeO^t/MgO 'e karşı ($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$) ve $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 'ya karşı $10000 \text{ Ga}/\text{Al}$ sınıflama diyagramı (Whalen ve diğ., 1987).

Batchelor ve Bowden (1985)'in multikatyonik diyagramında, Pelitli Granitoyidi büyük ölçüde kalk-alkalen ve plaka çarpışma öncesi kayaçları temsil eden 2 nolu alana, granit örnekleri de anorojenik 5 nolu alana düştüğü görülür (Şekil 3.27).



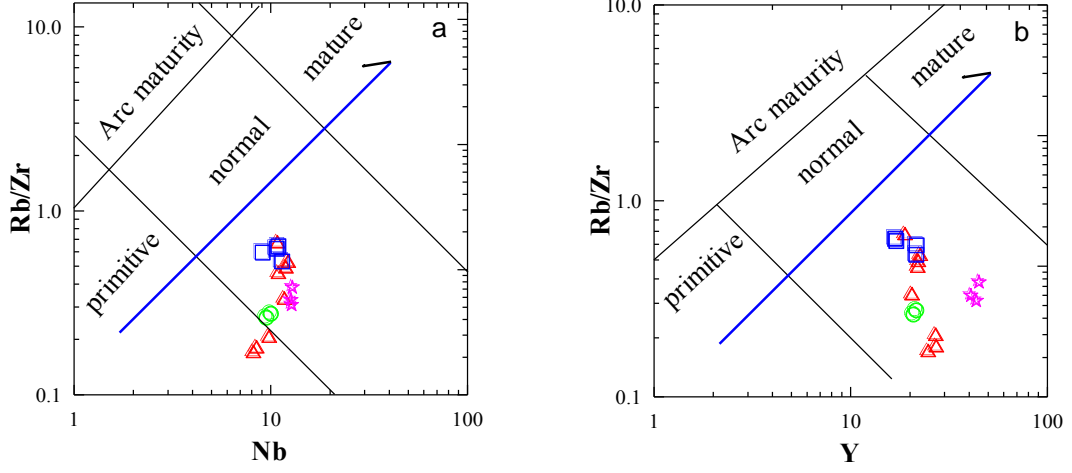
Şekil 3.27. Pelitli Granitoidinin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması (Bathcelor ve Bowden,1985). $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R2=6Ca+2Mg+Al$.

İz element konsantrasyonlarını ele alan Nb-Y diyagramında (Pearce ve diğ., 1984) Pelitli Granitoidi'ne ait örnekler volkanik yay granitoidleri (VAG) ve eş zamanlı çarpışma granitoidleri (Syn+COLG) alanında yer alır (Sekil 3.28a). Volkanik yay granitlerini, çarpışmayla eş yaşlı granitlerden ayırt eden Rb-(Nb+Y) diyagramında (Pearce ve diğ., 1984), granit örnekleri plaka ortası granitoidleri alanını volkanik yay granitoidlerinden ayıran sınır üzerinde yer alırken, geriye kalan tüm örnekler volkanik yay granitoidleri alanında yer alırlar (Sekil 3.28b).



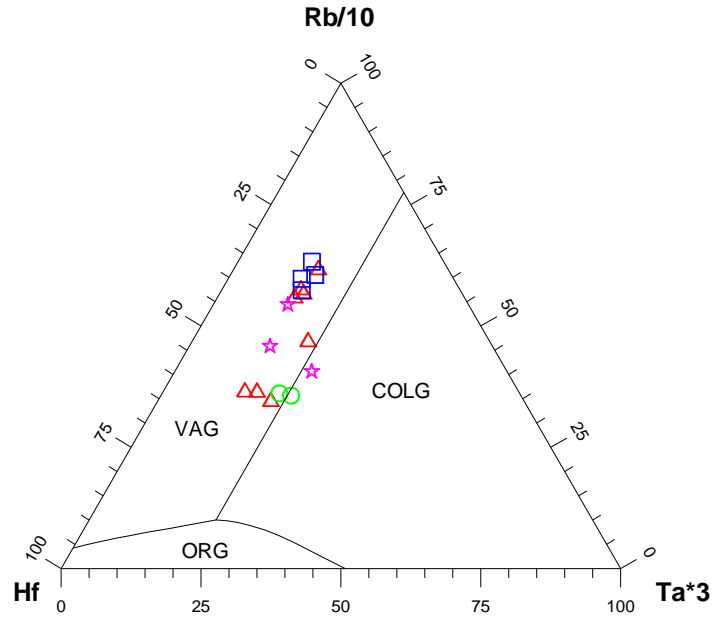
Şekil 3.28. Pelitli Granitoidi'ne ait örneklerin (a) Nb-Y (b) Rb- (Y+Nb) diyagramlarındaki (Pearce ve diğ., 1996) konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitoidleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitleri (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

Ada yayının olgunlaşma derecesini ortaya koyan Rb/Zr-Y ve Rb/Zr-Nb diyagramlarında (Brown ve diğ.,1984), örneklerin, ilkselden normal ada yayına doğru olgunlaşan bir yay ortamını işaret ettiği görülmektedir (Şekil 3.29).

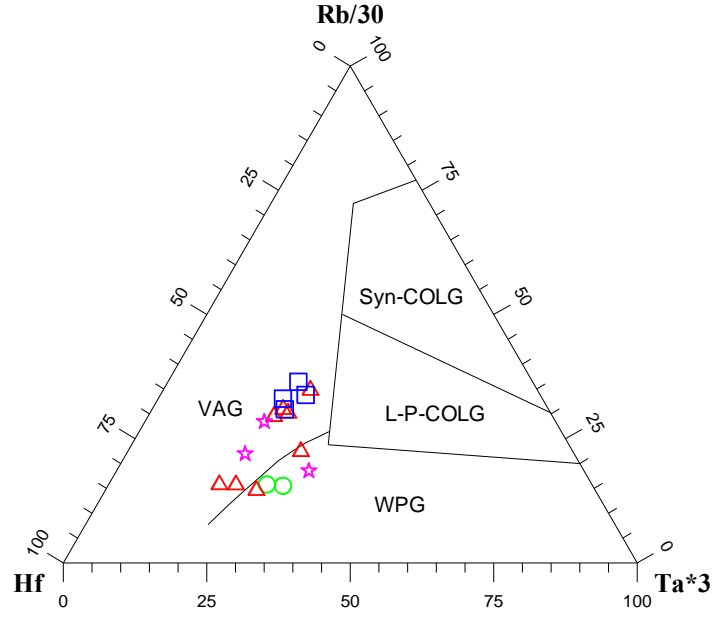


Şekil 3.29. Pelitli Granitoyidi'ne ait örneklerin yay olgunluğunu veren diyagramlardaki dağılımı (Brown ve diğ., 1984).

Harris ve diğ., (1986) tarafından önerilen Rb/10-Hf-Ta*3 ve Rb/30-Hf-Ta*3 diyagramlarında örnekler aynı şekilde volkanik yay granitoidleri alanında toplanmaktadır (Şekil 3.30 ve 3.31).

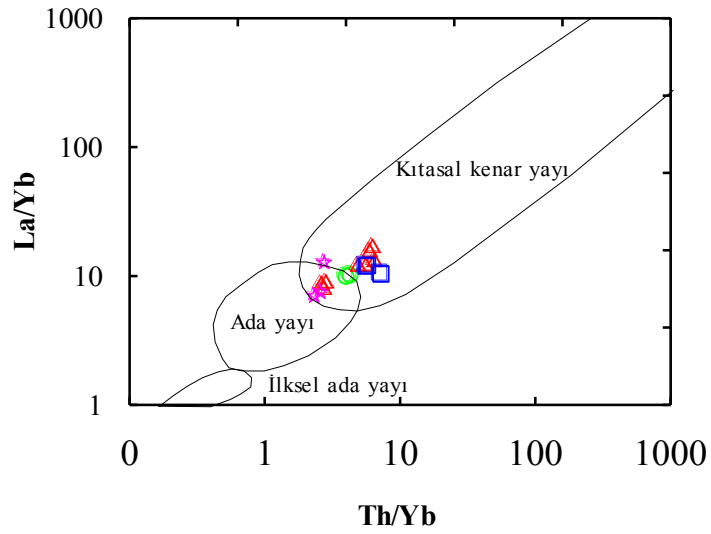


Şekil 3.30. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Rb/10-Hf-Ta*3 tektonik ortam ayırtman diyagramındaki (Harris ve diğ., 1986) konumları. ORG: Okyanus ortası sırtı granitoidleri, VAG: Volkanik yay granitoidleri, COLG: Çarpışma granitoidleri (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).



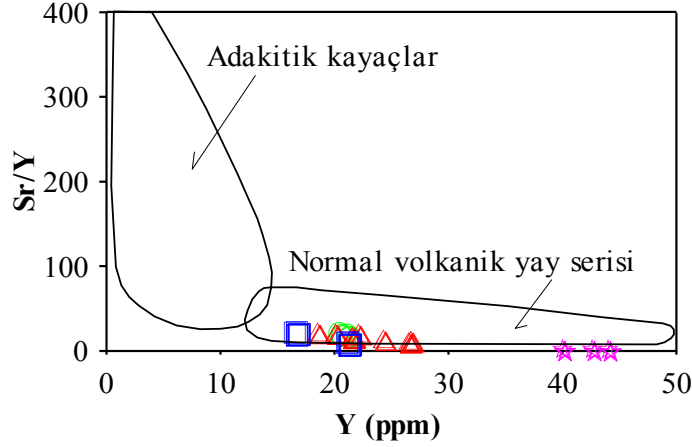
Şekil 3.31. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Rb/30-Hf-Ta*3 tektonik ortam ayırtman diyagramındaki (Haris ve diğ., 1986) konumları. VAG: Volkanik yay granitoyidleri, COLG: Çarpışma granitoyidleri, WPG: Plaka ortası granitoyidleri (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

Condie (1989) tarafından önerilen La/Yb - Th/Yb diyagramında örnekler kıtasal kenar yayı ve ada yayı aralığına düşmektedir (Şekil 3.32).



Şekil 3.32. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin La/Yb - Th/Yb diyagramı (Condie, 1989); (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

Sr/Y-Y diyagramında (Defant ve Drummond, 1990) örnekler normal volkanik yay serisi alanında toplanmaktadır (Şekil 3.33).



Şekil 3.33. Pelitli Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Sr/Y - Y diyagramı (Defant, Drummond, 1990); (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

3.2.4. Pelitli Granitoyidi İçindeki Mafik Mikrogranüler Anklavlar (MMA)

3.2.4.1. Saha Gözlemleri

Pelitli Granitoyidi'ne ait anklavlar Didier ve Barbarin (1991a) sınıflamasına uygun olarak adlandırılmışlardır. Yan kayaç parçalarından oluşan, kontağı keskin olan, şekli düzensiz ve kontak metamorfik doku ve minerallere sahip olan anklavlara "ksenolit"; oval şekilde ve ince taneli magmatik dokuya sahip olan anklavlara da "mafik mikrogranüler anklav" adı verilmiştir.

Pelitli Granitoyidi hem ksenolit, hem de mafik mikrogranüller anklavların her ikisini de içermektedir.

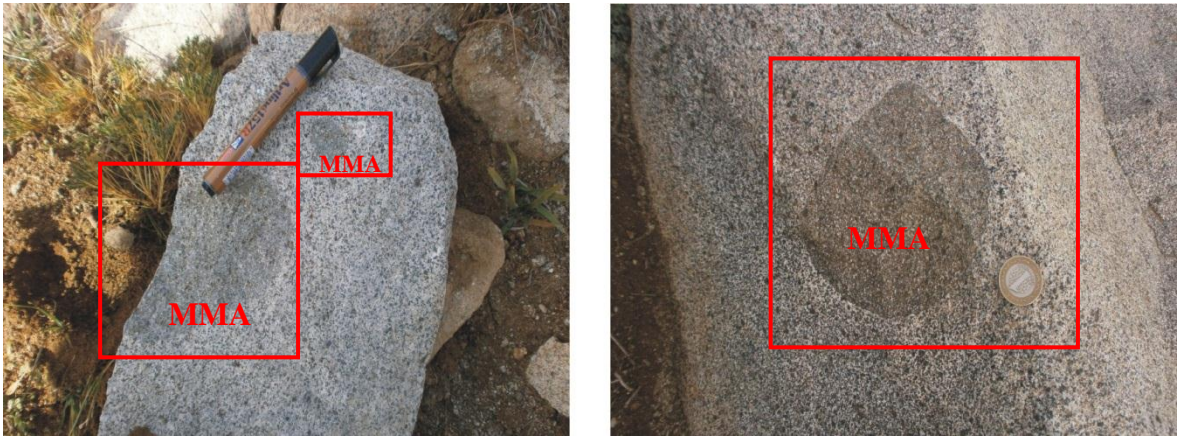
Pelitli Granitoyidi'ndeki ksenolitler tamamıyla andezit ve/veya piroklast parçalarından oluşmaktadır. Özellikle granitoyidin volkanik yan kayaçlarla sınır kesimlerinde ksenolitlerin miktarı artmaktadır. Bu ksenolitler granitoyid ile keskin dokanak gösterip genellikle elips şekillidir. Ksenolitlerin boyutları 1 cm'den 25 cm'ye kadar değişir. Ksenolitler ile içinde bulunduğu granitoyid arasındaki sınır keskin olup sınırdaki kontak metamorfizma izi gözlenmemiştir.

Pelitli Granitoyidi'nde gözlenen diğer bir anklav türü olan mafik mikrogranüler anklavlara ana kaya ile keskin sınır yapmasına rağmen herhangi bir metamorfizma izi veya

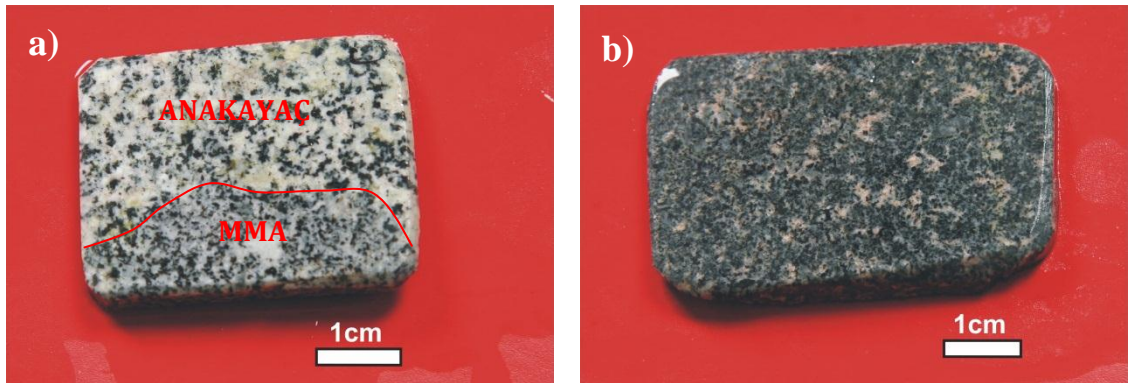
metamorfizma mineraline rastlanılmamıştır. Köşeli veya hafifçe elipsoidal şekilli olup boyutları 1cm ile 10 cm arasında değişir (Şekil 3.34). Elipsoidal şekilde olmaları ilksel fiziksel özelliklerinden ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanmaktadır.

MMA'ların tümü, içinde buldukları kayaca göre çok daha fazla ferro magnezyen mineraller (hornblend, biyotit) içerirler ve tane boyutları da içerisinde buldukları ana kütle kayaçlarındakilere göre daha küçüktür.

Pelitli Granitoyidi'nde de gözlenen bu MMA tonalit ve granodiyorit bileşimine benzerlik gösterdiğinden ilksel şekilleri korunmuştur.



Şekil 3.34. Pelitli Granitoyidi içindeki anklavların arazideki görünüşleri.



Şekil 3.35. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA ait kayaçların parlatılmış el örnekleri.
a) Ana kayaç-MMA, b) MMA.

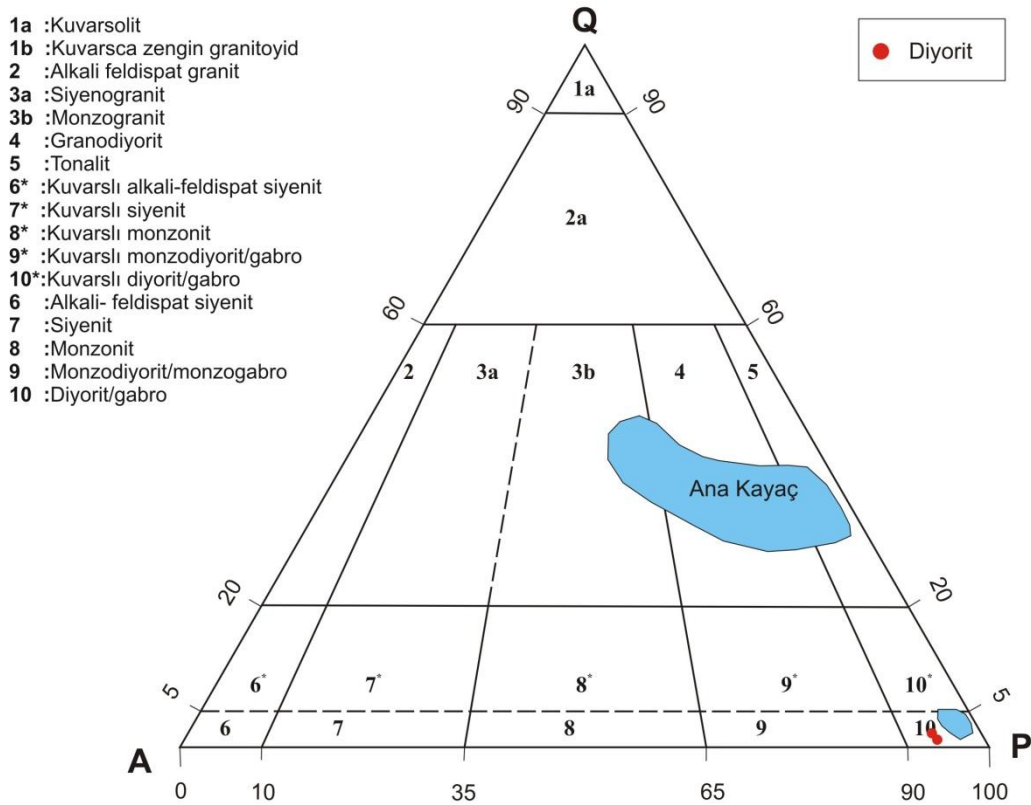
3.2.4.2. Pelitli Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Petrografik İncelemesi

Pelitli Granitoyidi'ne ait 2 adet mafik mikrogranüler anklav örneğinin modal analiz sonuçları Tablo 3.4'de verilmiştir.

Modal analiz sonuçlarına göre, Pelitli Granitoyidi'ndeki mafik mikrogranüler anklavlar diyorit bileşimindedir (Şekil 3.36).

Tablo 3.4. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'ların modal analizleri

Örnek	Pl	Q	Ort	Horn	Bi	Piroksen	Opak	Epidot	Klorit	Kalsit	Ad
JK-15a	79.41	0.4	5.2	8.6	1.3	2.4	2.6	-	1.3	-	Diyorit
JK-21a	78.6	1.1	5.3	9.2	1.1	2.1	2.1	-	1.4	-	Diyorit



Şekil 3.36. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait örneklerin modal analiz sonuçlarının QAP diyagramındaki dağılımları (Streckeisen, 1976).

Pelitli Granitoyidi'ne ait mafik mikrogranüler anklavlardaki modal bileşimler dikkate alındığında, modal plajiyoklas içerikleri % 78.6-79.4, kuvars % 0.4-1.1, ortoklas %

5.2-5.3, hornblend % 8.6-9.2, piroksen % 2.4-2.1, biyotit % 1.3-1.1 ve opak mineral içerikleri % 2.1-2.6 arasında değişmektedir (Tablo 3.4).

Diyorit bileşimindeki mafik mikrogranüler anklavların mikroskobik incelemelerinde şu özellikler tespit edilmiştir:

Doku: Tüm kristalli ince taneli (Şekil 3.37).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli küçük kristaller şeklindedir. Genellikle zonlu yapı sunmalarına rağmen albit ikizine de rastlanılmıştır. 010'a dik kesitlerde yapılan tayinlerde bileşimlerinin % 34-38 An içerikli andezin olduğu saptanmıştır. Apatit inklüzyonları içerir. Yer yer ayrışma sonucu serizit ve kil minerallerine dönüşmüştür. Kayaçta % 78.6-79.4 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Kuvars: Küçük kristaller şeklinde olup dalgalı sönme gösterir. Değişik yönlerde gelişen çatlaklar mevcuttur. Kayaçta % 0.4-4.1 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Ortoklas: Küçük kristaller şeklinde olup, toplam feldispatların % 5 ini oluştururlar. Ayrışma sonucu olarak kil ve serizit oluşmuştur. Kayaçta % 5.2-5.3 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Hornblend: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. $h'(100)$ ikizine sıkça rastlanır. Pleokroizması yönler göre şöyledir: X: sarımsı yeşil, Z: açık sarı, yeşil. Kesitlerde en bol bulunan mafik mineral olup, yer yer opak mineral inklüzyonları içermektedir. Kayaçta % 8.6-9.2 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Piroksen: Çoğunlukla renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda, çoğunlukla pleokroizma göstermez, sönme açıları 20-25° dir. Kayaçta az oranda bulunur. Kayaçta % 2.1-2.4 oranında bulunur (Tablo 3.4).

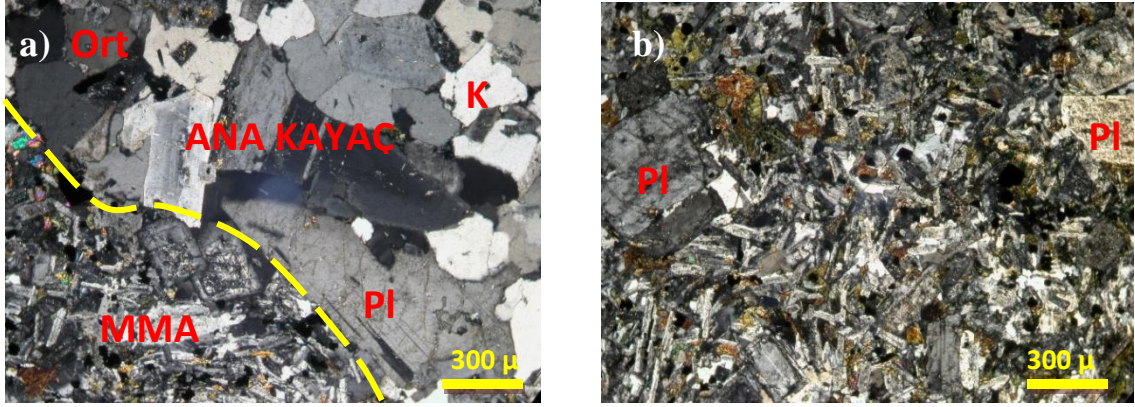
Biyotit: Amfibole oranla daha az olarak bulunur. Öz ve yarı öz şekilli küçük çubuğumsu prizmatik kristaller ve lameller halindedir. (001) yüzeyine paralel dilinimi belirgindir ve bu dilinime göre paralel sönmelidir. Bazı kesitlerde kısmen ayrılarak klorite dönüşmüştür. Kayaçta % 1.1-1.3 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Epidot: Damar ve çatlak dolgusu olarak bulunur. Genellikle renksiz ile yeşilimsi sarı renkte olup, kırılma indisi ve çift kırılması çok yüksektir.

Apatit: Feldispatlarda kapanım halinde bulup, öz şekilli ince çubuğumsu kristaller şeklindedir.

Opak mineral: Küçük kristaller halindedir. Bol miktarda, dağınık daneler halinde ferromagnezyen minerallerin etrafında yoğunlaşırlar.

Kayaç adı: Diyorit (Şekil 3.37)

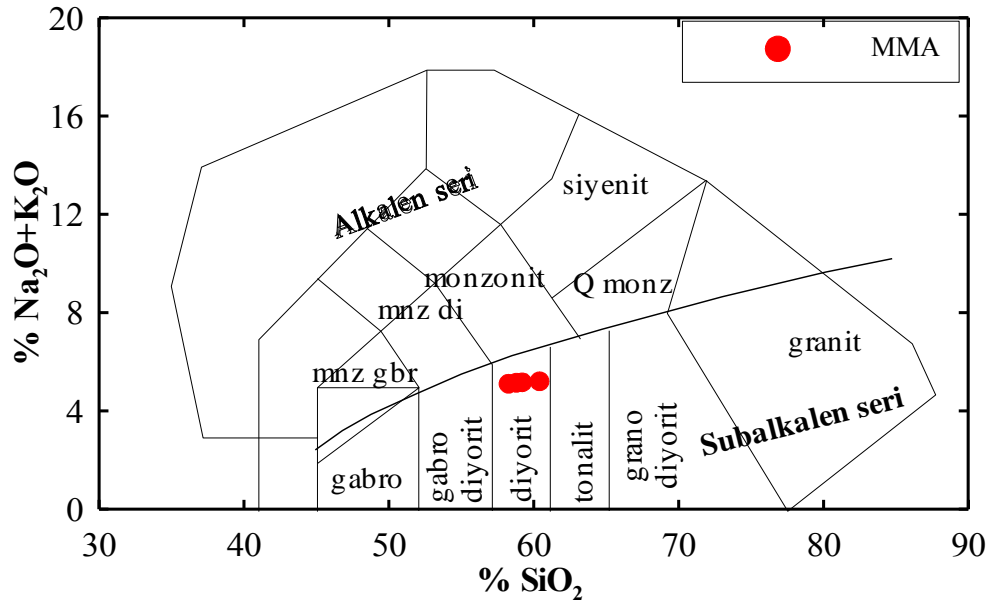


Şekil 3.37. Pelitli Granitoyidi içerisindeki diyorit bileşime sahip mafik mikrogranüler anklavlardaki (MMA) mikrogranüler doku, (a), (b). Ç.N. Pl: Plajiyoklas, K: Kuvars, Ort: Ortoklas.

3.2.4.3. Pelitli Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Jeokimyasal Özellikleri

4 adet koyu renkli anklav (MMA) örneğinin ana element ve iz element sonuçları Tablo 3.5’de, nadir toprak element analizleri de Tablo 3.6’de verilmiştir.

Jeokimyasal analizler $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ diyagramına düşürüldüğünde, MMA’ların diyorit bileşimli kayalardan oluştuğu görülür (Şekil 3.38).



Şekil 3.38. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA’lara ait temsili örneklerin sınıflaması. Toplam alkali $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ diyagramı (Middlemost, 1994).

MMA'ların SiO₂ değerleri % 58.11-60.25 arasında değişirken, Na₂O % 3.44-3.49 ve CaO % 6.63-6.67 arasında değişmektedir. K₂O/Na₂O oranı 1'den küçük olup 0.51-0.8 arasındadır. A/CNK değerleri 0.5-0.82 arasında olup magnezyum numaraları 31.5-32.83 arasındadır.

Tablo 3.5. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

Kayaç Adı Örnek. No	Diyoritik MMA			
	JK19	JK25	JK32	JK33
SiO ₂	58.11	59.05	58.65	60.25
TiO ₂	0.71	0.70	0.70	0.68
Al ₂ O ₃	16.21	16.08	16.11	15.02
Fe ₂ O ₃	7.55	7.33	7.43	7.03
MnO	0.19	0.17	0.18	0.16
MgO	3.69	3.46	3.52	3.24
CaO	6.67	6.63	6.64	6.50
Na ₂ O	3.44	3.47	3.46	3.49
K ₂ O	1.75	1.78	1.77	1.80
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.20	0.18
LOI	1.20	0.90	1.10	0.80
Toplam	99.73	99.77	99.76	99.15
Ni	4.40	4.30	4.30	4.20
V	181.00	175.00	179.0	170.0
Cu	7.20	7.10	7.1	7.0
Pb	16.10	16.00	15.1	14.1
Zn	16.00	18.00	17.0	19.0
W	1.10	1.00	1.0	0.9
Rb	21.80	22.70	22.4	23.9
Ba	1038.00	1055.00	1048.0	1073.0
Sr	391.40	385.20	381.4	372.4
Ta	0.50	0.60	0.6	0.7
Nb	6.90	7.20	7.1	7.3
Hf	2.30	2.40	2.4	2.5
Zr	70.00	82.00	75.0	84.0
Y	29.50	29.80	29.7	29.9
Th	4.90	5.10	5.0	5.2
U	1.30	1.40	1.4	1.5
Ga	13.70	13.20	13.5	13.0
Mg #	32.83	32.07	32.1	31.5
A /CNK	0.82	0.82	0.5	0.5
K ₂ O/Na ₂ O	0.51	0.51	0.8	0.8
DI	0.98	0.99	0.98	1.01

LOI (loss on ignition=ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği.

Mg# = 100xMg/(Mg+ Fe). A/CNK= Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O).

DI (Diferansiyasyon indisi)=qtz+or+ab+ne+lc+kp.

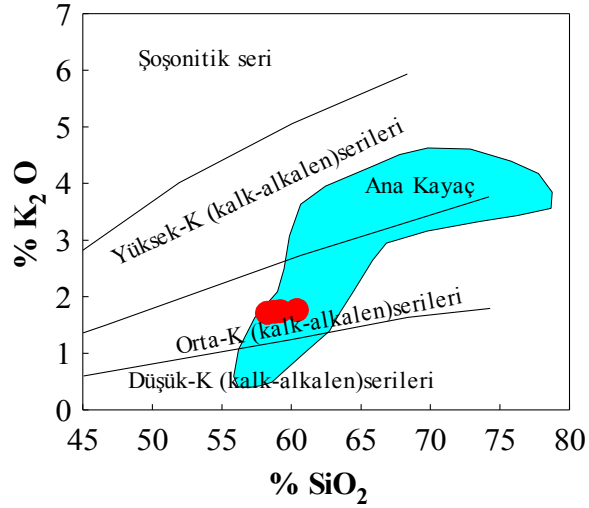
Fe₂O₃: Toplam demir.

Tablo 3.6. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.

Kayaç Adı Örnek. No	Diyoritik MMA			
	JK19	JK25	JK32	JK33
La	21.10	21.60	21.50	22.80
Ce	46.00	46.40	46.50	46.90
Pr	5.45	5.46	5.47	5.49
Nd	21.80	21.70	21.60	21.20
Sm	4.89	4.82	4.83	4.72
Eu	1.14	1.13	1.12	1.10
Gd	4.88	4.86	4.85	4.75
Tb	0.87	0.85	0.84	0.81
Dy	5.07	5.05	5.06	5.01
Ho	1.10	1.09	1.08	1.06
Er	3.48	3.47	3.46	3.42
Tm	0.52	0.51	0.51	0.50
Yb	3.21	3.20	3.19	3.16
Lu	0.49	0.48	0.48	0.46
(La/Lu) _N	4.46	4.66	4.64	5.13
(La/Sm) _N	2.72	2.82	2.80	3.04
(Gd/Lu) _N	1.24	1.26	1.25	1.28
(La/Yb) _N	4.44	4.56	4.55	4.88
(Tb/Yb) _N	1.16	1.14	1.13	1.10
Eu _N =Eu/Eu*	0.71	0.71	0.70	0.70

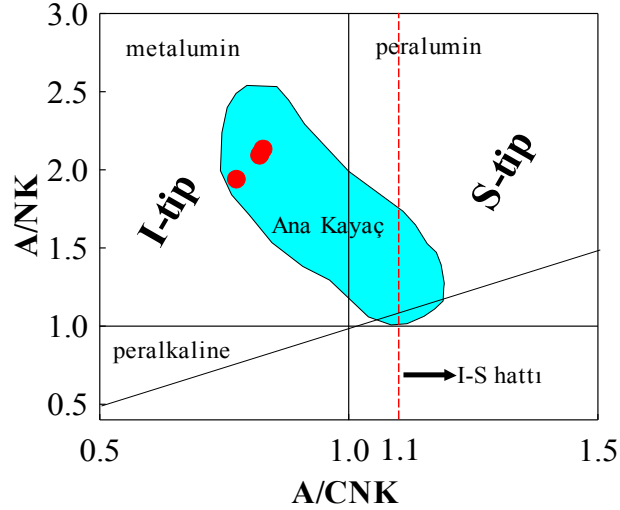
Eu*=(Sm+Gd)_N /2

MMA'yı oluşturan subalkalen karakterli kayaçlar K₂O-SiO₂ diyagramında orta potasyumlu kalk-alkalen karakterli bileşim sunarlar (Şekil 3.39).



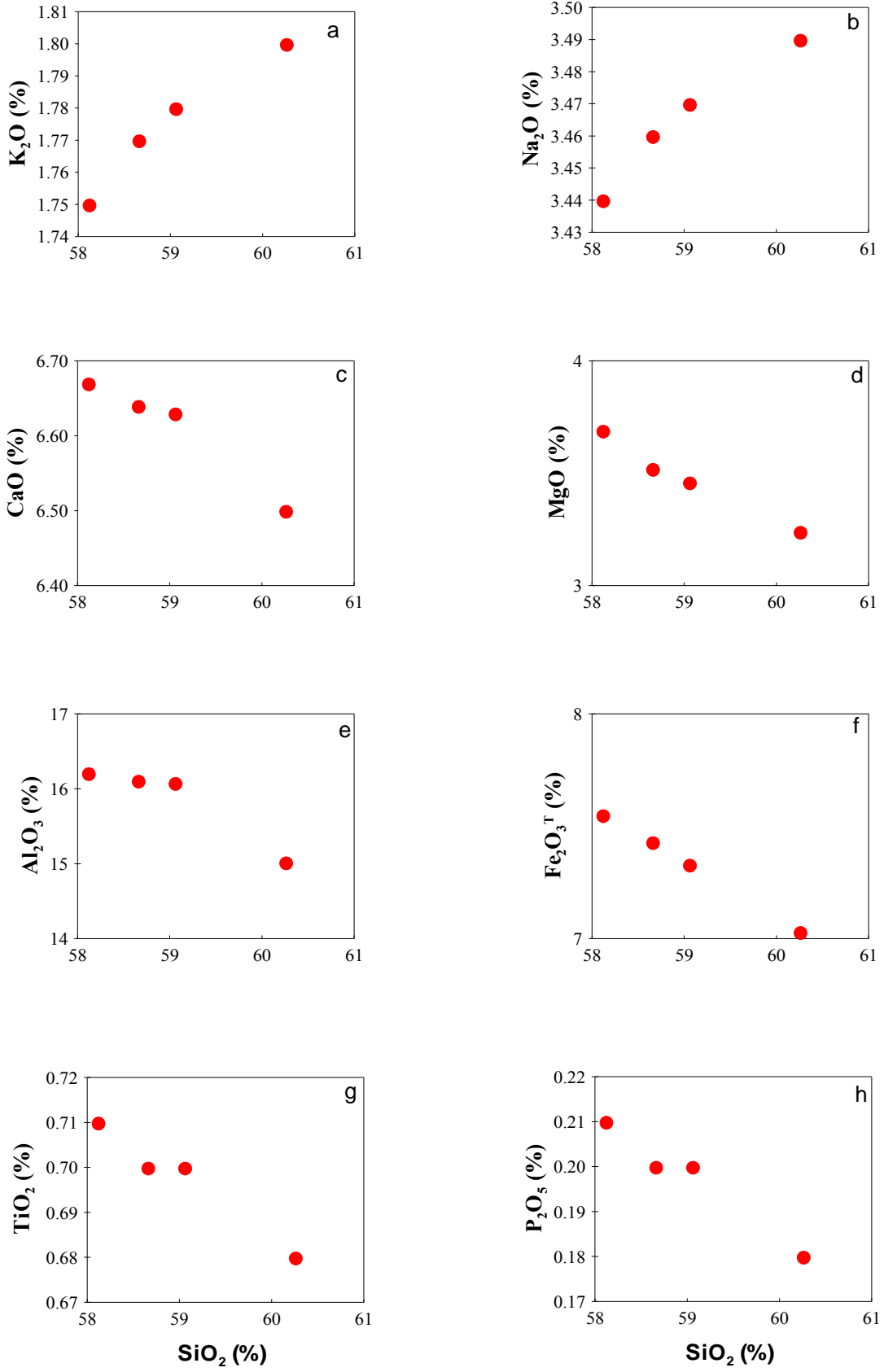
Şekil 3.39. MMA'ya ait kayaç örneklerinin K₂O-SiO₂ diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989).

Molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ - (A/CNK) diyagramında örnekler metalüminus bölgesine düşmektedirler.

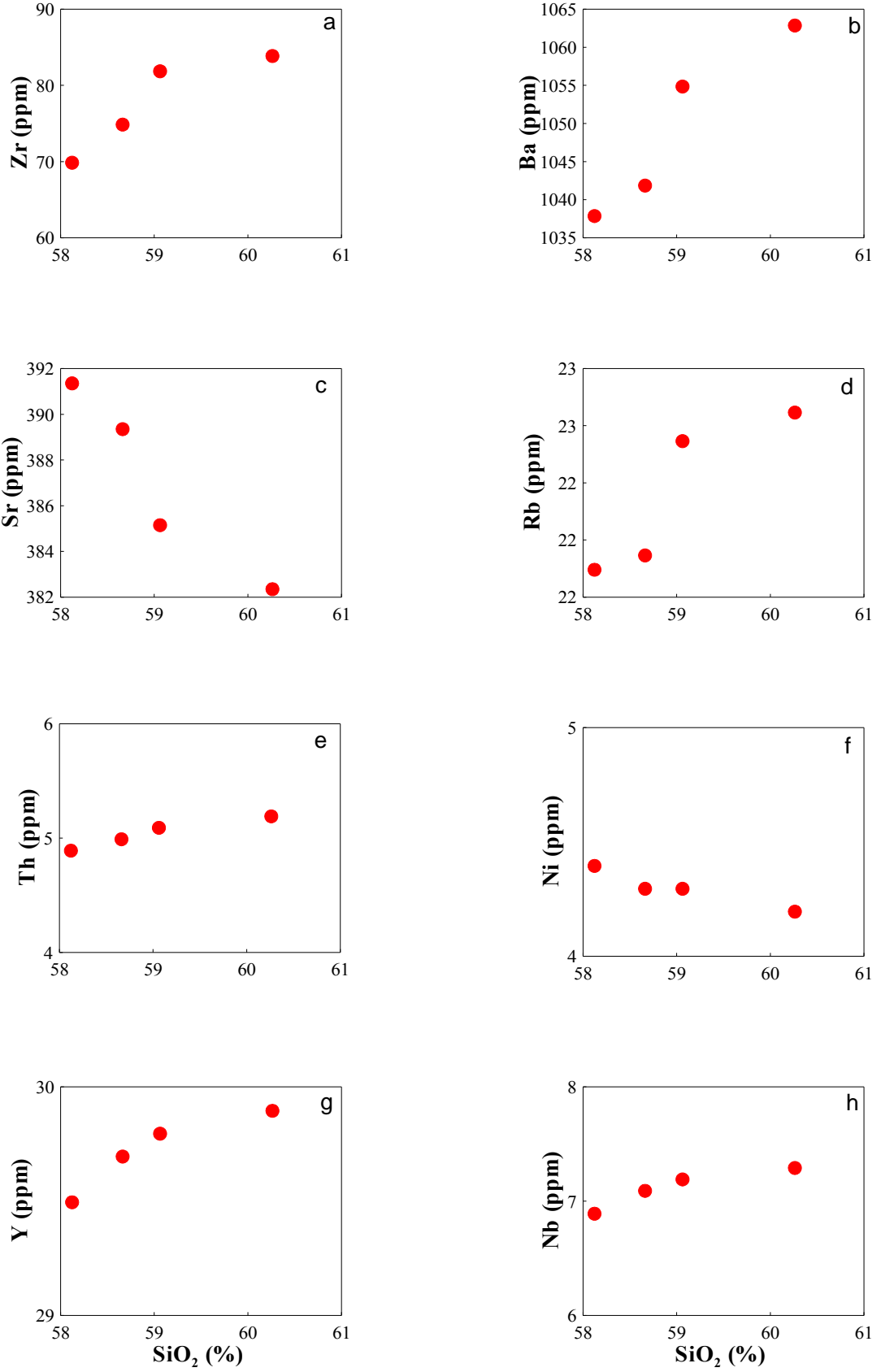


Şekil 3.40. MMA'ya ait kayaç örneklerinin Molar A/CNK' ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alümino bazlı sınıflama (Mainar ve Piccoli, 1989) diyagramları (Semboller Şekil 3.38'deki gibidir).

SiO_2 'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 3.41 ve 3.42'de verilmiştir. Harker diyagramlarında ana ve iz elementlerin büyük bir çoğunluğu SiO_2 ile çok iyi korelasyon göstermektedir. Ana element değişim diyagramlarında SiO_2 'ye karşı TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3^T$, MgO , CaO ve P_2O_5 arasında iyi derecede negatif bir korelasyon görülmektedir (Şekil 3.41). SiO_2 değerleri arttıkça K_2O ve Na_2O değerleri de artmaktadır (Bknz, Şekil 3.41a, 3.41b). İz element değişim diyagramlarında ise SiO_2 'ye karşı Zr, Ba, Rb, Th, Y ve Nb'da pozitif bir korelasyon söz konusu iken Sr ve Ni de ise negatif bir korelasyon mevcuttur (Şekil 3.42c, 3.42f).

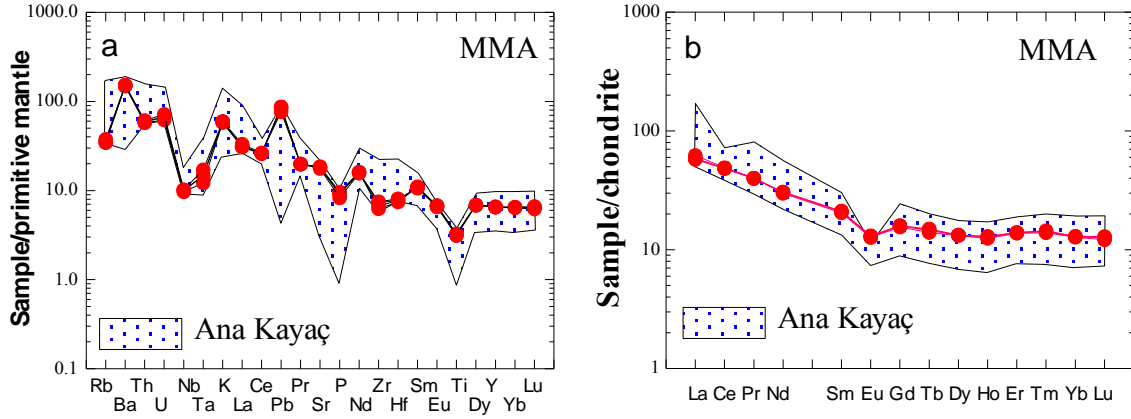


Şekil 3.41. MMA'ya ait kayaç örneklerinin SiO₂'ye karşı ana element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.38'deki gibidir).



Şekil 3.42. MMA'ya ait kayaç örneklerinin SiO₂'ye karşı iz element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.38'deki gibidir).

MMA'lara ait örneklerin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramında (Şekil 3.43a) genel olarak zenginleşme görülmektedir. Zenginleşme özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde, Ba, Th ve U'da fazladır. Nb, Ta, Ti ve P'da belirgin olan negatif bir anomali gözlenmektedir. Genelde ana elementlerle benzer trendler gösterirler.



Şekil 3.43. Pelitli Granitoyidi içindeki MMA'ların a) primitif mantoya göre (Sun ve McDonough 1989), b) kondirite göre (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları.

Kondirit normalize edilmiş (normalize edilmiş değerleri Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır) nadir toprak element diyagramlarında (Şekil 3.43b), trendler aşağıya doğru içbükey şeklindedir. $(La/Lu)_N$ değerleri 4.46-5.13 arasındadır. Genel olarak HNTE elementlerce zenginleşmiş olarak, ANTE elementlerce fakirleşmiş olarak bulunurlar. $(La/Sm)_N$ değerleri 2.72-3.04, $(Gd/Lu)_N$ değerleri 1.24-1.28 arasındadır. Örneklerde Eu_N değerleri < 1 olup, (0.70-0.71) negatif $Eu_N(Eu/Eu^*)$ anomolisi gösterirler.

Genel olarak, MMA'lar içinde buldukları tonalit ve granodiyorit ile benzer jeokimyasal özellikler göstermekte olup, onlara nazaran daha düşük SiO_2 ve A/CNK içeriğine sahiptir.

4. TARTIŞMA

Bu bölümde önce Pelitli Granitoyidi'nin petrolojik özellikleri ve kökenleri irdelenmiş, daha sonra bölgedeki Eosen yaşlı plütonik kayaların yaş ilişkileri tartışılmıştır.

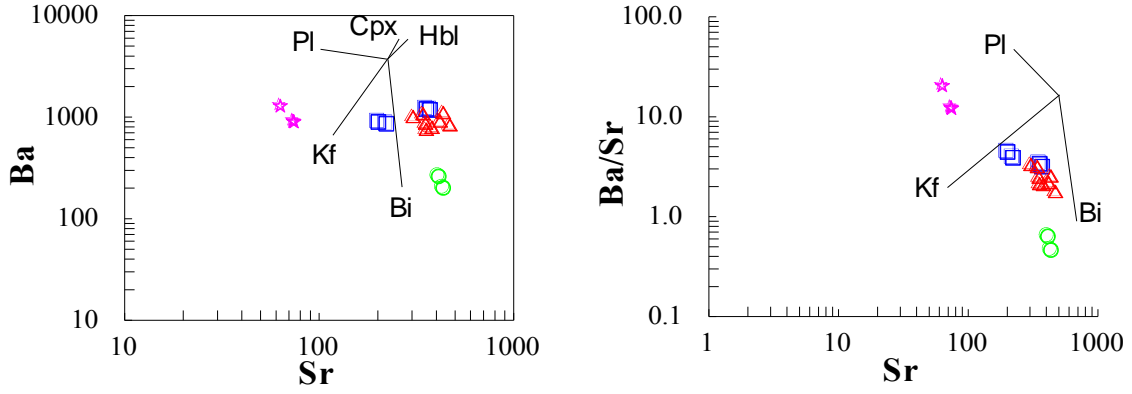
4.1. Pelitli Granitoyidin Petrolojisi

4.1.1. Fraksiyonel Kristalleşme

Fraksiyonel Kristalleşme “magmanın belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediği/katılaşmadığı, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı içinde meydana geldiği ve oluşan minerallerin kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalmasıyla ve oluşan kristallerin geride kalan eriyiklerle reaksiyonu sonucu sürekli olarak değiştiği” görüşüne dayanmaktadır. Mineraller ile magma arasındaki reaksiyon herhangi bir nedenle kısmen veya tamamen kesilirse fraksiyonel kristalleşmeden söz edilebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan sürekli olarak ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli olarak değişecek ve sonuç olarak magmanın başlangıçtaki bileşiminden çok farklı bileşimde kayaç grupları oluşabilecektir. Örneğin, ilk başta bazaltik bileşimdeki bir magmadan gabro, diyorit, siyenit ve granit gibi kayaçlar oluşabilecektir.

Pelitli Granitoyidine ait kayaçların ana ve iz element değişimlerinde gözlenen iyi derecede korelasyonlar, bu kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Harker diyagramlarında (Şekil 3.19 ve Şekil 3.20), SiO_2 artışıyla Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3^T , P_2O_5 , Sr , Ni düşüşü ve K_2O , Rb artışı plajiyoklas, hornblende, piroksen, apatit ve titanit fraksiyonlaşması ile ilişkilidir. SiO_2 artışıyla K_2O ve Rb artışı, K-feldispat ve biyotitin fraksiyonlaşmada önemli bir rol oynamadığını gösterir. Negatif Ti ve Nb anomalisi Ti-içerikli fazların fraksiyonlaşmasıyla; negatif P anomalisi de apatit ayrışması ile ilişkilidir. Kuvvetli negatif Eu anomalileri plajiyoklas ya/yada K-feldispat fraksiyonlaşması ile ilişkilidir. Keza plajiyoklas fraksiyonlaşması negatif Sr ve Eu anomalilerini, K-feldispat fraksiyonlaşması da negatif Ba ve Eu anomalilerini oluşturur.

Ba'a karşı Sr ve Ba/Sr'a karşı Sr diagramlarında gözlenen yönelimler, granitoyidi oluşturan kayaçların oluşumunda plajiyoklas fraksiyonlaşmasının önemli rol oynayabileceğini göstermektedir (Şekil 4.1).

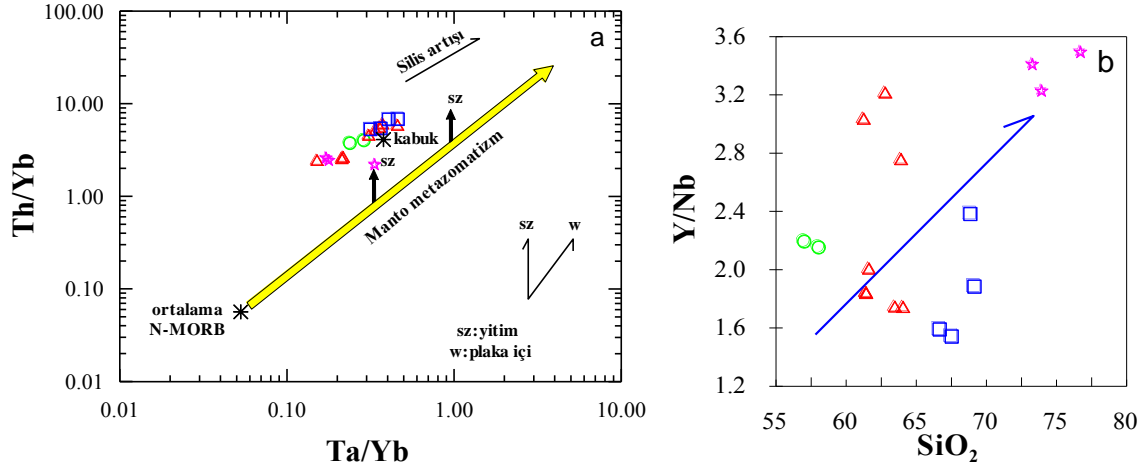


Şekil 4.1. Pelitli Granitoidi'ni oluşturan kayaçların Ba (ppm) karşı Sr (ppm) ve Ba/Sr'a karşı Sr değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

4.1.2. Asimilasyon/Kontaminasyon

Asimilasyon, herhangi bir magmanın katılma sırasında, yan kayacı eriterek bünyesine katması ve bunun sonucu ilksel bileşimin kısmen ya da büyük ölçüde değişmesidir. Asimilasyon olayında fraksiyonel kristallenme süreci de devam etmektedir (DePaolo, 1981; Grove ve diğ., 1982). Kontaminasyona, kayaçlarda büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (Ba, Sr, Rb, K) ve hafif nadir toprak elementlerde gözlenen zenginleşmeleri işaret etmektedir.

Pelitli Granitoidine ait örneklerin Th/Yb'e karşı Ta/Yb diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında (Şekil 4.2a), tüm örneklerin manto çizgisinden saptığı görülmektedir. Pearce (1983) tarafından önerilen bu diyagram, esas olarak okyanus ortası sırtı bazaltı (MORB) veya okyanus ada bazaltı (OIB) gibi olağan mantodan türemiş ve genel olarak diyagramda manto eğilimi olarak belirlenmiş diyagonal hat üzerinde bulunan kayaçları, yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmalardan oluşan kayaçlardan ayırır. Bu ayırım, gerek yitim metasomatizmasının gerekse kabuksal kirlenmenin Th konsantrasyonunu ve dolayısı ile Th/Yb oranını Ta/Yb oranına göre arttırması temeline dayanmaktadır. Gözlenen bu sapma, kaynak bölgesinde yitimle ilgili bir metasomatizma ile açıklanabileceği gibi, manto türevli ergiyiklere önemli ölçüde kabuksal ergiyik katılımına da işaret edebilir. Ancak, granitoyitik kayaçların oluşturduğu eğilimin diyagonal manto eğilimine neredeyse paralel oluşu, bir dereceye kadar kabuk kirlenmesini dışlamasına rağmen, granitik magmanın yitim etkisiyle metasomatize olmuş bir magmadan türediğine işaret edebilir.



Şekil 4.2. Pelitli örneklerinin a) Ta/Yb karşı Th/Yb diyagramı (Pearce ve diğ., 1983), b) Y/Nb'a karşı SiO₂ diyagramı (Semboller Şekil 3.16'daki gibidir).

Y/Nb'a karşı SiO₂ diyagramında (Şekil 4.2b) gözlenen pozitif yönelim, kabuksal asimilasyonla ilgili olabilir. Keza yatay trendler kabuksal asimilasyonun önemli olmadığına işaret eder. Ayrıca, incelenen örneklerde gözlenen az belirgin negatif Nb anomalisi (Şekil 3.21), yitim bileşeni ve/veya kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilir.

4.1.3. Magma Karışımı

Magma karışımı, birbirinden farklı bileşimdeki magmaların (mafik ve felsik) fiziksel ve kimyasal karışımı şeklinde tanımlanır. Eş yaşlı mafik ve felsik magmaların, kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaları olayına magma mingling; kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyamıyarak homojen bir şekilde karışmaları olayına da magma mixing adı verilir. Karışmanın homojen ya da heterojen bir şekilde meydana gelmesindeki en önemli faktör, magmaların sahip olmuş oldukları viskozite özelliğinden kaynaklanmaktadır (Fernandez ve Barbarin, 1991; Didier ve Barbarin, 1991).

Magmanın üç ayrı davranış biçimi vardır. Bunlar; Newtonian, visko-plastik ve katı davranış biçimleridir (Fernandez ve Barbarin, 1991). Viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olan bir felsik magma ile visko-plastik davranış aşamasında olan mafik bir magma karıştığında, her iki magma da kendi özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaktadır (magma mingling). Mafik magma, felsik magma içinde kolayca gömülerek çabucak katılaşacak ve böylece masif mikrogranüler anklav oluşur (Fernandez ve Barbarin, 1991). Bu tür bir magma karışımı (Didier, 1973;

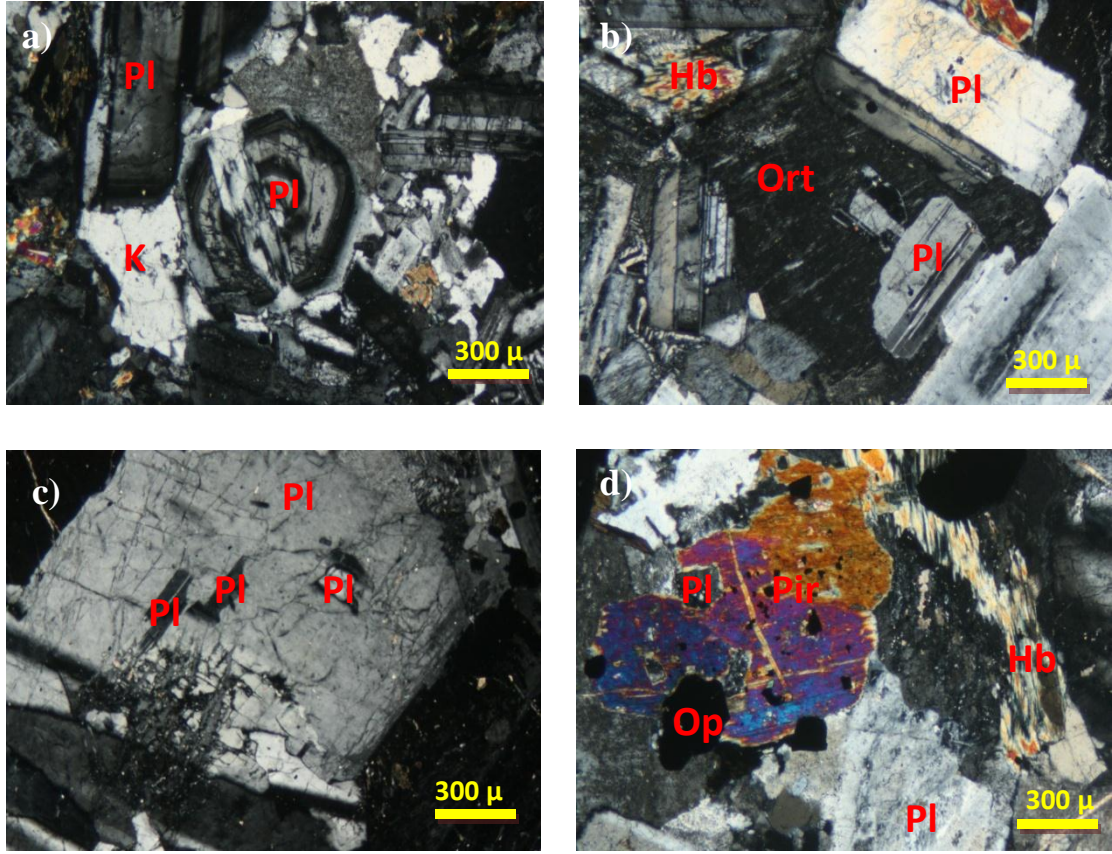
Vernon, 1983, 1984; Brown ve Becker, 1986; Ayrton, 1991; Barbarin, 1991; Hibbard, 1991, Didier ve Barbarin, 1991a,b; Fernandez ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Blundy ve Sparks, 1992; Asrat ve diğ., 2003; Perugini ve diğ., 2003), sadece arazide, felsik bileşimli granitoidler içerisinde cm-dm boyutlarına sahip olarak gözlenebilen mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklavların varlığı ile tanınabilmektedir. İncelenen Pelitli Granitoidin’de de magmaların heterojen karışımına işaret eden MMA’lar gözlenmiştir. Bu anklavlar ana kaya ile keskin sınır yapmasına rağmen herhangi bir metamorfizma izi veya metamorfizma mineraline rastlanılmamıştır. Köşeli veya hafifçe elipsoidal şekilli olup boyutları 1 cm ile 10 cm arasında değişir (Şekil 3.34). Elipsoidal şekilde olmaları ilksel fiziksel özelliklerinden ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanmaktadır. Bu anklavlar ana kaya bileşimine benzerlik gösterdiğinden ilksel küremsi şekilleri korunmuştur.

Eş yaşlı mafik ve felsik magma sistemler herhangi bir şekilde karışım olayına maruz kaldıklarında, ilgili magmaların viskozite özellikleri dikkate alınarak, karışım tipi ve ürünü aşağıdaki çizelgede özetlenmiştir (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemlerinin viskozite özelliklerine göre etkileşim tipleri ve ortaya çıkan ürünler (Yılmaz ve Boztuğ, 2001).

Mafik magma sisteminin viskozite özelliği	Felsik magma sisteminin viskozite özelliği	Karışım Tipi	Ürün
Newtonian	Newtonian	Magma mixing	Hibrid granitoidlerdeki Mikroskobik dokular
Visko-plastik	Newtonian	Magma mingling	MME
Newtonian	Visko-plastik	Magma mingling	Sin-plütonik dayk
Newtonian	Plastik	-	Mafik dayk
Plastik	Newtonian	-	Felsik dayk

Viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olan her iki felsik ve mafik magmaların homojen karışımı şeklinde gelişen ve başlıca özel mikroskobik dokular (Hibbard, 1991; 1995) yardımıyla tanınabilen magma mixing, incelenen Pelitli Granitoidin’de de gözlenmiştir. Pelitli Granitoidi’nde gözlenen ve magma karışım olayını vurgulayan yapısal özellikleri poikilitik dokular, iri plajiyoklas kristalleri içerisinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması (Şekil 4.3.), iğnemsî apatit oluşumu, bıçağımsı biyotit oluşumu, bıçağımsı hornblend oluşumu, mafik magmatik anklavlar içerisinde iri K;feldspat fenokristalleri, biyotitlerde kloritleşme ve opak mineral dizilimi oluşturur.



Şekil 4.3. Pelitli Granitoyidi'nde gözlenen magma karışımını gösteren dokusal özellikler. a) Zonlu plajiyoklas, b) Poikilitik doku, c) İri plajiyoklas kristalleri içerisinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması d) İri proksen içinde küçük Pl ve opak mineral (Ç.N. Pl: Plajiyoklas, Bi: Biyotit, K: Kuvars, Ort: Ortoklas, Op: Opak mineral, Pir: Piroksen, Hb: Hornblend).

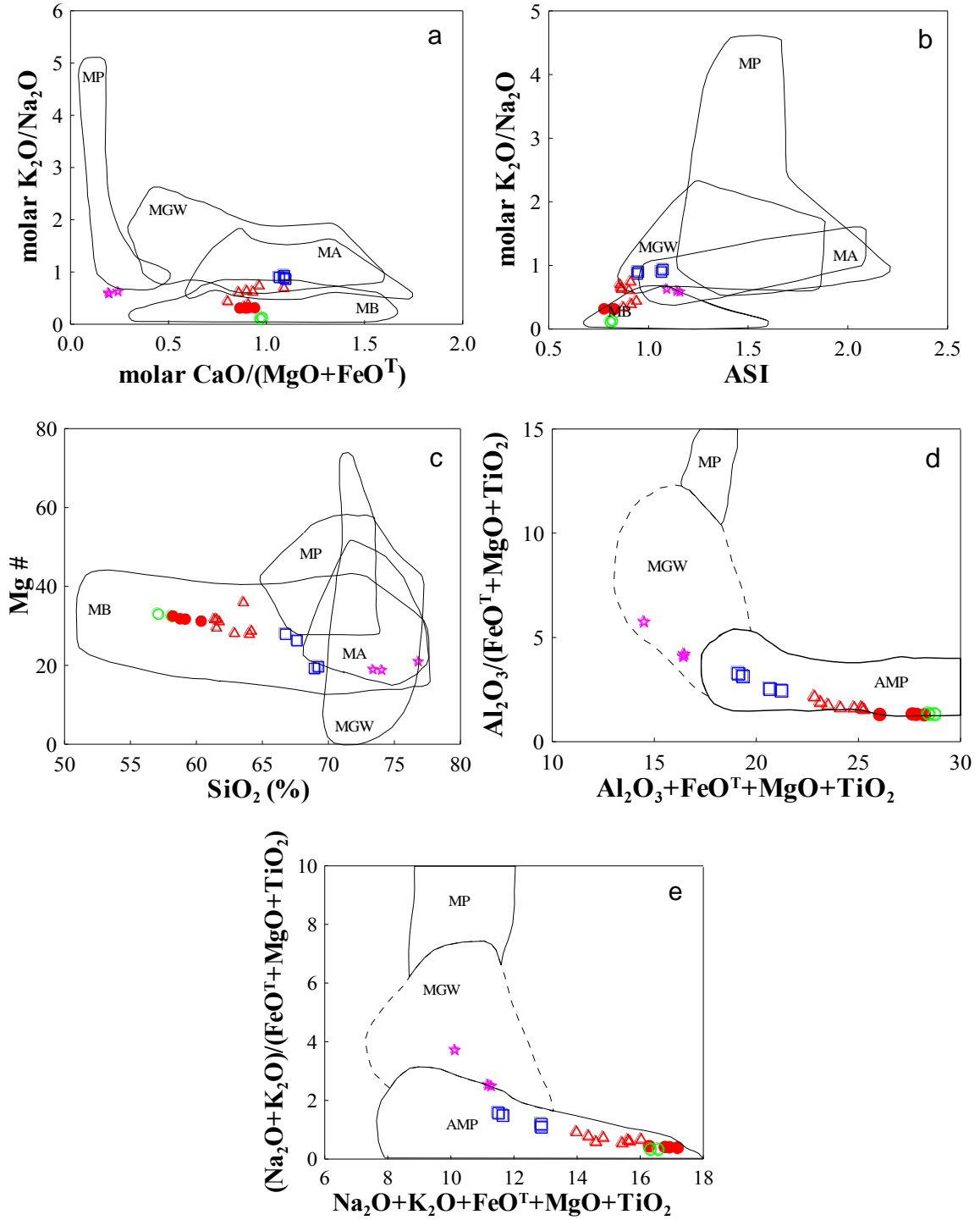
4.1.4. Pelitli Granitoyidini Oluşturan Magmanın Kökeni

Felsik magmaların kökenleri için petrojenetik yaklaşımlar, 2 ana model altında incelenebilmektedir. Birinci modele göre, felsik yay magmaları manto kökenli bazaltik ana magmalardan fraksiyonel kristallenme (FC) veya AFC (assimilasyon+fraksiyonel kristallenme) olayları ile türeyebilir (Grove ve Donnelly-Nolan, 1986; Bacon ve Druitt, 1988). İkinci modele göre, manto kökenli bazaltik magmaların kabuk kayaçlarını ergitmesi için ısı sağlaması esas alınmakta (Bullen ve Clyne, 1990; Roberts ve Clemens, 1993; Teper ve diğ., 1993; Guffanti ve diğ., 1996) olup, felsik yay magmaları mafik-ortaç bileşimli metamagmatik (Rapp ve Watson, 1995; Singh ve Johannes, 1996) ya da metasedimenter (Patino Douce ve Beard, 1996; Stevens ve diğ., 1997) kayaçların kısmı ergimesinden türeyebilmektedir.

Birinci model incelenen Eosen yaşlı granitlerin kökenleri için geçersizdir. Çünkü incelenen Eosen yaşlı granitik intrüzyonların jeokimyasal verilerinin hiçbirinde bazik bileşim yoktur (örneklerin SiO₂ içeriği % 57-64 arasında, Mg# 19-37 arasında ve Ni içerikleri 0.7-8.1 arasındadır). Bu tür geniş hacimli felsik magmalar, mantodan türemiş mafik magmaların farklılaşması ile açıklanamaz. Buna ek olarak, kayaç bileşimleri gabrodan granodiyorite veya lökogradite doğru bir farklılaşmayı temsil etmemektedir. Tüm bu özellikler, granitoyidi oluşturan magmanın bazik bir ana magmadan AFC olayı ile türemediğini göstermektedir.

Granitoyid ailesi kayaçlarını meydana getiren magmalar, genellikle metasedimanter ve/veya metamagmatik (metatonalit, metabazalt) kayaçların dehidrasyonu sonucu kısmi ergimesi ile meydana gelmektedirler (Patino Douce ve Johnston, 1991; Atherton ve Petford, 1993; Rapp, 1995; Rapp ve Watson, 1995; Gardien ve diğ., 1995; Patino Douce ve Beard, 1996; Singh ve Johannes, 1996; Thompson, 1996; Stevens ve diğ., 1997). Kıtasal magmalar arasında bileşimsel farklılık, basınç, sıcaklık, H₂O içerikleri ve oksijen fugasitesi gibi ergime şartlarındaki farklılığın yanı sıra, farklı köken bileşimlerinden de kaynaklanabilmektedir (Vielzeuf ve Holloway, 1988; Wolf ve Wyllie, 1994; Gardien vd., 1995; Patino Douce ve Beard, 1995, 1996; Patino Douce, 1996, 1999; Singh ve Johannes, 1996; Thompson, 1996; Borg ve Clyne, 1998; Patino Douce ve McCarthy, 1998). Pelitli Granitoyidi'ni oluşturan kayaçlar düşük potasyumlu kalk-alkalen karakterden yüksek potasyumlu kalk-alkalen karaktere doğru farklı bileşimler sunmakta olup, negatif Nb, Ta, P, Sr ve Ti anomalileri ile karakteristiktir ve Rb, Th, U, K ve Ba'ca zenginleşmiştir. Pelitli Granitoyidi'nin jeokimyasal özellikleri, tipik kıtasal kabukların ergimeleri ile oluşan granitoyidlere uygun olduğunu göstermektedir.

Magmanın bileşimindeki farklılıklar, değişken ergime koşulları altında, amfibolit, tonalitik gnays, metagrovak ve metapelit gibi farklı kaynak kayaçların kısmi ergimesi sonucu oluşabilir ve durum $Al_2O_3/(MgO+FeO_{total})$, K_2O/Na_2O , Na_2O ve $CaO/(MgO+FeO_{total})$ gibi molar oksit oranları ile ortaya konulabilir (Şekil 4.4). Örneğin, mafik kaynak kayaçlardan türeyen kısmi ergimede, metapelitlere oranla daha düşük K_2O/Na_2O ve $Al_2O_3/(MgO+FeO_{total})$, fakat daha yüksek $CaO/(MgO+FeO_{total})$ oranları gözlenir. Felsik kayaçlardan türeyen kısmi ergimede ise metagrovaklara nazaran daha düşük $Al_2O_3/(MgO+FeO_{total})$ ve $CaO/(MgO+FeO_{total})$ oranları gözlenir.



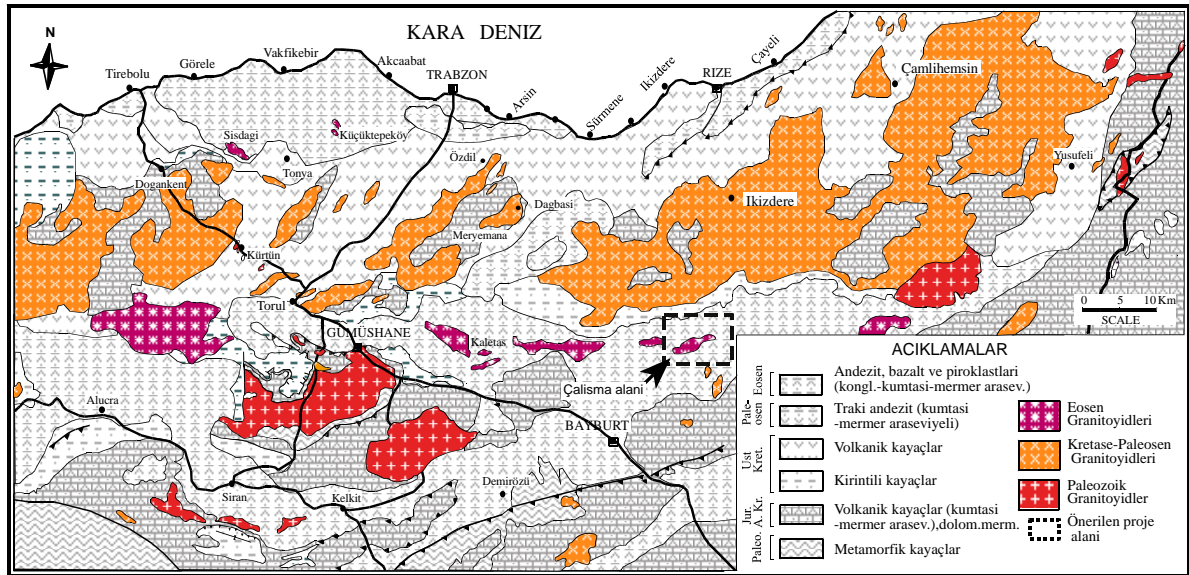
Şekil 4.4. (a-e) Pelitli Granitoyidi'nin kimyasal bileşimi. Şekil içi alanlar çeşitli bileşimdeki kayaların, susuz ergime koşullarında, deneysel çalışmalarla elde edilen kısmi ergime bileşimlerini göstermektedir. MB: metabazaltlar, MA: meta-andezitler, MGW: metagrovaklar, MP: metapelitler, AMP: amfibolitler. Kaynaklar: Vielzeuf ve Holloway (1988), Patino Douce ve Johnston (1991), Rapp ve diğ., (1991), Gardien ve diğ., (1995), Rapp (1995), Rapp ve Watson (1995), Patino Douce ve Beard (1995-1996), Stevens ve diğ., (1997), Skjerlie ve Johnston (1996), Patino Douce (1997), Patino Douce ve McCarthy (1998), (Patino Douce, 1999), (Semboller Şekil 3.16 ve 3.38'deki gibidir).

Metabazaltik/metagrovak karışımından oluşan kaynaktan gelen kayalarda üstteki oranlara benzer sonuçlar vermesine karşın, metapelitik kaynaktan oluşanlar daha düşük $CaO/(MgO+FeO_{total})$ oranlarına sahip oldukları için bunlardan ayrılabilir. Pelitli Granitoyidi'nde gözlenen düşük K_2O/Na_2O oranına karşı daha yüksek $CaO/(MgO+FeO_{total})$ içerikleri (Şekil 4.4a), düşük K_2O/Na_2O 'e karşı düşük ASI değerleri (Şekil 4.4b) düşük $Al_2O_3/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+K_2O)/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ 'ye karşı yüksek $(Al_2O_3+FeO^T+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+K_2O+FeO^T+MgO+TiO_2)$ içerikleri (Şekil 4.4d,e), granitoyidi oluşturan kayaların kökeninde meta-bazaltik (amfibolitik) kayaların bulunabileceğini göstermektedir.

Özet olarak veriler Pelitli Granitoyidi'nin kaynak alanının Pontid kıtasal kabuğunun tabanını oluşturan meta-magmatik kayalardan oluşmuş heterojen yapıda olduğunu göstermektedir.

4.2. Doğu Pontidlerde Eosen Granitlerinin Yaş İlişkileri

Doğu Pontid'lerde Permo-Karbonifer'den Eosen sonrasına kadar geniş bir yaş aralığında oluşmuş irili ufaklı onlarca granitik sokulum bulunmaktadır (Şekil 4.5).

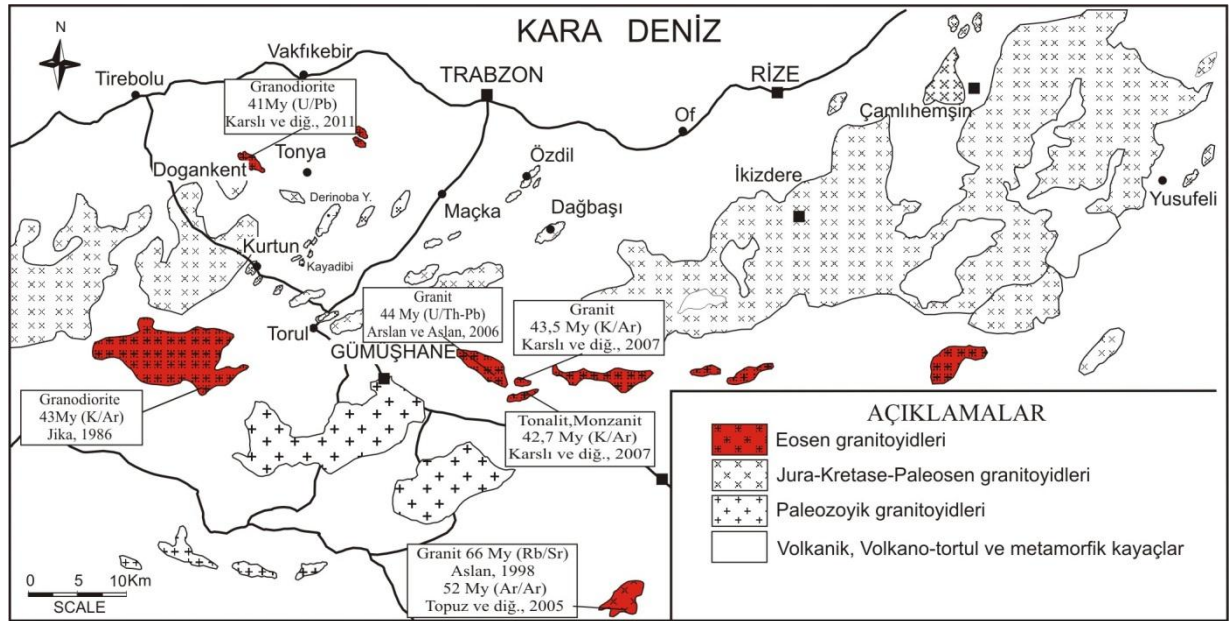


Şekil 4.5. Önerilen Proje alanını ve Doğu Pontidlerdeki plutonik ve çevre kayalarını gösteren Jeolojik Harita.

Paleozoik granitoyidleri (örneğin, Gümüşhane Granitoyidi, Köse Granitoyidi) metamorfik kayaları keserek yerleşmiştir (Çoğulu, 1975; Topuz ve diğ, 2011; Dokuz, 2011). Geniş yüzeylemeler veren ve Doğu Pontid'lerde yüzeylenen plütonların çoğunu

oluşturan Jura-Kretase-Paleosen granitoidleri, yitimle ilişkili volkanik ve/veya volkanoklastik serilerle dokanak ilişkisindedir (Delaloye ve diğ., 1972; Giles 1974; Taner 1977; Gedikoğlu 1979; Moore ve diğ., 1980; Jica 1986; Şen 1987; Van 1990; Yalçınalp 1992, Yılmaz and Boztuğ, 1996; Okay and Şahintürk 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Yılmaz ve diğ., 2000; Kaygusuz 2000; Köprübaşı ve diğ., 2000; Yeğengil ve diğ., 2002; Boztuğ ve diğ., 2003, 2004, 2006, 2007; Yılmaz-Şahin, ve diğ., 2004; Yılmaz-Şahin, 2005; Dokuz ve diğ., 2006, Kaygusuz ve diğ., 2008, 2009, 2010, 2011; İlbeyli, 2008; Boztuğ ve Harvalan, 2008; Boztuğ, 2008; Kaygusuz ve Şen 2011; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2011). Tersiyer granitler ise daha dar alanlarda tüm serileri kesmiş olarak görülürler (Arslan ve diğ., 2004; Karlı ve diğ., 2004; Arslan ve Aslan, 2006; Boztuğ ve diğ., 2003, 2004, 2006; Yılmaz-Şahin 2005; Topuz ve diğ., 2005; Karlı ve diğ., 2007; Boztuğ ve Harvalan, 2008; Eyüboğlu ve diğ. 2010).

Doğu Pontid’lerdeki plütonik kayaların yaşları ile ilgili yapılan radyometrik çalışmalar sınırlı olup (Şekil 1.4), pek çok plütonun yaşı dokanak ilişkileri ve stratigrafik ilişkilerle göreceli olarak saptanmaya çalışılmıştır.



Şekil 4.6. Doğu Pontid’lerdeki plütonik kayaların dağılımı ve Eosen yaşlı olanlardan elde edilen jeokronolojik yaşlar.

Tablo 4.2. Doğu Pontidlerdeki Eosen yaşlı plütonik kayaların jeokronolojik yaşları (Kaygusuz ve diğ., 2010'den değiştirilerek).

Kayaç tipi	Yaş (My)	Metod	Referanslar
	50.7±1.9–57.4±2.4	FT (apatit)*	Boztuğ ve diğ. 2004
	47.8±2.4–49.4±1.9	FT (apatit)*	Boztuğ ve diğ. 2004
	36.7±2.0–64.6±2.3	FT (apatit)*	Boztuğ ve diğ. 2004
grd	39.9±0.3	K/Ar	Taner (1977)
grd	44.6±0.3	K/Ar	Taner (1977)
grd	30	K/Ar	Çoğulu (1975)
grd	32	K/Ar	Çoğulu (1975)
grd	47	K/Ar	Çoğulu (1975)
md	33	U/(Th–Pb)	Delaloye ve diğ. (1972)
md	56	U/(Th–Pb)	Delaloye ve diğ. (1972)
grd	29	U/(Th–Pb)	Delaloye ve diğ. (1972)
grd	49	U/(Th–Pb)	Delaloye ve diğ. (1972)
grd	41	K/Ar	Moore ve diğ. (1980)
mg	42.4±0.87	K/Ar	Yılmaz-Şahin ve diğ. (2004)
mg	41.2±0.89	K/Ar	Yılmaz-Şahin ve diğ. (2004)
mnz	42.9±1.81	K/Ar	Karlı ve diğ. (2007)
gr	43.5±1.82	K/Ar	Karlı ve diğ. (2007)
to	44.1±2.22	K/Ar	Karlı ve diğ. (2007)
mnz	42.7±2.21	K/Ar	Karlı ve diğ. (2007)
grd	52.8±0.7	Ar-Ar	Topuz ve diğ. (2005)
grd	52.2±0.4	Ar-Ar	Topuz ve diğ. (2005)
grd	44.4±0.3	U-Pb (zirkon)	Arslan ve Aslan (2006)
grd	43.1±2.2	K/Ar	JICA (1986)
sy	37±2.6	Rb/Sr	Kalkancı (1974)
sy	42±4	Rb/Sr	Kalkancı (1974)
sy	52.1±6.4	Pb-Pb	Boztuğ (2008)
kdi	55.83±0.04	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)
grd	53.98±0.59-55.21±0.45	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)
gr	53.03±0.77	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)
grd	53.16±0.45	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)
gr-grd	45.8±1.3-46.1±1	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)
gr	42.06±0.67	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu ve diğ. (2010)

Doğu Pontid'lerdeki Eosen ve sonrası yaşlı plütonik kayaların yaşları (U-Pb, U/Th-Pb, Rb-Sr, K-Ar, Fission-track, Pb-Pb gibi radyometrik yöntemlerle belirlenmiş olanlar) 29 ile 55 My arasında değişmektedir (Şekil 4.6). İncelenen Pelitli Granitoyidi de diğer granitlere benzer özellikler gösterdiği dikkate alınarak benzer yaşta (Eosen) olduğu sonucuna varılmıştır.

5. SONUÇ VE ÖNERLER

1. İnceleme alanında; Andezit ve piroklastları (Eosen), Pelitli Granitoyidi (Eosen), Alüvyon (Kuvaterner) olmak üzere üç birim ayırt edilmiştir.

2. Eosen volkanitleri genellikle andezit ve bunların piroklastitlerinden oluşmaktadır. Volkanitlerde porfirik, mikrolitik porfirik, glomeroporfirik doku gözlenmekte olup plajiyoklas, ojit, amfibol ve biyotit ana mineralleri oluşturmaktadır.

3. İncelenen Pelitli Granitoyidi elips şekilli olup, Eosen yaşlı volkanik kayaçları kesmiştir.

4. Pelitli Granitoyidi diyorit, granodiyorit, granit ve tonalit bileşiminde olup, kuvars, ortoklas, plajiyoklas, hornblend, piroksen ve biyotit gibi ana minerallerden; apatit ve zirkon gibi tali minerallerinden oluşmaktadır.

5. Pelitli Granitoyidi diyorit bileşiminde MMA'lar içermekte olup, magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları gözlenmiştir.

6. Mafik magmatik anklavlar (MMA) ana kayaçlarla benzer jeokimyasal özelliklere sahip olup, ana kayaç içerisinde soğumuş mafik magmanın küçük kütlelerini temsil eden magma mixing/mingling ürünleridir.

7. Pelitli Granitoyidi, genel olarak I-tipi, düşük ve yüksek derecede K içeriğine sahip, genellikle metalümin karakterli ve kalkalkali özellik göstermektedir.

8. Ana ve iz element değişimleri, granitoyidin gelişiminde plajiyoklas, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu göstermektedir.

9. Granitoyidin petrolojik özellikleri incelendiğinde, gelişiminde özellikle fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğunu ve az oranda da magma karışımı ve asimilasyon olaylarının rol oynadığını göstermektedir.

10. Tektonik yerleşim diyagramlarına göre, plüton volkanik yay granitoyidi özelliği göstermektedir.

11. Pelitli Granitoyidini meydana getiren magma mafik-ortaç bileşimli meta-magmatik (amfibolitik) kayaçların kısmi ergimesi ile oluşmuşlardır.

12. Bu çalışmanın bir sonraki ayağını izotop çalışmaları oluşturmalıdır. Özellikle Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb izotop sistemleri kullanarak ilksel oranlarından Pelitli Granitoyidi'nin kökensel ilişkileri ortaya konulmalı ve U-Pb zirkon yaş analizleri ile elde

edilecek yaşlar yardımıyla plütonun Pontid ada yayı evriminde hangi jeotektonik olaya karşılık geleceği yorumlanmalıdır.

6. KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1975, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fak. İstanbul, 59 s.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri; Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 31, 71-80.
- Akın, H., 1978, Geologie, Magmatismus und Lager-Staettenbidung im Ostpontischen Gebirge-Turkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geologische Rundschau 68, 253-283.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999, Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü. Trabzon, 96 S.
- Arslan, M., Kolaylı, H. ve Temizel, İ., 2004. Petrographical, Geochemical and Petrological Characteristics of the Güre (Giresun, NE Turkey) Granitoid. - Yer bilimleri (Earth Sci.) 30: 1- 21.
- Arslan, M., Arslan, Z. ve Dokuz, A., 2005. Bayburt Tüflerinin Petrografik, Petro Kimyasal ve Petrolojik Özellikleri: Doğu Pontid Güney Zonu'nda Eosen Kalkalkalen Felsik Volkanizması, S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg., C.20, S.1, 49-67.
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, Petrography and Wholerock Geochemistry of the Tertiary Granitic Intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. J Asian Earth Sci 27: 177–193.
- Aslan, Z., Arslan, M. ve Şen, C., 1999. Doğu Pontidlerin Kuzey ve Güney Zonlarında Yüzeyleyen Eosen Yaşlı Granitik Sokulumların Karşılaştırılmalı Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 223-230.
- Asrat A., Barbey P., Ludden J.N., Reisberg L., Gleizes G. ve Ayalew D., 2003. Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic-Felsic Magma Interactions During the Construction of Shallow-Level Calc-Alkaline Plutons, Journal of Petrology, 45, 6, 1147-1179.
- Atherton, M. P. ve Petford, N., 1993. Generation of Sodium-Rich Magmas From Newly Under Plated Basaltic Crust. Nature 362, 144-146.
- Ayrton, S. N., 1991. Appinites, Lamprophyres and Mafic Microgranuler Enclaves: Three Related Products of Interaction Between Acid and Basic Magmas. In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petroloji, Developments in Petrology, 13, Elsevier, 465-476.

- Bacon, C.R. ve Druitt, T.H. 1988. Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy And Petrology, 98: 224-256.
- Barbarin, B., 1991. Contrasted Origins For the " Poligenic" and " Monegenic" Enclave Swarms in Some Granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California, Terra Abstr., 3, 32.
- Barbarin, B. ve Didier, J., 1992. Genesis and Evulution of Mafic Microgranular Enclaves Through Various Types of Interaction Between Coexisting Felsic and Mafic Magmas, Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences 83, 145-153.
- Batchelor, R. A. ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic İnterpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters, Chem. Geol., 48, 43-55.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Back Arc of Eastern Pontides, MTA Bulletin, 103, 104, 1-15.
- Blundy, J. D. ve Sparks, R. S., 1992. Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. Journal of Petrology, 33: 1039-1104.
- Borg, L. E. ve Clyne, M.A., 1998. The Petrogenesis of Felsic Calc-Alkaline Magmas From the Southernmost Cascades: Origin by Partial Melting of Basaltic Lower Crust. J. Petrol. 39: 1197-1222.
- Boztuğ, D., Wagner, G. A., Erçin, A. İ., Göç, D., Yeğingil, Z., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M. K., Kömür, İ. ve Güngör, Y., 2002. Sphene and Zircon Fission-Track Geochronology Unravelling Subduction- and Collision-Related Magma Surges in the Composite Kaçkar Batholith, Eastern Black Sea Region, Turkey. International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Turkey, Abstracts, P. 121.
- Boztuğ, D., Kuşçu, İ., Erçin, A. İ., Avcı, N. ve Şahin, S. Y., 2003. Mineral Deposits Associated With the Pre-, Syn- and Post-Collisional Granitoids of the Neo-Tethyan Convergence System Between the Eurasian and Anatolian Plates in NE and Central Turkey. In: Eliopoulos, D. (Ed.), Mineral Exploration and Sustainable Development. Millpress, Rotterdam, pp. 1141–1144.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G. A. ve Yeğingil, Z., 2004. Slow Senonian and Fast Palaeocene-Early Eocene Uplift of Granitoids in the Central Eastern Pontides Turkey: Apatite Fission-Track Results. Tectonophysics 382 (3-4), 213–228.
- Boztuğ, D., Erçin, A. I., Kuruçelik, M., Göç, D., Kömür, I. ve İskenderoğlu, A. 2006. Geochemical Characteristics of the Composite Kaçkar Batholith Generated in A Neo-Tethyan Convergence System, Eastern Pontides, Turkey. - J. Asian Earth Sci. 27: 286 - 302.

- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G. A., Erçin, A. I. ve Yeğingil, Z. 2007. Titanite and Zircon Fission-Track Dating Resolves Successive Igneous Episodes in the Formation of the Composite Kaçkar Batholith in the Turkish Eastern Pontides. - Int. J. Earth Sci. 96: 875 - 886.
- Boztuğ, D. ve Harlavan, Y., 2008. K-Ar Ages of Granitoids Unravel the Stages of Neo-Tethyan Convergence in the Eastern Pontides and Central Anatolia, Turkey. - Int. J. Earth Sci. 97: 585 - 599.
- Boztuğ, D., 2008. Petrogenesis of the Köseadağ Plüton, Suşehri- NE Sivas, East-Central Pontides, Turkey. - Turkish J. Earth Sci. 17: 241-262.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. ve Webb, P. C., 1984, The Geochemical Characteristics of Granitoids in Contrasting Arcs and Comments on Magma Sources. J. Geol. Soc. 141: 413-426.
- Brown P. E. ve Becker S. M., 1986. Fractionation, Hybridisation and Magma-Mixing in the Kialineg Centre East Greenland, Contrib Mineral Petrol, 92, 57-70.
- Bullen, T.D. ve Clyne, M.A., 1990. Trace Element and İstotopic Constraints on Magmatic Evolution at Lassen Volcanic Center. Journal of Geophysical Research 95: 19671-19691.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikro Paleontolojik ve Stratigrafik İrdemesi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Tasnif No: 00185, İstanbul.
- Chappell, B. W. ve White, A. J. R., 1974, Two Contrasting Granite Types, Pacific Geol., 8, 173-204.
- Condie, K.C., 1989, Plate Tectonics and Crustal Evolution: Pergamon Press, Oxford, 3 th Edi., 476 s.
- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Granitik Pülütonlarının Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul (yayınlanmamış).
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar: İ.T.Ü. Yayın, 1034, İstanbul, 112 s.
- Danacı, F., 2009. Bayburt Yöresi Eosen Nannoplakton Biyostratigrafisi (Doğu Pontidler), Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 226, Ankara.
- Delaloye, M., Çoğulu, E. ve Chessex, R*., 1972. Etude Geochronometrique des Massifs Cristallins de Rize et de Gümüşhane, Pontides Orientales (Turquie): C.R. des Seances, SPHN, Ceneve, NS, 7/2-3, 43-52.
- DePaolo D. J., 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization, Earth and Planetary Science Letters, 53, 189-202.

- Didier, J., 1973. Granites and their enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, Development in Petroloji, 3, Elsevier, Amsterdam, 393pp.
- Didier, J. ve Barbarin, B., (eds.), 1991a. Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991b. The Different Types of Enclaves in Granites Nomenclature, In : Didier, J. and Barbarin, B., (eds), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13 Elsevier, 19-24.
- Dokuz, A., Tanyolu, E. ve Genc, S., 2006. A Mantle- and A Lower Crust-Derived Bimodal Suite in the Yusufeli (Artvin) Area, NE Turkey: Trace Element and REE Evidence For Subduction-Related Rift Origin of Early Jurassic Demirkent Intrusive Complex. International Journal of Earth Sciences 95, 370-394.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment and Delamination Model for the Generation of Carboniferous High-Potassium I-Type Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse Composite Pluton. Gondwana Research 19, 926-944.
- Drummond, M. S. ve Defant, M. J., 1990. A Model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and Crustal Growth Via Slabmelting: Archean to Modern Comparisons. J. Geophys. Res.95, 21503-21521.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous High-K Volcanism in The Eastern Pontide Orogenic Belt, and Its Implications for the Geodynamic Evolution of NE Turkey. International Geology Review 52 (2-3), 142-186.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S. L., Santosh, M., Dudas, F. O. ve Akaryalı, E., in Press-a. Transition From Shoshonitic to Adakitic Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for Slab Window Melting. Gondwana Research, doi:10.1016/j.gr.2010.07.006.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Chung, S. L., in Press-B. Crystal Fractionation of Adakitic Magmas in the Crust-Mantle Transition Zone: Petrology, Geochemistry and U-Pb Zircon Chronology of the Seme Adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. Lithos, Doi:10.1016/J.Lithos.2010.10.012.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. ve Şen, C., 2010. Structure and Geochemistry of an Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. In: Santosh, M., Maruyama, S. (Eds.), A Tribute to Akiho Miyashiro: Gondwana Research, Vol. 18, Pp. 230-252.

- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L. ve Akaryali, E., 2011b. Migrating Magmatism in A Continental Arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean Revisited. Journal of Geodynamics 52, 2–15.
- Fernandez, A. N. ve Barbarin, B., 1991. Relative Rheology of Coeval Mafic and Felsik Magmas: Nature of Resulting Interaction Proseses. Shape and Mineral Fabric of Mafic Microgranuler Enclaves. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.) Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology 13 Elsevier, 263-275.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. ve Ulmer, P., 1995. Experimental Melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite Assemblages and Implications For Crustal Melting. J. Geophys. Res. 100: 15581-15591.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S., ve Karataş, S., 1992. Rize-Fındıklı Çamlıhemşin Arasında (Doğu Karadeniz) Yer Alan Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki Bölgesel Yayılımları, Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 15-38.
- Gedikoğlu, A., 1970. Etude Geologique de la Region de Gököy (Province D'Ordu-Turquie), Phd Thesis, Faculte des Sciences DE l'Universite de Grenoble.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The Main Lines of Geotectonic Development in the East Pontids in the Mesozoic era, Geocom-I, 555-580.
- Grove, T. L., Gerlach, D. C. ve Sando, T. W., 1982. Origin of Calcalkaline Lavas at Medicine Lake Volcano by Fractionation, Assimilation and Mixing, Contributionsto Mineralogy and Petrology, 80, 160-182
- Grove, T.L. ve 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. Contribution to Mineralogy and Petrology, 92: 281-302.
- Giles, D. L., 1974. Geology and Mineralization of the Ulutaş Copper-Molybdenum Prospect; Mineral Exploration in two Areas: UNDP Technical Report No: 6, MTA, Ankara (Yayımlanmamış).
- Guffanti, M., Clynne, M.A. ve Muffler, L.J.P., 1996. Thermal and Mass Implications of Magmatic Evolution in the Lassen Volcanic Region, California, and Constraints on Basalt Influx to the Lower Crust. Journal of Geophysical Research 101: 3001-3013.
- Güngör, Y., Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1997. Kaçkar Batoliti Altıparmak Dağı- Soğanlı Dağı Arası (GD Çamlıhemşin-Rize) Kesiminin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik İncelenmesi. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, 30 Nisan - 3 Mayıs 1997, Adana, Bildiri Özetleri, s. 223-224.
- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve İnan, S., 1993. Kelkit (Gümüşhane) ve Yakın Dolayının Tektono-Stratigrafik Gelişimi, A. Suat Erk Sempozyumu Bildirileri, s. 53-64, Ankara.

- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250000 Ölçekli Kompilasyonu. MTA, Ankara (yayınlanmamış).
- Harris, N. B. W., A. Pearce ve A. G. Tindle 1986, Geochemical Characteristics of Collisionzone Magmatism, In Collision Tectonics, M. P., Coward and A.C., Ries (eds), 67-81. Geol. Soc. Sp. Publ, 19.
- Hamilton, W. J., 1842, Recherches in Asia Minör, Pontus and Armenia, Londra.
- Hibbard, M. J., 1991. Textural Anatomy of Twelve Magma Mixed Granitoid Systems, In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.
- Hibbard, M. J., 1995. Petrography to Petrogenesis: Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- İlbeyli, N., 2008. Geochemical Characteristics of the Şebinkarahisar Granitoids in the Eastern Pontides, Northeast Turkey: Petrogenesis and Tectonic İmplications. - Int. Geol. Rev. 50: 563-582.
- İlker, S., 1965. Bayburt (Gümüşhane) Bölgesinde Trabzon H 44-b4 Paftasının Detay Petrol Etüdü Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No:4453, Ankara.
- Jica., 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1. Japan International Cooperation Agency Metal Mining Agency of Japan.
- Jica., 1986. The republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Consolidated Report: Japon International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japon.
- Kalkancı, S., 1974. Etude Geologique et Petrochimique du sud de la Region de Suşehri: Geochronologie du Massif Syenitique de Köseadağ (NE de Sivas-Turquie). These de Doctorat de 3eme cycle, Universitede Grenoble, pp 135
- Karşlı, O., 2002. Granitoyid Kayaçlarda Magma Etkileşimleri için Petrografik, Mineralojik ve Kimyasal Bulgular: Dölek ve Sarıçiçek Plütonları, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 228, Trabzon.
- Karşlı, O., Aydın, F. ve Sadıklar, M. B., 2002. Geothermobarometric Investigation of the Zigana Granitoid, Eastern Pontides, Turkey. International Geology Review 44, 277-286.
- Karşlı, O., Aydın, F. ve Sadıklar, M. B., 2004. The Morphology and Chemistry of K feldspar Megacrysts From İkizdere Pluton: Evidence for Acid and Basic Magma Interactions in Granitoid Rocks, NE Turkey. Chemie der Erde-Geochemistry 64, 155-170.

- Karşlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotopic Compositions of the Eocene Dölek and Sarıçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for Magma Interaction in the Genesis of High-K Calc-Alkaline Granitoids in a Postcollision Extensional Setting. - Lithos 98: 67- 96.
- Karşlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2011. Adakite-like Granitoid Porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: Potential Parental Melts and Geodynamic Implications. Lithos 127, 354-372.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R., 2012. Deciphering the Shoshonitic Monzonites With I-Type Characteristic, the Sıldağı Pluton, NE Turkey: Magmatic Response to Continental Lithospheric Thinning. Journal of Asian Earth Sciences 51, 45-62
- Kaygusuz, A., 2000. Torul ve Çevresinde Yüzeylenen Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen. Bil. Enst., 235 Sayfa, Trabzon.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C. ve Satır, M., 2008. Petrochemistry and Petrology of I-Type Granitoids in an Arc Setting: The Composite Torul Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. Int. J. Earth Sci. 97: 739 -764.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, Whole-Rock and Sr-Nd İsoptop Geochemistry of Mafic Microgranular Enclaves in Cretaceous Dağbaşı Granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of Magma Mixing, Mingling and Chemical Equilibration.- Chem. Erde 69: 247- 277.
- Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W. ve Şen, C., 2009. U-Pb Zircon SHRIMP Ages, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Compositions of the Early Cretaceous I-Type Sarıorman Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. - Turkish J. Earth Sci. 18: 549 - 581.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., İlbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Insight Into Magma Genesis at Convergent Plate Margins - A Case Study From the Eastern Pontides (NE Turkey). - N. Jb. Miner. Abh. 187/3: 265 - 287.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C., (2010): Calc-Alkaline I-Type Plutons in the Eastern Pontides, NE Turkey: U-Pb Zircon Ages, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Compositions. – Chem. Erde. 71, 59-75.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr–Nd Isotopic Characteristics of Post-Collisional Calc-Alkaline Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 20, 137–159.
- Kaygusuz A. ve Aydınçakır, E., 2011. U-Pb Zircon SHRIMP Ages, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Compositions of Cretaceous Plutons in the Eastern Pontides (NE Turkey): the Dağbaşı Pluton. Neues Jahrbuch Für Mineralogie, 188/, 211-233

- Kaygusuz, A., Arslan, M., Wolfgang, S., Sipahi, F. ve İlbeyli, N., 2012a. Geochronological Evidence and Tectonic Significance of Carboniferous Magmatism in The Southwest Trabzon Area, Eastern Pontides, Turkey. International Geology Rew 54 (15), 1776-1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., İlbeyli, N., Sipahi, F. ve Aydınçakır, E., 2012b. Doğu Pontid Kuizey Zonu ve Petrokimyası, Sr-Nd-Pb-O İzotop Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Jeodinamik Gelişimi, (TÜBİTAK PROJESİ) Proje No: 109Y052.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T. 1990. Bayburt Dolayının Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No: 8995, 129 S, Ankara.
- Keskin, İ., Özbek, T., Dönmez, M. ve Küçümen, Ö. 1991. Köse-Gökçedere (Gümüşhane), Demirözü (Bayburt) Dolayının Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi, Derleme No: 9450.
- Ketin, İ., 1950. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi Hakkında, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü. İstanbul.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fak. Mecm., Ser. B.16, 113-127, İstanbul.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, Ankara, No: 66, 20-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İTÜ Kütüphanesi, 520, İstanbul.
- Köprübaşı, N., 1993. Tirebolu-Harşit (Giresun) Arası Jura-Kretase Yaşlı Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Jeokimyası, Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 139-150.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Kaygusuz, A., 2000. Doğu Pontid Ada Yaylı Granitoidlerin Karşılaştırılmalı Petrografik ve Kimyasal Özellikleri, Uygulamalı Yerbilimleri, 1, 111-120.
- Lameyre J. ve Bowden P., 1982. Plutonic Rock Type Series: Discrimination of Various Granitoids Series and Related Rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14, 169-186.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. ve Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms Blackwell, Oxford.
- Maniar P. D. ve Piccoli P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids, Geological Society of America bull., v:101. Pp. 635-643.
- Mercan, M., 2009. Dağçatı-Gökler (Gümüşhane-Bayburt) Civarının Jeoloji Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 49, Adana.

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Minerals in the Magma/Igneous Rock System. Earth Sci. Rev., 37: 215-224.
- Moore, M.J., Me Kee, E.H. ve Akıncı, Ö., 1980, Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks, in the Pontid Mountains, Northern Turkey: European Cooper Deposits, 209-216, Belgrade.
- Musaoğlu, A., 1987. Bayburt-Maden-Kop (Gümüşhane) Yöresi Jeoloji ve Maden Prospeksiyonu Raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Derleme no: 8642, Ankara.
- Norman, T., 1976. Bayburt Güneyindeki Alt Tersiyer Havzasında Paleo-Akıntı Yönleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c.19, 23-30, Şubat 1976.
- Okay, A. İ., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H., 1997. Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontitler), MTA Dergisi Sayı 119, ss: 1-22.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineralojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Jenetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üni. Fen Bil. Enstitüsü, Konya.
- Özer, E., 1984. Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 3, 1-2, 77-89.
- Özsayar, T., (1971). Paläontologie und Geologie des Gebietes Östlich Trabzon (Anatolien), Gieben, Geol. Schrift., Gieben, 1.
- Özsayar, T., Pelin, S., ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler`de Kretase, K.T.Ü. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 1, S.2, 65-114, Trabzon.
- Patino Douce, A.E. ve Johnston, A. D., 1991. Phase Equilibria and Melt Productivity in Thepelitic System: Implications for the Origin of Peraluminous Granitoids and Aluminous Granulites, Contrib Mineral Petrol 107, 202–218.
- Patino Douce, A.E. ve Beard, J. S., 1995. Dehydration-Melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite From 3 to 15 kbar. J Petrol 36, 707–738.
- Patino Douce, A.E. ve Beard, J.S., 1996. Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes, J. Petrol 37, 999–1024.
- Patino Douce, A.E., 1997. Generation of Metaluminous A-type Granites by low-Pressure melting of Calc-Alkaline Granitoids, Geology 25, 743–746.
- Patino Douce, A.E. ve McCarthy, T.C., 1998. Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction. In: Hacker BR, Liou JG (Eds) When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks, Kluwer, Dordrecht, 27–55.

- Patino 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*. Geological Society of London, Special Publication. 168: 55-75.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the Sub-Continental Litosphere in Magma Genesis at Active Continental Margin, In; Hawkesworth, C. J. Ve Norry, M. J. (Eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cheshire, 230-249
- Pearce, J. A. Harris, N. B. W., ve Tindle, A. G., 1984. Trace Elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rock, *Journal of Petrology*, 25/4, 43-63.
- Pearce, J. A., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19 (2): 120-125.
- Perugini D., Poli G., Christofides G. ve Eleftheriadis G., 2003. Magma Mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: Evidence From Mafic Microgranular Enclaves, *Mineralogy and Petrology*, 78, 173-200.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. ve Miller, C. F., 1991. Partial Melting of Amphibolite / Eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalites. *Precambrian Res.*, 51, 1-25.
- Rapp, R.P., 1995. Amphibole-out Phase Boundary in Partially Melted Metabasalt, its Control Over Liquid Fraction and Composition, and Source Permeability, *J Geophys Res.*, 100,15601-15610.
- Rapp, R. P. ve Watson, E. B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crustmantle Recycling, *J Petrol.*, 36, 891-931.
- Roberts, M.P. ve Clemens, J.D., 1993. Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology* 21: 825-828.
- Singh, J. ve Johannes, W., 1996. Dehydration Melting of Tonalites: Part II. Composition of Melts and Solids. *Contib. Mineral. Petrol.* 125: 26-44.
- Schultze-Westrum, H. H., 1961. Kuzeydoğu Anadolu da Doğu Pontus Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütalaalar, *MTA Dergisi*, sayı 57, s. 63-71.
- Skjerlie K. P. ve Johnston A. D., 1996. Vapour-Absent Melting from 10 to 20 kbar of Crustal Rocks That Contain Multiple Hydrous Phases: Implications for Anatexis in the Deep Toverly Deep Continental Crust and Active Continental Margins, *J Petrol.*, 37:661-691
- Streckeisen, A., 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name, *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.

- Stevens, G., Clemens, J. D. ve Droop, G. T. R., 1997. Melt Production During Granulitefacies anatexis: Experimental Data From 'Primitive' Metasedimentary Protoliths, Contrib Mineral Petrol, 128, 352–370.
- Sun, S. S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts; Implication for Mantle Compositions and Processes. – In: Saunders, A. D., and Nory, M. J. (Eds.): Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 42: 313 – 345.
- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztuğ, D., 2004. Comparative Petrogenetic Investigation of Composite Kaçar Batholith Granitoids in Eastern Pontide Magmatic Arc, Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429-446
- Şarman, E., 1975. İsrail ve Eseli güneyindeki G41b1, b2, b3, b4, G42 a1, a4 Paftalarına ait sahanın 1/10000 Ölçekli Jeolojik Etüd Raporu, MTA Maden etüd rap. no: 1259, Ankara.
- Şen, C., 1987. Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde Yüzeyleyen Alt Bazik (Jura) - Granitoyid (Üst Kretase) Formasyonlarının Petrografik - Kimyasal Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80 s (Yayımlanmamış).
- Taner, M.R., 1977. Etüde Geologique et Petrographique de la Region de Güney Dere - İkiz Dere, Situe au Sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie): Doktora Tezi, Cenevre Univ., İsviçre, 130 s, (Yayımlanmamış).
- Taylor, S. R. ve McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust; Its Composition and Evolution Geoscience Text, Blackwell Scientific Publication.
- Teper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. ve Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: Generation of Calc-Alkaline Granitoids by Melting of Mafic Lower Crust With Variable Water Fugacity. Contribution to Mineralogy and Petrology, 113: 333-351.
- Thompson, A. B., 1996. Fertility of Crustal Rocks During Anatexis. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 87: 1-10.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Arca, NE Turkey ph. D. Thesis Univ. London.
- Topuz, G., Eyüboğlu, Y. ve Dokuz, A., 2002. Petrology and Age of the Saraycık Granodiorite, Pulur Massif, Eastern Pontides, NE Turkey: Preliminary Results, 1st International Symposium of Istanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, İstanbul- Turkey, 120.

- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M. ve 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., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeğ, A., Barth, M., Satir, M. ve Şen, C., 2010. Carboniferous High-Potassium I-type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). Lithos 116, 92-110.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M. ve 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 125, 131-150.
- Van, A., 1990. Pontid Kusağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfid Mineralizasyonları, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, Xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites, J. Proc. R. Soc. N.S.W., 116, 77-103.
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid Enclaves in Granites-Globules of Hybrid Magma Quenched in a Plutonic Environment, Nature, 309, 438-439.
- Vielzeuf, D. ve Halloway, J. R., 1988, Experimental Determination of the Fluid-Absent Melting Relations in the Pelitic System; Consequences for Crustal Differentiation, Con. Min. Pet., 98, 257-276.
- Wolf, M. B. ve Wyllie, J. P., 1994. Dehydration Melting of Amphibolite at 10 kbar: Thereffects of Temperature and Time. Contrib. Mineral. Petrol. 115: 369-383.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. ve Chappell, B. W., 1987, A-Type Granites, Chemical Charecteristics, Discrimination and Petrogenesis, Cont. Min. Pet., 95, 407-419.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yalçınalp, B., Ersoy, H., Ersoy, A. ve Keke, C., 2008. Bahçecik (Gümüşhane) Travertenlerinin Jeolojik ve Jeoteknik Özellikleri, Jeoloji Mühendisliği Dergisi 31(2) 2007 - 32 (1).
- Yalçınlar, İ., 1952. İspir-Pazar-Arhavi ve Yusufeli Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA: Rap. No. 2022, Ankara
- Yeğingil, Z., Boztuğ, D., Er, M., Oddone, M. ve Bıgazzı, 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 Surrounding Rocks, North-Eastern Anatolia, Doktora Tezi, London University, 260 sayfa.
- Yılmaz, Y., 1976. Geochemical Study of The Gümüşhane Granite, İst. Üniv. Fen. Fak. Mec. Seri B, 39, 3-4 173-203
- Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlikler ve Tektonik Evrimle İlişkisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu Kitabı, 63-81.
- Yılmaz, C., 1993. Doğu Pontid Güney Zonu'nun Stratigrafik Deneşirmesi ve Paleo Coğrafik Evrimi, Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, Sayı 7, Ss: 199-214
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996, Space and Time Relations of Three Plutonic Phases in the Eastern Pontides, Turkey, International Geology Review, 38, 935– 956.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic Evolution of the Pontides. in A. G. Robinson, Ed., Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region: AAPG Memoir 68, 183-226
- Yılmaz, A., Adamia, S., Chabukiani, A., Chkhotua, T., Erdoğan, K., Tuzcu, S. ve Karabıyıkolu, M., 2000. Structural Correlation of the Southern Transcaucasus (Georgia)—Eastern Pontides (Turkey). The Geological Society London Special Publications 173, 171–182.
- Yılmaz Şahin, S. ve Boztuğ, D., 2001, Magma karışması (magma mingling/mixing). Boztuğ, D., ve Otlı, N., (ed.), 2001, Magmatik Petrojenez. TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, 61, 543-579, Ankara.
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etmenleri Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 1, Şubat 2002.
- Yılmaz-Şahin, S., Güngör, Y. ve Boztuğ, D. 2004. Comparati ve Petrogenetic Investigation of Composite Kaçkar Batholith Granitoids in Eastern Pontide Magmatic Arc-Northern Turkey. - Earth Planets Space 56: 429-446.
- Yılmaz-Şahin, S., 2005. Transition From Arc- to Post-Collision Extensional Setting Revealed By K-Ar Dating and Petrology: An Example From the Granitoids of the Eastern Pontide Igneous Terrane, Araklı-Trabzon, NE Turkey. - Geol. J. 40: 425-440.

ÖZGEÇMİŞ

Gökhan ÇAKMAK, 1983 yılında Bayburt' da doğdu. 1989-2000 yılları arasında ilk, orta ve lise öğrenimini Bayburt'da tamamladı. 2003 yılında Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı. 2007 yılında lisans öğrenimini tamamladıktan sonra 2009 yılında Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Mart 2009 da Bayburt İl Özel İdaresinde Jeoloji Mühendisi olarak göreve başladı. Halen, Bayburt İl Özel İdaresinde görev yapan Gökhan ÇAKMAK evli ve İngilizce bilmektedir.