

**ULUKIŞLA (NİĞDE) VOLKANOSEDİMANTER İSTİFİNİ KESEN
GABROYİK ve DİYORİTİK DAYKLARIN MİNERALojİK-
PETROGRAfİK ve JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

MEHMET ALİ KURT

155015

**Mersin Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü**

**Jeoloji Mühendisliği
Ana Bilim Dalı**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Tez Danışmanı
Doç.Dr. Musa ALPASLAN**

**MERSİN
TEMMUZ - 2004**

Bu tezin gerek bilimsel içerik, gerekse elde edilen sonuçlar açısından tüm gerekleri sağladığı kanaatine ulaşan ve aşağıda imzaları bulunan biz jüri üyeleri, sunulan tezi oy çoğuğu/oy birliği ile Yüksek Lisans Tezi olarak kabul ediyoruz.

İmza

Tez Danışmanı

Doç.Dr.Musa ALPASLAN

İmza

Jüri Üyesi

Doç.Dr.Erol ÖZER

İmza

Jüri Üyesi

Doç.Dr.Osman PARLAK

Bu tezin Fen Bilimleri Enstitüsü yazım kurallarına uygun olarak yazıldığı Enstitü Yönetim Kurulunun 02.1.09./2004.tarih ve 2004..20/297.sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Mahir TURHAN

Enstitü Müdürü



Not: Bu tezde kullanılan özgün bilgiler, şekil, çizelge ve fotoğraflardan kaynak göstermeden alıntı yapmak 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu hükümlerine tabidir.

ÖZ

Çamardı-Ulukışla (Niğde) havzasında yer alan intrüzif dayklardan gabroyik ve diyoritik dayklar Cox ve ark. [1]'nın toplam alkali-silis diyagramında, gabro, siyeno-diyorit ve diyorit olmak üzere üç grupta yer almaktadır. Ancak bu kayaçlar petrografik karakteristikleri gözönüne alınarak monzogabro ve diyorit olarak iki gruba ayrılmıştır.

Gabroyik kayaçlar toplam alkali-silis diyagramında alkali alanda, diyoritik kayaçlar ise subalkali alanda yer almaktadır. Ana elementlerin SiO₂'ye göre değişimi diyagramlarındaki yönelimler hem gabroyik daykların hem de diyoritik daykların oluşumlarında fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğunu göstermektedir. Diyoritik ve gabroyik dayklar iz element değerleri bakımından birbirinden farklılıklar göstermektedir. Gabroyik dayklar diyorit dayklarına göre büyük iyon yarıçaplı element (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerince daha fazla zenginleşmişlerdir. Th, U ve kalıcılığı yüksek Zr, Y, Nb, Ti gibi elementler de gabroyik dayklarda diyoritik dayklara göre daha fazla bir zenginleşme göstermektedir. Gabroyik ve diyoritik daykların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri yitimle ilişkili, iz element verilerine dayalı tektonik ayırtman diyagramlarında ise volkanik yay granitoidleri alanına düşmektedir. Nadir toprak elementlerine dayalı bölümsel ergime modellemesine göre gabroyik kayaçlar önceki yitim süreçleriyle zenginleşmiş litosferik manto kaynağının düşük dereceli bölümsel ergimesiyle, diyoritik kayaçların ise spinel-peridotitin % 5-10'lik bölümsel ergimesiyle oluştukları belirlenmiştir. Elde edilen tüm verilerin ışığında Çamardı-Ulukışla havzasındaki gabroyik ve diyoritik daykların çarpışma sonrası ekstansiyonel bir tektonik rejimin sonucu olarak oluştukları ileri sürülebilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Alkali ve subalkali dayklar, Ulukışla Havzası, Zenginleşmiş manto, Ekstansiyonel tektonik rejim.

ABSTRACT

The intrusive dykes (gabbro and diorite) in the Çamardı-Ulukışla (Niğde) basin have been classified by total alkali-silica diagram as gabbro, siyeno-diorite and diorite. However, considering petrographic characteristics of these intrusive dykes they can be divided into two compositional groups as alkaline and sub-alkaline which are gabbroic and dioritic dykes, respectively.

Major element variation diagrams indicate a fractional crystallization process in the evolution of the alkaline and sub-alkaline dykes. Trace element contents of the both dyke types show differences from each other. Alkaline dykes have enriched in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) more than sub-alkaline dykes. On the other hand both dyke types show depletion on the high-field strength elements.

Primitive mantle normalized trace element patterns of dykes exhibit subduction related patterns. Geotectonic discrimination diagrams based on trace element data also indicate the subduction related origin of the dykes in spite of the lacking of any subduction process in the studied area at the time of the dyke emplacement.

Partial melting modeling based on REE data exhibit that the alkaline dykes have been originated from low-degree partial melts of the enriched lithospheric mantle and sub-alkaline dykes originated from 5-10% partial melting of the spinel peridotite. All data when combined with regional geologic framework suggest that the dykes have been occurred as a result of extensional tectonic regime after the continental collision.

Key words: Alkaline and subalkaline dykes, Ulukışla Basin, Enriched mantle, Extensional tectonic setting.

TEŞEKKÜR

Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırladığım bu çalışmanın tüm aşamalarında çok değerli öneri ve eleştirileriyle beni yönlendiren ve bu tezin meydana gelmesinde çok büyük katkısı olan danışman hocam sayın Doç.Dr. Musa ALPASLAN'a sonsuz teşekkürler ederim.

Kayaçların ana element analizlerini yapan Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Prof.Dr. Abidin TEMEL'e çok teşekkür ederim.

Kayaç örneklerinin kırma ve öğütme işlemlerini laboratuvarlarında yaptığım Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne çok teşekkür ederim.

Çalışmam sırasında, ihtiyaç duyduğum her anda yardımlarını esirgemeyen Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Elemanları'na çok teşekkür ederim.

Tezime maddi olarak destek sağlayan Mersin Üniversitesi Araştırma Fonu'na teşekkürler ederim.

Çalışmam sırasında hiçbir fedakarlıktan kaçınmayan ve desteklerini benden esirgemeyen değerli eşim Çağla Kurt'a ve değerli AİLEM'e sonsuz teşekkürler ederim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	SAYFA
ÖZ.....	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
RESİMLER DİZİNİ	vii
TABLolar DİZİNİ	x
1. GİRİŞ.....	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI.....	3
3. MATERYAL ve METOT	7
3.1. MATERYAL	7
3.2. METOT	7
3.2.1. Büro Çalışmaları.....	8
3.2.2. Arazi Çalışmaları.....	8
3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	8
3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları.....	9
4. BULGULAR ve TARTIŞMA	11
4.1. STRATİGRAFİ.....	11
4.1.1. Bolkar Karbonat Platformu	14
4.1.2. Alihoca Ofiyoliti.....	14
4.1.3. Ulukışla Volkano-sedimanter İstifi.....	14
4.1.4. Gabroyik Dayklar	15
4.1.5. Diyoritik Dayklar	18
4.1.6. Elmalı Trakiti.....	22
4.1.7. Zeyvedeği Anhidriti.....	24
4.1.8. Karasal Çökeller	25
4.1.9. Alüvyon.....	25
4.2. PETROGRAFİ	26
4.2.1. Gabroyik Dayklar	28

4.2.2. Diyoritik Dayklar	38
4.3. JEOKİMYA	48
4.3.1. Ana Elementler	48
4.3.2. İz Elementler	49
4.4. PETROJENEZ	61
4.4.1. Gabroyik Kayaçların Petrojenezi.....	61
4.4.2. Diyoritik Kayaçların Petrojenezi	62
5. SONUÇLAR.....	65
KAYNAKLAR	67
ÖZGEÇMİŞ	71



ŞEKİLLER DİZİNİ

ŞEKİL	SAYFA
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 4.1. Çamardı-Ulukışla (Niğde) havzasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti	12
Şekil 4.2. Çamardı-Ulukışla (Niğde) havzasının jeoloji haritası.....	13
Şekil 4.3. Çalışma alanından derlenen örneklerin Cox ve ark. [1]'nın toplam alkali-silis diyagramındaki konumları.....	26
Şekil 4.4. Gabroyik daykların A: SiO ₂ -K ₂ O diyagramı, B: K ₂ O/Na ₂ O-SiO ₂ diyagramı ve C: SiO ₂ -Al ₂ O ₃ diyagramındaki konumları.....	27
Şekil 4.5. Gabroyik daykların Ta/Yb-Ce/Yb diyagramı.	28
Şekil 4.6. Ana elementlerin SiO ₂ 'ye göre değişim diyagramları.....	55
Şekil 4.7. İz elementlerin SiO ₂ 'ye göre değişim diyagramları.....	56
Şekil 4.8. İntrüzif daykların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri (A: Diyoritik dayklar; B: Gabroyik dayklar)	57
Şekil 4.9. İntrüzif daykların primitif mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım desenleri (A: Diyoritik dayklar; B: Gabroyik dayklar)... ..	58
Şekil 4.10. Pearce ve ark. [37]'nin tektonik ortam ayırtman diyagramında diyorit ve gabroların konumları (A:Y+Nb-Rb, B:Y+Ta-Rb).....	59
Şekil 4.11. Pearce ve ark. [37]'nin tektonik ortam ayırtman diyagramında diyorit ve gabroların konumları (A:Y+Nb, B:Yb-Ta).	60
Şekil 4.12. Gabroyik dayklar için modal kısmi yığın ergimesi modellemesi	62
Şekil 4.13. Diyoritler için nadir toprak elementi verilerine dayalı spinel peridotit yığın ergime modellemesi	64
Şekil 4.14. Diyoritik daykların A: Th-Th/La, B: U-Rb/La ve C: Sm/Yb-La/Sm değişim diyagramları	64

RESİMLER DİZİNİ

RESİM	SAYFA
Resim 4.1. Gabroyik dayk ve onu kesen Elmalı trakiti (UçurumTepe, güneye bakış).	16
Resim 4.2. Gabroyik dayk ve Elmalı trakiti dokanağından bir görünüm (Uçurum Tepe, kuzeye bakış).	17
Resim 4.3. Gabroyik dayk ve Elmalı trakiti dokanağının yakından görünümü (Uçurum Tepe kuzeyi).	17
Resim 4.4. Diyorit daykından bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).....	19
Resim 4.5. Diyorit daykından bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).....	19
Resim 4.6. Diyorit daykından bir görünüm (Koçak Köyü Kuzeydoğusu, kuzeye bakış).....	20
Resim 4.7. Diyorit dayklarında çatlaklı yapı ve alterasyon (Koçak Köyü doğusu, kuzeye bakış)	20
Resim 4.8. Diyorit dayklarında çatlaklı yapı ve alterasyon (Koçak Köyü doğusu, kuzeye bakış).....	21
Resim 4.9. Diyorit daykını kesen potasik bazalt daykı (Yağlıtaş Köyü güneybatısı).....	21
Resim 4.10. Diyorit daykını kesen potasik bazalt daykı (Yağlıtaş Köyü güneybatısı).....	22
Resim 4.11. Elmalı trakitinden bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).....	23
Resim 4.12. Elmalı trakitinden bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).....	23
Resim 4.13. Ulukışla volkano-sedimanter istifi içersindeki volkanikleri kesen Elmalı trakitinden görünüm (Ardıçlı Köyü güneyi, güneye bakış).....	24
Resim 4.14. Gabroyik dayklardan genel görünüm (Plj: Plajiyoklas, Pi: Piroksen, çift nikol, örnek no: D-68).....	30
Resim 4.15. Gabroyik dayklarda monzonitik doku ve ortoklazlardaki çift yönlü dilinim (Pi:Piroksen, O: Ortoklaz, B: Biyotit, tek nikol,	

örnek no: D-54).	30
Resim 4.16. Gabroyik dayklarda kloritleşme (Kl: Klorit, tek nikol, örnek no: D-54).	31
Resim 4.17. Gabroyik dayklarda epidotlaşma ve karbonatlaşma (Ka: Kalsit, E: Epidot, tek nikol, örnek no: D-54)	31
Resim 4.18. Gabroyik dayklarda gözlenen piroksen üzerinde biyotit gelişimi (Pi:Piroksen, B: Biyotit, tek nikol, örnek no: D-54).	32
Resim 4.19. Gabroyik dayklardaki piroksenler içersindeki plajiyoklas kapanımları (Plj: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, çift nikol, örnek no: 247).....	32
Resim 4.20. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen zonlu doku (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-72).	33
Resim 4.21 Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Plj: Plajiyoklas, tek nikol, örnek no: D-68).	33
Resim 4.22. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-68).....	34
Resim 4.23. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen piroksen mikrolitleri kapanımı (Plj: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, tek nikol, örnek no: D-54).	34
Resim 4.24. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen piroksen mikrolitleri kapanımı (Plj: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, çift nikol, örnek no: D-72)	35
Resim 4.25. Gabroyik dayklardaki geç evre biyotit kristallenmesi (B: Biyotit, tek nikol, örnek no: 325).....	35
Resim 4.26. Gabroyik dayklardaki geç evre biyotit kristallenmesi (B: Biyotit, çift nikol, örnek no: 325)	36
Resim 4.27. Gabroyik dayklarda diğer minerallerin arasını dolduran K-feldspat mineralleri (O: Ortoklas, tek nikol, örnek no: 325).....	36
Resim 4.28. Gabroyik dayklarında gözlenen iğnemsî apatit minerali (A: Apatit, tek nikol, örnek no: 346)	37
Resim 4.29. Gabroyik dayklarda gözlenen iri-prizmatik apatit minerali (A: Apatit, tek nikol, örnek no: D-54).	37
Resim 4.30. Diyoritik dayklardan genel görünüm (H: Hornblend,	

Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4)	40
Resim 4.31. Diyoritik dayklardan genel görünüm (H: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, K: Kuvars, E: Epidot, tek nikol, örnek no: D-4). ...	40
Resim 4.32. Diyoritik dayklarda hornblend içersinde piroksen kapanımı (H: Hornblend, Pi: Piroksen, tek nikol, örnek no: D-5).....	41
Resim 4.33. Diyoritik dayklarda plajiyoklaslarda gözlenen karlspat ikizlenmesi (H: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4)	41
Resim 4.34. Diyoritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4).....	42
Resim 4.35. Diyoritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen zonlu doku (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4).....	42
Resim 4.36. Diyoritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme (K: Kuvars, S: Serizit, çift nikol, örnek no: D-5)	43
Resim 4.37. Diyoritik dayklarda gözlenen geç evre hornblend kristallenmesi (H: Hornblend, tek nikol, örnek no: D-6)	43
Resim 4.38. Diyoritik dayklarda gözlenen geç evre hornblend kristallenmesi (H: Hornblend, çift nikol, örnek no: D-6).....	44
Resim 4.39. Diyoritik dayklarda gözlenen hornblend kristallerindeki çift yönlü dilinim (H: Hornblend, tek nikol, örnek no: D-4).....	44
Resim 4.40. Diyoritik dayklarda gözlenen hornblend mineralinden biyotite dönüşüm (H: Hornblend, B: Biyotit, tek nikol, örnek no: D-40).....	45
Resim 4.41. Diyoritik dayklarda gözlenen biyotitten klorite dönüşüm (Kl: Klorit, tek nikol, örnek no: D-5).....	45
Resim 4.42. Diyoritik dayklarda gözlenen kuvars kristali (K: Kuvars, çift nikol, örnek no: D-5)	46
Resim 4.43. Diyoritik dayklarda titanit kristali (Ti: Titanit, tek nikol, örnek no: D-5)	46
Resim 4.44. Diyoritik dayklarda gözlenen apatit kristali (A: Apatit, tek nikol, örnek no: D-5).....	47
Resim 4.45. Diyoritik dayklarda gözlenen zirkon kristali (tek nikol, örnek no: D-5)..	47

ÇİZELGELER DİZİNİ

ŞEKİL	SAYFA
Çizelge 1. Gabrolara ait ana element değerleri.....	51
Çizelge 2. Diyoritlere ait ana element değerleri	52
Çizelge 3. Diyoritlere ait iz element değerleri	53
Çizelge 4. Gabrolara ait iz element değerleri	54

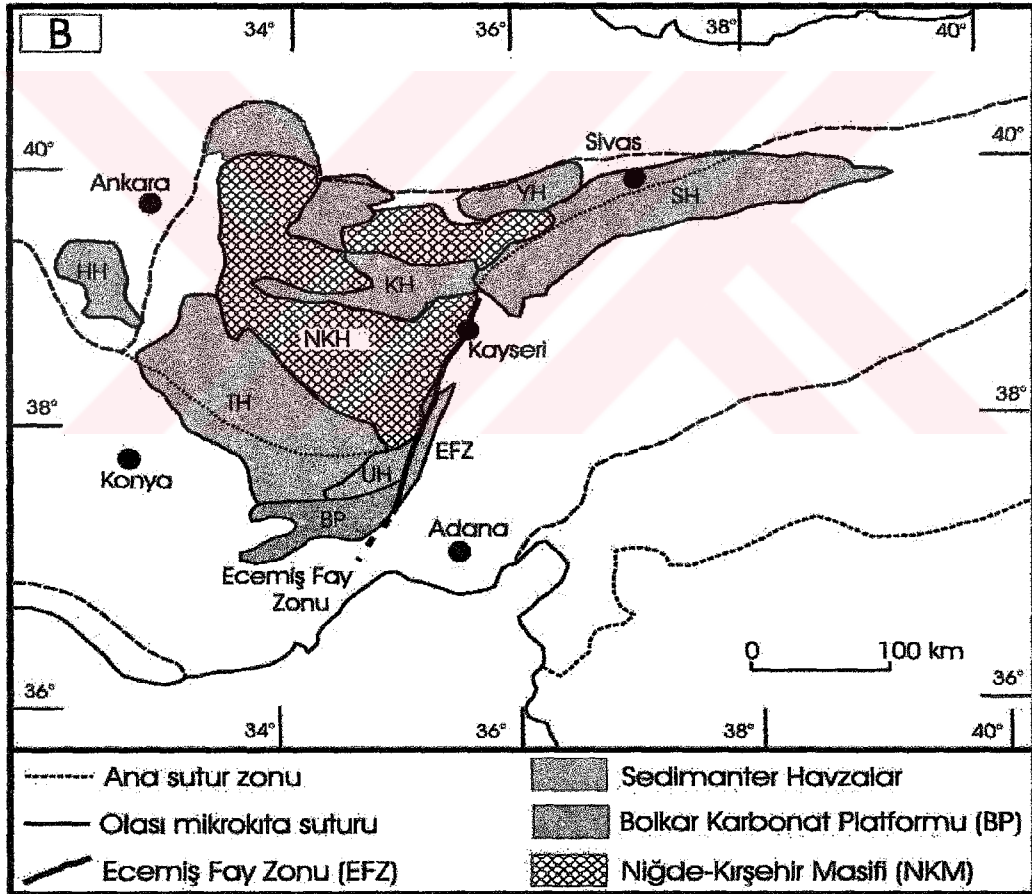
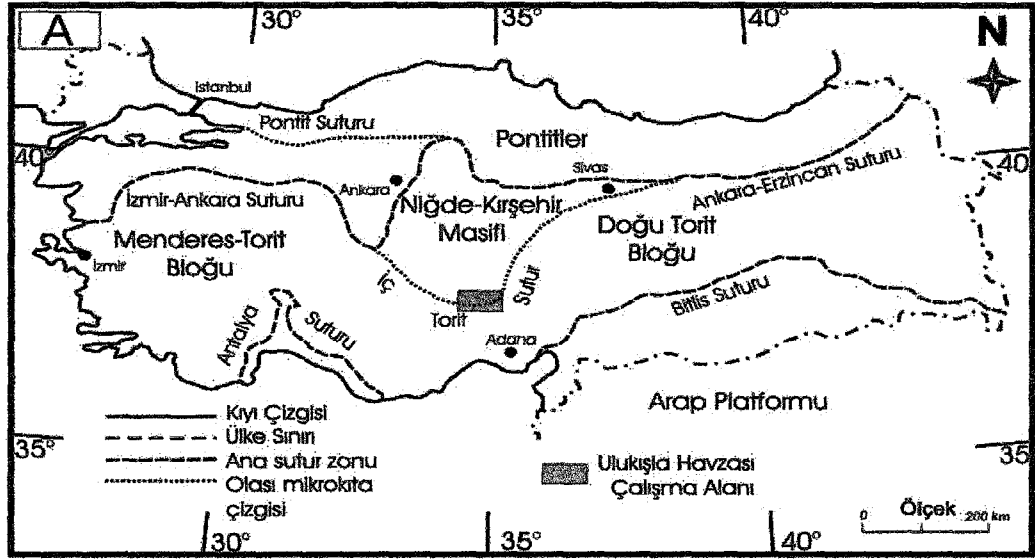


1.GİRİŞ

Çalışma alanı; Niğde İli'nin Çamardı-Çiftehan-Ulukışla İlçeleri sınırları içerisinde olup 1/25 000 ölçekli Adana M 33-d3, Adana M 33-c3 ve Adana M 33-c4 numaralı paftalarının içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1).

Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda Yüksek lisans tezi olarak planlanan bu çalışma, Toros Dağları ve Niğde Kristalen Masifi arasında kalan Ulukışla Havzasındaki intrüzif daykların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi amacıyla yapılmıştır.

Bu amaca yönelik olarak inceleme alanında yer alan dayklardan toplam 85 adet örnek derlenmiştir. Bu örneklerin ince kesitleri yapılarak mineralojik-petrografik özellikleri belirlenmiştir. Mineralojik-Petrografik çalışmaların sonucunda alterasyon göstermeyen ve/veya çok az alterasyon gösteren örnekler (37 örnek) seçilerek bu örneklerin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri belirlenmiştir. Elde edilen analiz sonuçları ilgili diyagramlar yardımıyla yorumlanarak intrüzif (gabroyik-diyoritik) daykların jeokimyasal karakteristikleri ve petrojenez mekanizmaları ortaya konulmuştur.



Şekil 1.1. A: Çalışma alanının yer bulduru haritası ve Türkiye’de Neotetis kenetleri [2]. B: Orta Anadolu’da ana sedimanter havzalar [2]. Kısaltmalar: BP: Bolkar Karbonat Platformu, NKH: Niğde Kırşehir Masifi, UH: Ulukışla Havzası, TH: Tuzgözü Havzası, HH: Haymana Havzası, YH: Yozgat Havzası, YH: Yıldızeli Havzası, SH: Şarkışla Havzası, EFZ: Ecemiş Fay Zonu.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Alpaslan ve ark. [3], Çamardı-Ulukışla yöresi Paleosen-Eosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve hidrotermal oluşumların altın potansiyeli konulu çalışmalarında Ulukışla volkanosedimanter istifi içerisinde gözlenen alkali karakterli daykların jeokimyasal karakteristiklerinin, alkali ve ultra potasik volkanitlerinkiyle uyumluluk gösterdiğini ve bu daykların da volkaniklere kaynaklık eden manto bölgesinin bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunun ileri sürülebileceğini söylemişlerdir. Kalkalkalen karakterli Yağlıtaş diyoritinin ise riftleşme sonucu oluşan havzanın kapanma evresinde manto kökenli magmanın kıtasal kabukla ilişkiye girerek oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Ayrıca diyoritik kayaçların sokulum yaptığı doğrultuda gelişmiş bir fay zonunda yaygın bir alterasyon zonunun varlığını belirtmişlerdir.

Baş ve ark. [4], bölgede volkaniklerin petrolojik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesine yönelik yaptıkları çalışmada, volkanik kayaçların içerisinde yer aldığı istifin Alt Paleosen-Alt Lütésiyan yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Volkaniklerin mineralojik ve kimyasal bileşimlerine göre bazalt, andezit ve nadiren riyolitik bileşiminde olduğunu belirterek bu volkanik kayaçların Üst Kretase-Orta Eosen arasında Tetis Okyanusu içindeki kuzeye dalımlı bir yitim zonundan kaynaklandığını belirtmişlerdir.

Baş ve Temur [5], Çiftehan-Koçak-Elmalı arasında kalan alanda yaptıkları çalışmada bölgede Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar değişen yaş aralığında oluşmuş birimlerin yer aldığını belirtmişlerdir. Volkaniklerin yaygın olarak yer aldığı birimleri Çiftehan Karmaşığı olarak adlandırmışlar ve bu karmaşığın sedimanter kayaçlar ile bunlarla ara katkılı olarak gözlenen volkaniklerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu karmaşığın Üst Kretase yaşlı ofiyolitik birimler üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirtmişler ve karmaşığın en üst birimini oluşturan kireçtaşlarının Eosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Billor [6], Kayserilinin dere (Çiftehan) dolayının cevherleşmesi ve volkaniklerin jeokimyasal incelemesi adlı çalışmasında diyoritik kayaçların Çiftehan ve Elmalı Köyü arasında ve Koçak Köyü ile Kayserilinin dere civarında gözlendiğini belirtmiştir. Kayaçta yaygın olarak kloritleşme, epidotlaşma ve serisitleşme

görülmekte olduğunu belirterek diyoritleri makro ve mikro olarak ikiye ayırmış ve daykın kenar zonunun mikro, orta zonunun makro olduğunu ileri sürmüştür. Diyoritin Orta Paleosen-Alt Eosen yaşlı volkanikleri kesmesi, Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı birimlerin içerisinde diyorite ait kırıntıların gözlenmesinden dolayı birimin yaşının Alt Eosen sonu-Orta Eosen öncesi olduğunu belirtmiştir. Yazar çalışma alanında Elmalı Köyü ve civarında gözlenen Elmalı siyenit daykının diyorit dayklarını kestiği için, diyoritik kayaçlardan daha genç olduğunu ileri sürmüştür.

Çevikbaş [7], Ulukışla-Çamardı (Niğde) havzasının maden yatakları konulu çalışmalarında, havzadaki volkaniklerin Paleosen-Eosen yaşlı birimler içerisinde gözlendiğini belirtmişler ve siyenitik intrüzifler ile trakitik daykların Orta Eosen'den sonra geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Çevikbaş ve Öztunalı [8], Ulukışla-Çamardı (Niğde) Mestrihtiyen sonrası çökel havzasının jeolojisi adlı çalışmalarında bölgeyi kuzey, orta ve güney bölüm olarak üç bölgeye ayırmışlardır. Plütonik kayaçların sadece kuzey bölümde gözlendiğini ve bunların siyenit-trakit, monzogabro-monzonit, ve diyoritlerden oluştuğunu ve bu plütonların havzadaki volkanosedimanter istifini kestiğini ileri sürmüşlerdir.

Demirtaşlı ve ark. [9], Bolkardağları ve çevresinde yaptıkları çalışmada bölgede Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar değişen yaş aralığına sahip birimlerin varlığını belirterek bölgedeki Üst Kretase-Tersiyer istifini tabandan tavana doğru üst Kretase yaşlı Çiftehan formasyonu, Alt Paleosen yaşlı Kalkankaya formasyonu, Alt-Orta Paleosen yaşlı Güneydağı formasyonu, Orta Paleosen-Alt Eosen yaşlı Halkapınar formasyonu, Alt Lütesiyen yaşlı Ulukışla formasyonu ve aynı yaştaki resifal karakterli Başmakçı kireçtaşı ve Orta Lütesiyen-Üst Eosen yaşlı Hasangazi formasyonu olarak ayırtlamıştır. Volkanik kayaçların yaygın olarak gözlendiği Ulukışla formasyonunun sedimanter kayaçlarla ardalanmalı andezitik volkanitler, aglomeralar ve tüflerden meydana geldiğini belirtmiştir.

İşler [10], Çiftehan (Niğde) volkanik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik yaptığı çalışmada volkanikleri piroklastik kayaçlar, yastık yapılı bazaltlar, andezitik lav akıntıları ile bazalt ve trakit dayklarının oluşturduğunu belirtmiştir. Jeokimyasal verilere göre volkanik kayaçların alkalin özellik gösterdiğini ve alkalin özelliğinin de spilitleşmeden veya trakitik

dayklardan kaynaklandığını ve bunların kalın kabuklu, olgunlaşmış bir ada yayı volkanizması ürünü olduğunu ileri sürmüştür.

Nazik ve Gökçen [11], Ulukışla ve çevresinde yaptıkları çalışmada Ulukışla Tersiyer istifinin foraminifer ve ostrakod faunası içeriklerini belirlemişlerdir. Bölgedeki ofiyolitli karışığın yaşının Kampaniyen-Alt Mاستrihtiyen olduğunu belirterek volkanik ve sığ sokulum kayaçlarından oluşan Sansartepe formasyonunun bölgenin kuzey ve güney kesimlerinde farklı zaman aralıklarında geliştiğini bölgenin kuzeyinde Alt İpresiyen, güneyde ise Alt Lütseyen yaşını verdiklerini belirtmişlerdir. Serenkaya formasyonunun Sansartepe Formasyonu çakılları ile yastık lav arakatkılarından oluştuğunu ve Alt İpresiyen yaşlı Başmakçı kireçtaşı ile Alt Lütseyen yaşlı Karatepe kireçtaşının yanıl eşdeğeri olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bunlarla uyumlu olan Güney formasyonunun ise Kuzeyde Üst İpresiyen, güneyde ise Üst Lütseyen-Bartonyen yaşında geliştiğini vurgulamışlardır.

Oktay [12], Ulukışla ve çevresinde yaptığı çalışmada yörede Paleosen'den Kuvaterner'e kadar değışen yaş aralığında oluşmuş birimleri belirterek volkanik lav akıntıları ve sedimanter birimlerden oluşan volkanosedimanter istifi Sansartepe formasyonu, Serenkaya formasyonu ve Güney formasyonu olarak adlandırmıştır. Sansartepe formasyonu yastık lavlar, monzonitik sığ sokulumlar ve piroklastiklerden oluşmaktadır. İçersinde birkaç metre kalınlığında kireçtaşı tabakalarının da gözleendiği bu formasyonun yaşının, bölgenin kuzey kesiminde Üst Paleosen'e, güneyde ise Alt Lütseyen'e kadar çıkabileceğini belirtmiştir. Serenkaya formasyonu ise sedimanter istifin ilk birimi olup Sansartepe formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Tabanda çakıtaşı ile başlamakta ve kilitaşı-kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Serenkaya formasyonunun yaşı Üst Paleosen veya Alt Lütseyen'dir. Güney Formasyonu ise Ulukışla Grubu'nun en yaygın birimi olup Serenkaya formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Tabanda gri çamurtaşı-kalsitürbiditlerle, üstlere doğru türbiditik kumtaşlarıyla temsil edilen formasyonun yaşı, içerdiği fosillere göre Alt Lütseyen'dir.

Özgül [13], Orta Toroslar'ın Jeolojisi adlı çalışmasında volkanosedimanter bir istif özelliği gösteren Ulukışla havzasının kuzeye doğru gelişen bir yitim zonu üzerinde gelişen yay gerisi bir havza niteliğinde olduğunu belirtmiştir.

Yetiş [14], Ecemiş fayının yaşı adlı çalışmasında Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar değişen yaş aralığında birimlerin olduğunu belirterek, Çamardı Formasyonu'nun Paleozoyik yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtüğünü belirterek volkanik kayaları Karadağ spiliti olarak tanımlamıştır. Bu çalışmada volkanik kayaların Paleosen'den Eosen'e kadar değişen yaş aralığında oluştuğunu belirtmiştir. Bu birimlerin üzerine ise Orta-Üst Eosen yaşlı ve yaygın olarak kireçtaşlarından oluşan Kaleboynu formasyonunun geldiğini belirtmiştir.



3. MATERYAL ve METOD

3.1. MATERYAL

İç Anadolu bölgesinde yer alan çalışma alanı güneyde Bolkar Karbonat Platformu, kuzeyde Niğde-Kırşehir Masifi, doğuda Ecemiş Fay Zonu ve batıda Tuzgözü Havzası ile sınırlanmış olup Ulukışla, Çiftehan ve Çamardı İlçeleri arasında yer almaktadır.

İnceleme alanı; tektonik hatlara ve kayatürü özelliklerine bağlı yükseltiler ve bunlar arasında kalan alçalım ve vadilerle engebeli bir yapı sunmaktadır. Yükseltiler 1300-2200 metre arasında değişmektedir. İnceleme alanındaki bazı önemli tepeler şunlardır: Uçurum Tepe (1420 m.), Ballıkale Tepe (2116 m.), Çarşamba Tepe (1254 m.), Çataltaş Tepe (1677 m.), Mazıkayası Tepe (1704 m.), Ortakbelli Tepe (1659 m.)'dir.

Çalışma alanındaki bazı yerleşim yerleri ise; Çiftehan İlçesi, Elmalı Köyü, Ömerli Köyü, Gedelli Köyü, Yağlıtaş Köyü, Çifteköy, Ünlükaya Köyü, Koçak Köyü'dür.

İnceleme alanında birçok dere bulunmakta olup bunlar kuru dere niteliğindedir. Bu derelerden bazıları şunlardır: Kayserilinin Dere, Yerpınar Dere, Söğütlü Dere, Cipcip Dere ve Kavakcıl Dere'dir. Çalışma alanında akarsu bulunmamaktadır.

Bölgede karasal iklim hüküm sürmekte olup, yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve kar yağışlıdır. Bölgede hakim bitki örtüsü bozkırdır. Nüfusun büyük çoğunluğu tarım ve hayvancılıkla uğraşmaktadır.

Bölgede ulaşımı sağlayan en önemli yollar Pozantı-Ulukışla, Pozantı-Çamardı karayolları ve bunlardan başka küçük yerleşim yerlerine ulaşımı sağlayan yollar mevcuttur.

3.2. METOD

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan "Ulukışla (Niğde) Volkanosedimanter İstifini Kesen Gabroyik ve Diyoritik Daykların Mineralojik-Petrografik ve

Jeokimyasal İncelenmesi” başlıklı bu çalışma 1/25 000 ölçekli Adana M 33-d3, Adana M 33-c3 ve Adana M 33-c4 numaralı paftalarda yaklaşık 250 km²’lik bir alan kaplamaktadır. Bu çalışma 4 aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Büro Çalışmaları

Bu aşamada çalışma alanı ve yakın çevresinde daha önce yapılmış çalışmalara yönelik literatür taraması yapılmıştır. Bu amaçla YÖK, MTA, üniversite kütüphaneleri ve online kütüphaneler taranmıştır. Arazi çalışmalarında kullanılmak üzere çalışma alanı ve yakın çevresinin 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritaları edinilmiştir.

3.2.2. Arazi Çalışmaları

Bu aşamada toplam 15 gün arazi çalışması yapılmıştır. Bu süre içerisinde çalışma alanında yer alan birimlerin litolojik özellikleri, dokanak ilişkileri belirlenmiştir. Ayrıca birimlerin litolojik özelliklerine, petrografik ve kimyasal analize yönelik 85 adet örnek derlenmiştir. Birimlerin karakteristik özelliklerinin iyi gözlemlendiği noktalardan fotoğraf çekimi yapılmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında jeolog pusulası, jeolog çekici, balyoz, şerit metre, lup, örnek kalemi, örnek torbası, fotoğraf makinası gibi arazi araç ve gereçleri kullanılmıştır.

3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Bu aşamada;

- Arazi çalışmalarında derlenen toplam 85 adet örneğin ince kesitleri yapılmıştır. İnce kesitler Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında yapılmıştır.
- Kayaç örneklerinden hazırlanan ince kesitler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop yardımıyla optik mineralojik yöntemlerle incelenerek kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri saptanmıştır.

- 85 adet örnekten kimyasal analiz için gerekli şartları sağlayan 37 adet örnek yeterli miktarda hazırlanarak kırma ve öğütme işlemleri yapılmıştır. Kırma ve öğütme işlemleri Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Bölümü Kırma-Öğütme Laboratuvarı'nda yapılmıştır.
- 37 adet örneğin ana element analizleri için seçilen örnekler bir birim öğütülmüş kayaç örneği ve altı birim lityum tetraborat karışımı %95Pt ve %5Au'dan oluşan platin kroze içerisine konularak 1050°C'de 60 dakika süresince homojen karışım elde edilinceye kadar eritilerek eriyikten kalın cam disk elde etmek için önceden ısıtılmış kroze içerisine aktarılmıştır. Elde edilen cam tabletler Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında bulunan PHILIPS PW 1480 XRF cihazı yardımıyla USGS ve GEOSTANDARDS kayaç standartları eşliğinde belirlenmiştir. Ana element analizleri saptanan örneklerin iz ve nadir toprak element içerikleri ACME (Vanvouver-KANADA) laboratuvarlarında füzyon-ICP-MS yöntemiyle ücret karşılığında yaptırılmıştır.
- Kimyasal analiz sonuçları Newpet ve İgpet adlı bilgisayar programları kullanılarak ilgili diyagramlara aktarılıp petrografik ve jeokimyasal değerlendirmeler yapılmıştır.

3.2.4. Tez Yazımı Çalışmaları

Bu aşamada arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler kullanılarak şu çalışmalar yapılmıştır:

- Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesitinin çizilmesi
- Çalışma alanından elde edilen jeolojik verilerin harita üzerine aktarılması
- Arazi çalışmaları sırasında çekilen arazi fotoğraflarının seçilmesi ve tez formatına uygun olarak düzenlenmesi
- Mineralojik-petrografik inceleme ve mikrofotografların çekilmesi ve tez formatına uygun olarak düzenlenmesi
- Jeokimyasal verilerden NEWPET ve IGPET jeokimyasal değerlendirme programları yardımıyla gerekli diyagramların oluşturulması ve yorumlanması

- Elde edilen tüm verilerin bölgesel jeolojik konum da dikkate alınarak yorumlanması ve intrüzif daykların petrojenez mekanizmalarının belirlenmesi

- Elde edilen tüm veri ve sonuçlar “Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans ve Doktora Tezleri Yazım Kuralları Yönergesi”ne uygun olarak düzenlenerek yüksek lisans tezinin yazımı gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışma sırasında hazırlanan jeolojik haritanın, yerbulduru haritasının, mikroskop görüntülerinin, arazi resimlerinin, petrografik ve jokimyasal diyagramların çizilmesinde ve düzenlenmesinde CorelDRAW 9.0, Corel PHOTOPAINT 9.0, Microsoft Photo Editor, Newpet ve İgpet programları kullanılmıştır.



4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1. STRATİGRAFİ

Çalışma alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylenmektedir. Paleozoyik-Kuvaterner yaş aralığında 9 farklı birim ayırt edilmiştir. Bu formasyonlar; Bolkar Grubu (Paleozoyik-Triyas), Alihoca Ofiyoliti (Üst Kretase), Ulukışla Vokano-Sedimanter İstifi (Üst Kretase-Alt Lütésiyen), Gabroyik Dayklar (Alt Lütésiyen sonrası), Diyoritik Dayklar (Alt Lütésiyen sonrası), Elmalı Trakiti (Alt Lütésiyen sonrası), Zeyvegediği Anhidriti (Oligosen), karasal çökeller (Miyosen-Pliyosen) ve alüvyon (Kuvaterner)'dur (Şekil 4.1, 4.2).

Üst Sistem	Sistem			Formasyon	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	Seri	Kat				
SENOZOYİK	Kuvaterner			Karasal Çökeller		Altüvyon Uyumsuzluk
	NEOJEN	Pliyosen				Marn arakatlı kumtaşı
						Çakıltası
	Miyosen					Kumtaşı
				Marn arakatlı kumtaşı, kireçtaşı		
	Oligosen			Zeyvegediği Anhidrit	Anhidrit	
	TERSİYER	PALEOJEN	Eosen	Orta	Ulukışla volkano-sedimenter istif Diyoritik Dayıklar Gabbroyik Dayıklar Elmalı Traktiti	Uyumsuzluk
						Paleosen
		Bazaltik lav akıntısı	Kumtaşı-marn ardalanması,			
			Yastık lav ve aglomera			
MESOZOYİK	KRETASE	Üst	Alihoca Ofiyoliti		Kumtaşı-kiltası ardalanması	
					Bazaltik lav akıntısı	
					Altere yastık lav ve aglomera	
PALEOZOYİK	TRİYAS		Bolkar Grubu		Kiltası-marn ardalanması	
					Bazaltik lav akıntısı	
					Kireçtaşı	
					Uyumsuzluk	
					Serpantinleşmiş peridotit	
					Tektonik dokanak	
					Kireçtaşı	

Şekil 4.1. Çamardı-Ulukışla (Niğde) havzasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti ([3]'den değiştirilerek alınmıştır).

4.1.1. Bolkar Karbonat Platformu (Paleozoyik-Triyas)

İlk kez Demirtaşlı ve ark. [15] tarafından adlandırılan birim dolomit ve şeyllerle arakatkılı kalın bir karbonat istifinden oluşmaktadır. Çalışma alanının güney sınırını oluşturan birim, kalın tabakalı, kristalize kireçtaşları ve mermerlerden oluşmaktadır [9]. Birimin tabanı çalışma alanında gözlenememekte olup, üstüne ise Alihoca Ofiyoliti tektonik dokanakla, Ulukışla formasyonu ise uyumsuz olarak gelmektedir. Birimin yaşının Paleozoyik olduğu [7] ve Triyas'ı da kapsadığı [15] önceki araştırmacılar tarafından belirtilmiştir. Önceki araştırmacıların belirlediği bulgular doğrultusunda birimin yaşı Paleozoyik-Triyas olarak kabul edilmiştir. Önceki araştırmacılar Bolkar Karbonat Platformu çökellerinin sığ denizel ortamda çökeldiğini belirtmişlerdir [9, 15].

4.1.2. Alihoca Ofiyoliti (Üst Kretase)

Birim ilk kez Çalapkulu [16] tarafından adlandırılmıştır. Serpantinleşmiş peridodit, piroksenit, tabakalı gabro, mikro gabro ve ultramafik kümülatlardan oluşmaktadır [17]. Birim Bolkar grubunun üzerine tektonik dokanakla yerleşmiştir. Alihoca ofiyolitinin üst sınırını ise uyumsuz olarak gelen Ulukışla Formasyonu [15] oluşturur. Birimin yaşının Çevikbaş ve Öztunalı [8] tarafından Erken Mestrihtiyen sonrası olduğu ileri sürülmüştür.

4.1.3. Ulukışla Volkano-Sedimanter İstifi (Üst Kretase-Orta Eosen)

Ulukışla havzasında önceki çalışmalarda değişik adlandırmalar yapılmıştır. Demirtaşlı ve ark. [18] tarafından Ulukışla formasyonu, Oktay [12] tarafından Ulukışla grubu olarak adlandırılan birim Alpaslan ve ark. [3] tarafından Ulukışla volkano-sedimanter istifi olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da Alpaslan ve ark. [3]'ün adlandırması olan Ulukışla volkano-sedimanter istifi adı kullanılmıştır. Birim batıda Ulukışla, doğuda Çamardı, kuzeyde Niğde ve güneyde Bolkar karbonat platformu arasında yayılım göstermektedir.

Çalışma alanı içerisinde ofiyolitik birimlerin üzerinde konglomeralar ve pelajik deniz sedimanlarından oluşan kıltaşı-marn ardalanması ile gelmekte ve bunların içerisinde yastık yapılı bazalt arakatkıları ile aglomeratik seviyeler gözlenmektedir [3]. Kıltaşı-marn ardalanması şeklinde devam eden birim üste doğru *Globotruncana cf. Linneriane* (D'ORBİNGY), *Globotruncana sp*, *Radiolaria*, *Textullaria* gibi fosiller içeren Üst Kretase yaşlı kırmızı renkli kireçtaşlarına geçmektedir. Bu kireçtaşlarının üzerinde kumtaşı-kıltaşı ve yine Üst Kretase yaşını veren fosilleri içeren beyaz renkli kireçtaşları yer almaktadır [3]. Bu birimlerin üzerine aglomera ve bazaltik lav akıntıları gelmektedir. Lav akıntısının üzerine kumtaşı kıltaşı ardalanması ve bunun üzerine yastık lavları gelmektedir [3]. Bu istifin üzerine Eosen yaşlı kireçtaşları gelmektedir ve bu birim ise aglomera, lav akıntıları ve sedimanter ara katkılı kalın bir istif tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir [3]. Yukarıda sayılan tüm istif diyoritik, monzogabroyik ve trakitik dayklar tarafından kesilmektedir. Diyoritik, gabroyik, monzonitik ve trakitik dayklar ise olası olarak havzanın kapanma aşaması ve sonrasında gelişen, kalınlığı 0,3-2 metre arasında değişen ultrapotasik bazalt daykları tarafından kesilmektedir.

Birim Alihoca Ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelmekte, birimin üst sınırını uyumsuzlukla gelen Zeyvegediği Anhidriti oluşturmaktadır. Birimin yaşı Üst Kretase-Orta Eosen olup, kıta içi riftleşmeye bağlı bir havzada oluşmuştur [3].

4.1.3.1. Gabroyik Dayklar (Orta Eosen Sonrası)

Arazide açık-koyu yeşil, grimsi ve siyahımsı bir renk gösteren birim Çevikbaş [7] tarafından Uçurum Tepe Monzoniti, Alpaslan ve ark. [3] tarafından ise Uçurum Tepe Monzogabrosu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada ise gabroyik dayklar olarak adlandırılmıştır.

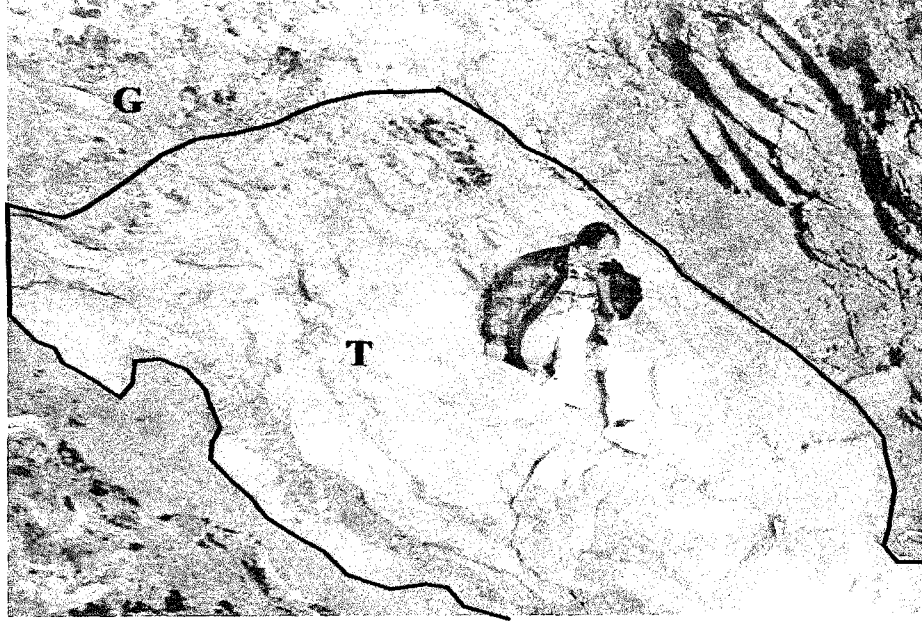
Çalışma alanında Uçurum Tepe civarında ve Gedelli Köyü doğu ve güneydoğusunda ve Yağlıtaş Köyü güneybatısında dayklar halinde yüzeylenmektedir. Birim çalışma alanı içerisinde açık-koyu yeşilimsi, koyu gri renk tonlarında gözlenmekte olup piroksen ve plajyoklas mineralleri gözle görülebilmektedir. Birim içerisindeki çatlaklarda, kırıklarda ve birimin diğer kayaçlarla olan dokanaklarında epidotlaşma çok yaygındır.

Formasyon Ulukışla volkano-sedimanter istifini ve diyoritik dakları kesmekte, potasik bazalt daykları ve Elmalı trakiti (Resim 4.1, 4.2, 4.3) tarafından kesilmektedir.

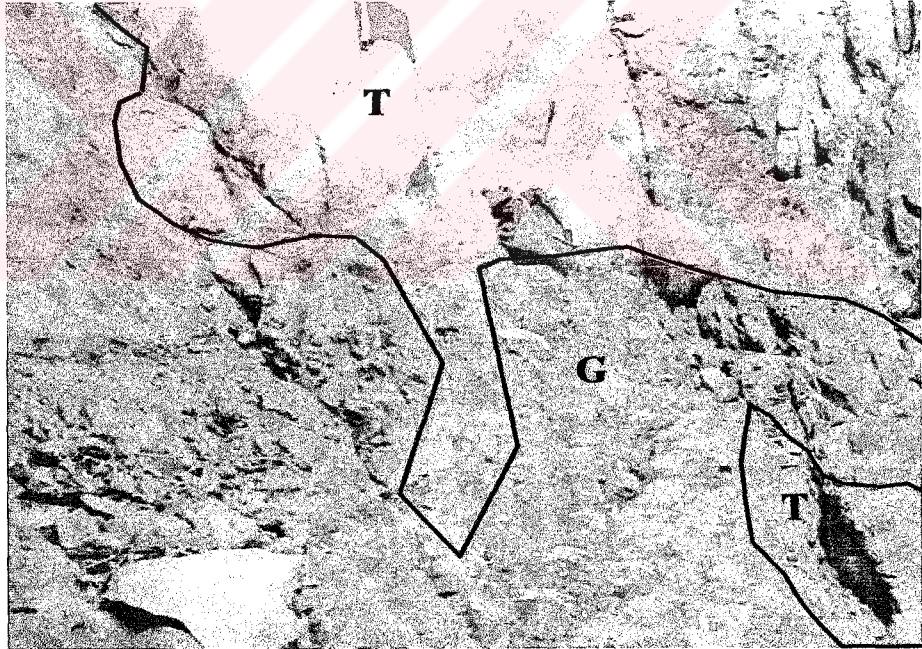
Birimin yaşının, Ulukışla Volkanosedimanter istifini kesmesinden dolayı Orta Eosen sonrası olabileceği düşünülmektedir.



Resim 4.1. Gabroyik dayk ve onu kesen Elmalı trakiti (G: Gabroyik dayk, T: Trakit daykı, Uçurum Tepe, güneye bakış).



Resim 4.2. Gabroyik dayk ve Elmalı trakiti dokanağından bir görünüm (G: Gabroyik dayk, T: Trakit daykı, Uçurum Tepe, kuzeye bakış).



Resim 4.3. Gabroyik dayk ve Elmalı trakiti dokanağının yakından görünümü (G: Gabroyik dayk, T: Trakit daykı, Uçurum Tepe kuzeyi).

4.1.3.2. Diyoritik Dayklar (Orta Eosen Sonrası)

Açık gri, yeşilimsi ve yer yer ayrıışmış olan birim Çevikbaş [7] tarafından Yağlıtaş diyoriti olarak adlandırılmış olup bu çalışmada diyorit daykı olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanında Koçak Köyü ile Ardıçlı Köyü arasında doğu batı uzanımlı yaklaşık 7 km uzunlukta ve 1 km genişlikte ve Yağlıtaş Köyü güneybatısında dayklar şeklinde (Resim 4.4, 4.5) gözlenmektedir.

Diyoritik dayklar çalışma alanında, açık-koyu gri, yeşilimsi (Resim 4.6) ve altere olan bölümlerinde ise kahverengi-toprağımsı ve sarımsı-gri renk tonları hakimdir (Resim 4.7). Birimin merkezi iri taneli, kenar zonları ise daha küçük taneli bir özellik sunmakta olup bol çatlaklıdır (Resim 4.8). Çatlaklarda epidotlaşma yaygındır. Ayrıca birimin Ulukışla Volkano Sedimanter İstifi içersindeki volkanikleri kestiğı bölümler de kloritleşme ve epidotlaşma yaygın alterasyon türleridir. Diyoritik dayklar, Koçak Köyü ve Ardıçlı Köyü civarında masif görünümlü, Yağlıtaş köyü güneybatısında ise masif ve yer yer bloklar halinde gözlenmektedir. Özellikle bloklu olanlarda soğan kabuğı şeklinde ayrıışmalar tipiktir.

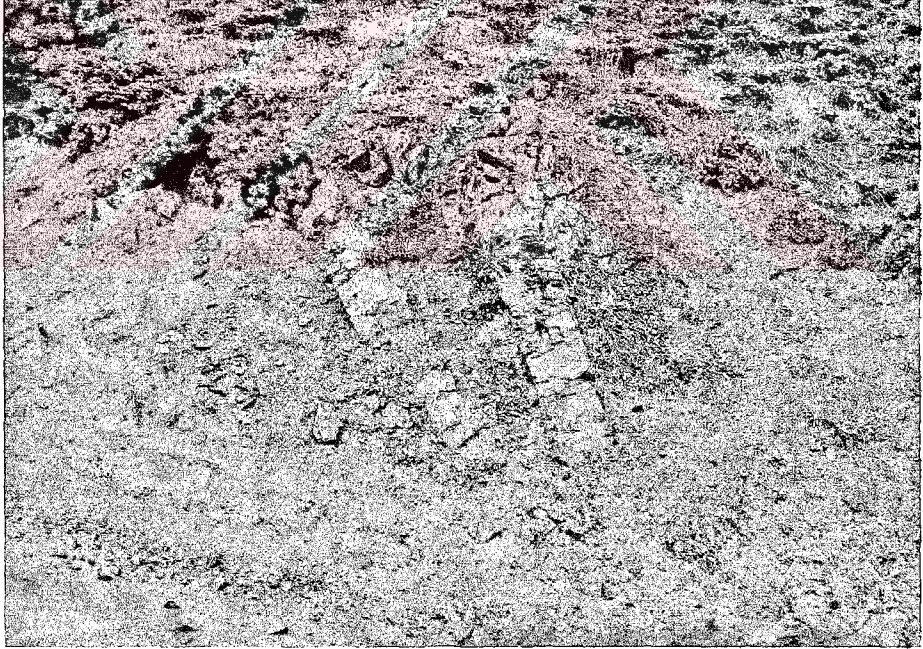
Diyorit daykları, Kayserilinin deredeki Cu ve Yağlıtaş Köyü güneybatısındaki Cu-Pb minerallerinin oluşumunda etkin olmuştur [7].

Diyorit daykları, çalışma alanında ulukışla volkano-sedimanter istifini keserken, gabroyik dayklar, Elmalı trakiti ve potasik dayklar (Resim 4.9, 4.10) tarafından kesilmektedir.

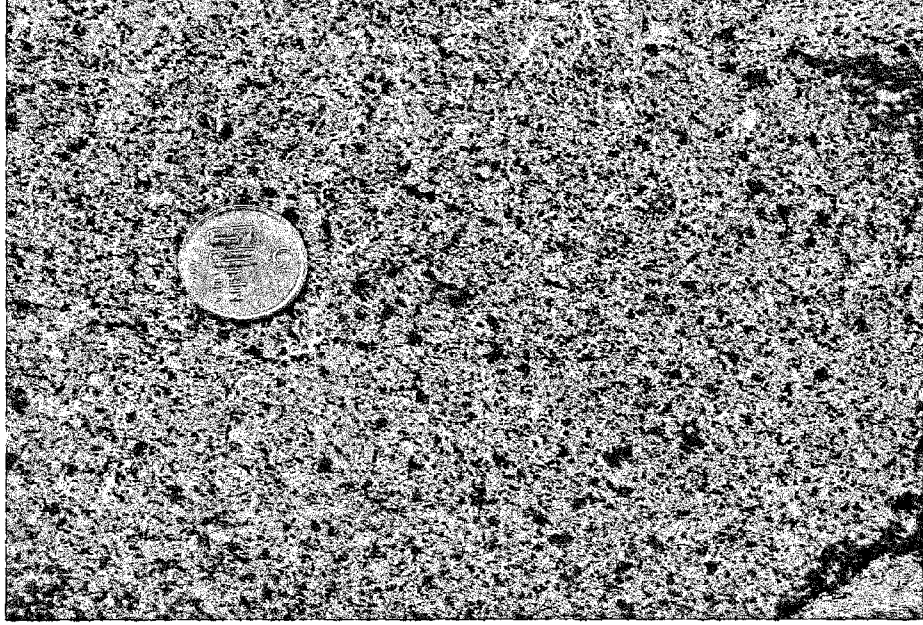
Diyoritik daykların yaşının, Üst Kretase-Alt Lütésiyan yaşlı Ulukışla volkanosedimanter istifini kesmesinden dolayı Orta Eosen sonrası olabileceğı düşünölmektedir.



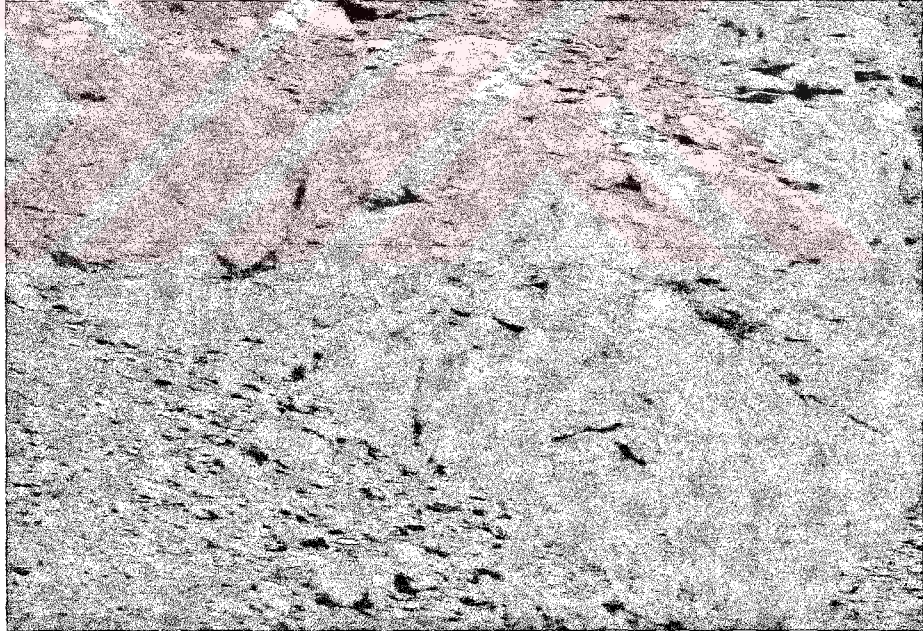
Resim 4.4. Diorit daykından bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).



Resim 4.5. Diorit daykından bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).



Resim 4.6. Dioritik dayklardan bir görünüm (Koçak Köyü Kuzeydoğusu, kuzeye bakış).



Resim 4.7. Dioritik dayklarda çatlaklı yapı ve alterasyon (Koçak Köyü doğusu, kuzeye bakış).



Resim 4.8. Diorit daykında çatlaklı yapı ve alterasyon (Koçak Köyü doğusu, kuzeye bakış).



Resim 4.9. Diorit daykını kesen potasik bazalt dayk (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeybatısı).



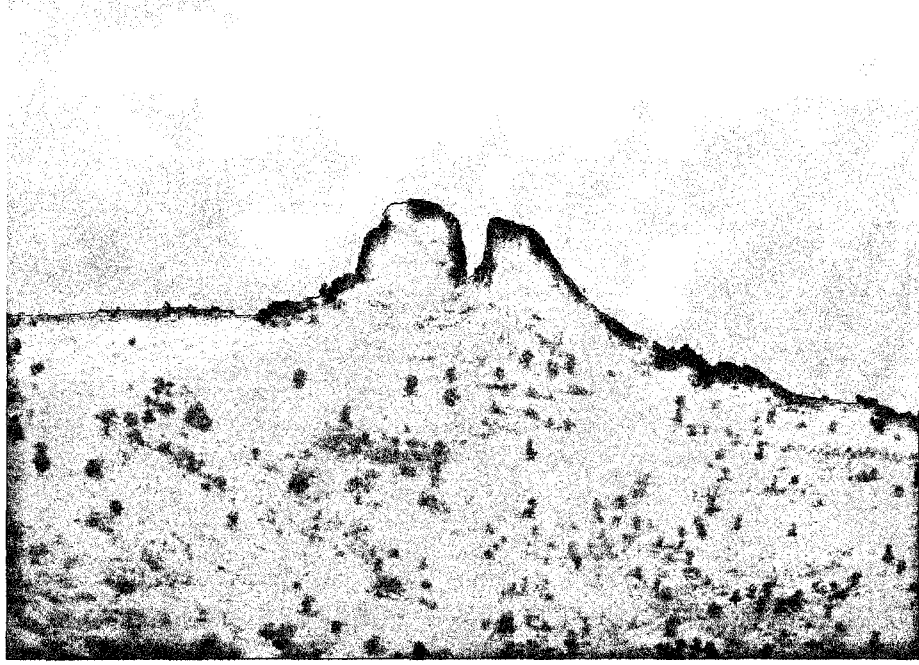
Resim 4.10. Diyoritik dayk1 kesen potasik bazalt dayk1 (Yağlıtaş K1y1 g1neybatısı).

4.1.3.3. Elmalı Trakiti (Orta Eosen Sonrası)

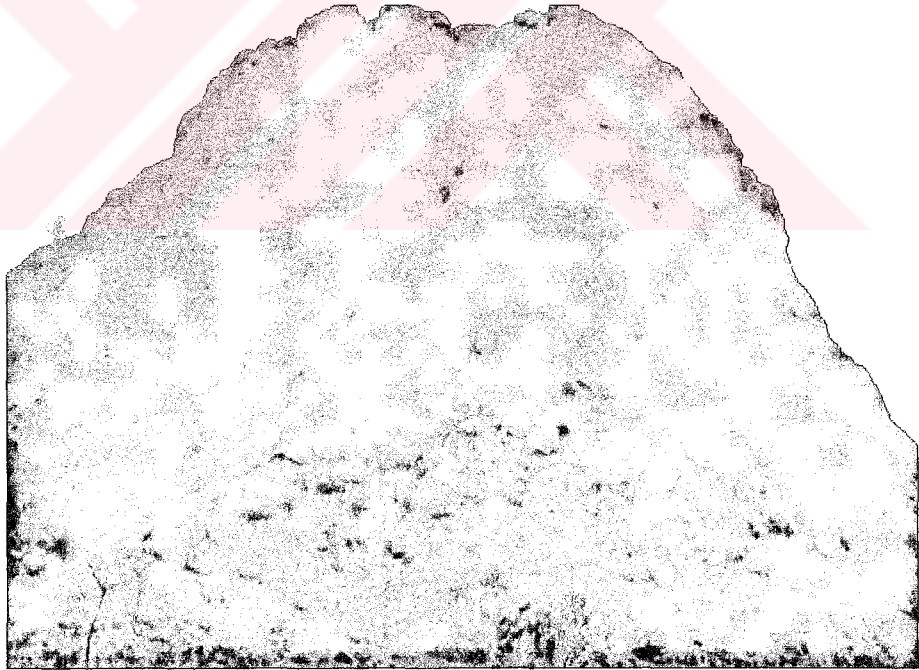
Kahverengi, kırmızı, gri renk tonlarında ve doğu batı uzanımlı dayklar halinde y1zeylenen birim, Elmalı K1y1 ve civarında çok tipik g1r1ld1đ1 için Alpaslan ve ark. [3] tarafından Elmalı trakiti olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında çok geniş bir yayılım g1steren Elmalı trakiti, doğu-batı uzanımlı olup Ulukışla İlçesinin kuzey-kuzeydoğusundan başlayıp iftehan kuzeyinden Ecemiş fay zonuna kadar dayklar halinde y1zeylenmektedir. Formasyon yaklaşık 15 km. genişliğinde, 30 km. uzunluğunda bir alanda dayklar halinde g1zlenmektedir. Birim aşınmaya karşı çok dirençli olup topoğrafik olarak en sivri tepeleri oluşturmaktadır (Resim 4.11, 4.12).

Elmalı trakiti Ulukışla volkano-sedimanter istifini (Resim 4.13), diyoritik daykları ve gabroyik daykları keserken, potasik bazalt daykları tarafından kesilmektedir. Birimin Ulukışla volkanosedimanter istifini kesmesinden dolayı yaşının Orta Eosen sonrası olabileceği d1ř1n1lmektedir.



Resim 4.11. Elmalı trakitinden bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).



Resim 4.12. Elmalı trakitinden bir görünüm (Yağlıtaş Köyü güneybatısı, kuzeye bakış).



Resim 4.13. Ulukışla volkano-sedimanter istifindeki volkanikleri kesen Elmalı trakitinden görünüm (Ardıçlı Köyü güneyi, güneye bakış).

4.1.4. Zeyvegediği Anhidriti (Oligosen)

Beyaz-sarımsı, anhidrit, jips, kısmen de çamurtaşı-kireçtaşı araldanmasından oluşan birim Oktay [19] tarafından Zeyvegediği Anhidriti olarak adlandırılmıştır.

Zeyvegediği ile Kabaktepe arasında tipik olarak gözlenen birim, tabanda beyaz renkli ve tabakalı anhidrit ve üst kesimde kahverengi türbiditik kumtaşı-çamurtaşı, kahverengi kireçtaşı ve beyaz renkli anhidrit ardaşımından oluşmaktadır [12]. Ulukışla volkano-sedimanter istifini uyumsuz olarak üzerler, Kurtulmuş tepe formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir. Formasyonun kalınlığı Zeyvegediği ile Kabaktepe arasında 900 metredir [12].

Nazık ve Gökçen [11] tarafından yapılan çalışmada *Neocyprides williamsoniana* (Bosquet), *Cladarocythere apostolescu* (MARGERİE), *Chantonensis Keen*, *Cypria* sp. gibi fosil içeriklerine göre birimin yaşı Oligosen olarak belirlenmiştir [3]. Birim buharlaşmanın yoğun olduğu karasal bir ortamda çökelmiştir [11].

4.1.5. Karasal ökeller (Miyosen-Pliyosen)

Çalışma alanında yüzeyleyen karasal çökeller önceki araştırıcılar tarafından değişik şekillerde adlandırılmıştır [12], [7]. Bu alışma da ise inceleme alanındaki akarsu ve göl çökelleri, çalışmanın öznesi olmadığı için karasal çökeller olarak adlandırılmış ve tek bir birim olarak ele alınmıştır.

Miyosen-Pliyosen yaşlı olan birim içinde toplam üç uyumsuz geçiş ve birçok yanal ve düşey geçiş mevcuttur. Birim akarsu ve göl sel marn arakatlı kumtaşı, kireçtaşı ve çakıltaşından meydana gelmektedir.

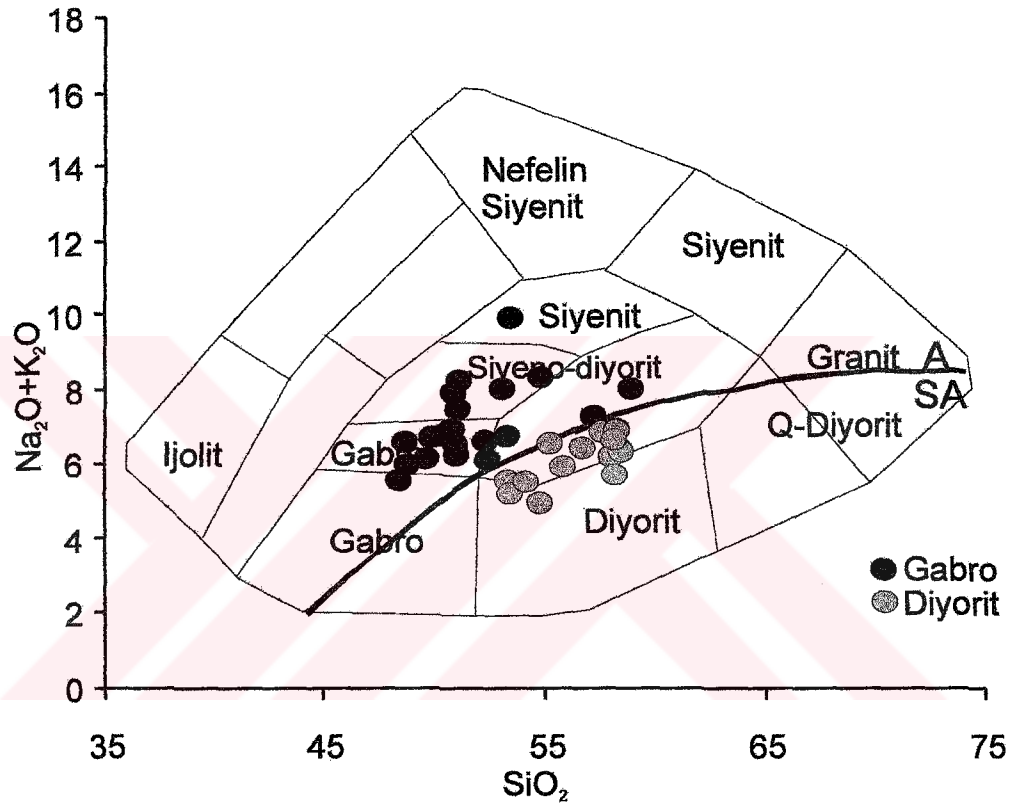
Birim alışma alanının kuzey sınırında, doğuda Kamışlı ve Ecemiş fay zonunda ve Ulukışla'nın kuzeyinde yüzeyleyenmektedir.

4.1.6. Alüvyon (Kuvaterner)

Çalışma alanında, özellikle düzlük alanlarda ve vadi içlerinde yoğun olarak gözlenmekte olup çalışma alanında yer alan volkanik, plütonik ve sedimanter kayaç kırıntılarında oluşmaktadır. Kaya türü ve ayrışma özelliklerine göre değişik renk ve değişik tane boyutundaki malzemedен oluşmuştur. Birim tarım için elverişlidir.

4.2. PETROGRAFI

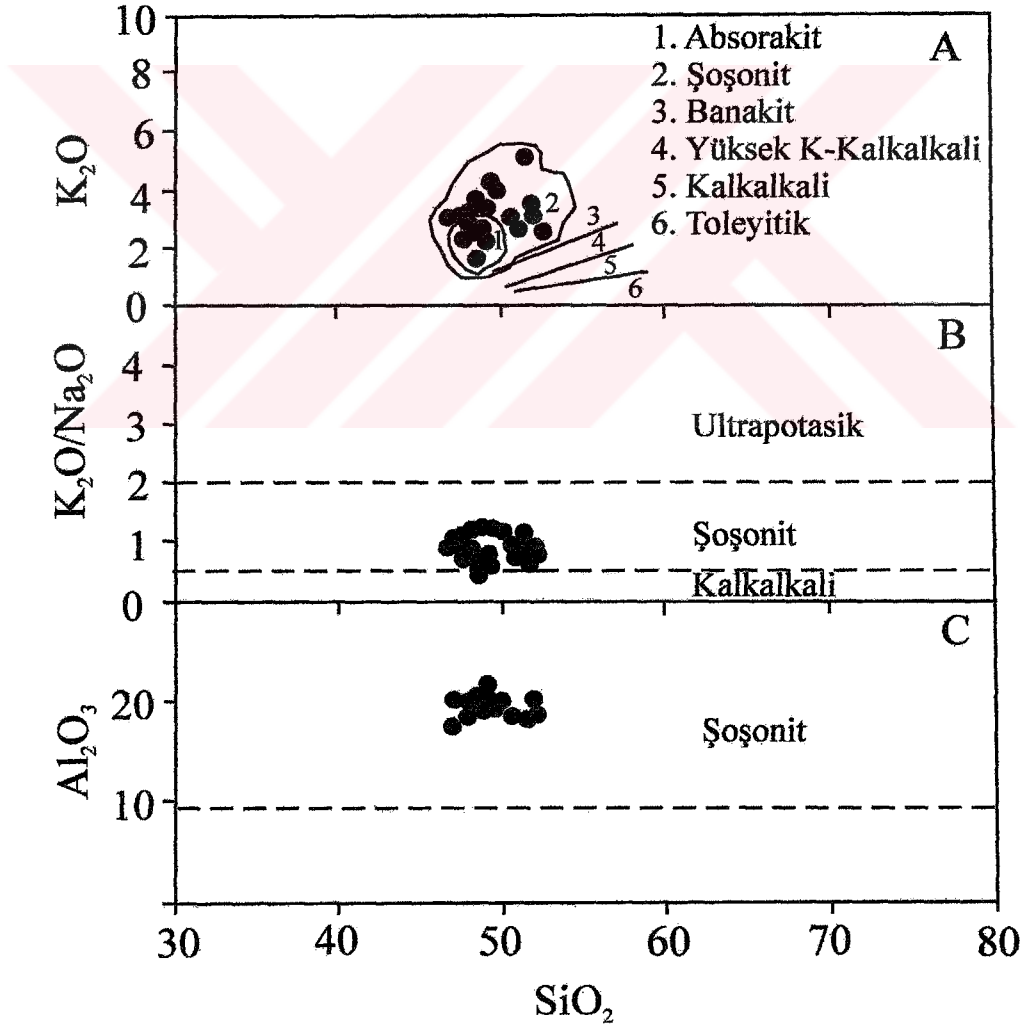
Çalışma alanından derlenen örnekler Cox ve ark. [1]'nin toplam alkali-silis diyagramında, gabro, siyeno-diyorit ve diyorit olmak üzere üç gruba ayrılmaktadır (Şekil 4.3). Ancak bu kayaların petrografik karakteristikleri gözönüne alınarak monzogabro ve diyorit olarak iki gruba ayrılmıştır.



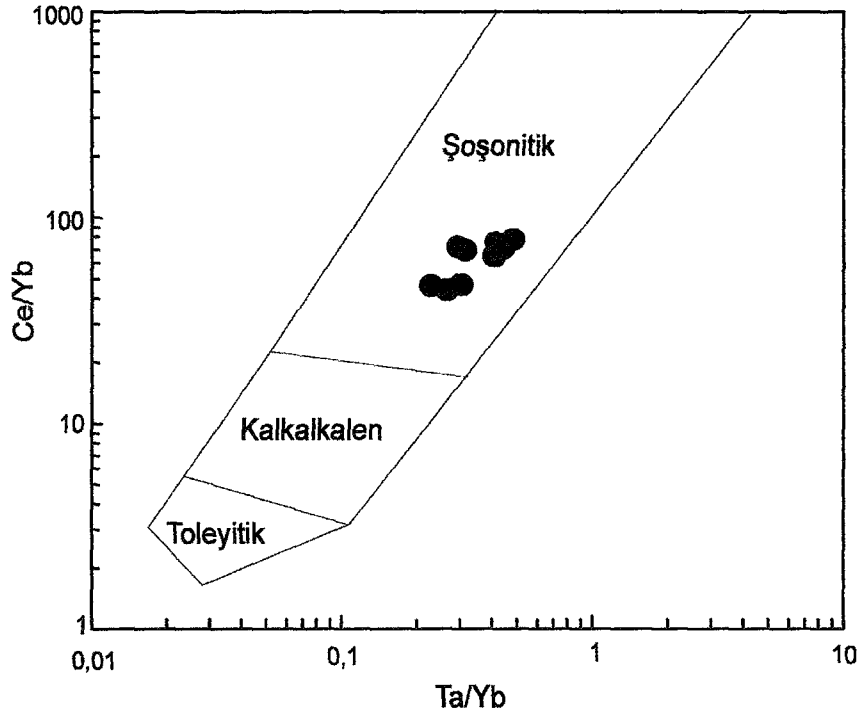
Şekil 4.3. Çalışma alanından derlenen örneklerin Cox ve ark. [1]'nin toplam alkali-silis diyagramındaki konumları.

Cox ve ark. [1]'nin adlandırma diyagramında gabro alanına düşen ve önceki araştırmacılarca Uçurum monzoniti olarak adlandırılan daykların mineralojik-petrografik özellikleri gözönüne alınarak bu kayaların adlandırılmasında diğer bazı elementel diyagramlar da kullanılmıştır. Şekil 4.17A'da gabroyik kayalar Peccerillo ve Taylor [20]'un K_2O-SiO_2 diyagramında plaka içi potasyumlu magmatikler alanında yer almaktadırlar. Gabroyik kayaların K_2O içerikleri Peccerillo ve Taylor [20] tarafından belirlenen şoşonitik topluluğa (absarokit-banakit-şoşonit) benzer ve onlardan daha yüksek olarak

gözlenmektedir (Şekil 4.4A). Şekil 4.4B'de şoşonitik kayaçların bulunduğu alanda K_2O/Na_2O oranları 0.5-2 arasında kalmaktadır [21] ve Şekil 4.4C'de [22] gabroyik dayların tümü şoşonitik alana düşmektedir. Morrison [23], Müller ve ark. [24]'na göre şoşonitik kayaç serileri % 9'dan daha yüksek miktarda Al_2O_3 içermektedirler. Gabroyik dayların Al_2O_3 içerikleri %17'den daha büyüktür ve SiO_2 artışıyla birlikte artmaktadır (Şekil 4.4C). Yine şoşonitik seri magmatiklerinin TiO_2 içerikleri genellikle % 1.3'ten daha düşüktür. Gabroyik dayların TiO_2 içeriklerine bakıldığında iki örnek hariç diğer tüm örneklerin % 1.3'ten daha düşük TiO_2 içeriğine sahip oldukları gözlenmektedir (Tablo 1). Pearce [25]'in iz element sınıflamasına göre gabroyik dayların tümü şoşonitik alanda yer almaktadırlar (Şekil 4.5).



Şekil 4.4. Gabroyik dayların A: SiO_2 - K_2O diyagramı [20], B: K_2O/Na_2O - SiO_2 diyagramı [21] ve C: SiO_2 - Al_2O_3 diyagramındaki konumları [22].



Şekil 4.5. Gabroyik daykların Ta/Yb-Ce/Yb diyagramı [25].

4.2.1. Gabroyik Dayklar

Gabroyik dayklar, holokristalen-hipidiyomorf taneler doku (Resim 4.14) göstermektedir. Kayaçta K-feldispat minerallerinin diğer mineralleri kapsayacak biçimde gelişmesiyle belirginleşen monzonitik doku izlenmektedir (Resim 4.15). Mineral bileşenleri olarak klinopiroksen, biyotit, plajiyoklas, ortoklas, apatit ve opak mineraller içermektedir. Kayaç içerisinde kloritleşme, epidotlaşma, karbonatlaşma (Resim 4.16, 4.17), killeşme ve serizitleşme türü bozunmalar izlenmektedir.

Kayaç içerisinde gözlenen minerallerin genel özellikleri şu şekilde özetlenebilmektedir:

Piroksen mineralleri klinopiroksen türünde, özşekilsiz ve yarı özşekillidir. Klinopiroksenler ojit türünde olup 40-45°'lik eğik sönme göstermektedirler. II. dizinin orta sıralarındaki renk tonlarında girişim rengi göstermekte olup renksiz, optik engeleri yüksek, tek ve çift yönde dilinim göstermektedirler. Piroksen minerallerinde yer yer hornblend minerallerine dönüşüm (uralitleşme) görülmektedir. Bazı örneklerde klinopiroksen minerallerinin üzerinde K getirimi

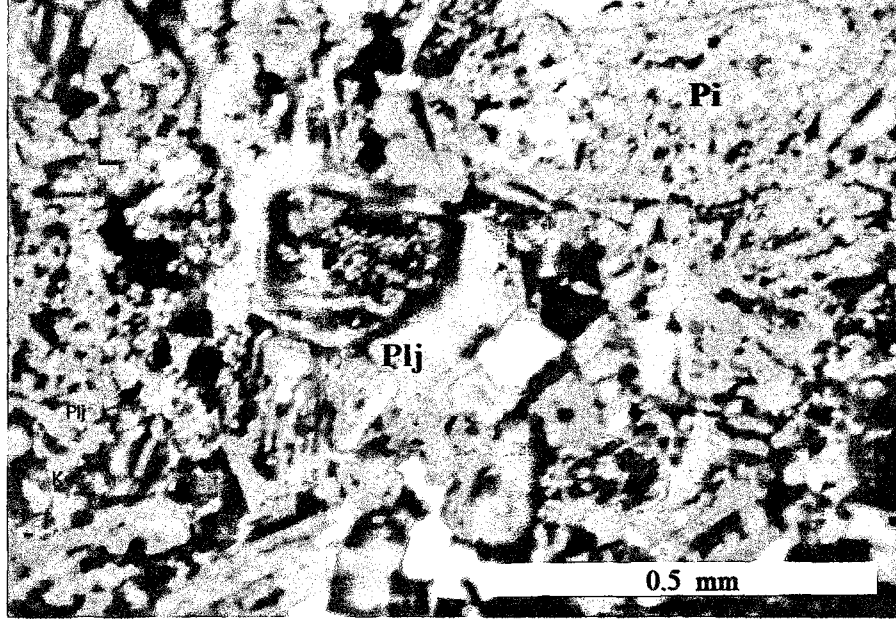
sonucu gelişen biyotit mineralleri izlenmektedir (Resim 4.18). Piroksenlerde karbonatlaşma ve kloritleşme yaygın bozunma türleridir. Bazı piroksenlerde plajiyoklas kapanımları gözlenmektedir (Resim 4.19).

Plajiyoklaslar levhamsı ve prizmatik mineraller halinde olup polisentetik ikizlenmeler göstermektedirler. İnce kesitlerde renksiz, hafif grimsi bir renk tonlarında gözlenen plajiyoklasların optik engebeleri düşük olup I. dizi girişim rengi tonlarındadır. Bazı plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmenin yanısıra zonlu doku da izlenmektedir (Resim 4.20). Bazı plajiyoklaz minerallerinde ise Hibbard [26] tarafından magma karışımı dokularından birisi olarak tanımlanan erime-çözünme yapıları (elek dokusu) izlenmektedir (Resim 4.21, 4.22). Plajiyoklaz minerallerinde kenar zonlara doğru piroksen mikroliti kapanımlarının düzenli biçimde dizildiği de gözlenmektedir (Resim 4.23, 4.24)

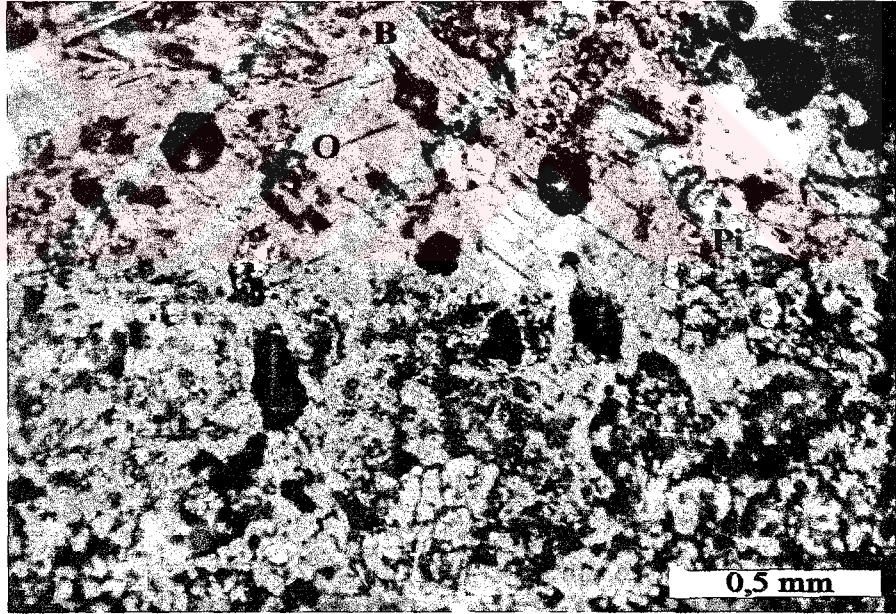
Biyotitler yer yer levhamsı yer yer de piroksenlerden dönüşüm şeklinde olup yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenmektedir. Genellikle geç evre kristallenmesi şeklinde (Resim 4.25, 4.26) gözlenen biyotitler, III. dizi girişim rengi ve paralel sönme göstermektedirler. Tek yönde mükemmel dilinim gözlenen biyotitler, sarımsı, koyu kahverengi-kırmızımsı ve açık kahverengi şeklinde kuvvetli pleokrizma özelliği göstermekte olup, bu minerallerde kloritleşme türü bozunmalar gözlenmektedir.

K-Feldspat mineralleri diğer minerallerin arasını dolduran bir hamur biçiminde gözlenmekte olup tipik monzonitik dokuyu (Resim 4.15) oluşturmaktadırlar. Özşekilsiz kristaller halinde gözlenen K-Feldspatların optik engebeleri düşük olup çift yönde dilinimlenme göstermekte (Resim 4.15) ve bozunmadan dolayı toprağımsı renk tonlarında gözlenmektedirler. Yaygın bir şekilde killeşmenin gözlendiği ortoklas mineralleri diğer minerallerin arasını doldurur şekilde gelişmiştir (Resim 4.27).

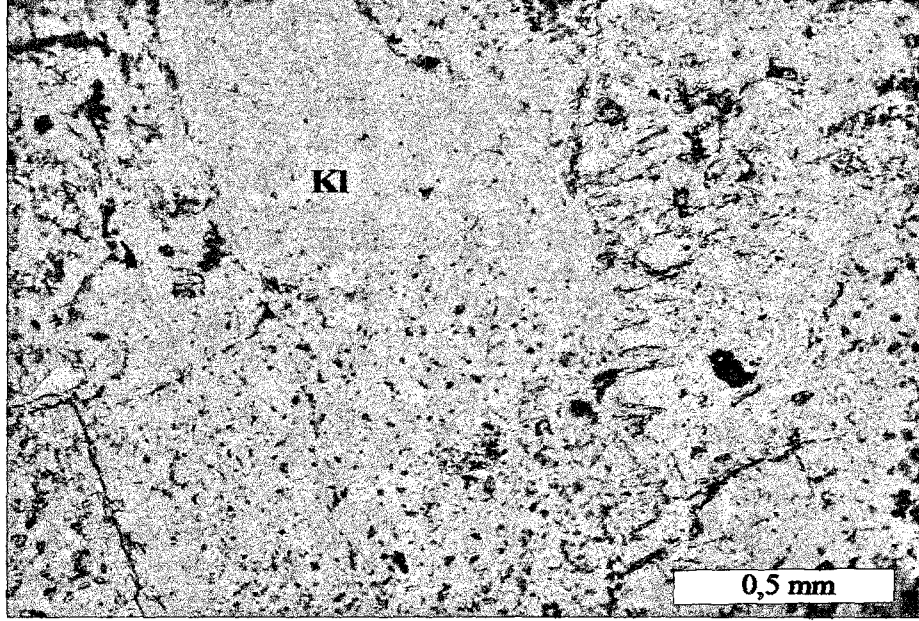
Apatit mineralleri ise renksiz ve optik engebesi yüksek olup özşekilli altıgen biçimli, yuvarlağımsı küçük taneler halinde ve ayrıca kalın prizmatik (Resim 4.28) ve iğnemsiz prizmatik (Resim 4.29) biçimli mineraller halinde izlenmektedir.



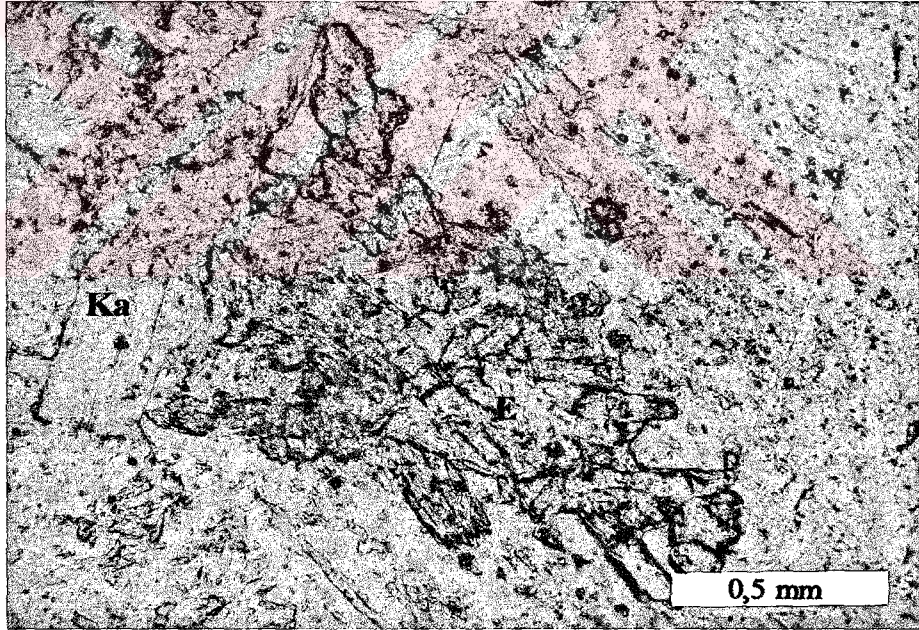
Resim 4.14. Gabroyik dayklardan genel görünüm (Plj: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, çift nikol, örnek no:D-68).



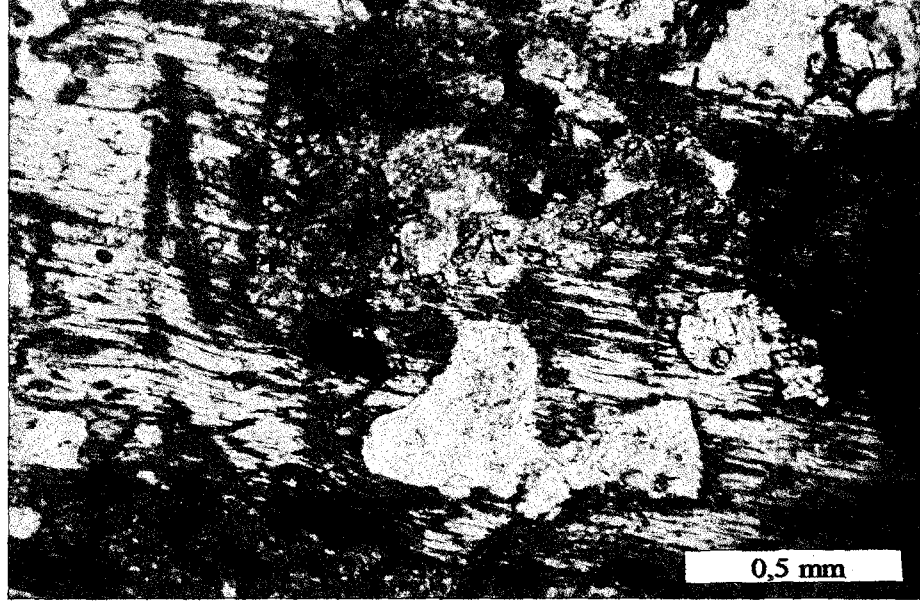
Resim 4.15. Gabroyik dayklarda monzonitik doku (Pi:Piroksen, O: Ortoklaz, B: Biyotit, tek nikol, örnek no:D-54).



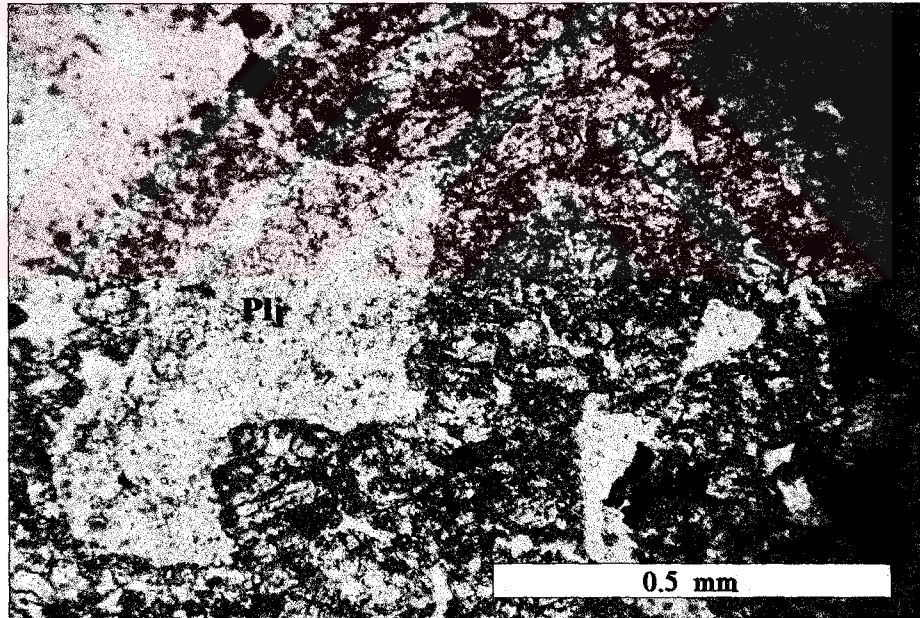
Resim 4.16. Gabroyik dayklarda kloritleşme (Kl: Klorit, tek nikol, örnek no:D-54).



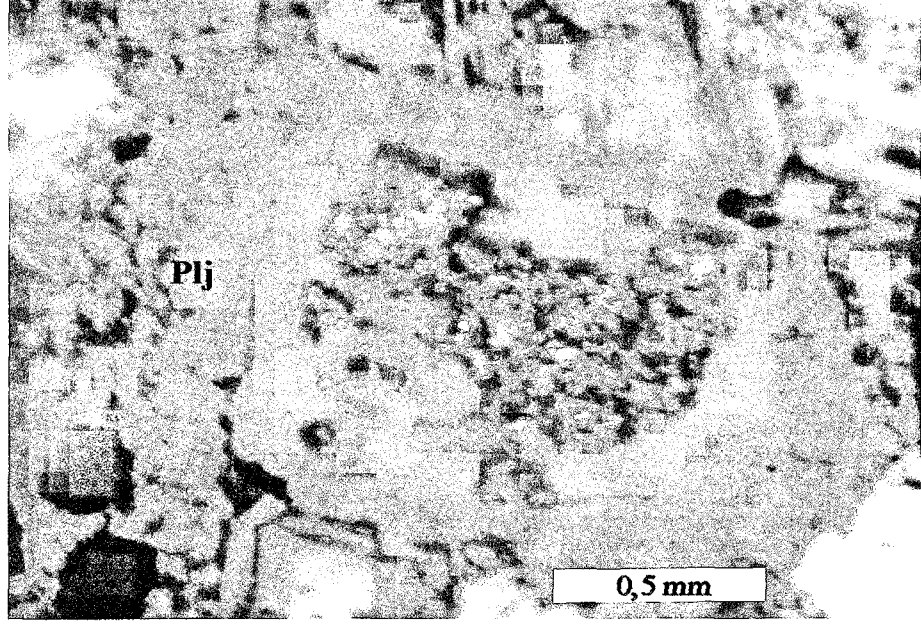
Resim 4.17. Gabroyik dayklarda epidotlaşma ve karbonatlaşma (Ka: Kalsit, E: Epidot, tek nikol, örnek no:D-54).



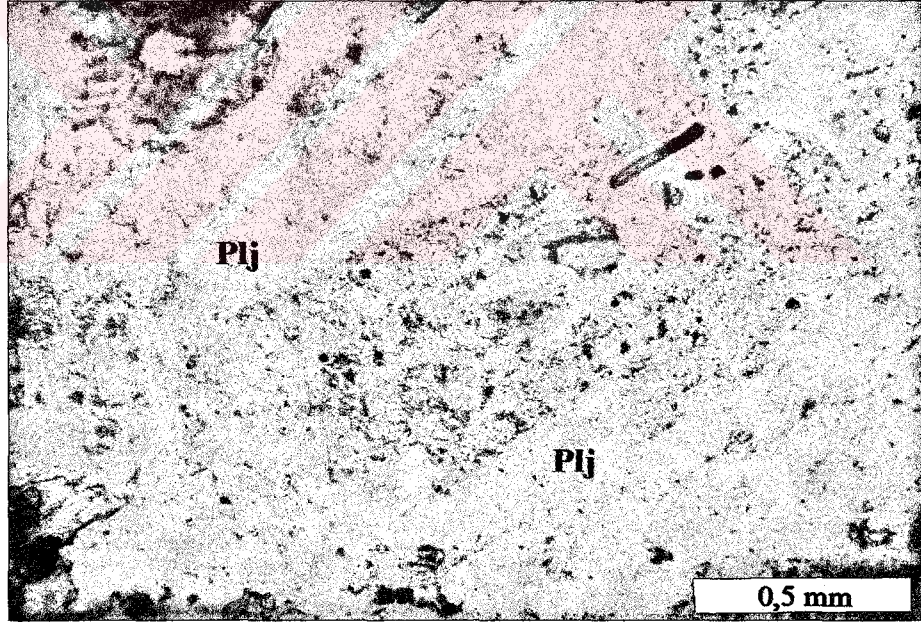
Resim 4.18. Gabroyik dayklarda gözlenen piroksen üzerinde biyotit gelişimi (Pi:Piroksen, B: Biyotit, tek nikel, örnek no:D-54).



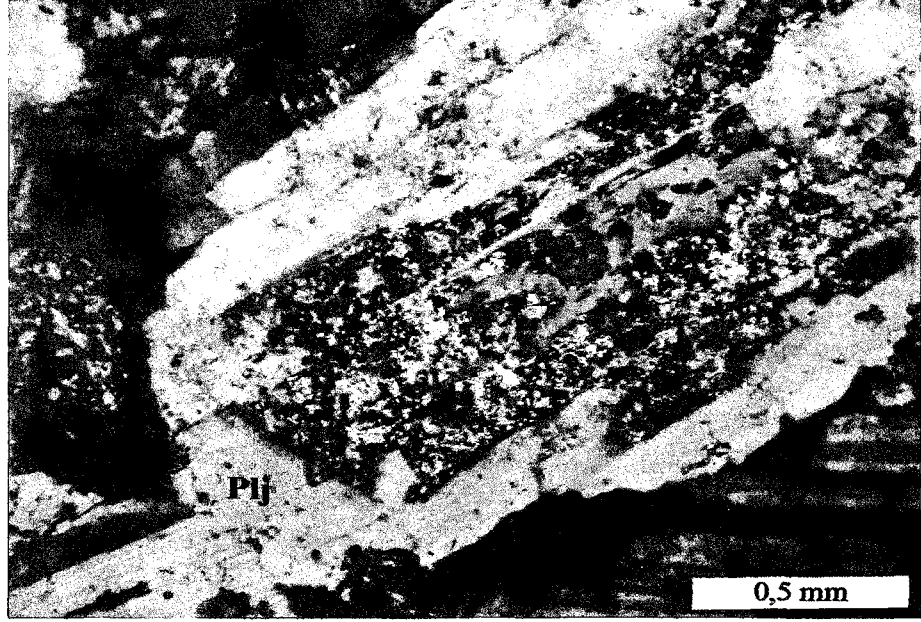
Resim 4.19. Gabroyik dayklardaki piroksenler içersindeki plajiyoklas kapanımları (Plj: Plajiyoklas, Pi: Piroksen, çift nikel, örnek no: 247).



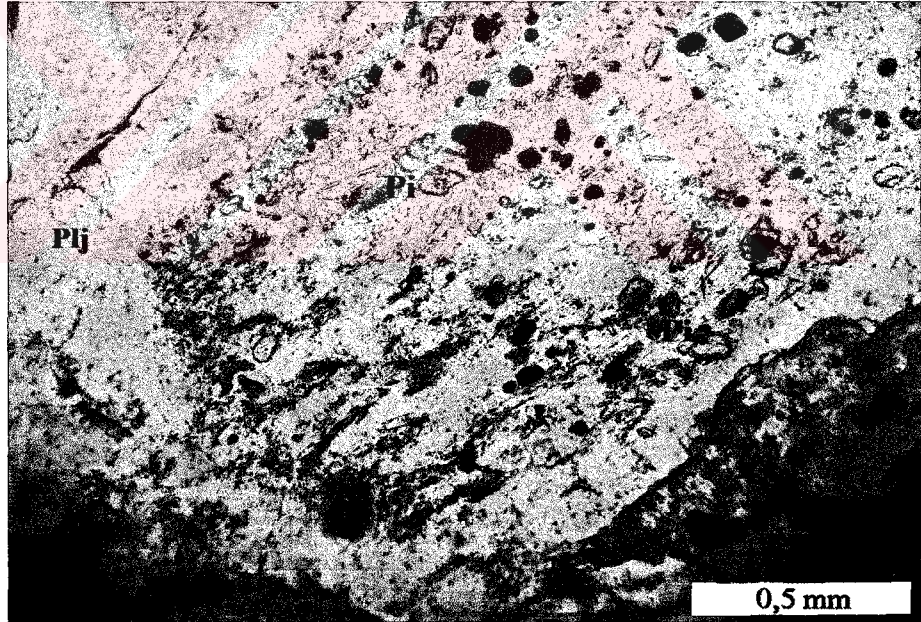
Resim 4.20. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen zonlu doku (Plj: Plajiyoklas, çift nikel, örnek no: D-72).



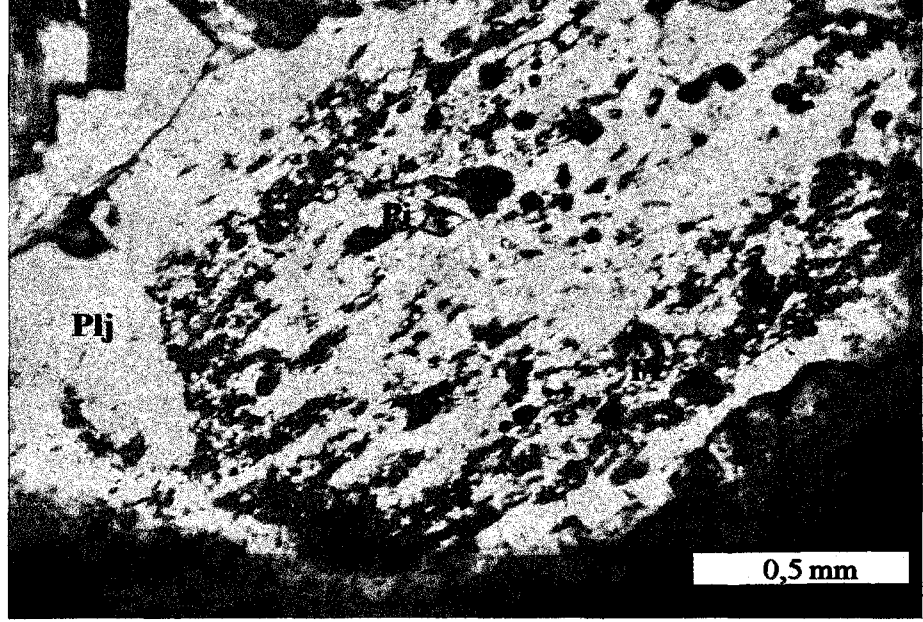
Resim 4.21. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Plj: Plajiyoklas, tek nikel, örnek no: D-68).



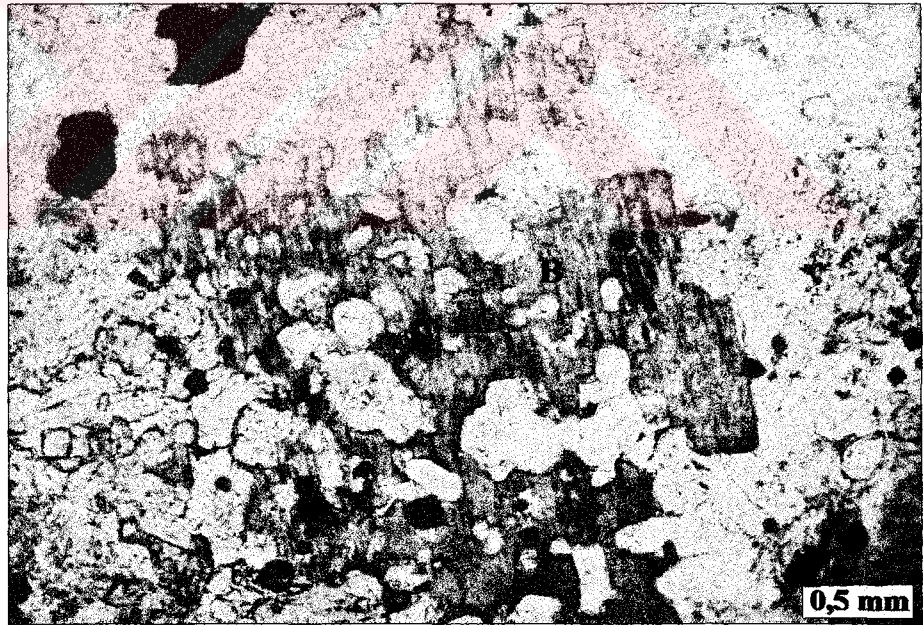
Resim 4.22. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (P1j: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-68).



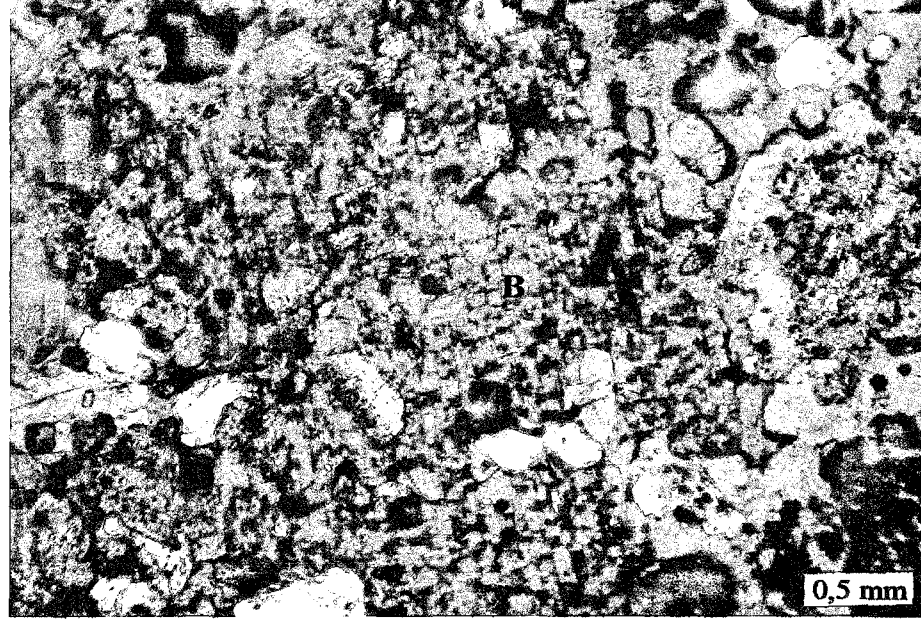
Resim 4.23 Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen piroksen mikrolitleri kapanımı (P1j: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, tek nikol, örnek no: D-54).



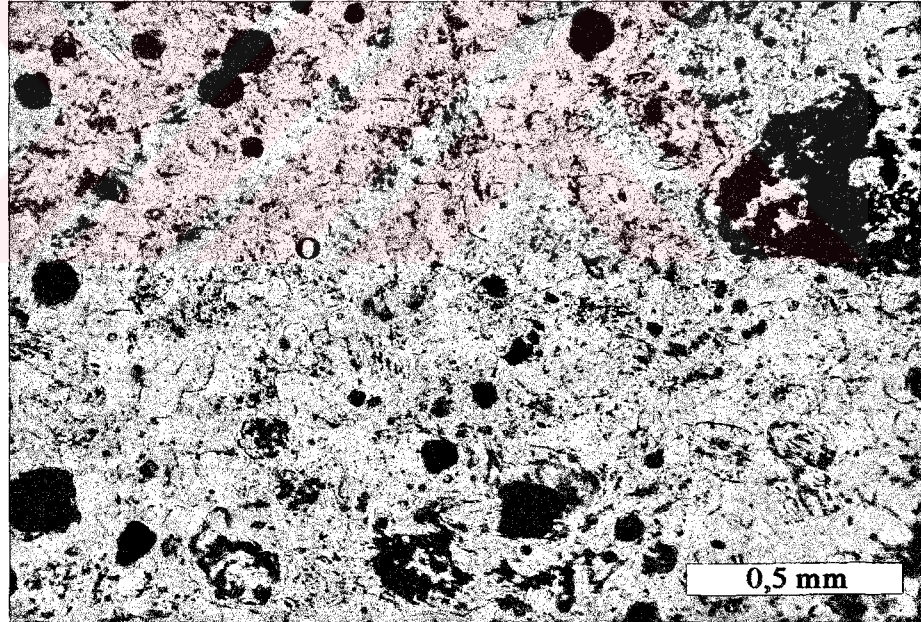
Resim 4.24. Gabroyik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen piroksen mikrolitleri kapanımı (Plj: Plajiyoklas, Pi:Piroksen, çift nikol, örnek no: D-72).



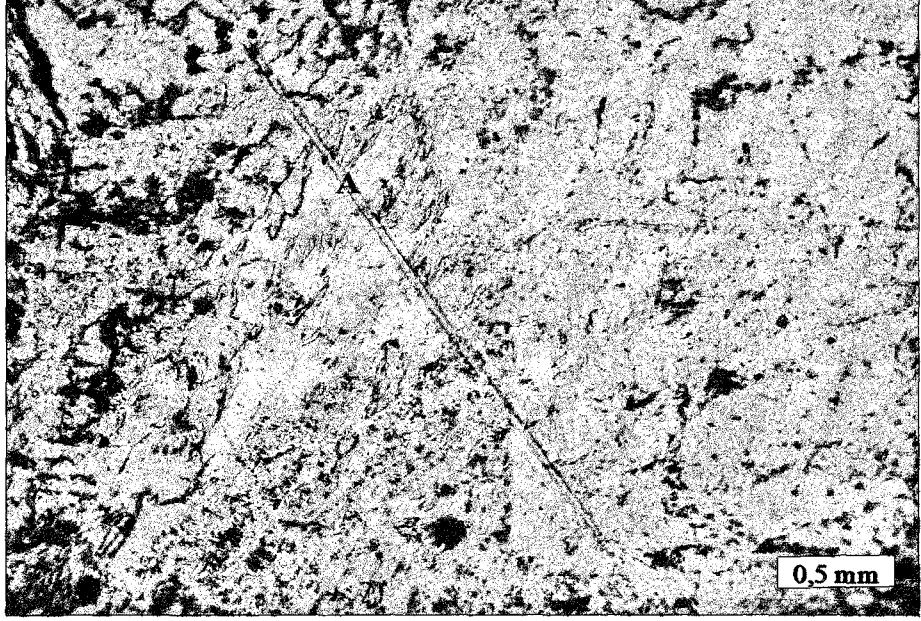
Resim 4.25. Gabroyik dayklardaki geç evre biyotit kristallenmesi (B: Biyotit, tek nikol, örnek no: 325).



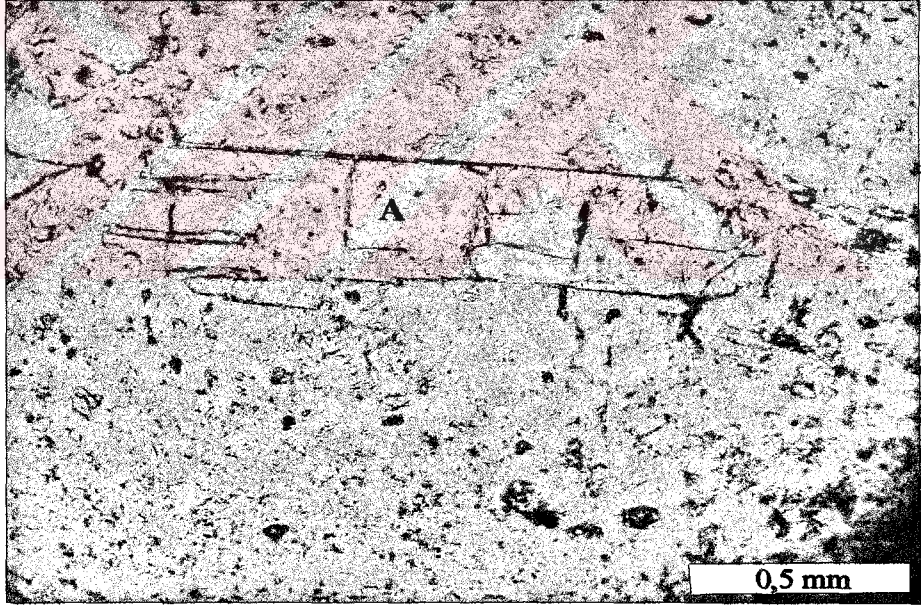
Resim 4.26. Gabroyik dayklardaki geç evre biyotit kristallenmesi (B: Biyotit, çift nikol, örnek no: 325).



Resim 4.27. Gabroyik dayklarda diğer minerallerin arasını dolduran K-feldspat mineralleri (O: Ortoklas, tek nikol, örnek no: 325).



Resim 4.28. Gabroyik dayklarda gözlenen iğnemsli apatit minerali (A: Apatit, tek nikol, örnek no: 346).



Resim 4.29. Gabroyik dayklarda gözlenen iri-prizmatik apatit minerali (A: Apatit, tek nikol, örnek no: D-54).

4.2.2. Diyoritik Dayklar

Diyoritik dayklar, Cox ve ark. [1]'nin toplam alkali-silis diyagramında, diyorit alanına düşmekte (Şekil 4.16) olup holokristalen hipidiyomorf taneseli doku (Resim 4.30, 4.31) göstermektedir. Mineral bileşimi olarak plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend, biyotit, ortoklaz, kuvars, apatit, zirkon, titanit ve opak minerallerini içermektedir. Kayaçta ikincil mineral olarak klorit, serizit ve kalsit mineralleri gözlenmektedir.

Kayaçta çok az miktarda bulunan piroksen mineralleri klinopiroksen türünde olup özşekilsiz ve genellikle hornblend mineralleri içinde mikrolitik kapanımlar (Resim 4.32) şeklinde görülmektedir. Renksiz ve optik engebeleri yüksek olan piroksen mineralleri tek yönde dilinim göstermekte olup II. dizinin orta sıralarındaki renk tonlarındaki girişim rengindedir. Piroksen mineralleri klinopiroksen olup bu minerallerde kloritleşme ve karbonatlaşma türü bozunmalar yaygındır.

Plajiyoklaslar levhamsı, prizmatik, yarı özşekilli ve özşekilli olup polisentetik ikizlenme ve karlspat ikizlenmesi (Resim 4.33) göstermektedirler. plajiyoklasların optik engebeleri düşük olup optik engebeleri düşük, renksiz ve bazan bozunmadan dolayı sarımsı-gri ve kirli yüzeyli görülmektedir. I. dizi renk tonlarında gözlenen plajiyoklaslarda elek dokusu (Resim 4.34) ve zonlu doku (Resim 4.35) yaygın bir şekilde gözlenmektedir. Plajiyoklas minerallerinde serizitleşme (Resim 4.36) ve karbonatlaşma yaygın bozunma türleridir.

Hornblend mineralleri genellikle yarı-özşekilli prizmatik biçimli mineraller halinde izlenmekte olup bazı örnekler de geç evre (Resim 4.37, 4.38) kristallenmesi sonucu gelişen özşekilsiz mineraller halinde görülmektedir. Yüksek optik engebeli, yeşil-kahverengi-sarımsı renk tonlarında kuvvetli pleokroyik olan amfiboller çift yönlü dilinim (124°) (Resim 4.39) ve II. dizi girişim rengi, eğik sönme göstermektedirler. Bazı hornblend kristalleri piroksen kapanımı içermektedir (Resim 4.32).

Biyotitler levhamsı, özşekilsiz ve yarı özşekillidir. Genellikle hornblend minerallerinden dönüşüm (Resim 4.40) şeklinde gözlenmektedir. Tek yönde dilinim gözlenen biyotitler, sarımsı, koyu kahverengi-kırmızımsı renk tonlarında

kuvvetli pleokrizma özelliği göstermekte olup, optik engebeleri yüksektir. III. dizi girişim rengi ve paralel sönme göstermektedirler. Biyotit minerallerinde kloritleşme (Resim 4.41) yaygın bozunma türü olarak gözlenmektedir.

Kuvars minerallerinin bazıları yarı özşekilli ve özşekilsiz, bazı örneklerde ise diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde gelişen özşekilsiz bileşenler olarak görülmektedir (Resim 4.42). Renksiz, optik engebesi düşük olan kuvars I. dizi girişim renk tonlarında görülmektedir.

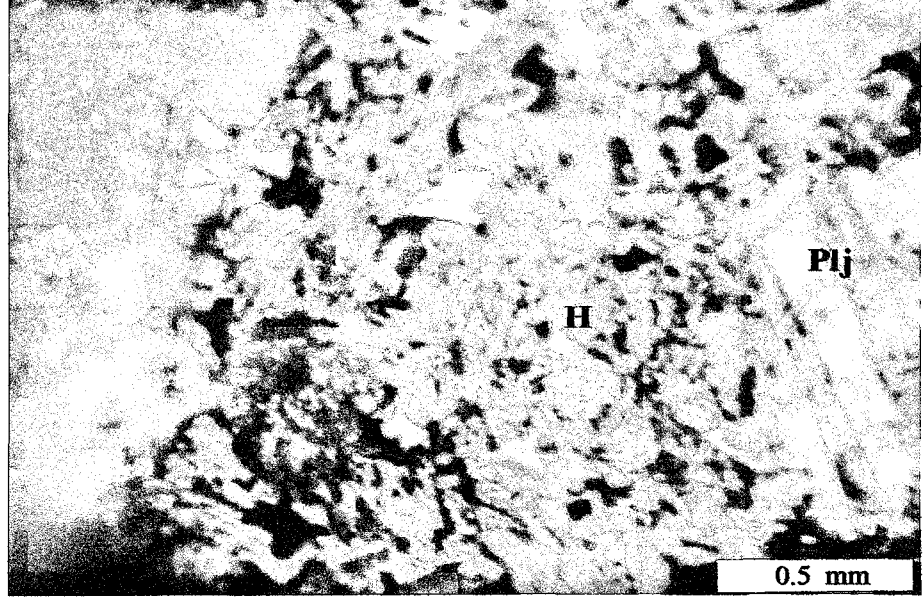
Yarı özşekilli ve özşekilli bileşenler olarak gözlenen titanit kristalleri (Resim 4.43), kahverengimsi, optik engebesi çok yüksek gözlenmekte olup simetrik sönme göstermektedir.

Apatit mineralleri ise çoğunlukla özşekilli, altıgen, yuvarlağımsı olup (Resim 4.44), renksiz-grimsi mavimsi, I. dizi girişim renklerinde olup optik engebesi düşüktür.

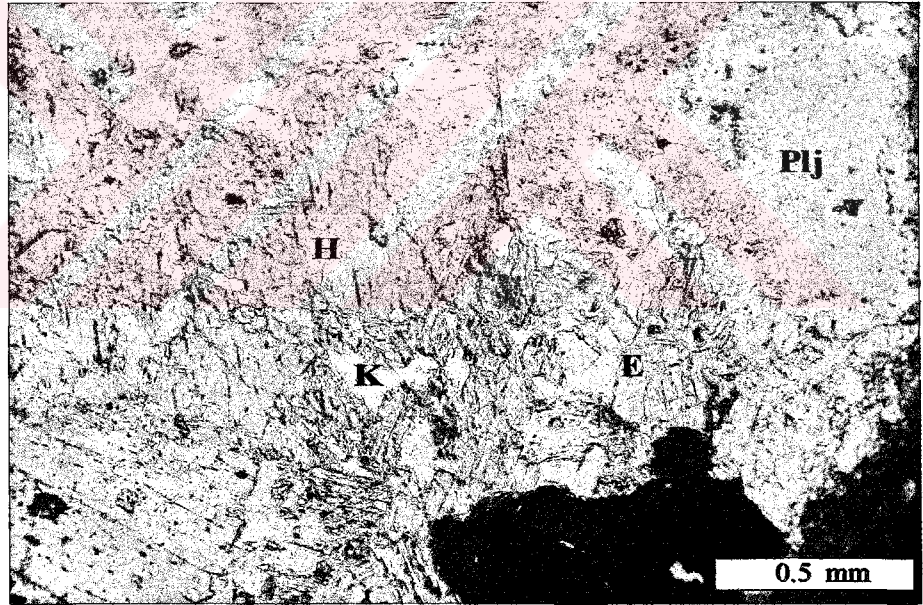
Zirkon mineralleri kayaç içerisinde optik engebesi çok yüksek, renksiz ve prizmatik bileşenler halinde izlenmektedir (Resim 4.45).

Klorit mineralleri biyotit ve hornblend minerallerinden itibaren gelişmiş (Resim 4.46) olup özşekilsizdir. Yeşil renk tonlarında pleokrizma özelliği gösteren kloritin optik engebesi düşük-ortadır, girişim rengi I. dizidir.

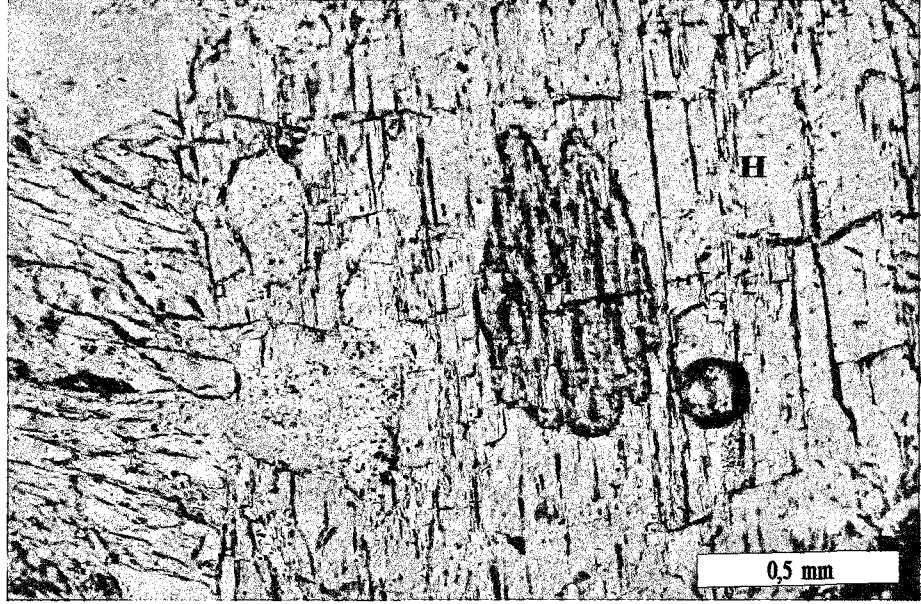
Serizit renksiz-sarımsı, renk tonlarında olup optik engebesi düşük ve I. dizi girişim tonlarındadır. Pulsu bir yapısı olan serizit mineralleri plajiyoklastan itibaren gelişmiştir (Resim 4.36).



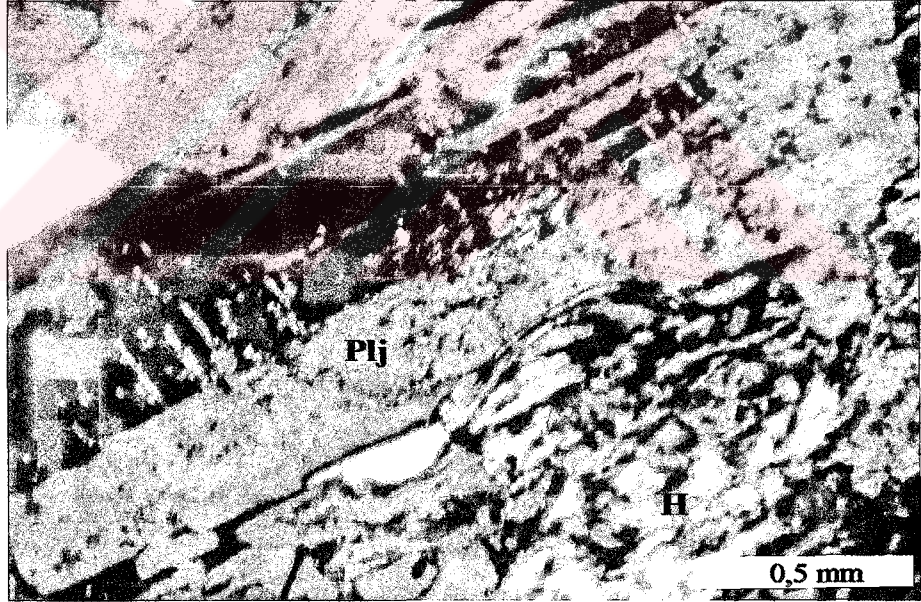
Resim 4.30. Dioritik dayklardan genel görünüm (H: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no:D-4).



Resim 4.31. Dioritik dayklardan genel görünüm (H: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, K: Kuvars, E: Epidot, tek nikol, örnek no:D-4).



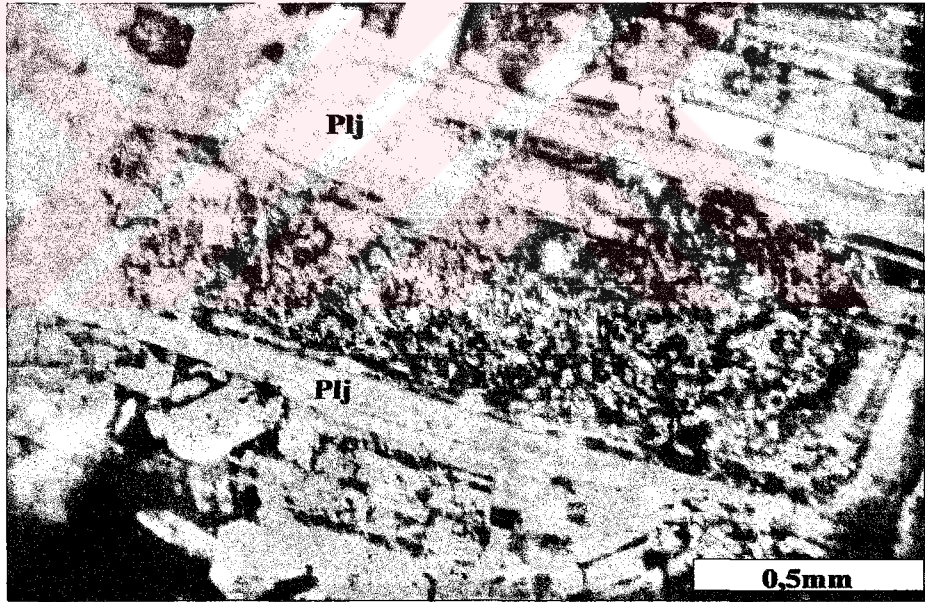
Resim 4.32. Diyoritik dayklardaki hornblend içersinde piroksen kapanımı (H: Hornblend, Pi: Piroksen, tek nikol, örnek no:D-5).



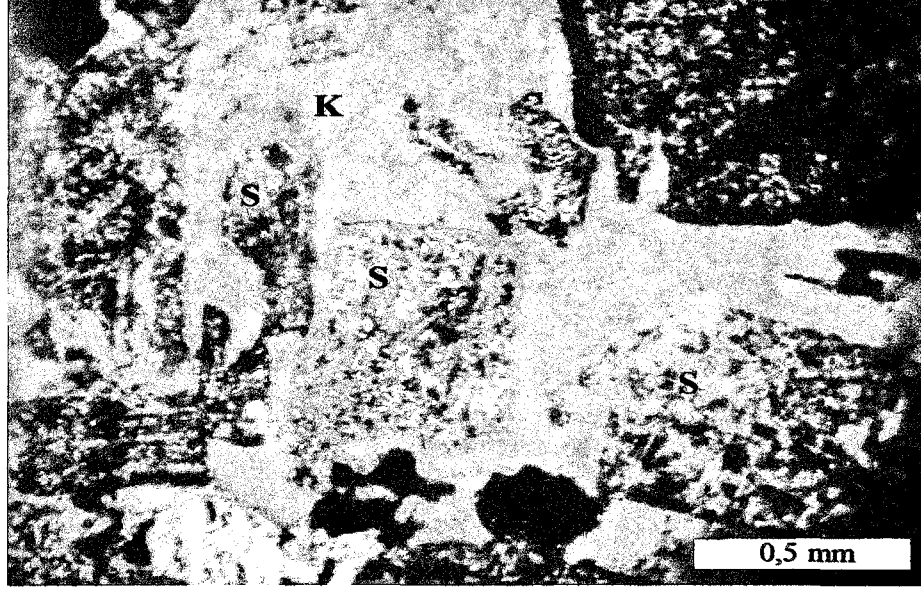
Resim 4.33. Diyoritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen karlspat ikizlenmesi (H: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4).



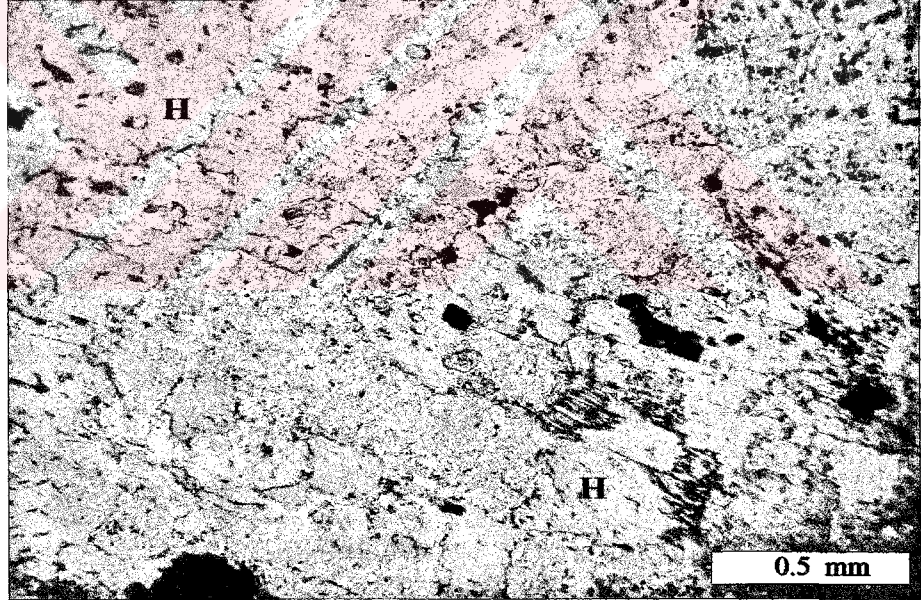
Resim 4.34. Dioritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4).



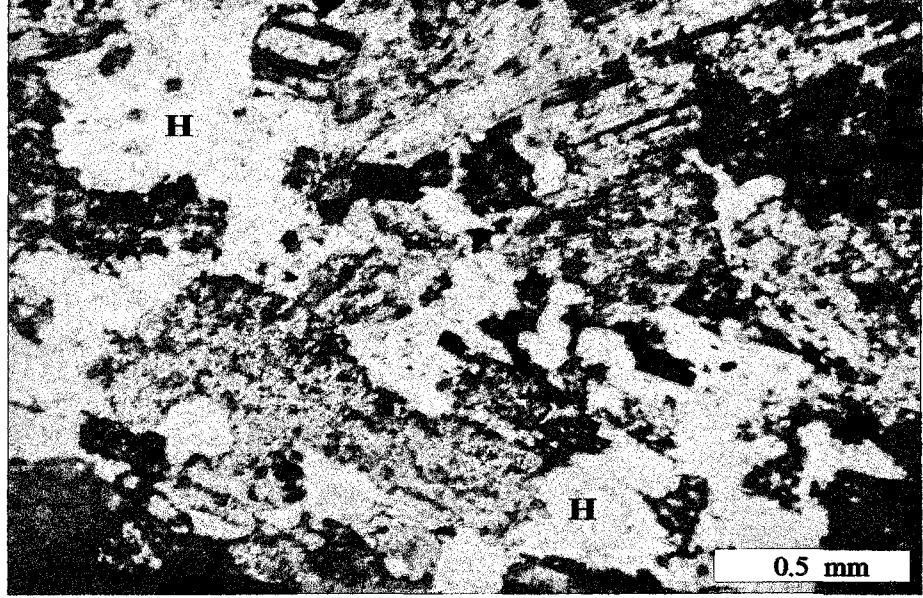
Resim 4.35. Dioritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen zonlu doku (Plj: Plajiyoklas, çift nikol, örnek no: D-4).



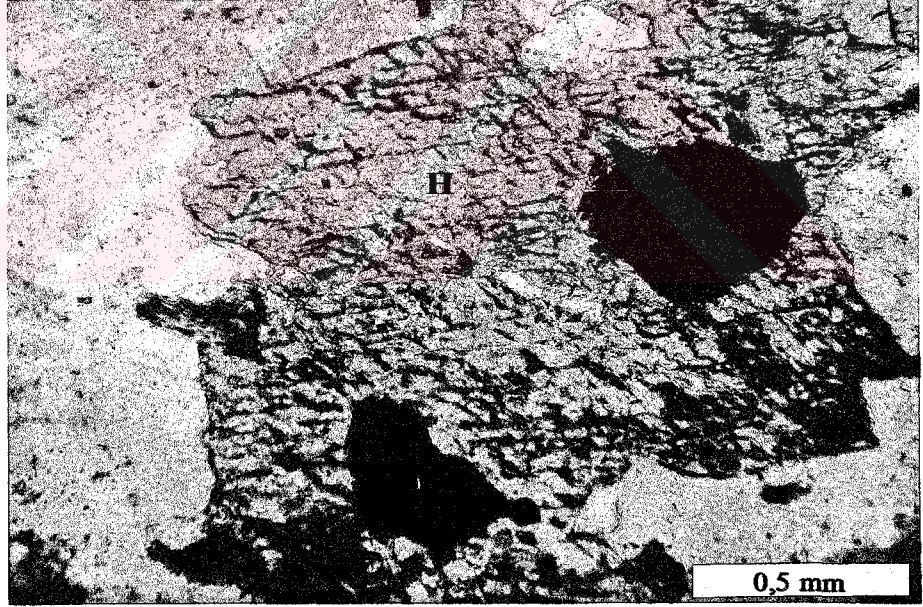
Resim 4.36. Diyoritik dayklardaki plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme (K: Kuvars, S: Serizit, çift nikel, örnek no: D-5).



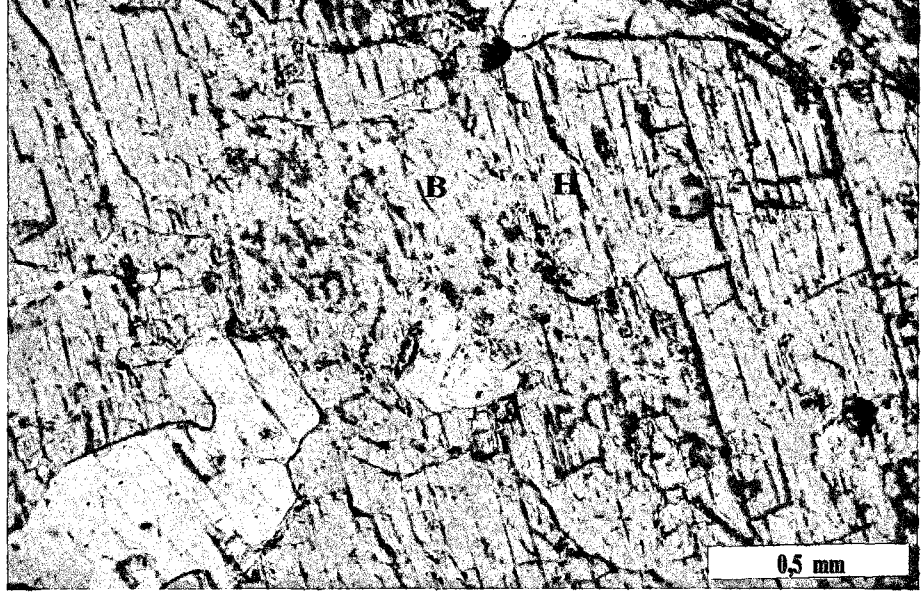
Resim 4.37. Diyoritik dayklarda gözlenen geç evre hornblend kristallenmesi (H: Hornblend, tek nikel, örnek no: D-6).



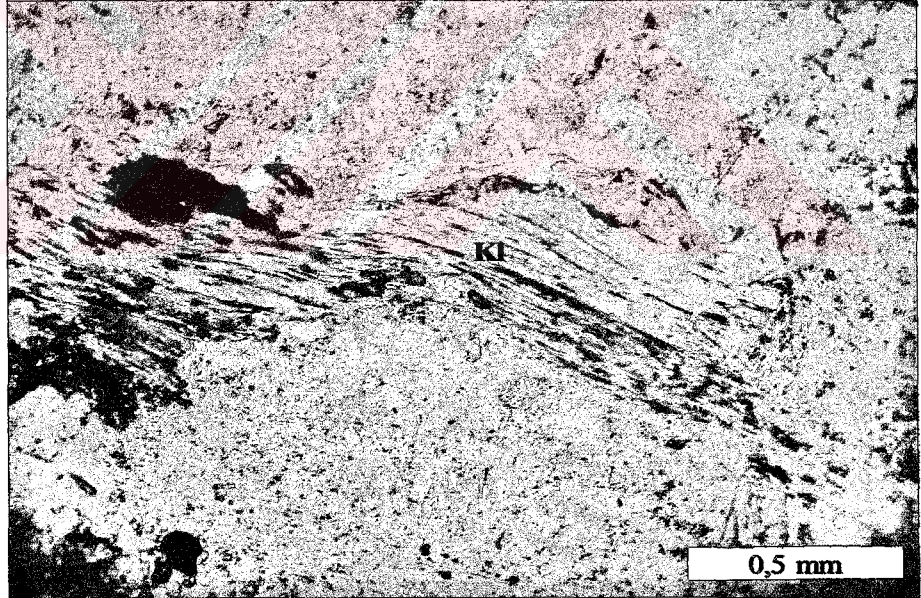
Resim 4.38. Dioritik dayklarda gözlenen geç evre hornblend kristallenmesi (H: Hornblend, çift nikol, örnek no: D-6).



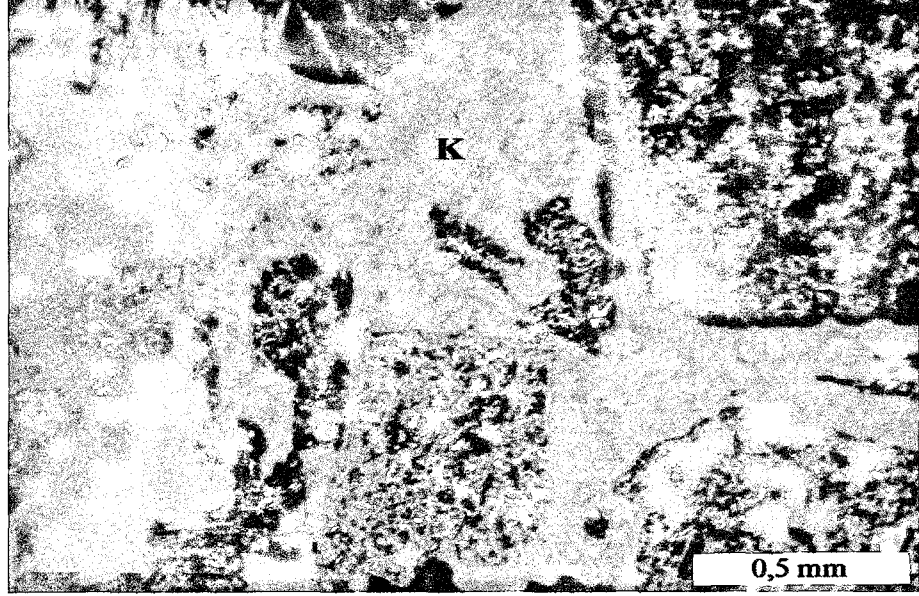
Resim 4.39. Dioritik dayklarda gözlenen hornblend kristallerindeki çift yönlü dilinim (H: Hornblend, tek nikol, örnek no: D-4).



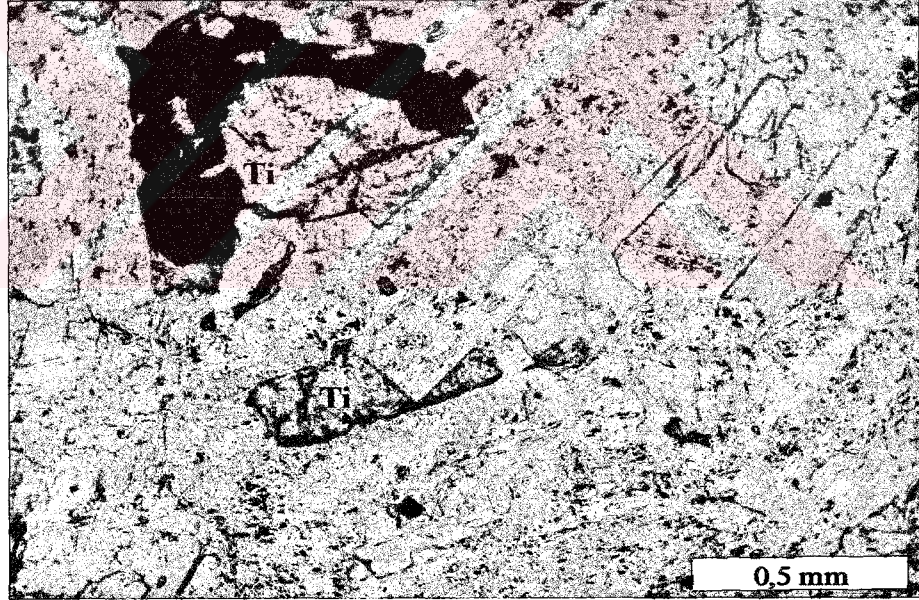
Resim 4.40. Diyoritik dayklarda gözlenen hornblend mineralinden biyotite dönüşüm (H: Hornblend, B: Biyotit, tek nikel, örnek no: D-40).



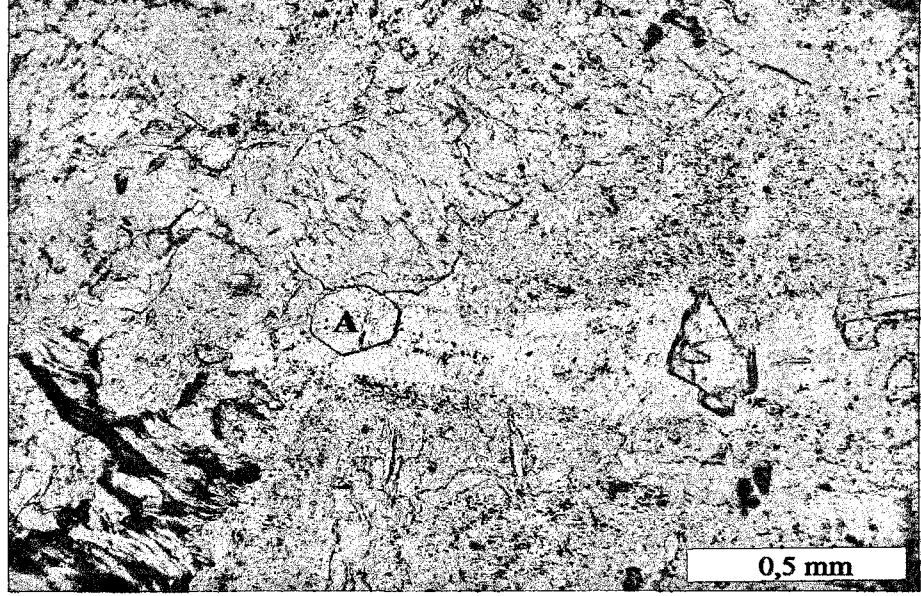
Resim 4.41. Diyoritik dayklarda gözlenen biyotitten klorite dönüşüm (Kl: Klorit, tek nikel, örnek no: D-5).



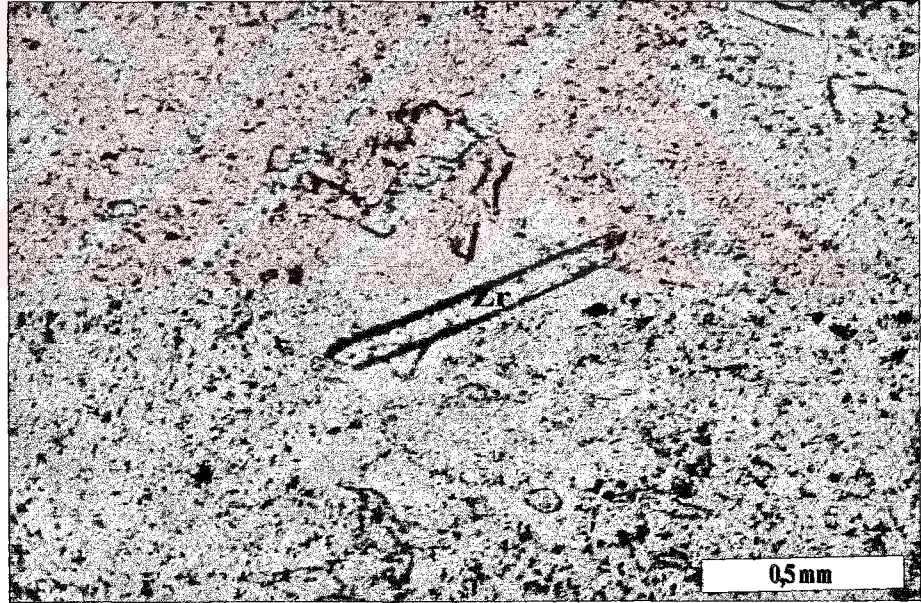
Resim 4.42. Dioritik dayklarda gözlenen kuvars kristali (K: Kuvars, çift nikol, örnek no: D-5).



Resim 4.43. Dioritik dayklardaki titanit kristali (Ti: Titanit, tek nikol, örnek no: D-5).



Resim 4.44. Dioritik dayklarda gözlenen apatit kristali (A: Apatit, tek nikel, örnek no:D-5).



Resim 4.45. Dioritik dayklarda gözlenen zirkon kristali (tek nikel, örnek no:D-5).

4.3. JEOKİMYA

Petrografik incelemeler sonucunda Ulukışla-Çamardı havzasındaki intrüzif dayk kütleleri gabroyik ve diyoritik dayklar olmak üzere iki grupta toplanmıştır. Bu bölümde her iki gruba ait örneklerin jeokimyasal özellikleri birlikte ve karşılaştırmalı olarak verilecektir.

4.3.1. Ana Elementler

Gabroyik daykların SiO_2 içerikleri % 48.40-54.82 arasında değişirken diyoritik daykların SiO_2 içerikleri % 53.62-59.02 arasında değişmektedir (Çizelge 1, 2). TiO_2 içeriklerine bakıldığında gabroyik kayaçların belirli bir SiO_2 değerinde diyoritik dayklardan daha yüksek TiO_2 içeriğine sahip oldukları izlenmektedir. Her iki grup dayk arasındaki en belirgin farklılıklardan birisi de Al_2O_3 içeriklerinde gözlenmektedir. Çizelge 1 ve 2'ye bakıldığında gabroyik daykların daha yüksek Al_2O_3 içeriğine sahip oldukları görülmektedir. Diğer bir önemli farklılık da gabroyik daykların daha yüksek K_2O içeriğine sahip olmalarıdır. Petrografik incelemelerde gabroyik dayklarda gözlenen biyotit kristallenmeleri de bunu göstermektedir (Resim 4.25). Diğer yandan gabroyik kayaçların daha yüksek P_2O_5 içeriğine sahip olmaları bu kayaçlarda gözlenen apatit minerallerinin yaygınlığı ile açıklanabilmektedir (bakınız Mineraloji-Petrografi bölümü).

Ana elementlerin SiO_2 'ye göre değişimi diyagramlarında (Şekil 4.6) gözlenen yönelimler artan SiO_2 ile TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO ve MgO azalması ve Na_2O ve K_2O 'daki artış yönelimi sınırlı bir bileşim aralığında olmakla beraber, gerek gabroyik dayklarda gerekse de diyoritik dayklarda fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğunu göstermektedir. Ayrıca gabroyik daykların P_2O_5 içeriklerinde gözlenen ani azalma bu kayaçlarda yaygın apatit fraksiyonlanmasını belirtmektedir (Şekil 4.6).

4.3.2. İz Elementler

Gabroyik ve diyoritik daykların iz element içerikleri ana elementlerde gözleendiği gibi belirgin farklılıklar oluşturmaktadır. Çizelge 3 ve Çizelge 4'te diyorit ve gabrolara ait iz element değerleri yer almaktadır. Monzogabro dayklarının en belirgin özelliklerinden birisi de onların yüksek miktardaki büyük iyon yarıçaplı element (LILE) ve hafif nadir toprak elementi (LREE) içerikleridir. Örneğin Ba içerikleri 698-1649 ppm, Rb içerikleri 69-103 ppm, Sr içerikleri 752-963 ppm arasında değişmektedir. Diğer yandan Th, U ve kalıcılığı yüksek elementler olan Zr, Y, Nb, Ti gibi elementler açısından da gabroyik dayklar diyoritik dayklara göre daha zengin olarak izlenmektedir. Her iki grup arasındaki en belirgin farklılıklardan bir tanesi de bunların toplam nadir toprak elementi içerikleridir. Diyoritik dayklar 84.31-132.06 ppm arasında değişen toplam nadir toprak elementi içeriğine sahipken gabroyik dayklardaki toplam nadir toprak elementi içerikleri 176.58-385.02 ppm arasında değişmektedir.

İz elementlerin SiO₂'ye göre değişimi diyagramları yukarıda belirtilen farklılıkları vurgulamakla beraber SiO₂ artışıyla iz element içeriklerindeki değişim türü de gabroyik ve diyoritik dayklar için farklılıklar göstermektedir (Şekil 4.7). Ba, Rb, Th, Hf, Zr, Y, La, Ce, Sm ve Yb elementleri gabroyik dayklarda SiO₂ artışıyla beraber artış gösterirken diyoritik dayklarda yalnızca Rb elementi SiO₂ artışıyla gabrolara kıyasla daha az oranda bir artış göstermektedir. Diğer yandan Nb, La, Ce ve Zr elementlerinde ise belirgin olmayan bir azalma söz konusudur. Özellikle Ti elementiyle birlikte Nb ve Zr elementlerindeki azalma diyoritik dayklarda gözlenen titanit ve Zirkon fraksiyonlanması ile ilişkili görülmektedir.

Gabroyik ve diyoritik daykların ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri Nb-Ta-Ti negatif anomalileriyle belirginleşen yitimle ilişkili magmatik kayaların dağılım desenlerine benzer desenler oluşturmaktadır. Ancak diyoritik daykların iz element dağılım deseninde Sr elementinde gözlenen pozitif anomali bu kayalarda plajiyoklaz birikiminin/fraksiyonlanmasının varlığı için kanıt oluşturmaktadır. Diğer yandan Th ve U elementleri açısından bakıldığında gabroyik daykların bu elementler açısından diyoritik dayklara göre daha zengin oldukları izlenmektedir (Şekil 4.8, Çizelge 4 ve 5).

Primitif mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementi dağılım desenleri her iki dayk topluluğu arasındaki farklılığı daha da belirgin hale getirmektedir. Nadir toprak elementi dağılım desenlerine bakıldığında (Şekil 4.9), gabroyik daykların diyoritik dayklardan hafif nadir toprak elementi (LREE) açısından önemli ölçüde zenginleştiği görülmektedir. Bu özellik de gabroyik kayaçların nadir toprak elementi dağılım desenlerinin (Şekil 4.9B) diyoritik dayklarinkine (Şekil 4.9A) göre daha yüksek bir eğime sahip olmasını getirmektedir. Toplam nadir toprak elementi içerikleri gabrolarda 176.58-385.02 ppm arasında değişirken diyoritlerde 81.23-139 ppm arasında değişmektedir. Primitif mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım desenleri, gabroyik daykların (Şekil 4.9B) primitif mantoya göre hafif nadir toprak elementleri açısından yaklaşık 70-110 kat, diyoritlerin 20-50 kat zenginleştiğini, ağır nadir toprak elementleri açısından ise gabroyik daykların 2-3 kat, diyoritlerin ise 3-5 kat zenginleştiğini göstermektedir. Primitif mantoya göre normalize edilmiş La/Yb oranları gabrolarda 16.68-30.19 arasında, diyoritlerde ise 4.94-11.02 arasında değişmektedir. Ağır nadir toprak elementleri açısından ise diyoritik daykların gabroyik dayklara göre daha zengin olması bu elementleri bünyesinde barındıran titanit ve hornblend gibi minerallerin varlığı ile açıklanabilmektedir. İz element verilerine dayalı tektonik ortam ayırtman diyagramları her iki dayk grubunun iz element dağılım desenlerinin de vurguladığı gibi volkanik yay granitoidleri alanına düştüğünü göstermektedir (Şekil 4.10 ve 4.11).

Çizelge 1. Gabrolara ait ana element değerleri.

Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ateşte Kayıp	Toplam
D-40	47.80	1.34	18.38	8.18	0.11	5.10	11.36	3.24	2.27	0.98	1.43	100.19
D-52	48.85	1.15	19.08	7.53	0.12	5.02	8.17	3.96	2.58	0.30	3.95	100.71
D-53	48.89	1.23	18.78	8.52	0.11	4.08	7.63	4.28	2.35	0.54	3.85	100.26
D-54	49.01	1.30	19.76	7.56	0.11	4.83	7.44	4.13	2.40	0.56	3.20	100.30
D-62	46.86	1.46	17.24	8.27	0.14	5.54	9.72	3.33	2.99	0.45	3.54	99.54
D-63	48.05	1.36	18.50	7.07	0.14	6.49	8.67	3.19	2.76	0.24	3.63	100.10
D-68	50.96	1.10	18.17	7.94	0.14	4.51	7.71	3.75	2.66	0.46	2.79	100.19
D-71	50.73	1.27	18.37	7.68	0.25	3.42	8.34	3.16	2.86	0.51	3.76	100.35
D-72	51.93	0.99	18.44	7.11	0.11	3.87	7.90	3.50	3.06	0.47	1.97	99.35
327	49.34	1.45	18.95	8.46	0.17	3.91	6.17	3.52	4.18	0.74	2.47	99.36
257	49.01	1.11	20.02	7.25	0.15	3.76	6.05	4.52	3.33	0.70	4.22	100.12
260	48.16	1.04	19.67	7.83	0.09	3.07	8.79	2.82	3.22	0.75	3.14	98.58
261	48.61	0.94	20.72	6.99	0.09	3.65	9.07	2.91	3.56	0.63	2.52	99.69
339	48.53	1.18	20.33	6.92	0.13	3.24	8.53	4.30	1.66	0.37	3.26	98.45
325	47.16	1.13	19.72	7.37	0.14	5.38	9.20	2.87	3.00	0.75	3.66	100.38
344	49.03	0.93	21.44	6.03	0.09	4.31	7.87	4.08	2.21	0.25	4.54	100.78
264	49.72	1.13	19.76	7.27	0.08	4.01	7.20	3.37	3.96	0.69	2.38	99.57
326	51.98	0.89	19.86	7.01	0.08	3.15	6.26	4.50	3.41	0.66	2.26	100.06
346	51.95	1.10	18.33	6.47	0.08	3.05	5.36	4.93	3.05	0.45	5.23	100.00
254	51.43	1.22	18.10	7.45	0.10	3.31	4.51	4.50	5.07	0.48	4.20	100.37

Çizelge 2. Diyoritlere ait ana element değerleri.

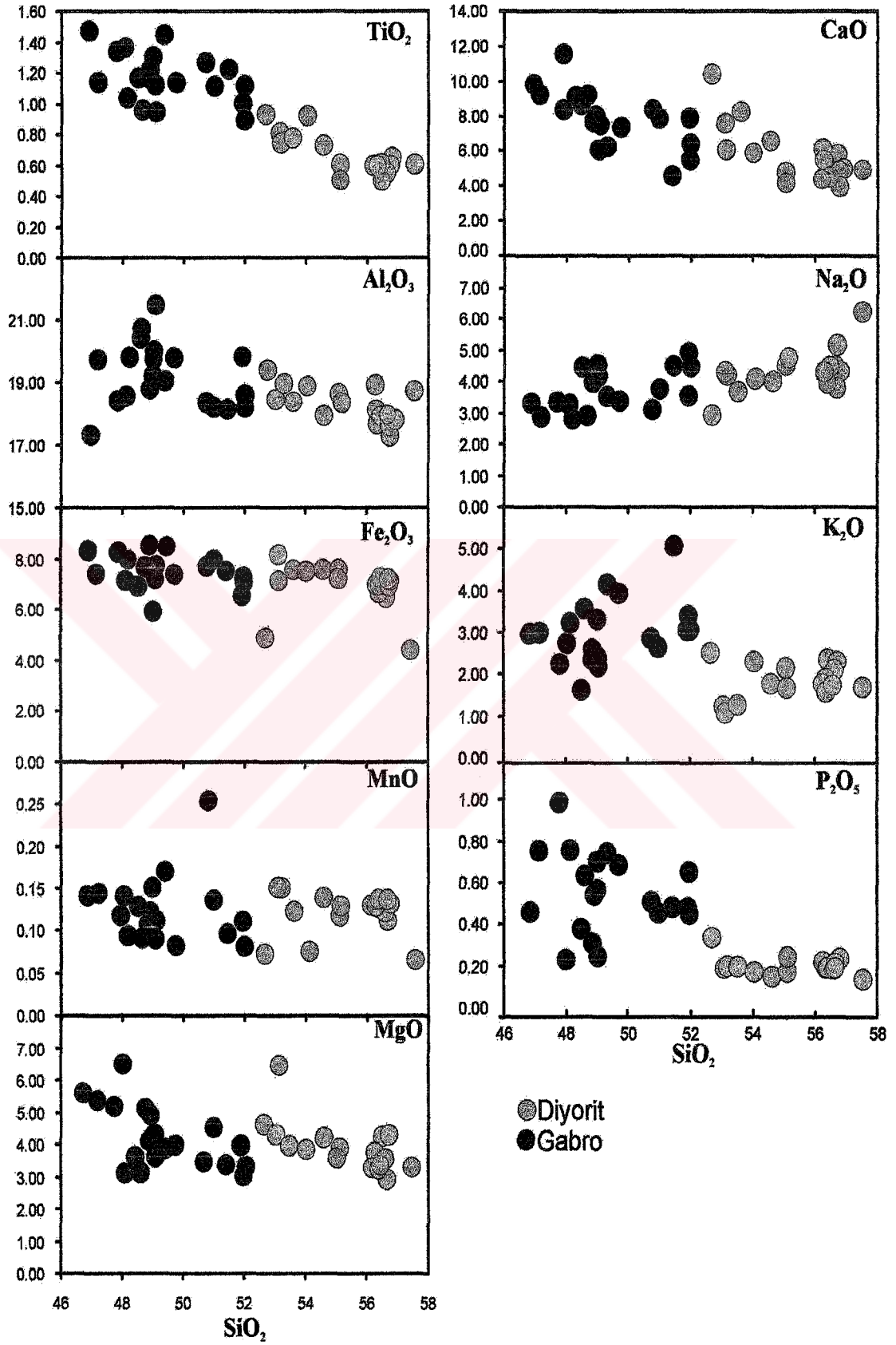
Örnek No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ateşte Kayıp	Toplam
D-1	56.27	0.59	18.92	6.84	0.13	3.27	4.44	4.20	1.77	0.22	3.44	100.09
D-2	56.63	0.57	17.40	7.14	0.12	4.20	3.92	5.01	1.72	0.20	2.49	99.40
D-3	56.61	0.56	17.85	6.48	0.13	2.97	5.70	4.49	1.75	0.19	2.48	99.21
D-4	56.38	0.59	18.00	6.64	0.13	3.30	5.67	4.17	1.87	0.20	2.50	99.45
D-5	56.40	0.59	17.85	7.15	0.14	3.27	4.41	4.39	2.37	0.20	2.62	99.39
D-6	54.60	0.74	17.95	7.57	0.14	4.14	6.63	4.02	1.78	0.16	1.64	99.37
D-15	57.52	0.61	18.65	4.41	0.06	3.32	4.83	6.22	1.69	0.14	1.63	99.08
D-17A	53.08	0.80	18.54	8.02	0.15	4.34	7.44	4.22	1.17	0.19	1.73	99.68
D-17B	53.14	0.74	18.88	7.12	0.15	6.46	7.16	4.13	1.12	0.2	1.84	100.94
D-23	54.02	0.94	18.75	7.46	0.07	3.89	5.87	4.08	2.29	0.17	2.60	100.14
D-35	53.52	0.78	18.40	7.50	0.12	3.98	8.19	3.61	1.24	0.19	1.66	99.19
D-36	55.09	0.50	18.26	7.21	0.13	3.62	4.28	4.68	2.17	0.17	3.02	99.13
D-37A	56.63	0.55	17.76	6.94	0.12	3.53	4.93	4.20	2.14	0.21	2.05	99.06
D-37B	56.74	0.64	17.77	7.14	0.13	4.19	4.71	4.55	2.31	0.23	2.41	100.82
D-38	56.37	0.54	17.69	6.96	0.13	3.69	5.76	3.93	1.59	0.20	2.34	99.20
D-39	55.07	0.61	18.47	7.53	0.12	3.77	4.87	4.61	1.69	0.25	2.14	99.13
147	52.67	0.94	19.37	4.83	0.07	4.62	10.40	2.88	2.53	0.33	1.67	100.31

Çizelge 3. Diyotilere ait iz element değerleri.

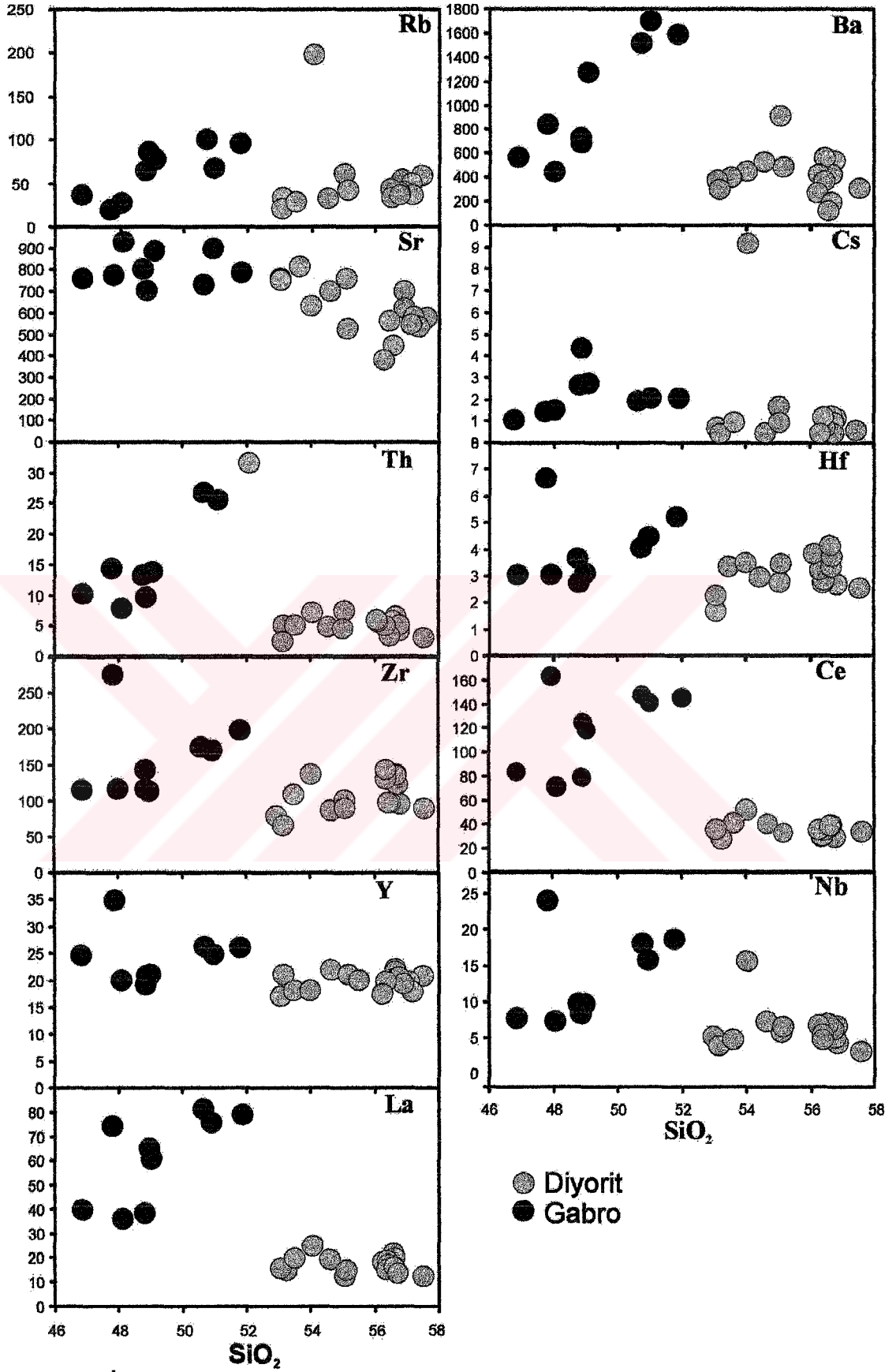
Örnek No	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
D-1	278.1	29.4	0.5	21.2	3.9	6.5	36.30	366.5	0.4	6.2	1.3	139	116.4	141.9	20	18.1	36.4	4.33	20.7	3.7	1	3.55	0.55	3.29	0.88	1.84	0.28	2.07	0.34
D-2	118.7	28.2	0.5	20.8	3.9	6.5	39.2	441.3	0.4	5.4	1.3	139	101.9	136	21.3	21.1	40.2	4.64	21.4	3.9	1.09	3.7	0.63	3.47	0.65	1.98	0.28	2.01	0.35
D-3	180.7	36.1	0.9	20.5	3.5	6.3	42.3	551.8	0.3	4.8	1.2	133	162.9	126.9	19.5	19.5	37.8	4.27	19.8	3.8	1.02	3.7	0.55	3.21	0.63	1.78	0.29	2.03	0.31
D-4	400.4	48	0.8	20.8	3.3	6.7	40.9	562.3	0.5	6.4	1.5	139	250.8	133.3	19.3	18.3	34.7	4.1	19.5	3.5	1.04	3.81	0.57	3.31	0.61	1.95	0.28	1.97	0.39
D-5	833.4	28.6	0.8	21.5	3	5.3	51.5	690.1	0.3	5.2	1.2	192	82.5	104.8	18.8	16.7	31.6	3.68	17.5	3.5	1	3.49	0.54	3.22	0.59	1.85	0.27	1.68	0.32
D-6	612.7	30.5	0.6	20.3	3	7.4	35.8	708	0.4	5.6	1.4	212	93.5	89.9	22.3	19.9	36.5	4.53	22	4.2	1.09	4.32	0.67	3.86	0.72	1.96	0.28	1.86	0.32
D-15	300.1	19.6	0.6	18.7	2.6	3.2	59.9	576.4	0.1	2.8	1.1	138	66.3	93.1	19.5	13	37.1	4.53	21.1	3.7	1.3	3.6	0.54	3.15	0.59	1.76	0.27	1.7	0.3
D-17A	366.4	36.3	0.7	21.7	2.3	4.7	26.7	766.7	0.2	2.5	0.7	229	87.8	72.8	21.3	15.7	33.9	4.08	21.1	4.2	1.02	4.3	0.67	3.78	0.66	2.01	0.27	2.06	0.31
D-17B	297.5	35.2	0.6	20.9	1.8	4.3	20.1	770.8	0.3	3	0.6	205	95.9	65.3	17.5	15.2	33	3.77	17.4	3.4	1.02	3.45	0.59	2.89	0.53	1.52	0.21	1.53	0.25
D-23	440	21.1	9.2	20.3	3.5	15.6	199.7	625.3	0.9	7.5	1.9	173	51.5	136.6	18.5	24.9	54.5	5.88	27.3	4.9	1.47	4.23	0.68	3.64	0.6	1.83	0.24	1.62	0.27
D-35	389.9	45.3	0.9	20.9	3.4	5	25.8	801.7	0.4	5.1	1.1	221	171.1	109.9	17.9	20.2	41.3	4.83	21.2	4	1.14	3.84	0.6	3.37	0.55	1.71	0.23	1.74	0.26
D-36	463.3	75.4	1	20.5	3.5	4.8	44.7	539.5	0.4	5.3	1.2	146	317.3	104.4	20.1	14.7	31.5	3.81	17.7	3.5	0.94	3.87	0.6	3.42	0.84	2.02	0.26	1.96	0.31
D-37A	443.8	38.8	1.1	21	4.1	5.2	46.3	574.9	0.4	5.9	1.6	146	212.4	140.9	20.1	15.8	35.4	4.26	20	3.6	1.02	4.05	0.58	3.52	0.65	2.04	0.29	1.98	0.31
D-37B	538.2	40	1.1	19.3	2.7	4.7	40.8	542.4	0.4	4.4	1.2	139	253.8	99.2	18.1	13.3	30	3.52	17.3	3.5	0.89	3.3	0.54	3.02	0.6	1.74	0.25	1.7	0.26
D-38	364	57.2	1.1	21.1	3.1	5	33.9	613.2	0.4	3.9	0.9	151	291.6	102.8	18.1	14.7	31.8	3.67	18.2	3.2	0.96	3.66	0.59	3.14	0.56	1.64	0.25	1.77	0.27
D-39	925	23.6	1.6	18.9	2.7	5.3	55.2	754.5	0.4	7.5	1.4	193	82.5	83.5	19.4	13.1	32.4	4.02	19.5	3.8	1.15	4.15	0.62	3.4	0.64	1.91	0.27	1.9	0.28

Çizelge 4. Gabrolara ait iz element değerleri.

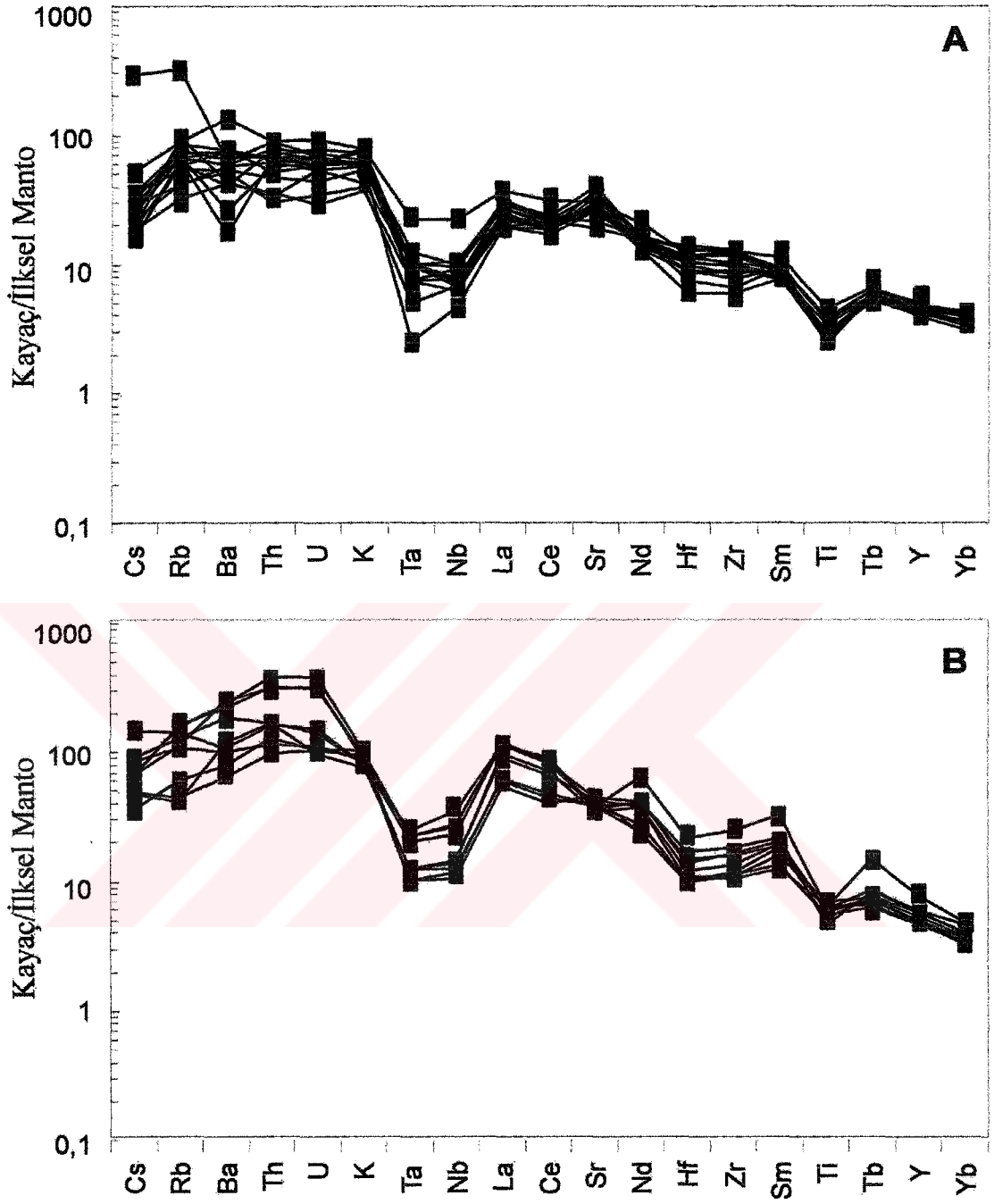
Örnek No	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
D-40	637.5	47.1	1.5	18.5	6.7	24.3	25.7	787.7	1	14.2	2	211	60.1	275.5	35	75.4	160.2	19.14	85.7	14.4	3.02	11.66	1.59	7.08	1.03	2.79	0.35	2.3	0.36
D-52	875	24.9	2.8	18.5	2.9	6.7	67	798.4	0.5	9.5	2.3	150	41.7	121.4	20.3	39.6	73.9	7.61	31.6	5.6	1.69	4.61	0.66	3.45	0.62	1.67	0.25	1.64	0.28
D-53	719.7	33.1	4.5	20.1	3.6	9.6	87.5	712.2	0.5	13.3	3.1	197	191.9	142.2	21.4	63.8	122.1	12.19	48.5	6.3	2.23	5.67	0.72	3.74	0.62	1.94	0.26	1.71	0.27
D-54	1275.9	15.7	2.8	19.3	3.1	10	80.2	877.6	0.5	13.7	2.9	199	27.4	127.5	22.1	61.3	116.8	11.88	49.1	7.9	2.22	5.59	0.75	3.42	0.6	1.66	0.28	1.65	0.28
D-62	533.6	38.8	1.1	17.3	3	8	37.2	773.8	0.4	10.4	2.1	239	55.1	116.6	23.2	41	81.6	8.67	35.4	6.7	1.87	5.19	0.77	3.99	0.67	2.11	0.26	1.76	0.29
D-63	435.4	40.1	1.5	19.1	3.2	7.3	27.2	929.2	0.4	8	2.1	162	119.7	115.6	20.7	35.9	69.3	7.04	30	5.4	1.79	4.53	0.67	3.55	0.59	1.88	0.25	1.54	0.25
D-68	1711.6	24.7	2.1	18.5	4.5	16	69.6	903.7	0.8	25.8	6.6	193	57	172.6	24.9	76.2	139.9	12.72	53.7	8.2	1.96	5.8	0.82	4.3	0.68	2.08	0.26	1.92	0.28
D-71	1503.6	27.8	2	19.6	4.1	18	99.9	726.6	0.9	26.4	6.4	198	59	174.8	25.6	79.1	145.6	13.66	54.6	8.8	2.07	6.32	0.89	4.39	0.72	2.31	0.26	1.89	0.29
D-72	1606	25.5	2.1	19.9	5.2	19	97.7	798.9	0.9	31.8	7.9	147	50.6	195.5	25.7	77.8	143.5	13.74	53.1	9.2	2.01	6.44	0.86	4.48	0.75	2.4	0.31	2.21	0.26



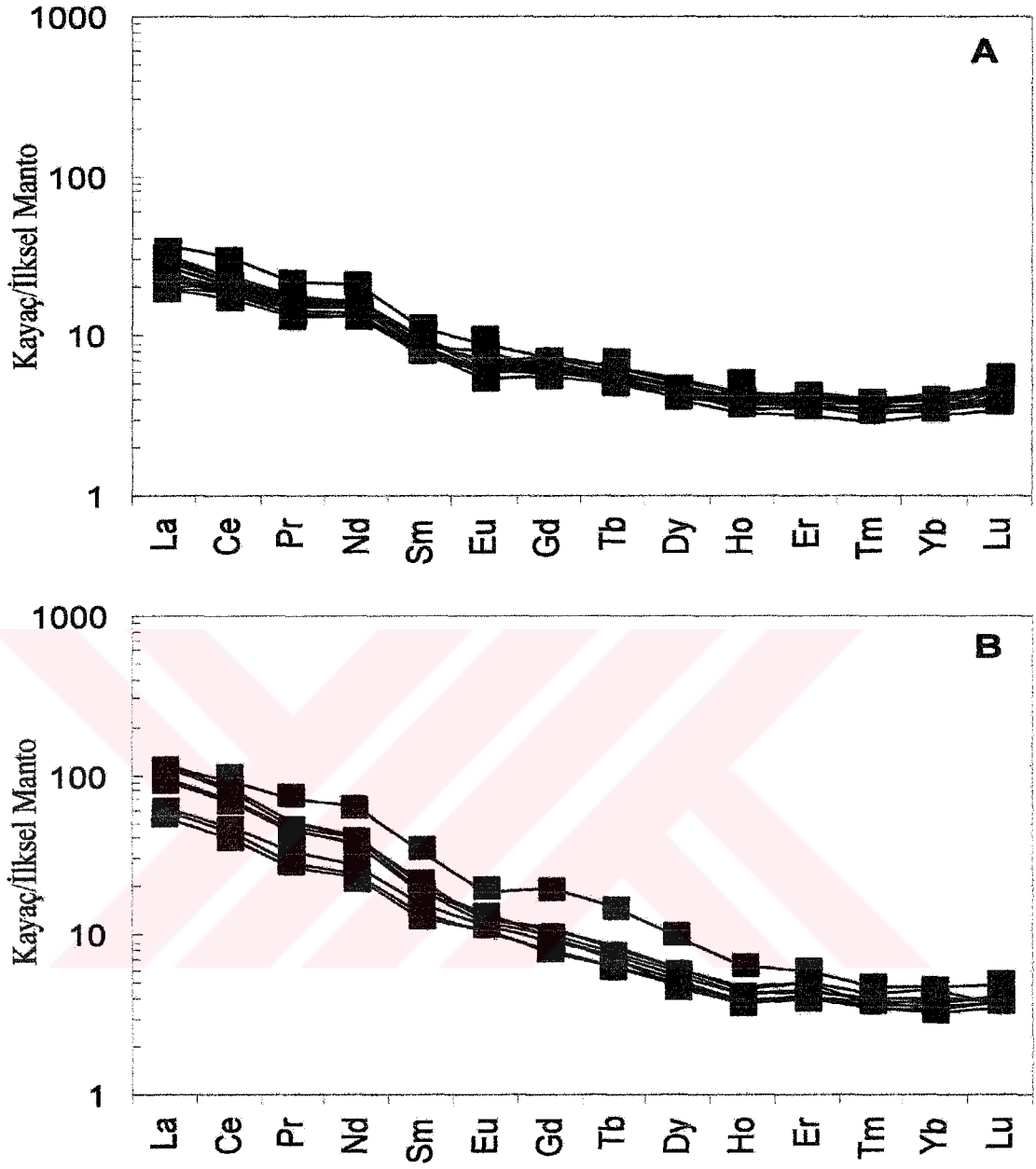
Şekil 4.6. Ana elementlerin SiO_2 'ye göre değişim diyagramları.



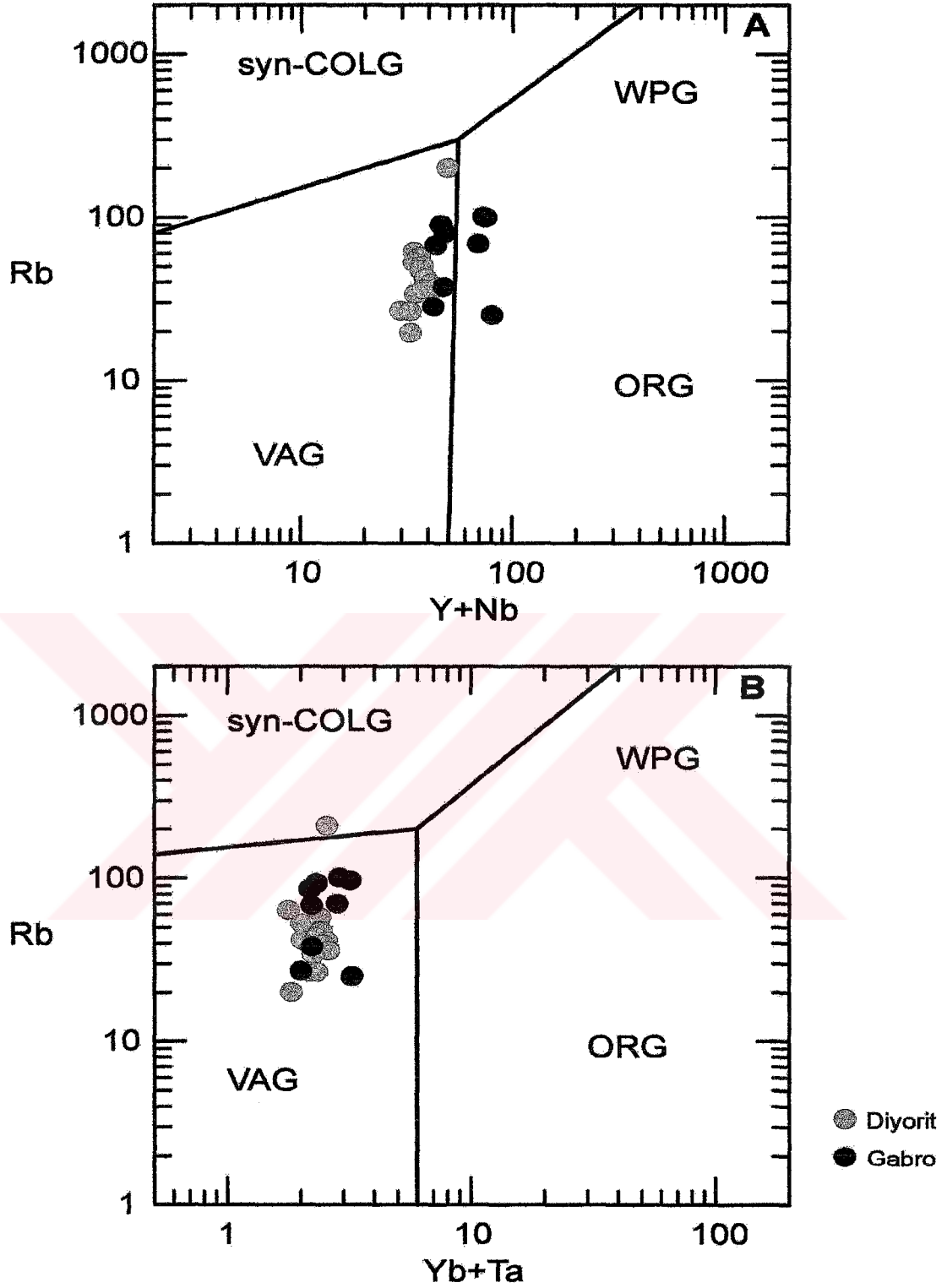
Şekil 4.7. İz elementlerin SiO_2 'ye göre değişim diyagramları.



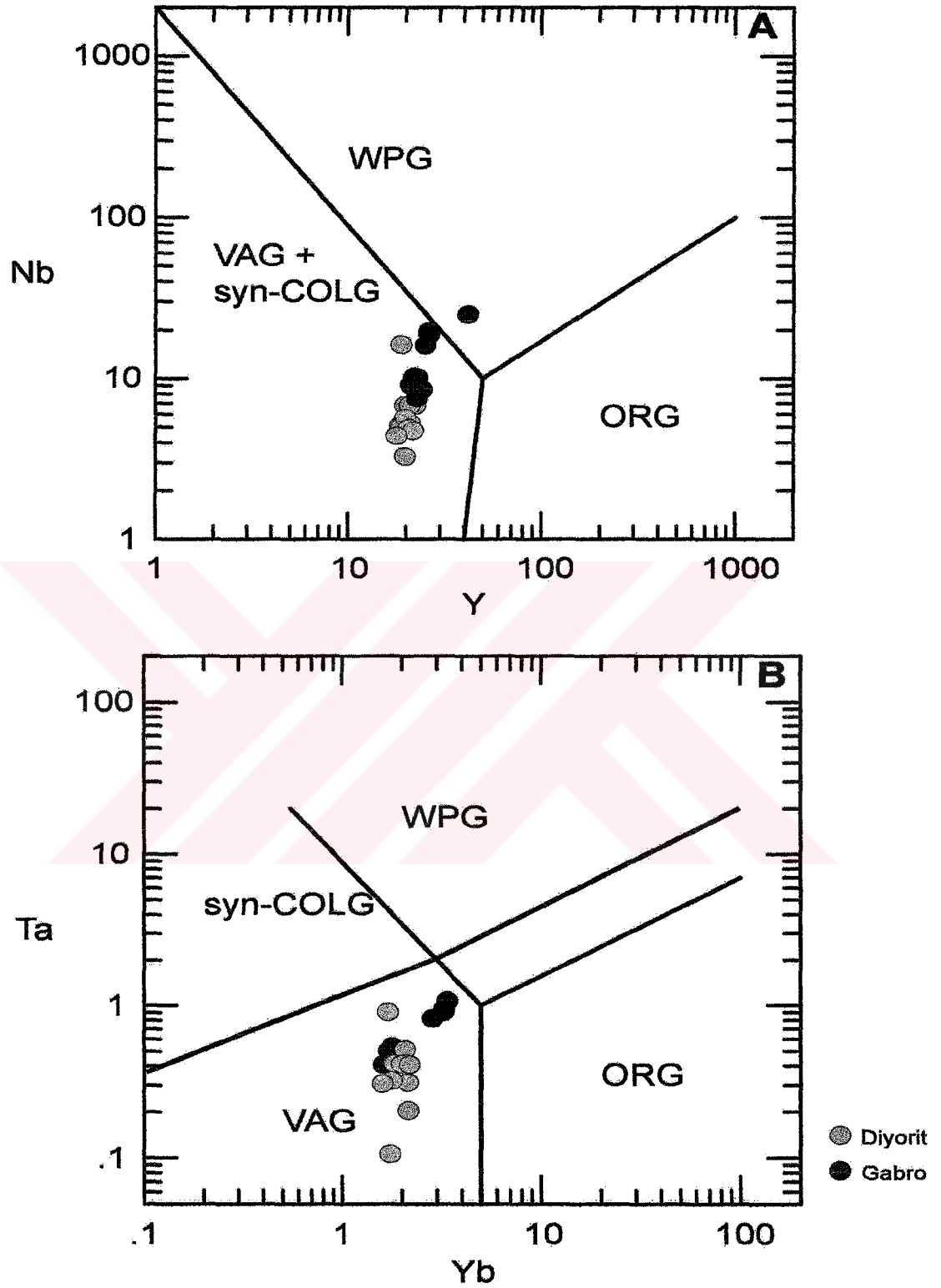
Şekil 4.8. İnrüzif daykların ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri (normalize değerler [27]'den alınmıştır, A: Dioritik dayklar; B: Gabroyik dayklar).



Şekil 4.9. İnrüzif daykların ilksel mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım desenleri (normalize değerler [27]'den alınmıştır, A: Diyoritik dayklar; B: Gabroyik dayklar).



Şekil 4.10. Pearce ve ark. [28]'nin tektonik ortam ayırtman diyagramında diyorit ve gabroların konumları (A:Y+Nb-Rb, B:Y+Ta-Rb).

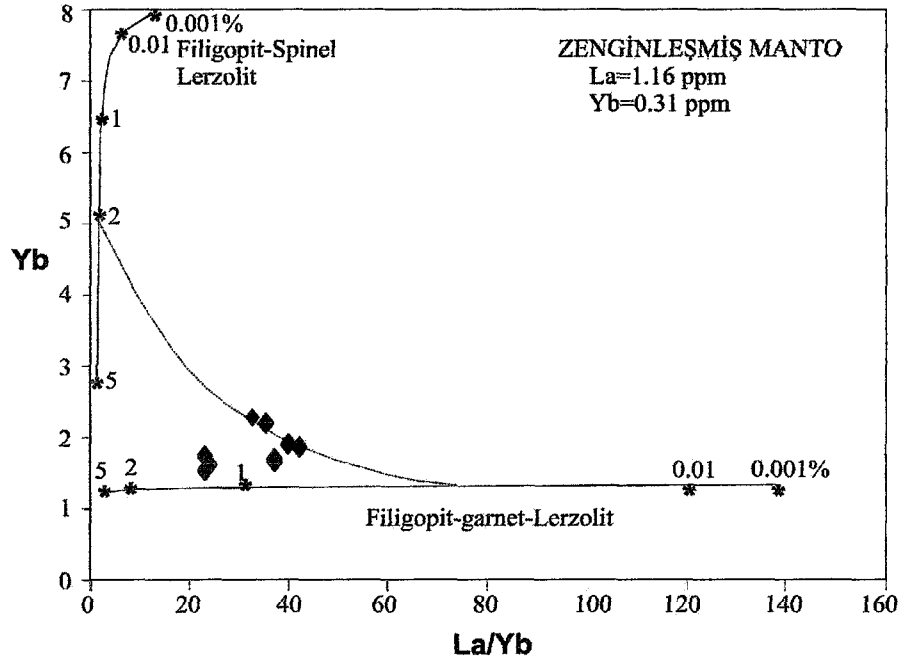


Şekil 4.11. Pearce ve ark. [28]'nin tektonik ortam ayırtman diyagramında diyorit ve gabroların konumları (A:Y+Nb, B:Yb-Ta).

4.4. PETROJENEZ

4.4.1. Gabroyik Kayaçların Petrojenezi

Gabroyik daykların iz element ve nadir toprak elementi karakteristikleri bu kayaçların yitimle etkilenmiş bir kökenden kaynaklandığını göstermektedir. Böylesi kökenler yitim sırasında okyanusal kabuğun ergimesi veya dehidratasyonu sırasında açığa çıkan eriyik ve akışkanlar tarafından metasomatizmaya uğratılması sonucu oluşmaktadırlar. Yitim zonu üzerindeki manto kamasının metasomatizması filogopit veya K-richterit gibi manto fazlarını oluşturabilmektedir [29]. Böylece önceki yitim süreçleri sırasında büyük iyon yarıçaplı elementlerce zenginleşmiş litosferik mantoda oluşabilecek bölümsel ergime Ulukışla volkanosedimanter istifi içerisinde gözlenen gabroyik daykların köken bölgesi olabilecektir. Nitekim Alpaslan ve ark. [30] tarafından yapılan çalışmada Ulukışla volkanosedimanter istifi içerisinde gözlenen alkali volkaniklerin zenginleşmiş litosferik mantodan kaynaklandığı jeokimyasal ve izotopik veriler ışığında belirtilmektedir. Bunun yanı sıra gabroyik dayklarda gözlenen yüksek La/Nb değerleri (3.1-6.64) kıtasal manto litosferindeki köken bölgelerin karakteristiklerini [31, 32] göstermektedir. Bu nedenle tektonik ortam ayırtman diyagramlarında (Şekil 4.10 ve 4.11) gabroyik daykların volkanik yay granitoidleri alanına düşmesi bu kayaçların yitim sonucu oluştuğunu yansıtmaktan öte köken bölge karakteristikleriyle ilişkili olarak gözükmektedir. Bu kayaçlarda gözlenen yüksek Sr içeriği, primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenlerinde negatif Eu anomalisinin yokluğu ve ağır nadir toprak elementlerinde gözlenen tüketilme köken bölgedeki ergimedenden sonra kalan artıta granatın varlığını ve plajiyoklaz mineralinin ise çok az veya hiç bulunmamasını gerektirmektedir. Nadir toprak elementi verilerine dayalı bölümsel ergime modellemesi (Şekil 4.12) gabroyik daykları oluşturan magmanın filogopit içeren granat peridotitin düşük dereceli (yaklaşık %1) bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ileri sürmektedir. Diyagramda bazı örneklerin düşük dereceli filogopit içeren spinel ve granat peridotitten türeyen bölümsel eriyiklerin karışım eğrisi üzerine düşmesi ise gabroyik daykları oluşturan magmanın evriminde spinel peridotit alanından türeyen eriyiklerin katıldığını da belirtebilmektedir.



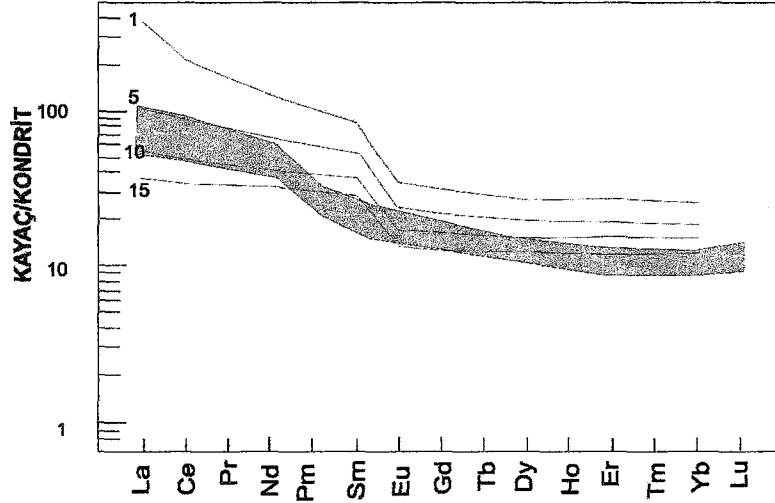
Şekil 4.12. Gabroyik dayklar için modal kısmi yığın ergimesi modellemesi (Zenginleşmiş manto bileşimi [33]'den alınmıştır).

4.4.2. Diyoritik Kayaçların Petrojenezisi

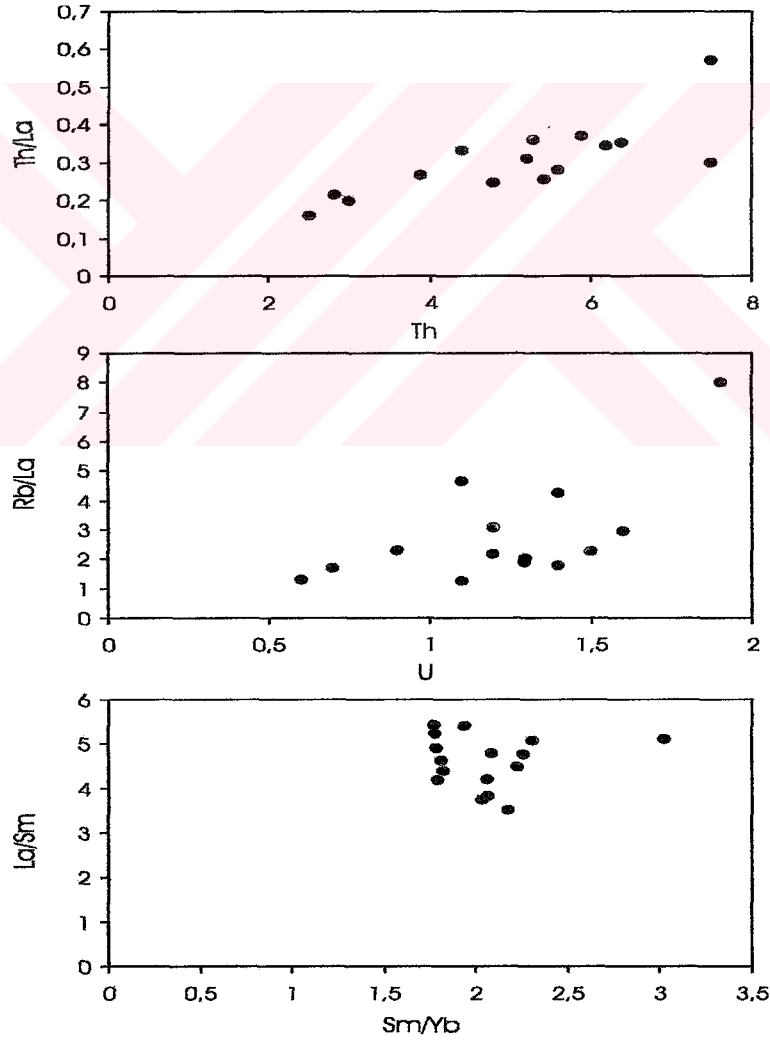
Ulukışla volkanosedimanter istifi içerisinde gözlenen diyoritik dayklar metaalümino karakter göstermekte olup A/CNK değerleri genellikle 1,1'den daha düşük olarak gözlenmektedir. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranları genellikle 2'den daha büyüktür ve bu özellikleriyle I-tipi magmalara benzerlik göstermektedirler. Primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element profilleri bu kayaçların büyük iyon yarıçaplı elementlerce zenginleştiğini (Rb, K, Ba v.b.) ve kalıcılığı yüksek elementler açısından ise tüketildiğini (negatif Nb-Ta-Ti anomalileri) belirtmektedir (Şekil 4.8). Normalize diyagramda gözlenen bu özellikler bu magmaların yitimle ilişkili magmalara benzediğini ileri sürmektedir. Ayrıca jeotektonik ortam ayırtman diyagramında da bu kayaçlar volkanik yay granitoidleri alanına düşmektedir (Şekil 4.10, 4.11). Bilindiği gibi yay ortamında gelişen magmatizmanın olası üç kaynak bölgesi bulunmaktadır: 1- Yiten dilimin bölümsel ergimesi [34, 35]; (2)-mafik alt kıtasal kabuğun bölümsel ergimesi [36] ve (3) yiten dilimin üzerindeki metasomatize olmuş manto kamasının bölümsel ergimesi [37, 38, 39]. Yiten dilimin ergimesi genellikle dik eğime sahip nadir toprak elementi profilleri $(\text{La}/\text{Yb})_N:20$; yüksek Sr içerikleri ($\text{Sr}>600$ ppm),

düşük Y (<15 ppm) [34] ve artık fazda granat ve horblendin varlığına bağlı olarak düşük ağır nadir toprak elementi içerikleriyle karakterize edilmektedirler [40].

Ulukışla havzasındaki güncel çalışmalar diyoritlerin oluştuğu dönemde bir yitim olayının varlığını göstermemektedir [3, 30]. Bu nedenle diyoritlerin oluşumu için yitimle ilişkili bir magma oluşumu olasılığı kendiliğinden ortadan kalkmaktadır. Bu nedenle de diyoritlerin manto kökenli magmalara benzerlik göstermesi ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranı genellikle 2 den daha büyük) diyoritleri oluşturan magmanın kaynaklandığı bölgenin daha önceki yitim süreçleri sırasında modifiye edildiğini belirtmektedir. Diyoritik daykların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri de bunu vurgulamaktadır. Yine primitif mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak elementi profillerinde gözlenen hafif nadir toprak element zenginleşmesi (La/Yb_N : 5-11) de magmanın oluştuğu manto bölgesinin metasomatizmaya uğradığını ileri sürmektedir. Ancak gabroyik dayklarla karşılaştırıldığında diyoritlerdeki büyük iyon yarıçaplı element ve hafif nadir toprak elementi zenginleşmesinin daha az olduğu ileri sürülebilmektedir. Diğer yandan nadir toprak elementi profillerinde diyoritlerin ağır nadir toprak elementlerince gabroyik dayklara göre daha zengin olduğu izlenmektedir. Bu özellik de diyoritik kayaçları oluşturan magmanın gabroyik kayaçları oluşturan magmadan daha farklı manto bileşimlerinden kaynaklandığını vurgulamaktadır. Diyoritlerde gözlenen ağır nadir toprak elementlerince zenginleşme köken bölgede bu elementleri bünyesinde barındıran granat minerallerinin artık faz içerisinde bulunmadığını belirtmektedir. Bu da diyoritleri oluşturan magmanın gabroyik daykları oluşturan magmaya göre mantonun daha üst kesimlerinde (olasılıkla spinel-peridotit alanında) oluştuğunu ileri sürmektedir. Nadir toprak elementi verilerine dayalı bölümsel ergime modellemesi de diyoritik magmanın amfibol içeren spinel peridotitin %5-10 arasındaki bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.13). Diğer yandan düşük SiO_2 içeriklerine karşın diyoritlerin içerisinde kuvars minerallerinin gözlenmesi manto kökenli magmanın kıtasal kabukla ilişkiye girdiğini belirtmektedir. Th-Th/La ve U-Rb/La diyagramları diyoritleri oluşturan magmanın kıtasal değişen derecelerde kabuksal bulaşmaya uğradığını göstermektedir (Şekil 4.14).



Şekil 4.13. Diyoritler için nadir toprak elementi verilerine dayalı spinel peridotit yığın ergime modellemesi [27].



Şekil 4.14. Diyoritik daykların A: Th-Th/La, B: U-Rb/La ve C: Sm/Yb-La/Sm değişim diyagramları.

5.SONUÇLAR

Çamardı-Ulukışla (Niğde) havzasındaki gabroyik ve diyoritik dayklarda yapılan mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1. Bu çalışmada Paleozoyik-Kuvaterner zaman aralığında oluşmuş, 8 adet otokton ve 1 adet allokton olmak üzere toplam 9 adet kaya stratigrafi birimi ayırtlanmıştır.
2. Gabroyik ve Diyoritik dayklar Cox ve ark. [1]'nın toplam alkali-silis diyagramında, gabro, siyeno-diyorit ve diyorit olmak üzere üç grupta yer almaktadır. Ancak bu kayaların petrografik karakteristikleri gözönüne alınarak monzogabro ve diyorit olarak iki gruba ayrılmıştır.
3. Gabroyik dayklar, holokristalen-hipidiyomorf taneli ve monzonitik doku özelliği göstermekte olup mineral bileşenleri olarak klinopiroksen, biyotit, plajiyoklas, ortoklas, apatit ve opak minerallerini içermektedir.
4. Diyoritik dayklar holokristalen hipidiyomorf taneli doku göstermekte olup mineral bileşimi olarak plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend, biyotit, kuvars, apatit, zirkon, titanit ve opak minerallerini içermektedir.
5. Gabroyik kayalar toplam alkali-silis diyagramında alkali alanda, diyoritik kayalar ise subalkali alanda yer almaktadır.
6. Ana elementlerin SiO_2 'ye göre değişimi diyagramlarındaki yönelimler hem gabroyik daykların hem de diyoritik daykların oluşumlarında fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğu göstermektedir.
7. Diyoritik ve gabroyik dayklar iz element değerleri bakımından birbirinden farklılıklar göstermektedir. Gabroyik dayklar diyoritik dayklara göre büyük iyon yarıçaplı element (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerince daha fazla zenginleşmişlerdir. Th, U ve kalıcılığı yüksek Zr, Y, Nb, Ti gibi elementler de gabroyik dayklarda diyoritik dayklara göre daha fazla bir zenginleşme göstermektedir. Toplam nadir toprak elementleri açısından da gabroyik dayklar diyoritik dayklara göre yaklaşık iki kat zenginleşme göstermektedirler.

8. Gabroyik ve diyoritik daykların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım desenleri Nb-Ta-Ti negatif anomalileriyle belirginleşen yitimle ilişkili magmatik kayaçların dağılım desenlerine benzer desenler oluşturmaktadır.
9. İz element verilerine dayalı tektonik ortam ayırtman diyagramları her iki dayk grubunun iz element dağılım desenlerinde de olduğu gibi, volkanik yay granitoidleri alanına düştüğünü göstermektedir.
10. Nadir roprak elementi verilerine dayalı bölümsel ergime modellemesine göre gabroyik daykları oluşturan magmanın filogopit içeren granat peridotitin düşük dereceli (yaklaşık %1) bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ileri sürmektedir.
11. Nadir toprak elementi verilerine dayalı bölümsel ergime modellemesi de diyoritik magmanın amfibol içeren spinel peridotitin %5-10 arasındaki bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu gösterirken, düşük SiO₂ içeriklerine karşın diyoritlerin içerisinde kuvars minerallerinin gözlenmesi manto kökenli magmanın kıtasal kabukla ilişkiye girdiğini belirtmektedir.
12. Sonuç olarak tüm verilerin ışığında Çamardı-Ulukışla havzasındaki gabroyik ve diyoritik daykların yitimden ziyade, yitim sonucu dalan okyanusal plakadan açığa çıkan eriyik ve akışkanlarla zenginleşmiş manto kaynağından türedikleri söylenebilir.

KAYNAKLAR

- [1] Cox, K. G., Beel, J. D. and Pankhurst, R. J., . “The interpretation of igneous rock”, London; Allen and Unwin, 450 pp, (1979).
- [2] Clark, M. ve Robertson, A., “The role of the Early Tertiary Ulukışla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean”, *Journal of the Geological Society, London*, **159**: 673–690, (2002).
- [3] Alpaslan, M., Boztuğ, D., Uçurum, A. ve Özdemir, Z., “Çamardı-Ulukışla yöresi Paleosen-Eosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve hidrotermal oluşumların altın potansiyeli”, Tübitak proje raporu, Rapor No: YDABÇAG-100Y010, 115s. (2003).
- [4] Baş, H., Ayhan, A. ve Atabey, E., “Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikleri”, *Jeoloji Mühendisliği*, **26**:27-34, (1986).
- [5] Baş, H. ve Temur, S., “Çiftehan - Koçak - Elmalı (Ulukışla - Niğde) civarının jeolojisi”, *Geosound, Çukurova Üniv. Yerbil. Derg.*, **19**:69 – 86, (1991).
- [6] Billor, M. Z., “Kayserilinin dere (Çiftehan) dolayının cevherleşmesi ve vakaniklerin jeokimyasal incelenmesi”, *Yüksek Lisans Tezi, Ç. Ü. Fen Bil. Enstitüsü, Adana*, 91s, (1986).
- [7] Çevikbaş, A., “Ulukışla-Çamardı (Niğde) Tersiyer Havzasının Jeodinamik Evrimi ve Maden Yatakları Yönünden Önemi”, *Doktora Tezi, İ. Ü. Fen Bil. Enstitüsü, İstanbul*, 225s, (1991).
- [8] Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., “Ulukışla-Çamardı (Niğde) Mestirhtiyen sonrası çökel havzasının jeolojisi”, *MTA degisi*, **114**:155-172, (1992).
- [9] Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z. ve Selim, M., “Geology of the Bolkar Mountains, in Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C., (ed), Geology of the Taurus Belt, Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 1. Baskı, Güler Matbası, Ankara, s.125-141, (1984).
- [10] İşler, F., “Çiftehan (Niğde) volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi”, *TJK Bülteni*, **31**:29-36, (1988).
- [11] Nazik, A. ve Gökçen, N., “Ulukışla Tersiyer İstifinin Foraminifer ve Ostrakod faunasına göre stratigrafik yorumu”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **32(1-2)**:89-99, (1989).

- [12] Oktay, F. Y., "Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi", TJK Bülteni, **25(1):15-23**, (1982).
- [13] Özgül, N., "Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides), Tekeli, O and Göncüoğlu, M. C., (ed), Geology of the Taurus Belt, 26-29 September 1983, Proceeding, 77-90, (1984).
- [14] Yetiş, C., "New observations on the age of the Ecemis Fault", Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., (eds), Geology of the Taurus Belt. Proceedings of the International Tauride Symposium, 1. Baskı, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publications, Ankara, 159–164, (1984).
- [15] Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, V., Işıklar, S., Sanlı, D. Y., Selim, M. ve Turhan, N., "Geology of the Bolkar Mountains, Alpan, S., (ed), Congress of Earth Sciences 50'th Year of the Republic, Mineral research and Exploration İnstitutue of Turkey (MTA), Special Publication, Ankara, 42-57, (1975).
- [16] Çalapkulu, F., "Bolkardağ bölgesinin jeolojik evrimi", TJK Bülteni 32. Kurultayı bildiri özetleri, **3:121-146**, (1978).
- [17] Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. ve Grundvig, S., "Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean", geological Society of America Bulletin, **111:1192-1216**, (1999).
- [18] Demirtaşlı, F., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, O., Selim, M. ve Turhan, N., "Bolkar dağlarının jeolojisi", Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kong. Tebl., MTA Yayını, 42-57, (1973).
- [19] Oktay, F. Y., "Sedimentary and tectonic history of the Ulukışla area, southern Turkey", PhD thesis, University of London, London, 227s, (1973).
- [20] Pecerrillo R. ve Taylor, S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic from the Kastamonu area, northern Turkey", Contrib. Mineral. Petrol., **53:63-81**, (1976).
- [21] Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Calsteren, P., Deng, W., "Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts", J. Petrol., **47:45–71**, (1996).

- [22] Eklund, O., Konopelko, D., Rytanen, H., Frojdo, S., Shebanov, A. D., “1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield”, *Lithos*, **45**:87–108, (1998).
- [23] Morrison, G. W., “Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association”, *Lithos*, **13**:97–108, (1980).
- [24] Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., “Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study”, *Mineral. Petrol.*, **46**:259–289, (1992).
- [25] Pearce, J. A., “Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries”, R. S., Thorpe (ed.), *Andesites*, Wiley, Chichester, 525-548, (1982).
- [26] Hibbard, M. J., “Textular anatomy twelve magma mixed systems”, Didier, J. And Barbarin, B. (eds), *Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology*, 13. Publication, Elsevier, London, s.431-444, (1991).
- [27] Sun, S. S. ve Mc Dunough, W. F., “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes”, Saunders, A. D. and Nory, M. J. (ed), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society of London Special Publication 42, London, s.313-345, (1989).
- [28] Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G., “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks”, *J. Petrol.*, **25**:956-983, (1984).
- [29] Schmidt, M.W., “Experimental constraints on recycling of potassium from subducted oceanic crust”, *Science*, **272**:1927–1930, (1996).
- [30] Alpaslan, M., Frei, R., Boztuğ, D., Kurt, M. A. ve Temel, A., Geochemical and Pb-Sr-Nd Isotopic Constraints Indicating an Enriched-Mantle Source for Late Cretaceous to Early Tertiary Volcanism, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, **46**:(Baskıda) , (2004).
- [31] Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., MaDermott, F., “Element fluxes associated with subduction-related magmatism”, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **335**:393– 405, (1991).
- [32] Rogers, N.W., “The isotope and trace element geochemistry of basalts from the volcanic islands of the southern Red Sea”, Prichard, H.M., Alabaster, T.,

- Harris, N.B.W., Neary, C.R. (ed), Magmatic processes and plate tectonics, Geol. Soc.Spec. Publ., London, s.455–467, (1993).
- [33] Ding, L., Kapp, P., Zhong, D. and Deng, W., “Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a Transition from oceanic to continental subduction”, *Journal of Petrology*, **44**:1833-1865, (2003).
- [34] Drummond, M.S., Allison, D.T., Wesolowski, D.J., “Igneous petrogenesis and tectonic setting of the Elkahatchee quartz diorite, Alabama Appalachians: implications for Penoscotian magmatism in the Eastern Blue Ridge”. *American Journal of Science*, **294**:173–236, (1994).
- [35] Kay, R. W., Gast, P. W., “The rare earth element and origin of alkali basalts”, *Journal of Geology*, **81**:653–82, (1973).
- [36] Atherton, M. P. and Petford, N., Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust”, *Nature*, **362**:144–6, (1993).
- [37] Atherton, M.P., Sanderson, L.M., “The chemical variation and evolution of the super-units of the segmented Coastal Batholith”, Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, R.D., (ed), Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, pp.208-227, (1985).
- [38] Rogers, G., Hawkesworth, C.J., “A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**:271-285, (1989).
- [39] Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., “High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)”, *J. Petrol.*, **37**:693-726, (1996).
- [40] Chen, B. Jahn, B., Wilde, S., “Two contrasting paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications”, *Tectonophysics*, **328**:157-182, (2000).

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER:

Adı-Soyadı : Mehmet Ali Kurt
Doğum Yeri ve Tarihi : Nizip, 24.11.1976
Medeni Hali : Evli

Ev Adresi : Merkez mah. 2038 sok. Yiğit Sitesi A Blok
No:8/24 Mezitli/MERSİN

İş Adresi : Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Çiftlikköy/MERSİN

Tlf. : 0324 3610001/6189
E-mail : malikurt@mersin.edu.tr
malijeo99@yahoo.com

ÖĞRENİM DURUMU:

1983-1988: Tuluktaş İlkokulu (Nizip-Gaziantep) (İlkokul)
1988-1991: Mimar Sinan Lisesi (Gaziantep) (Ortaokul)
1991-1994: Mimar Sinan Lisesi (Gaziantep) (Lise)
1995-1999: Mersin Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü (Lisans)
2000- : Mersin Üniv. Fen Bil. Ens. Jeoloji Müh. Anabilim Dalı, Mersin
(Yüksek Lisans devam ediyor)

Görev Yeri: Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Bölümü :Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Ünvanı :Araştırma Görevlisi