

24553

T. C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
S İ V A S

ÇALTI GRANİTOYİDİ'NİN (İLİÇ - ERZİNCAN)
PETROLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

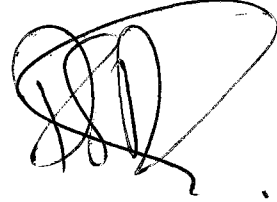
NECMETTİN AVCI

SİVAS
1992

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ



Üye : Doç. Dr. Ahmet GÖKÇE

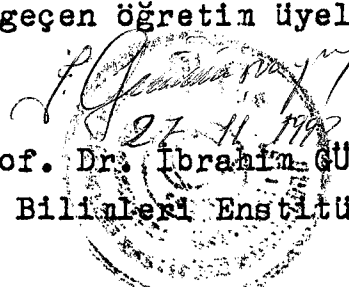


Üye : Doç. Dr. Selin İNAN



Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

Prof. Dr. İbrahim GÜMÜŞSUYU
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü



ÖZET

Divriği (Sivas) - İliç (Erzincan) arasında yer alan Kretase-Paleosen yaşlı Çaltı granitoyidi, yörede Munzur kireçtaşı ile Eriç Ofiyolitli Karışığı'na kesen plütonik bir sokulumdur. Birin, Neojen yaşlı Kemah Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Munzur Kireçtaşı, Triyas-Jura-Kretase zaman aralığında çökelmiş platform türü karbonatlardan oluşmaktadır. Çaltı granitoyidiyle olan kontaktlarında kontakt metamorfizmaya uğramıştır. Genellikle Eriç Ofiyolitli Karışığı üzerine bindirmeli konumlu, bazen ofiyolitlerin kireçtaşları üzerine itildiği ve yer yer de ofiyolitler içinde gömülü bloklar şeklinde yer aldığı görülür. Kretase yerleşimli ofiyolitlerin Çaltı granitoyidiyle olan kontaktlarında silisleşmeler şeklinde kontakt metamorfizmaya uğradıkları görülür. Ofiyolitler bölgeye yerleşimleriyle bölgenin jeodinamik evriminde en önemli rolü üstlenmişlerdir.

Sahada görülen faylanmalar, bindirme ve ters faylanmalar şeklinde KD-GB, KB-GD yönlerinde gelişmişlerdir. Diğer yapısal unsurlar sahada pek belirgin olarak görülmemektedir. Ancak, sokulumun etkisiyle yan kayaçlarda radyal ve ışınsal denilebilecek faylanmalar gelişmiştir.

Çaltı granitoyidi tonalit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve bunların porfirleri türü kayaçlardan oluşmaktadır. Ayrıca içinde c₁ ve n boyutlarında mafik magmatik enklavlara (MME) rastlanır. Granitoyidi oluşturan kayaçlarda mafik mineral olarak hornblend ve biyotit görülür. Bu mafik mineraler içinde iğnensi apatit mineral kapanımları yer alır. Ayrıca bu kayaçların içinde gelişen mixing dokuları granitoyidin mafik ve felsik karakterde iki magmanın homojen karışmasıyla oluşan hibrid bir magma ürünü olduğunu göstermektedir. Bunu ana element, eser element ve nadir toprak element jeokimya verileri de desteklemektedir. Veriler, Çaltı granitoyidinin oluşumunda kafelik (CAFEM), kalk-alkalin (CALK) karakterli homojen bir karışım magmasının (magma mixing)

etkin olduğunu göstermiştir. I-tipindeki granitoidin Nb-SiO₂, Y-SiO₂, Yb-SiO₂, Nb-Y, Rb-Y+Nb ve Rb-SiO₂ diyagramları ile volkanik yayla ilgili bir jenezle ilgili olduğu ortaya çıkmaktadır. Bütün bu veriler, bölgede bir dalma-batma mekanizmasının geliştiğini ve henüz ortaya konulmuş bu mekanizmaya bağlı cevherleşmelerin bulunabileceğini düşündürmektedir.

ÖNSÖZ

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Sayın Yrd. Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ'un danışmanlığı altında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Tez çalışmalarının her aşamasında ilgi, destek ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ'a saygılarla teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğüm MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü'nden Jeo.Yük.Müh. Nurettin YILDIZELİ'ye, araziden derlenen numunelerin tümkayaç ana element, eser ve nadir toprak elementleri analizlerinin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan Sayın François DEBON'a, bu örneklerin ince kesitlerinin yapımında yardımcı olan C.Ü. Mühendislik Fakültesi İnce Kesit Laboratuvarı ve MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü kesithanesi çalışanlarına, çalışmalarında çeşitli şekillerde yardımlarını gördüğüm C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü'nde çalışan değerli arkadaşlarıma, ayrıca tez çalışmalarımın her aşamasında yardımlarını gördüğüm, anlayış ve sabırlarından dolayı sevgili eşim Müzeyyen'e, biricik oğlum Ertuğrul'a ve biricik kızım Kübra'ya teşekkürü borç bilirim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
ÖZET.....	I
ÖNSÖZ.....	III
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	IV
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VI
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	XII
EKLER DİZİNİ.....	XIII
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	3
1.3. Çalışma Yöntemleri.....	3
1.3.1. Arazi Çalışmaları.....	3
1.3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar.....	4
2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK.....	11
2.1. Bölgesel Jeoloji.....	11
2.2. Stratigrafi.....	14
2.2.1. Allohtonlar.....	14
2.2.1.1. Munzur Kireçtaşı.....	14
2.2.1.2. Eriç Ofiyolitli Karışığı.....	16
2.2.2. Otoktonlar.....	19
2.2.2.1. Çaltı Granitoyidi.....	19
2.2.2.2. Kemah Formasyonu.....	19
2.2.2.3. Kuvaterner Çökelleri.....	23
2.3. Tektonik.....	23
3. MİNERALOJİK- PETROGRAFİK İNCELEME.....	24
3.1. Çaltı Granitoyidi.....	24
3.1.1. Tonalitler.....	28
3.1.2. Tonalit Porfirler.....	36
3.1.3. Granodiyoritler.....	36
3.1.4. Granodiyorit Porfirler.....	44
3.1.5. Kuvarsdiyoritler.....	48
3.1.5.1. Mafik Magmatik Enklavlar (MME).....	51
3.1.6. Magna Karışması (magna mixing) Dokuları.....	51

4. JEOKİMYASAL İNCELEME	68
4.1 Ana Element Jeokimyası.....	68
4.1.1. Magma Tipi	68
4.1.2. Harker Değişim Diyagramları.....	80
4.2. Eser Element Jeokimyası.....	91
4.3. Nadir Toprak Elementleri (REE)Jeokimyası.....	104
5. PETROJENETİK VE TEKTOJENETİK İNCELEME.....	112
6. JEOLojİK EVRİM.....	123
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	124
DEĞİNİLEN BELGELER DİZİNİ.....	126



ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası	2
Şekil 2.1. İnceleme alanının basitleştirilmiş bölgesel jeolojik konumu	12
Şekil 2.2. Munzur Kireçtaşı'nın Eriç Ofiyolitli Karışığı üzerine bindirmeli konumu.....	15
Şekil 2.3. Munzur Kireçtaşı ve Eriç Ofiyolitli Karışığı arasındaki tektonik ilişki.....	17
Şekil 2.4. Eriç Ofiyolitli Karışığı ve Çaltı Granitoyidi kontaktlarında meydana gelen silisleşmeler.....	18
Şekil 2.5. Çaltı granitoyidi genel görünümü.....	20
Şekil 2.6. Çaltı granitoyidi'nin Munzur Kireçtaşı içine dil şeklinde girişi.....	21
Şekil 2.7. Kemah Formasyonu'nun Çaltı granitoyidini diskordansla örtmesi.....	22
Şekil 3.1. Çaltı granitoyidine ait derinlik kayaçlarının QAP diyagramına (Streckeisen, 1976) göre adlandırılması.....	26
Şekil 3.2. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Q-P adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.....	27
Şekil 3.3. Zonlu plajiyoklazın iç kısmının karbonatlaşması.....	29
Şekil 3.4. Zonlu plajiyoklazın iç kısmının epidota dönüşümü.....	30
Şekil 3.5. Plajiyoklazlarda poikilitik doku.....	31
Şekil 3.6. Hornblendlerin ve biyotitlerin klorit, epidot ve kalsite dönüşümleri.....	33
Şekil 3.7. Plajiyoklazlar içinde apatit çubukları...	34
Şekil 3.8. Plajiyoklaz içinde apatit ve zirkon mineral kaparımları.....	35
Şekil 3.9. Tonalit porfirlerde porfirik doku görünümü.....	37

Şekil 3.10.	Otopnömatolitik etkilerle oluşmuş allanit.	38
Şekil 3.11.	Hornblendlerin biyotit ve klorite dönüşümü.....	40
Şekil 3.12.	Hornblendlerin biyotite dönüşümleri.....	41
Şekil 3.13.	Apatit, titanit ve zirkon minerallerinin granodiyoritler içindeki görünümü.....	42
Şekil 3.14.	Granodiyoritler içinde yarı özşekilli titanitin görünümü.....	43
Şekil 3.15.	Granodiyorit porfirlerde genel görünüm...	45
Şekil 3.16.	Granodiyorit porfirlerde poikilitik yapılar.....	46
Şekil 3.17.	Plajiyoklazlarda zonlanmaya paralel kalsit bozuşmaları.....	47
Şekil 3.18.	Kuvarsdiyoritlerde hornblendin biyotite dönüşümü... ..	49
Şekil 3.19.	İğnemsiz apatitlerin koyu renkli mineraller içindeki kapanımı.....	50
Şekil 3.20.	Mafik magma enklavı ile tonalit arasındaki keskin olan kontakt ilişkisi.....	52
Şekil 3.21.	NA 8 no.lu mafik magmatik enklav içinde mafik mineral dağılımları.....	53
Şekil 3.22.	Granitoid magmaları kristallenmesine ait sıvı hal diyagramı (Fernandez ve Barbarin, 1991).....	55
Şekil 3.23.	Granitoid sistemi içinde felsik magma kristallenmesinin farklı evrelerinde mafik magma enjeksiyonu ile hibritleşme (Fernandez ve Barbarin,1991) durumunu gösteren taslak.....	56
Şekil 3.24.	Çaltı granitoidi kayaç örneklerinde görülen ve Hibbard(1991)'a göre mafik magma-felsik magma karışımında meydana gelen dokuların şemaları.....	59
Şekil 3.25.	Tonalitlerde meydana gelen antirapakivi dokusu.....	60
Şekil 3.26.	Tonalitlerde meydana gelen antirapakivi dokusu.....	61

Şekil 3.27.	Granodiyoritlerde meydana gelen antirapakivi dokusu.....	62
Şekil 3.28.	Çaltı granitoyidi kayalarından tonalitler içinde bıçağımsı biyotit oluşumu.....	63
Şekil 3.29.	NA 8 no.lu mafik magmatik enklavda (MME) ani soğumaya bağlı olarak gelişen iğnemsı biçimli apatit mineralleri.....	64
Şekil 3.30.	Mixing olaylarına bağlı olarak iri sodik(?) plajiyoklaz içinde özşekilli küçük kalsik(?) plajiyoklaz latalarının görünümü.....	66
Şekil 3.31.	Hücremsi dokuda plajiyoklaz gelişimi.....	67
Şekil 4.1.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin karakteristik mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.....	72
Şekil 4.2.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin Q-B-F diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.....	73
Şekil 4.3.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin R_2-R_1 diyagramındaki (de La Roche ve diğ., 1980) konumu.....	75
Şekil 4.4	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin Mg/Fe +Mg oranlarının B parametresine göre değişimi diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.....	76
Şekil 4.5.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin toplam alkali-SiO ₂ diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu.....	77
Şekil 4.6.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin A-F-M üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu.....	78
Şekil 4.7.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin K ₂ O-SiO ₂ diyagramındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) konumu.....	79
Şekil 4.8.	Çaltı granitoyidi kayaların örneklerinin Al ₂ O ₃ içeriklerinin SiO ₂ içeriklerine göre değişimi.....	81

Şekil 4.9.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tFe_2O_3 içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	82
Şekil 4.10.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin MnO içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	83
Şekil 4.11.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin MgO içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	84
Şekil 4.12.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin CaO içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	85
Şekil 4.13.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Na_2O içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	86
Şekil 4.14.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin K_2O içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	88
Şekil 4.15.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin TiO_2 içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	89
Şekil 4.16.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin P_2O_5 içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.....	90
Şekil 4.17.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin K/Rb -Rb değişim diyagramı.....	93
Şekil 4.18.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb içeriklerinin Sr içeriklerine göre değişimi.....	94
Şekil 4.19.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-Ba içeriklerinin değişim diyagramı.....	95
Şekil 4.20.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Cu içeriklerinin değişim diyagramı.....	96
Şekil 4.21.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Ni içeriklerinin değişim diyagramı.....	97

Şekil 4.22.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Co içeriklerinin değişim diyagramı.....	98
Şekil 4.23.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Zn içeriklerinin değişim diyagramı.....	99
Şekil 4.24.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Rb içeriklerinin değişim diyagramı.....	100
Şekil 4.25.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Sr içeriklerinin değişim diyagramı.....	101
Şekil 4.26.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Ba içeriklerinin değişim diyagramı.....	102
Şekil 4.27.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-V içeriklerinin değişim diyagramı.....	103
Şekil 4.28.	Çaltı granitoyidine ait kayaç örneklerinin REE içeriklerinin kondrite göre (Evensen ve diğ., 1978) normalleştirilmiş değerlerinin dağılımı.....	111
Şekil 5.1.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin mol $(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO))$ değerlerinin (Chappel ve White, 1974) frekans dağılımını gösteren histogram.....	113
Şekil 5.2.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Na_2O-K_2O diyagramındaki (Chappel ve Stephens, 1988) konumu.....	115
Şekil 5.3.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Nb- SiO_2 diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumu.....	116
Şekil 5.4.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Y- SiO_2 diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumu.....	117
Şekil 5.5.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Yb- SiO_2 diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumu.....	118
Şekil 5.6.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Nb-Y diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumu.....	119
Şekil 5.7.	Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-Y+ Nb diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumu.....	120

Şekil 5.8. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-
SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984)
konumu..... 121



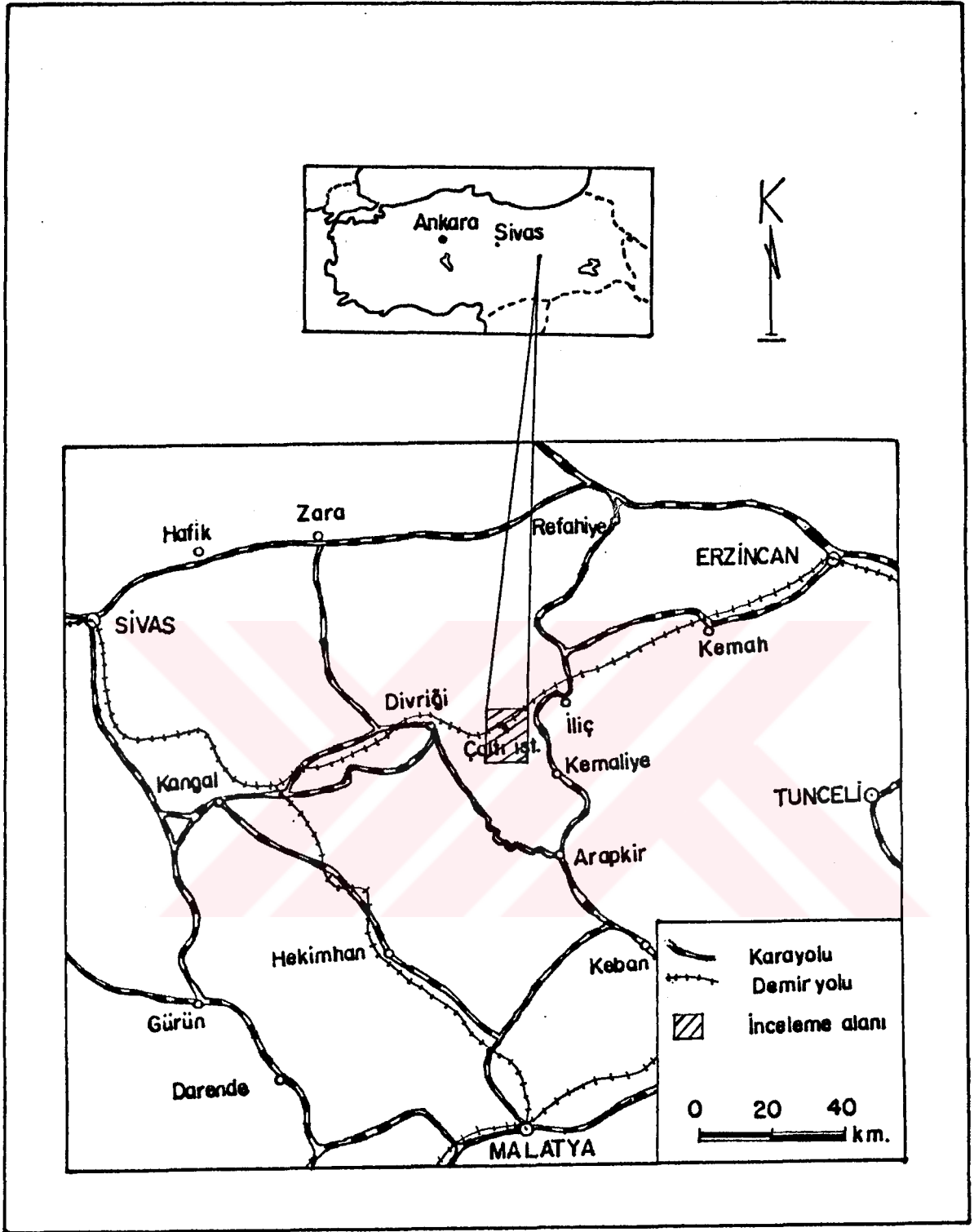
ÇİZELGELER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 3.1. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin modal mineralojik incelenmesi.....	25
Çizelge 4.1. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tüm-kayaç ana element jeokimyasal analiz verileri.....	69
Çizelge 4.2. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tüm-kayaç ana element jeokimyasal analiz verilerinden hazırlanan petrokimyasal parametreler.....	70
Çizelge 4.3. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tüm-kayaç ana element jeokimyasal analiz verilerinden hazırlanan milikatyon değerleri.	71
Çizelge 4.4. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tüm-kayaç eser element jeokimyasal analiz verileri.....	92
Çizelge 4.5. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin nadir toprak elementleri (REE) jeokimyasal analiz verileri.....	105
Çizelge 4.6. Çaltı granitoyidi kayaç örnekleri nadir toprak elementleri (REE) içeriklerinin Evensen ve diğ. (1978)'ne göre normalleştirilmiş değerleri.....	106
Çizelge 4.7. Evensen ve diğ. (1978)'ne göre nadir toprak elementleri (REE) kondrit değerleri..	108
Çizelge 4.8. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin La, Sm ve Yb nadir toprak elementleri jeokimyasal incelenmesi.....	109
EkÇizelge 1. Çalışma alanından derlenen kayaç örneklerinin incelenmesi.....	132

EKLER DİZİNİ

- Ek 1 : İnceleme alanı jeoloji haritası
Ek 2 : İnceleme alanı jeoloji kesitleri
Ek 3 : İnceleme alanı genelleştirilmiş dikme kesiti





Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası

yoluyla da ulaşmak mümkündür. Çalışma alanı içinde, her yere karayolu ile ulaşılamadığı gibi, Çaltı Çayı'ndan debisinin az olduğu zamanlarda motorlu taşıtla ve Fırat Nehri'nden küçük sandalla geçilerek ulaşımın sağlandığı yerler de bulunmaktadır.

1.2.Çalışmanın Amacı

Divriği'nin doğusunda yayılım gösteren Çaltı granitoyidinin (ilk bu çalışmada isimlendirilmiştir) mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik özelliklerinin incelenmesi çalışmanın amacını oluşturmaktadır.

1.3.Çalışma Yöntemleri

Çaltı granitoyidinin amaca yönelik özellikleri üzerindeki inceleneler, arazi ve laboratuvar çalışmaları şeklinde gerçekleştirilmiştir.

1.3.1.Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmalarında, öncelikle Çaltı granitoyidinin ve sokulum yaptığı çevre kayalarıyla ilgili bulunan diğer kayaların 1/25000 ölçekli jeolojik haritaları yapılarak, amaca uygun örnekler derlenmiştir. Çalışma alanı içinde ayırtılan birimlerin litoden - litostratigrafi adlamaları Özgül ve diğerleri (1981)'nden alınmakla birlikte, Çaltı granitoyidi ilk kez bu çalışmayla isimlendirilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında toplam 51'kayaç örneği alınmıştır. Bunlardan 43 ü Çaltı granitoyidi, 2 si Munzur Kireçtaşı, 4 ü Eriç Ofiyolitli Karışığı ve 2 si de Kenaliye Formasyonu'na ait örneklerdir. Çaltı granitoyidi kayaç örnekleri, 2-3 kg ağırlığında ve mümkün olduğunca ayrışmamış olanlarından derlenmeye çalışılmıştır.

1.3.2.Labaratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarında, öncelikle araziden derlenen kayaç örneklerinin MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü ve C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ince kesitleri yapılarak, Nikon -Labophot binoküler tipi alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta mineralojik - petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinden taze ve karakteristik olanlarından 10 tanesi üzerinde Automatic Point Counter sayıcısıyla 1/2 mm aralıklı olarak MTA Genel Müdürlüğü'nde modal analiz çalışmaları yapılmıştır. Ayrıca Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinden polarizan mikroskopta seçilen ve ayrışmamış - taze olanlarından 25 tanesinin CNRS - Vandoeuvre -les -Nancy'de (Fransa) ICP yöntemiyle tümkayaç ana, eser ve nadir toprak elementleri (REE) analizleri gerçekleştirilmiştir.

1.4.Önceki Çalışmalar

Kovenko (1937), Divriği yöresinde en altta kalkışistlerin bulunduğunu, üstte sıra ile beyaz masif kalkerler ve sarı kalkerlerden oluşmuş serinin Mesozoyik ve belki de Paleozoyik yaşta olduğunu söylemiştir. Aynı çalışmasında kireçtaşlarının Jura - Alt Kretase yaşında olabileceğini de belirtmiştir. Yörede Alt - Orta Kretase yaşlı ultramafik kayalardan, Eosen çökellerinden, Eosen'den genç yaşta asit intrüzifler ve Oligo - Miyosen yaşlı karasal - gölsel çökelilerden söz etmiştir.

Nebert (1959), Munzur Dağları'nın jeolojisi üzerine yaptığı çalışmada, yörede Üst Liyas'tan Eosen'e kadar kesintisiz bir istif oluşturan Munzur kireçtaşlarının bulunduğunu ve bunların kuzeyinde serpantinleşmiş ultramafik kayaların epizonal koşullar altında gelişmiş bir metamorfizmanın izlerini taşıdıklarını belirtmiştir.

Koşal (1965,1966,1968,1974), Divriği yöresi çalışmalarında, yöredeki en eski kayaların metamorfik kalkerler

olduğunu, ofiyolit olarak adlandırdığı ultramafik kayaçların Üst Kretasi sonlarında yaşlı kalkerlere sokulum yaptığını, Eosen çökelimlerinden sonra asit intrüziflerin yöreye yerleştiğini ve Oligo - Miyosen karasal - gölssel çökelleri üzerinde Pliyosen bazaltlarının yayılım gösterdiğini savunmuştur.

Baykal (1966), yöredeki en yaşlı birimlerin Permiyen yaştaki dolomitik kireçtaşları, kalkşist, fillit, kuvarsit ve kuvars - sistten oluştuğunu belirtmiştir.

Aslan (1970), İliç doğusunda Doğan ve Dolugün köyleri civarında Paleosen'de andezit çıkışlarının oluştuğunu, bunların serpantin ve kireçtaşlarının üzerinde akmış olduğunu belirtmektedir.

Kurt (1971), Burmahan dolayında çıkış bacaları kesin bilinmeyen, ancak güneyde olabileceği düşünülen andezit yayılımından söz etmektedir. Ayrıca, kontakt metasomatik olarak demir cevherleşmesine sebep olan kuvarslı diyorit intrüzif kayaçlarının, yörede kristalize kireçtaşları ile serpantinleri kestiğini belirtmektedir. Birimin yöreye Eosen sonu Oligosen başında yerleştiğini düşünmüştür.

Özdemir ve Biçen (1971), İliç yöresinde yaptıkları çalışmalarda, Çöpler ve Yakuplu plütonlarının Eosen sonunda intrüzyon şeklinde yerleştiklerini ve bunların, çok geniş bir batolitin aynı veya yakın fazdaki apofizleri olabileceklerini düşünmüşlerdir. Ayrıca Paleosen'de oluşmuş andezit ve dasitlerle, daha genç splitlerden söz ederler.

Durgun (1972), Çaltı yöresinde ultrabazik ve bazik intrüzyon ürünlerinin alterasyonu ile gelişen serpantinitler ve bu intrüzyona bağlı kalarak mağmatik diferansiyasyon ürünü hornblend diyorit teşekkülünün görüldüğünü, ayrıca stok halinde asidik granodiyorit intrüzyonunun geliştiğini belirtmektedir. Granodiyorit intrüzyonu yörede, Pireniyen orojenezi ile ilgili ve diskordan bir gelişimdir. Yörede Laramiyen orojenezi ile Pireniyen orojenezine bağlı olarak iki ayrı evrede volkanik faaliyetin geliştiği; bunlardan 1. evrede koyu renkli, şiddetli ayrışma ve alterasyona uğramış split,

andezit ve dasit diferansiye ürünlerinin geliştiği, 2. evrede ise sert yapılı ve taze olan az ayrışmış andezitlerin meydana geldiği belirtilmektedir.

Metag (1972), Divriği yöresinde kuvarsit, klorit şist ve hornfels türünden Paleozoyik yaşlı kayaçların bulunduğunu, Jura - Kretase yaşta olduğu benimsenen kireçtaşlarının serpantinitle tarafından kesilmiş olduğunu, serpantinitle rin de fosilli Üst Kretase ile örtülmüş olduğunu, ayrıca Dunluca ve Murana plütonlarının Orta ve Üst Eosen'de yöreye intrüzyonla yerleştiğini belirtmişlerdir.

Önder (1972), Divriği yöresindeki siyenitik kütlelerin Eosen sonu Pireniyen orojenezinin etkisiyle oluşan tektonik hatlardan gelmiş olduğunu, aynı mağmatik kayaçların Eosen ve daha eski serileri kesmekte olduklarını belirtmiştir.

Bozkurt (1974), Divriği yöresindeki çalışmalarında siyenitlerin biyotit - diyoritleri kestiğini, siyenit - serpantin dokanağının serpantin yükselmesi nedeniyle tektonik (faylı) dokanak olduğunu, ayrıca bölgede genellikle siyenitlerce etkilenmiş serpantin varlığını, siyenit olarak belirtilen kayaçların granitten eseksite kadar değiştiğini ve bu kayaçları oluşturan gabro - diyorit ve granitik mağmaların önceki kayaçlarla reaksiyonları ve özünlemesi ile oluştuğunu savunmuştur.

Maviş ve Yıldırım (1979) tarafından Kurudere ve Sultanmurat demir cevherlerinin Çaltı granitoidinin getirimi ile ilgili olduğu düşünülmüş ve bu birimin kirli beyaz ile koyu gri arasında renk gösterdikleri, Sultanmurat civarında kuvarslı diyoritler ve Kurudere'de ise diyorit ve granitler şeklinde görüldüğü belirtilmiştir. Birimin yöreye Eosen'de yerleşmiş olabileceği düşünülmektedir.

Çapan (1980), Divriği çevresindeki ofiyolit yerleşmesinin, kesinlikle Paleosen'den önce olasılıkla Maestrihtiyen sırasında gerçekleşmiş olduğunu benimsemiştir.

Bayhan (1980), Güneş ofiyolitlerinin okyanus kabuğu ve manto kökenli olduğunu savunmuştur. Güneş ofiyolitinde az da olsa okyanus tabanı metamorfizmasının varlığını saptamıştır. Buradan Divriği bölgesinde " Üst yüzeylene yapmış ve

güneye doğru devrilmiş okyanus kabuğu" şeklinde bir model düşünülmüştür. Buna göre Güneş ofiyolitini, Anadolu plakacığı ile Kuzey Anadolu plakacığının çarpışması sırasında batmakta olan plakadan koparak üst yüzeyleme yapan okyanus kabuğu parçaları olduğunu savunmuştur.

Özgül ve diğerleri (1981), Munzur Dağları'nın güneyinde yayılım gösteren "Keban Birliği" içinde Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı şelf türü kırıntılı ve karbonatlı kayaç kökenli metamorfikler ayırtlamışlardır. Yeşil şist fasiyesinde olan bu birimlerin, bölgede diğer birliklerin tabanında yer aldığı ve görece otokton konumlu olduğu savunulmuştur. Ayrıca "Munzur Kireçtaşı" olarak adlandırdıkları birim, Üst Triyas - Üst Kretase yaş aralığında şelf türü karbonatlardan oluşmuş ve bölgenin diğer birlikleriyle tektonik dokanaklıdır. Çökelme süresince ortam koşullarında önemli değişiklik ve kesiklikleri göstermediğini, ancak Alt Kretase ile Senomaniyen arasında kısa bir kesikliği ve Türoniyen başında da hızlı sübsidansla ortamın derinleştiğine işaret ederler. Pelajik ve neritik bloklarla metamorfik kayaç bloklarını içeren "Eriç Ofiyolitli Karışığı" daha çok serpantinitle olmak üzere dümit, spilit, diyabaz ve gabrolardan oluşmaktadır. Birimin, Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen aralığında yerleşmiş olduğu, Munzur Kireçtaşı üzerinde bindirmeli ve allokton konumlu olduğu kabul edilmiştir. Yörede Üst Kampaniyen'den genç granit sokulumunun olduğu, Eosen - Miyosen süresince andezit bazalt volkanizmasının geliştiği ve bunların derin konumlu faylanmalarla çıkmış olabilecekleri belirtilmiştir.

Bayhan ve Baysal (1982), Divriği yöresinde Dunluca sokulumunu oluşturan kayaçların kalk - alkali özellikteki bir mağnadan türediklerini ve bu mağmaya ait artık çözeltilerin etkisiyle değişikliğe uğrayarak kendi içinde yer yer alkali özellik kazandıklarını belirtirler. Ayrıca, Güneş - Soğucak yöresi Neojen volkanitlerinin kalk - alkali karakterde olduğu, bazaltların ada yayı volkanitleriyle benzer Na_2O ve K_2O içerdiklerini savunurlar.

Öztürk ve diğerleri (1984), Bizmişen dolayında yüzeyleyen ve genellikle boz ve yer yer pembe renkli diyoritlerin, Mesozoyik formasyonlarını kesmiş olmalarına karşın Tersiyer' deki durumunun izlenemediği, buna rağmen intrüzyonun yöreye yerleşiminin Üst Kretase sonunda olabileceğini savunmuşlardır.

Yılmaz (1985), Munzur Dağları ile Yukarı Kelkit Çayı arasının temel özelliklerine yönelik araştırmasında, Eosen ve sonrasında genellikle düşey hareketlerin etkili olduğunu, bu hareketlenmelerle asidik, ortaç ve bazik karakterli magmatitlerin meydana geldiğini, bu ürünlerin de Üst Kretase - Paleosen sırasında kıta kabuğuna yerleşmiş diyapirlerin yeniden hareketi sonucu oluşmuş olabileceğini savunmaktadır.

Köprübaşı (1985), Cürek granitoidinin intrüzif olarak Üst Eosen - Oligosen süresince yerleştiğini, yan kayaç durumunda olan serpantin ve kireçtaşlarını kestiğini belirtmiş, batoliti oluşturan kayaçların "Alkali - Kalsik", "Peraliminus" karakterde olduklarını, yitim zonlarında görülen kabuk kökenli "S" tipi granitoidlerle uygunluk gösterdiklerini savunmuştur.

Köprübaşı ve Tokel (1986), Divriği - Aladağlar ve Bolcardağı boyunca uzanan granitoidlerin çarpışma tipi granitoidler olduğunu belirtmektedirler. Divriği granitoidlerinin Eosen sonu - Oligosen başı makro ekaylanmalarla ilgili "S" tipi granitoidler olduğunu savunmuşlardır.

Yıldızeli ve diğerleri (1987), Kangal- Alacahan ve Kuluncak yöresinde, yaptıkları demir prospeksiyonu çalışmalarında, Üst Kretase - Paleosen yaşlı siyenit - porfirler, Oligosen yaşlı trakit ve trakiandezitler ile Miyosen yaşlı aglomera, tuf ve bazaltların görüldüğünü belirtmektedirler.

Zeck ve Ünlü (1987,1988a,1988b), Murmana plütonik kayaç kütesinin merner ve serpantinler içine sokulum yaptığını belirtmişlerdir. Yaptıkları Rb-Sr izotop ölçümleri sonucunda, Murmana Plütonu'nun 110 ± 5 m. yıl yaşında olduğunu saptamışlar, ayrıca plüton içinde ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları birbirinden farklı en az iki magma kümesinin bulunduğunu ve bunun oldukça farklı kökene sahip magmatik malze-

meye işaret ettiğini belirtirler.

Tutkun ve diğerleri (1988), Munzur kireçtaşlarının Üst Karbonifer'den Alt Kretase'ye kadar bir zaman aralığında çökeldiğini ve Albiyen'de Austriyen fazıyla kıvrımlandığını belirtmişlerdir. Ofiyolitik kayaçların bölgeye Üst Kretase'de yerleştiğini, Üst Kretase - Eosen aralığında Dualuca granitoyidi, Çaltı volkaniti ve Çöpler granitoyidi tarafından kesildiğini savunmuşlardır. Ayrıca Jura - Kretase yaşlı rekristalize olmuş Akdağ kireçtaşlarının ofiyolitik kayaçlar içinde bileşen olarak bulduklarını belirtmişlerdir. Yörede yayılım gösteren silisli oluşumların lateritik olduklarını ve bunların muhtemelen Paleosen'de oluştuklarını, ayrıca filiş türü kumtaşı - marn - kireçtaşı ardalanmasının Yipresiyen - Lütesiyen yaşlı olduğunu ve Pireniyen orojenezini ile kıvrımlandığını belirtmişlerdir. Diğer yandan bölgede Yamadağ volkanitlerinin Eosen'den Pliyosen'e kadar yayılım gösterdiğini ve Pliyosen yaşlı çökel kayalarıyla ardışıklı olduklarını belirtmişlerdir.

Aktimur ve diğerleri (1988), Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisine yönelik yaptıkları çalışmalarında; Akdağ ve Göldağı'ndaki kireçtaşlarını Munzur kireçtaşlarının devamı olarak kabul etmişler, yaşını Üst Triyas - Üst Kretase olarak vermişler ve birinin " Refahiye Ofiyolitli Karışığı" tarafından örtüldüğünü savunmuşlardır.

Tokel (1989), Pontid kuşağı ile Divriği - Bolkardağı karmaşığı boyunca görülen granitoyidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırmasını yapmış ve bu çalışmasında Divriği - Bolkardağ arasında ofiyolitleri kesen granitoyidlerin Eosen yaşlı olduklarını; gerek petrografik, gerekse ana ve iz element karakteristikleri özellikle "Kalıcılığı Yüksek Elementler (HFS)/ Büyük İyonlu Litofiller(LIL)" oranları açısından genelde "S" tipine daha yakın bir karakter gösterdiklerini savunmuştur. Bunların, büyük bir olasılıkla, Anadolu'nun Eosen - Miyosen sürecindeki sıkışmadan meydana gelmiş kabuk kalınlaşması sonucu, KD - GB doğrultulu bir kabuk bindirilmesi boyunca oluşmuş çarpışma tipi granitoyidler olabileceğini belirtmiştir.

Ünlü ve diğerleri (1989), Mesozoyik'in bölgeye hareketlilik ve karmaşıklık getiren zaman aralığı olarak önemli olduğunu belirtirler. Bölgede ofiyolit yerleşiminin bir yandan çökellerin ve bölgenin ilksel konumunu bozarken onlara aynı zamanda hareketlilik kazandırdığı, Permian metamorfizmalarıyla Mesozoyik kireçtaşı bloklarını içine alarak ofiyolitik karışığı oluşturduğu belirtilmiştir. Diğer yandan bu hareketlenmelerin kireçtaşlarını da sürüklediği, bu sırada ve sonrasında gelişen mağmatik etkinlikler sonucu sokulumların geliştiği, bu sokulumların kıtasal kabuk gereçleri ve ofiyolitlerin çoğunu yutarken, yer yer de ofiyolitlerden büyük parçalar koparak yüzen adalar biçimindeki anklavlar şeklinde içerdiğini savunmuşlardır.

Doğan ve diğerleri (1989), bölgedeki Mesozoyik yaşlı kayaların çoğunluğu karbonatlardan oluşan kalın bir sediment istifinde olduğunu belirtmişlerdir. Triyas'ın şeyl, killi kireçtaşı ve konglomeralardan oluştuğu, jura ve Alt Kretase'nin yer yer dolomitleşmiş, silisleşmiş gri-beyaz renkli, genelde fosilsiz kristalite kireçtaşları ile temsil edildiği ve bunların serpantinleşmiş ultrabaziklerle tektonik ilişkili olduğu belirtilmiştir. Diğer yandan ofiyolitik karışık olarak belirttikleri kayaların Alt Kretase'den genç Maestrihtiyen'den yaşlı olarak bölgeye yerleştiğini belirtmişlerdir.

Kesgin (1991), Divriği yöresi granitoidlerinde mineralojik - petrografik ve jeokinyasal incelemelerde bulunmuş, plütonları Dumlucu Granitoyidi, Murnana Granitoyidi ve Karakeban Granitoyidi olarak adlandırmıştır. Ana element jeokinya verileri ışığında petrokinyasal yorumlanmalarda bulunarak Divriği yöresi plütonlarının petrojenez mekanizmasının, iç Torid okyanusu (Şengör ve Yılmaz 1983; Görür ve diğ., 1984) veya kuzey Torid okyanusal çukurluğu (Poisson, 1986) olarak tanımlanan ve Kretase - Paleosen döneminde dalma - batma zonu meydana getiren okyanusal alanın jeodinamik evrimi ile ilgili olabileceği düşünülmüştür. Ancak, bu plütonların yay mağmatizması ile veya yay mağmatizması sonucu oluşan kayaların tekrar kısmî ergineye uğramaları sonucu

meydana gelen mağnatizma ile ilgili olup olmayacaklarına ilişkin kesin bir yaklaşımda bulunulmamasına rağmen, Karakeban Plütonu'nun oluşumunda kesinlikle üst kıtasal kabuk malzemesinin kısmî ergimeye uğramasının etkin olduğu belirtilmiştir.

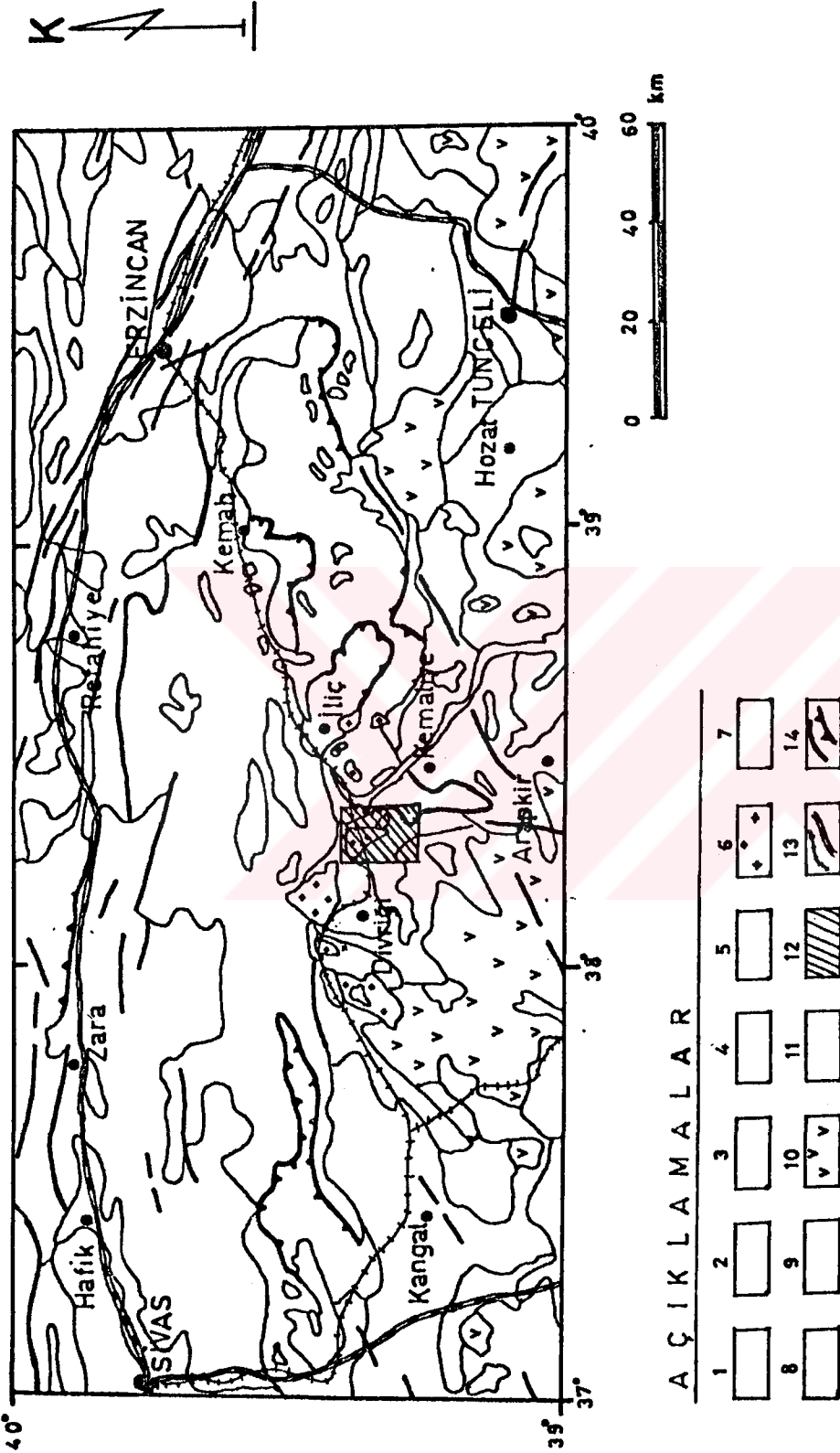
2.STATİGRAFI VE TEKTONİK

2.1.Bölgesel Jeoloji

Bölge Toros dağoluşum kuşağının kuzeydoğu ucunda yer almaktadır. Bu alanda Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonu kesişmiştir.Bu tektonik konumuyla Anadolu'nun birbirinden farklı jeoloji geçmişi olan üç büyük bölgesinin; Doğu Anadolu, İç Anadolu ve Torosların karmaşık ilişkilerinin izlerini taşıyan kilit bölgelerden biridir (Özgül ve diğ.,1981).

şekil 2.1'de görüldüğu gibi bölgenin güneydoğusunda Paleozoyik - Mesozoyik yaşlı Keban Metamorfitleri (Yazgan,1983) yer almaktadır. Bunların, Özgül ve diğ. (1981) tarafından, metadiyabaz daykları içerdikleri, şelf türü kırıntılı ve karbonatlı kayaç kökenli yeşil şist fasiyesinde oldukları belirtilmiştir. Bölgede diğer tektonik birliklerin tabanında ve görelî otokton konumlu olduğu savunulmuştur.

Bölgede yaklaşık D-B doğrultulu yayılım gösteren karbonatlar, Özgül ve diğ. (1981) tarafından Munzur Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Birimin başlıca şelf türü karbonatlarla pelajiklerden oluştuğunu ve Mesozoyik'in büyük bir bölümünü (Üst Triyas-Üst Kretase yaş aralığı) temsil ettiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, bölgenin diğer birlikleriyle tektonik dokanaklı olduğunu savunmuşlardır. Özgül ve diğ. (1981) birimin allokton konumlu olduğunu savunurlarken, Yazgan



1. Yeşil şistler (Paleozoik-Mezozoik) 2. Volkanit arakatlılı metamorfitletler (Paleozoik veya yaşı bilinmiyor) 3. Mezozoik kireçtaşları 4. Jura-Kretase kireçtaşları 5. Ofiyolitik karışık (Ü. Kretase) 6. Granitoidler (Mezozoik) 7. Paleosen-Eosen çökelleri 9. Neojen çökelleri 10. Neojen karasal volkanitleri 11. Kuvaterner çökelleri 12. İnceleme alanı 13. Tren yolu, karayolu 14. Fay, bindirme fayı

Not: Bingöl (1989)'den kısmen basitleştirilerek alınmıştır.

Şekil 2.1. İnceleme alanının basitleştirilmiş bölgesel jeolojik konumu

(1983) Munzur Kireçtaşları'nın aslında Keban Metamorfitleri üzerinde çökelmiş platform türü otokton karbonatlar olduğunu, ancak daha sonra ekaylanmalarla metamorfitler üzerine bindirdiğini belirtmektedir.

Ofiyolitler yerleşimleriyle, bölgenin jeodinamik evriminde en etkin rolü üstlenmişler ve birçok araştırmacının farklı şekillerde yorumladığı tektonik unsurların oluşumunu sağlamışlardır. Özgül ve diğ. (1981), Eriç Ofiyolitli Karışığı olarak adlandırdığı birinin, Senoniyen'de yerleştiğini ve Munzur Kireçtaşları üzerine bindirmeli konumlu olduğunu savunmuşlardır. Yılmaz (1985) ise "Erzinca Napı" olarak adlandırdığı ofiyolitli karışığın, Pontidler'in güneyindeki Çimen Dağı Napı ile Munzur Kireçtaşı arasında kuzeye dalımlı olarak Paleosen'de yer aldığını ve meydana gelen bindirmelerin geriye doğru itilmeyi (retrosaryajı) temsil ettiğini benimsemiştir. Aktınur ve diğ. (1988), "Refahiye Ofiyolitli Karışığı" olarak adlandırdıkları birinin Munzur Kireçtaşları'nı tektonik olarak örttüğünü belirtmişlerdir. Ünlü ve diğ. (1989), ofiyolitlerin yöreye yerleşimleri sırasında metamorfitleri ve Mesozoyik kireçtaşı bloklarını içine alarak ofiyolitik karışığı oluşturduklarını ve aynı zamanda üzerlerindeki kireçtaşlarını da sürüklemiş olduklarını savunmuşlardır. Ayrıca ofiyolitlerin yerleşimlerinin, Zeck ve Ünlü (1988)'nin Marmara Plütunu için saptadıkları 110 ± 5 m.yıllık yaş tayinine göre Albiyen'den önce olabileceğini belirtmişlerdir. Tokel (1989), Eosen-Miyosen süresince Doğu Anadolu' da meydana gelen çarpışma ile ofiyolitlerin bugünkü konumlarını kazandıklarını ve bunun da Arap platformunun kuzey yönlü sıkıştırmasıyla birlikte güneye geri itilmeler (retrosaryajlar) şeklinde geliştiğini hipotetik olarak düşünmüştür.

Bölgede magmatik etkinlikler Kretase'de başlayıp, Miyo - Pliyosen'de sona ermiştir.

Sedimenter Tersiyer oluşukları bölgede Paleosen yaşta-ki kireçtaşlarıyla (Tecer Formasyonu, İnan ve İnan 1990) başlamaktadır. Eosen Paleosen'i aşılmal uyumsuzlukla örtmektedir ve değişik fasiyeslerde gelişmiştir. Bazı yerlerde filiş

benzeri birim özelliğinde olup, volkanik arakatkılar içermektedir. Daha çok transgressif sığ deniz çökelleri durumundadır. Oligo - Miyosen lagüner fasiyeste gelişmiş jipsli seri ile karakteristiktir. Ancak, Hafik güneyi çöküntü alanında denizel Miyosen karasala geçişlidir. Ayrıca, denizel Miyosen Munzur Dağları güney yamaçlarında volkanik arakatkılı olarak yer almıştır. Karasal genç oluşuklar bunların üzerine uyunsuz olarak gelmektedir.

2.2.Stratigrafi

Çalışma alanındaki litostratigrafik birimleri alloktonlar ve otoktonlar olarak iki grupta toplanak mümkündür. Alloktonları, Munzur Kireçtaşı ve Eriç Ofiyolitli Karışığı temsil ederken, otoktonlar Çaltı Granitoyidi, Kenah Formasyonu ve Kuvaterner çökellerinden oluşmaktadır. Bu formasyonların özellikleri aşağıdaki gibidir:

2.2.1.Alloktonlar

2.2.1.1.Munzur Kireçtaşı

Kendine özgü kaya türü özelliği ile yörede yayılım gösteren bu karbonat kayacı, Munzur Kireçtaşı (Özgül ve diğ., 1981) birliğinin batı uzanımında yer almaktadır. Gri ve bej renklerde olan birim, üst seviyelerinde belli belirsiz tabakalanma gösterir ve genelde tabakalanma göstermemektedir. Çakmaktaşı arakatkılı olup, şelf türü kalın bir neritik ortan çökelimlerinden oluşmaktadır. Yaklaşık 50 ile 300 m. arasında değişen kalınlık verir. Eriç Ofiyolitli Karışığı içinde gömülmelerin izlerini taşınakla birlikte, karışık içinde yer yer 50-100 m.lik bloklarına da rastlanmaktadır.

Genelde ofiyolitler üzerine bindirmeli veya ters faylı konumda görülür (Şekil 2.2).

Munzur Kireçtaşı, Çaltı granitoyidi tarafından kesilmiş ve yer yer anklave edilmiştir. Bölgesel tektonizma ve granitoyid sokulumu etkisiyle kristalize olmuş, çok kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Granitoyid kontaktlarında Mg-Si Metasomatizmasıyla yer yer silisifiye ve dolomitize olmuştur. ayrıca demir sıvamaları ve cevher oluşumlarını bu kontaktlarda görmek mümkündür.

Munzur Kireçtaşı'nın çalışma alanında fosil belgilemesi yapılamamış ancak, Özgül ve diğerleri (1981)'nin çalışmalarıyla Üst Triyas-Jura-Kretase yaş aralığında çökelmiş olduğu fosil belgilemeleriyle saptanmıştır. Bu çalışmada birimin yaşı, sahada üyeler bazında ayırtlamalar yapmadan fornasyon için yukarıda belirlenen yaşlandırılmaya göre değerlendirilmiştir.



Şekil 2.2. Munzur Kireçtaşı'nın Eriç Ofiyolitli Karışığı üzerine bindirmeli konumu. T_R jkm-Munzur Kireçtaşı, Ke-Eriç Ofiyolitli Karışığı. Hübaba Tepe'den kuzeydoğuya bakış.

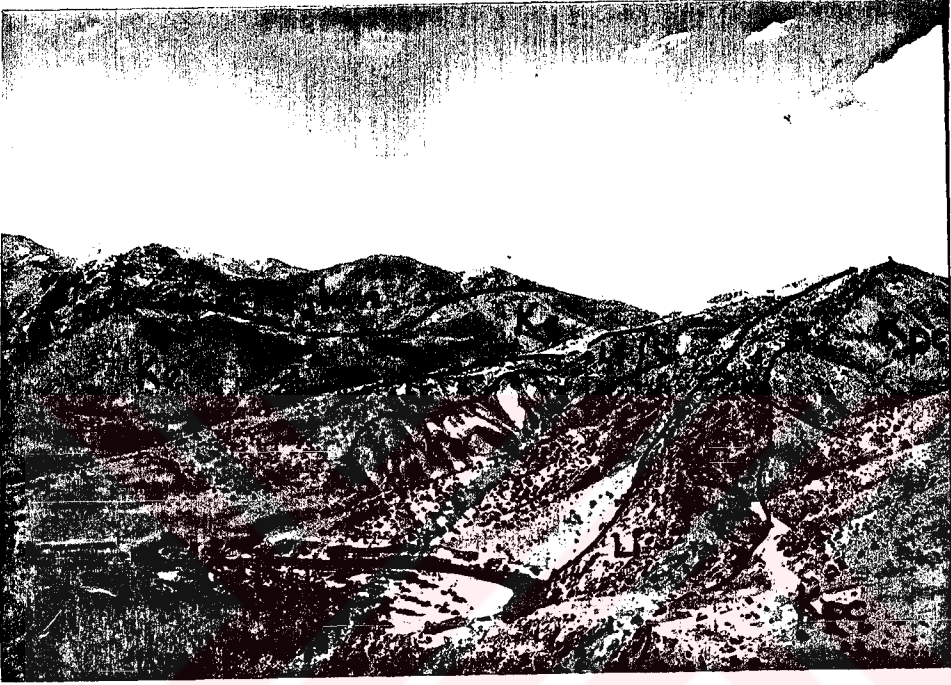
2.2.1.2.Eriç Ofiyolitli Karışığı

Birimin formasyon adlamasını Özgül ve diğerleri (1981), ofiyolit yayılımının görüldüğü Kenah güneybatısında yer alan Eriç köyünden yapmışlardır. Kirli yeşil, beyazımsı, kahvemsî ve mavintrak renkli olup, kaygan yüzeylidir. Çalışma alanında geniş alanları kaplayan birim, daha çok serpantinize olmuş ve peridotit, diyabaz, spilit gibi ultrabazik ve bazik kayalardan oluşmaktadır. Serpantinleşmiş kaya türlerinde, serpantinleşme sonucu açığa çıkmış dissemine ve damarcıklar şeklinde manyetit kusmaları görülür. Ayrıca harzburjit ve dünitlere rastlanması, serpantinleşmenin peridotitlerden itibaren geliştiğini göstermektedir.

Birim, Munzur Kireçtaşı'yla tektonik ilişkili olup, içinde yer yer bu çökel kaya bloklarına rastlanmaktadır. Karbonatların genelde ofiyolitlerin üzerinde görülmesine rağmen, bazen sahada ofiyolitlerin karbonatların üzerine itilmiş olduğu da görülmektedir (Şekil 2.3). Çalışma alanında Çaltı granitoyidi tarafından kesilmiş durumda ve bu çıkışın gazlı ve sulu solüsyonlarının etkisiyle intrüzyon kontağı ile kontaga yakın alanlarında, silisleşmeler şeklinde hidrotermal metasomatizmaya uğradığı görülür (Şekil 2.4). Birim ayrıca Kenah Formasyonu tarafından diskordan olarak örtülüdür. Ofiyolit yöreğe yerleşim süreci, granitoyid çıkışından önce tamamlanmış olmalıdır. Fakat bu yerleşim yaşı konusunda birbirleriyle çelişen birçok görüş ileri sürülmüştür. Buna karşılık, çalışma alanında ofiyolitlerin yerleşim yaşıyla ilgili herhangi bir veri üretilmiş değildir. Ancak, ofiyolit yerleşiminin Alt-Üst Kretase zaman aralığında tamamlanmış olması gerektiği, tartışmaya açık olarak düşünülmektedir.



Şekil 2.3. Munzur Kireçtaşı ve Eriç Ofiyolitli Karışığı arasındaki tektonik ilişki. T_R jkm-Munzur Kireçtaşı, Ke-Eriç Ofiyolitli Karışığı, Kpç-Çaltı Granitoidi. Navril köyünden kuzeye bakış.



Şekil 2.4. Eriç Ofiyolitli Karışığı ve Çaltı Granitoyidi kontaktlarında meydana gelen silisleşmeler. T_R jkm-Munzur Kireçtaşı, K_e -Eriç Ofiyolitli Karışığı, $Kpç$ -Çaltı Granitoyidi, L_i -Silisli oluşumlar. Akuşağı batısından kuzeye bakış.

2.2.2.Otoktonlar

2.2.2.1.Çaltı Granitoyidi

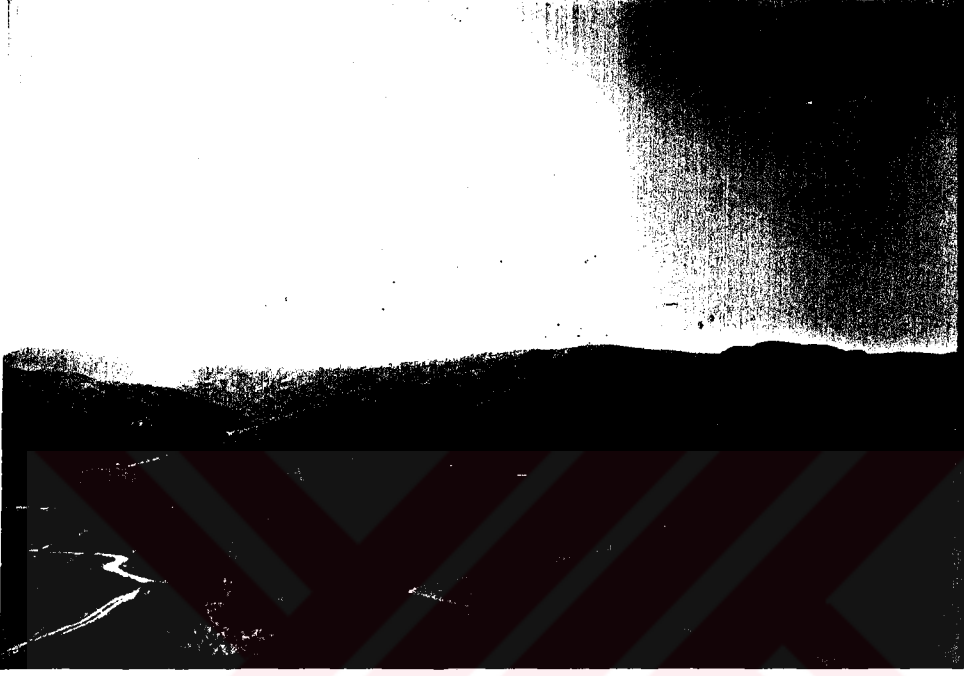
Çaltı Granitoyidi, Divriği yöresinde yayılım gösteren dumluca, Murmana ve Karakeban plütonlarının 5-25 km. doğu ve güneydoğusunda yer alan ve çevre kayalarıyla diskordan ilişkiye sahip bir plütonik sokulumdur. Porfirik ve taneli yapıda gelişmiş olup, taneli yapı plütonun daha çok iç zonlarında, porfirik yapı ise dış zonda ve kütle içindeki farklı yükseltilerde görülen damar kayalarında gözlenir. Ayrıca, plüton içinde gözlenen mafik magmatik enklavlar (MME) da porfirik yapı verirler. Ayrışma ve alterasyon oldukça fazladır (Şekil 2.5).

Intrüzyon, yükseliminde yan kayaların içine girintili-çıkıntılı olarak (Şekil 2.6) yerleşirken, kontaklarda yer yer kataklastik bir yapı kazanmış ve yer yer de akmlar şeklinde volkanizmaya geçiş göstermektedir. Bu konuyla birim, epizon plütonizması daha çok subvolkanik bir kütle izlenimini vermektedir.

Plüton, Munzur Kireçtaşı ve Eriç Ofiyolitli Karışığı'nı kesmiş, Kemah Formasyonu ve Kuvaterner çökelleri tarafından ise diskordan olarak örtülmüştür (Şekil 2.7). Çalışma alanında çıkışın Eosen'le ilgisi doğrudan gözlenememişse de, doğusunda ve batısında yer alan plütonik kayaların Eosen'e çakıl vermiş olmaları nedeniyle intrüzyonun Kretase-Paleosen yaşında olabileceği düşünülmektedir.

2.2.2.2.Kemah Formasyonu

Birimin formasyon adlamasını Özgül ve diğerleri (1981), yüzeylemelerin yaygın olduğu Kemah ilçesinden almışlardır. Çalışma alanında diskordan olarak daha yaşlı tüm kaya birimlerini örtmektedir. Başlıca konglomera, kumtaşı, silttaşı,



Şekil 2.5. Çaltı Granitoyidi genel görünümü.Fazla ayrışma ve taşınmalarla peneplenleşmiştir. Çaltı köyünden güneye bakış.



Şekil 2.6. Çaltı Granitoyidi'nin Munzur Kireçtaşı içine dil şeklinde girişi. T_R jkm-Munzur Kireçtaşı, Kpç-Çaltı Granitoyidi. Çaltı istasyonundan kuzeydoğuya bakış.



Şekil 2.7. Kemah Formasyonu'nun Çaltı Granitoyidini diskordansla örtmesi. Tk-Kemah Formasyonu, Kpç-Çaltı Granitoyidi, T_R jkm-Munzur Kireçtaşı. Çaltı istasyonundan kuzeydoğuya bakış.

kiltaşı, marn, kalker ve jipsten oluşmaktadır. Genellikle diğer yaşlı birimlerin üzerine konglomera seviyesiyle gelmesine karşın, Çaltı mahallesi civarında kalkerli seviyelerle başladığı görülür.

Konglomeralar yörenin yaşlı kayaçlarının çakıllarını içermektedir. Kötü boylanmış olup, düzensiz bir yapısı vardır ve kumtaşlarıyla ardalanmalar gösterir. Birim üstte doğru silttaşı, kiltaşı, marn ve kalkerli seviyelere geçmektedir. Kalkerler düzgün tabakalı, sarı ve gri renklerde olup, bol gastropod, lamellibrans ve alg türü fosilleri içermektedir. Birimin üst seviyelerinde ise jips mercekleri görülmektedir.

Yörede yayılım gösteren birim, bu stratigrafik konumuyla karasal-gölsel bir ortamda çökelmiş olup, kabaca Neojen yaşlı olarak kabul edilmektedir.

2.2.2.3. Kuvaterner Çökelleri

İnce ve kaba malzemeden oluşan bu çökeller, gevşek çimentolu veya çimentosuz çakıl ve kum depoları ile akarsu kenarlarında taraçalar şeklinde görülürler. Dere, akarsu ve sel taşkınları, ince ve iri taneli malzemeyi taraçalarda ve akarsu yataklarında biriktirmişlerdir.

2.3. Tektonik

Toros dağoluşum kuşağının kuzeydoğu ucunda yer alan çalışma alanı daha önce de belirtildiği gibi, Anadolu'nun birbirinden farklı jeoloji geçmişi olan üç büyük bölgesinin; Doğu Anadolu, İç Anadolu ve Torosların karmaşık ilişkilerinin izlerini taşıyan kilit bölge (Özgül ve diğ., 1981) içinde bulunmaktadır.

Sahada Alpin orojenezinin Laramiyen, Piremiyen ve Radonik fazlarının etkileri görülmektedir. Magnetizma ve orojenik fazlar sırasında yöredeki kayaçlarda faylar, kıvrımlar ve eklemler meydana gelmiştir (Ek 1).

Faylanmalar, bindirme ve ters faylanmalar şeklinde daha çok KD-GB, KB-GD yönlerindeki gelişmeleriyle bölgenin genel tektoniğiyle uyumluluk gösterir. Ancak, magmatizmanın yan kayaçlarda meydana getirdiği ışınsal ve radyal denilebilecek faylanmalar da sahada izlenebilmektedir. Ayrıca, Munzur Kireçtaşı ile Eriç Ofiyolitli Karışığı arasındaki tektonik ilişkiler sahada çok iyi bir şekilde görülebilmektedir. Eriç Ofiyolitli Karışığı, Munzur Kireçtaşı bloklarını yer yer içine almış ve yer yer de kireçtaşları üzerine itilmiş durumdadır. Fakat daha çok, Munzur Kireçtaşının ofiyolitler üzerine itildikleri gözlenmektedir. Kireçtaşlarının bindirmesiyle gelişen ve ilk bu çalışmada adlandırılan "Munzur Bindirmesi", Çaltı granitoyidinin doğusunda KB-GD yönlü olarak yaklaşık 8 km. kadar izlenebilmektedir (bkz. Ek 1). Sahada bu bindirmeye ilişkin Navril ve Pingan dolaylarında kliplere de rastlanmaktadır.

Çalışma alanında meydana gelen kırıkların KB-GD ve KD-GB olduğu görülür. Kıvrımlanmalar sahada pek belirgin görülmemekte ve tabaka doğrultuları, düşük dereceli eğimli Neojen yaşlı birimlerde genellikle KB-GD yönlerinde gelişmiştir.

3. MİNERALojİK - PETROGRAfİK İNCELEME

Çalışma alanında Çaltı granitoyidinden derlenen örneklerin alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop altında mineralojik-petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Diğer yandan örneklerin taze ve karakteristik görülenlerinin tünkayaç ana element jeokimyasal analiz ve modal analizleriyle Q-P diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) ve QAP diyagramında (Streckeisen, 1976) kayaç adlanmaları yapılmıştır.

3.1. Çaltı Granitoyidi

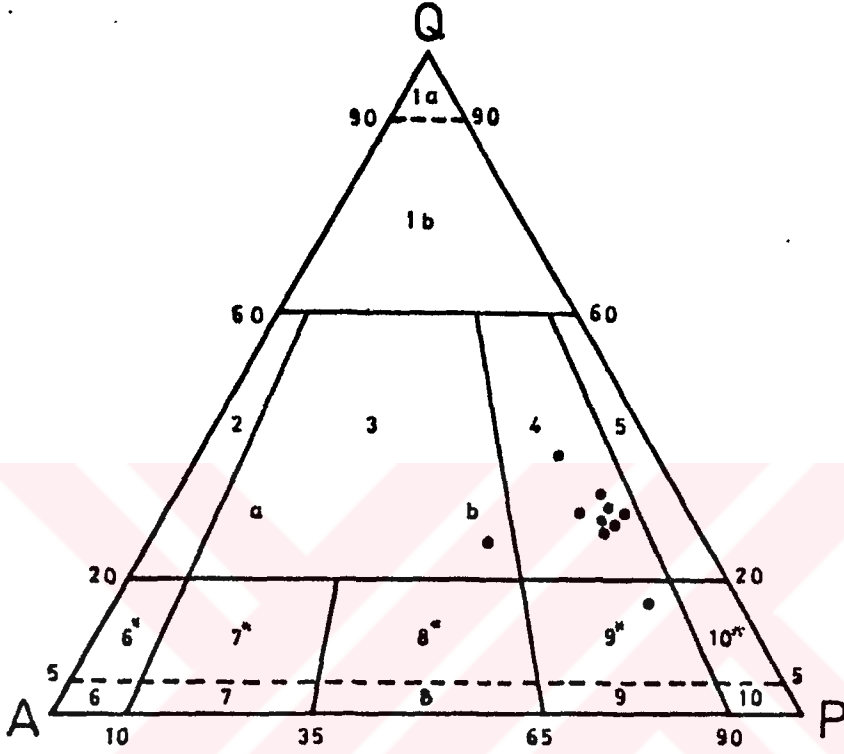
Çaltı granitoyidinden derlenen kayaç örneklerinden alterasyondan etkilenmeyen ve karakteristik olduğu kanısına varılan 10 tanesi üzerinde modal mineralojik analiz (Çizelge 3.1; Şekil 3.1) gerçekleştirilmiştir. Ayrıca bu örnekler-

Çizelge 3.1.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin modal mineralojik incelenmesi.

Örnek No	%Pl	%Kf	%Ku	%Bi	%Hb	%Opn	%Tm	Kavaç Adı
NA 1	47	9	26	10	6	1	1	Granodiyorit
NA 17	55	9	13	6	15	2	0	Kuvarslı monzodiyorit
NA 21	50	9	24	9	5	2	1	Granodiyorit
NA 23	42	26	23	5	2	1	1	Monzongranit
NA 26	51	13	27	6	2	1	0	Granodiyorit
NA 28	41	11	33	8	6	1	0	Granodiyorit
NA 31	53	9	30	3	5	0	0	Granodiyorit
NA 32	47	9	24	9	10	1	0	Granodiyorit
NA 36	50	11	24	3	9	2	1	Granodiyorit
NA 42	53	9	25	7	5	1	0	Granodiyorit

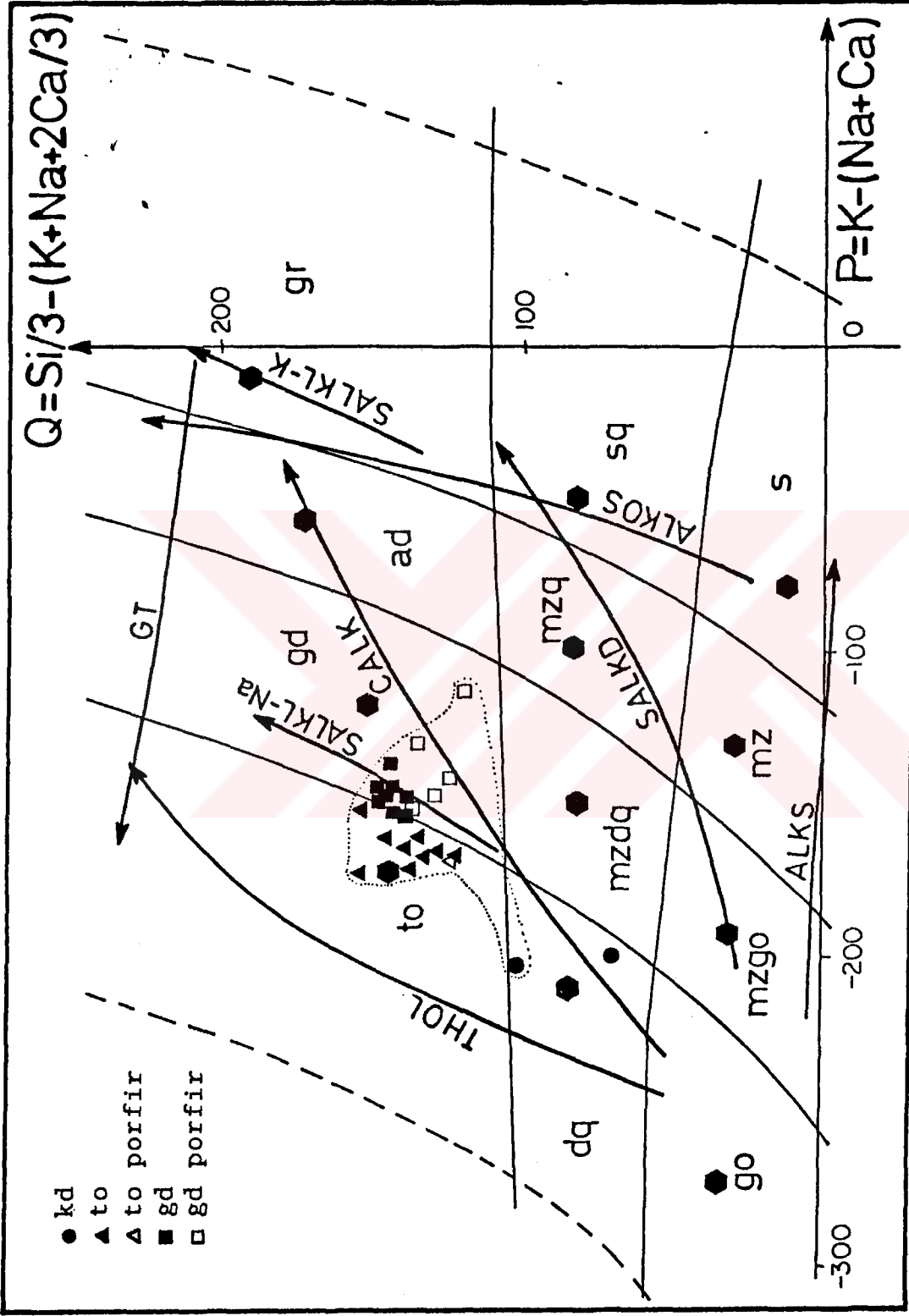
Açıklamalar : Pl-plajiyoklaz,Kf-potasyumlu fildspat, Ku-kuvars,Bi-biyotik,

Hb-hornblend, Opn-opak mineral, Tm-tali mineral.



Şekil 3.1.Çaltı granitoidine ait derinlik kayaçlarının QAP diyagramına (Streckeisen, 1976) göre adlandırılması.

1a-kuvarsolit; 1b-kuvarsa zengin granitoid;
 2-alkali feldspat granit; 3a-siyenogranit; 3b-monzogranit; 4-granodiyorit; 5-tonalit; 6*-kuvarslı alkali feldspat siyenit; 7*-kuvarslı siyenit; 8*-kuvarslı monzonit; 9*-kuvarslı monzodiyorit, kuvarslı mozogabro; 10*-kuvarslı diyorit, kuvarslı gabro, kuvarslı anortozit; 6-alkali feldspat siyenit; 7-siyenit; 8-monzonit; 9-monzodiyorit, monzogabro; 10-diyorit, gabro, anortozit.



Şekil 3.2. Çaltı granitoidi kayaç örneklerinin Q-P adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu. to-tonalit; gd-granodiyorit; ad-adamellit; gr-Granit; dq-kuvars diyorit; mzdq-kuvars monzodiyorit; mzq-kuvars monzonit; sq-kuvars siyenit; go-gabro (diyorit, anortozit); mzgo-monzo gabro (monzo diyorit); mz-monzonit; s-siyenit.

Not: Simgeler, ilk kez bu tez çalışmasında kullanılmıştır.

den 25 tanesinin kimyasal analizleri yapılarak Debon ve Le fort (1982)'a göre kimyasal-mineralojik sınıflamaları (Şekil 3.2) yapılmıştır. Modal mineralojik analizlerle kuvarslı monzodiyorit, monzogranit ve granodiyorit türü kayalar saptanırken, kimyasal-mineralojik sınıflamada tonalit, granodiyorit, kuvarsdiyoritler ve porfirleri türünden kayalar belirlenmiştir.

Modal mineroloji ile kimyasal-mineralojik incelemeler sonucunda örneklerin adlandırmalarında çok az sapmaların olduğu görülmüş, ancak bu çalışmada Debon ve Le Fort (1982)'a göre yapılan adlandırmalar esas alınarak aşağıda bu esas üzerine değerlendirmelerde bulunulmuştur. Ayrıca bu çalışmayla, Çaltı granitoyidi içinde belirlenen kayalar türleri arasında saha bazında sınır ayırtlamaları yapılamamış ve değerlendirilememiştir. Buna rağmen, kayalar türlerinin sahada bulunış konumları ve dağılımları ile ilgili kabaca gözlen ve değerlendirmelerde bulunulmuştur.

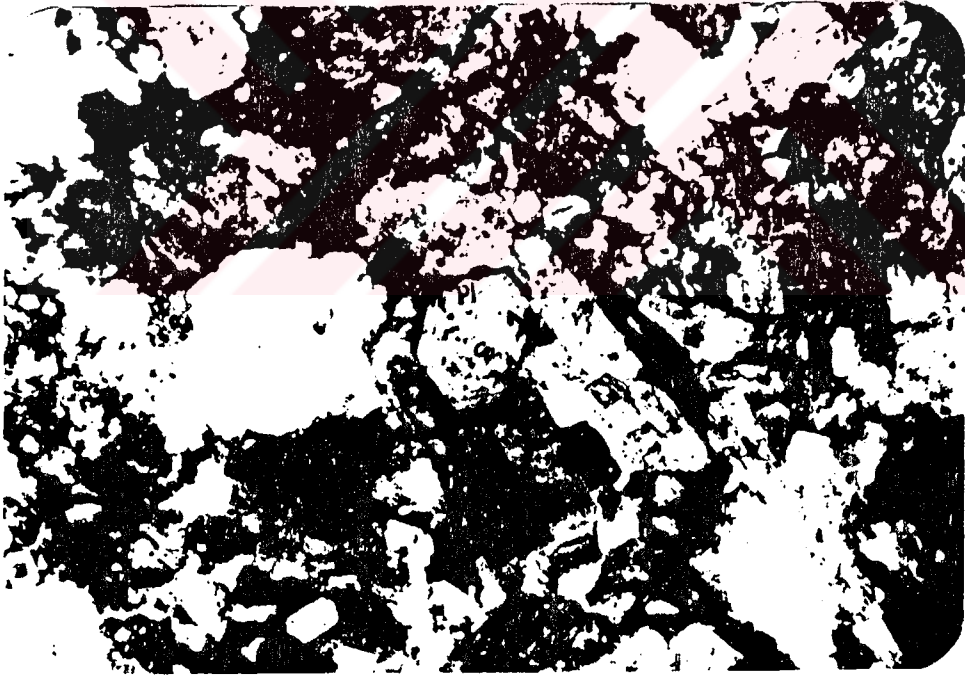
Diğer yandan, Çaltı granitoyidi kayalar örneklerinde magma karışması (mixing ve mingling) dokuları üzerinde Hibbard (1991)'e göre mineralojik-petrografik incelemelerle değerlendirmeler yapılmıştır.

3.1.1. Tonalitler

Debon ve Le Fort (1982)'a göre yapılan kimyasal-mineralojik sınıflandırmada NA1,NA4,NA9,NA21,NA32,NA36,NA37,NA40, NA42 ve NA43 nolu kayalar örnekleri tonalit olarak adlandırılmışlardır. Daha çok plütonun KB,B ve GB kısımlarında yer aldığı görülür. Bu tür kayaların plütonun genellikle batı kısımlarında yer almış olmasına rağmen, konum itibarıyla birbirinden ayrı yerlerde ve bir bütünlük oluşturmayacak şekilde konumlanmış olduğu görülmektedir. Polarizan mikroskop çalışmalarıyla bu kayalarda plajiyoklaz, örtoklaz, kuvars, hornblend, biyotit, apatit,zirkon, titanit ve opak mineral gibi birincil minerallerle epidot, klorit, kalsit ve serisit gibi ikincil alterasyon minerallerine rastlanmaktadır. Holokris-

talen hipidiyomarf-tanesel dokuludur ve mineral bileşenlerinin tane boyutları 1-5 mm arasında değişmektedir.

Plajiyoklaz :Genellikle polisentetik ikizlenmeler ve zonlu doku gelişimleri gözlenmektedir. Özşekilli ve yarı özşekilli taneler halinde, bazen potasyumlu feldspatlarla arasında mirmekit gelişmeleri görülür. %24-34 An. içerikleriyle oligoklaz-andezin bileşimindedirler. Alterasyonla serizit, kalsit ve epidota dönüşümlerine rastlanmaktadır (Şekil 3.3 ve 3.4). Bu alterasyonların zonlu yapı gösteren plajiyoklazların iç zonlarında oluşması, iç zonların anortit içeriğinin dış zonlara göre yüksek olduğunu göstermektedir. Ayrıca, plajiyoklazların çok seyrek de olsa poikilitik dokuyu gösteren biyotit kapanımları içerdiği görülmektedir (Şekil 3.5). Bu da iki mineralin birarada büyümelerine işaret etmektedir.



Şekil 3.3.Zonlu plajiyoklazın iç kısmının karbonatlaşması.
Pl-plajiyoklaz C-kalsit
Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.4. Zonlu plajiyoklazın iç kısmının epidota dönüşümü.

Pl-plajiyoklaz Ep-epidot

Büyütme: 14X, Ç.N.



Şekil 3.5. Plajiyoklazlarda poikilitik doku .

Pl-plajiyoklaz Bi-biyotit

Büyütme:14X, Ç.N.

Ortaklaz: Bu minerallere kayaç içinde çok az rastlanmaktadır. Yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halinde, genellikle toprağimsi görünüşleriyle sirizitleşme ve kalsitleşmeler şeklinde altere oldukları görülür.

Kuvars: Özşekilsiz taneler halinde ve diğer bileşenlerin arasını dolduran bileşenler şeklinde görülür. Çok az dalgalı sönme gösternelerine karşın genelde ani sönnelidirler.

Hornblend: Özşekilli ve yarı özşekilli mineraller olarak görülürler. c-eksenine dik kesitlerinde tipik $56-124^{\circ}$ lik dilinim açılarıyla baklava dilimi şekilli dilinimleri görülebilmekte ve bazen altı kenarlı ideal kristal şekillerine rastlanabilmektedir. c-eksenine paralel kesitlerde ise tek yönlü dilinimleri görülmektedir. Koyu yeşil renkli belirgin olan pleokroizması ve bazı örneklerde biyotit, klorit, kalsit ve epidota dönüşümleri (Şekil 3.6) iyi seçilmektedir.

Biyotit: Yarı özşekilli ve levhamsı görünüşlerde, bazen bıçak şekilli olanlarına rastlanmaktadır. Genellikle kahverenkli ve tek yönde gelişen dilinimlerine paralel sönme göstermektedirler. Ayrıca biyotitlerin bazı örneklerde klorite dönüştükleri de görülür.

Apatit: Tonalitler içinde tali mineral olarak görülen apatitlere, ince çubuğumsu kristaller halinde renksiz ve optik engebeleri yüksek olarak, mafik mineraller ve plajiyoklaslar içinde (Şekil 3.7) kapanımlar şeklinde rastlanmaktadır.

Zirkon: Kısa prizmatik taneleri, koyu renkli mineraller ve plajiyoklasların içinde (Şekil 3.8) küçük kapanımlar halinde görülmektedir. Etrafında meydana gelen pleokroyik haller ve yüksek optik engebesi ile kolayca tanınabilmektedir.

Titanit: Genellikle kahverenkli görünüşleri ve yüksek optik engebeleriyle tanınan titanit mineralleri, kayaç içinde yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halinde tali mineral

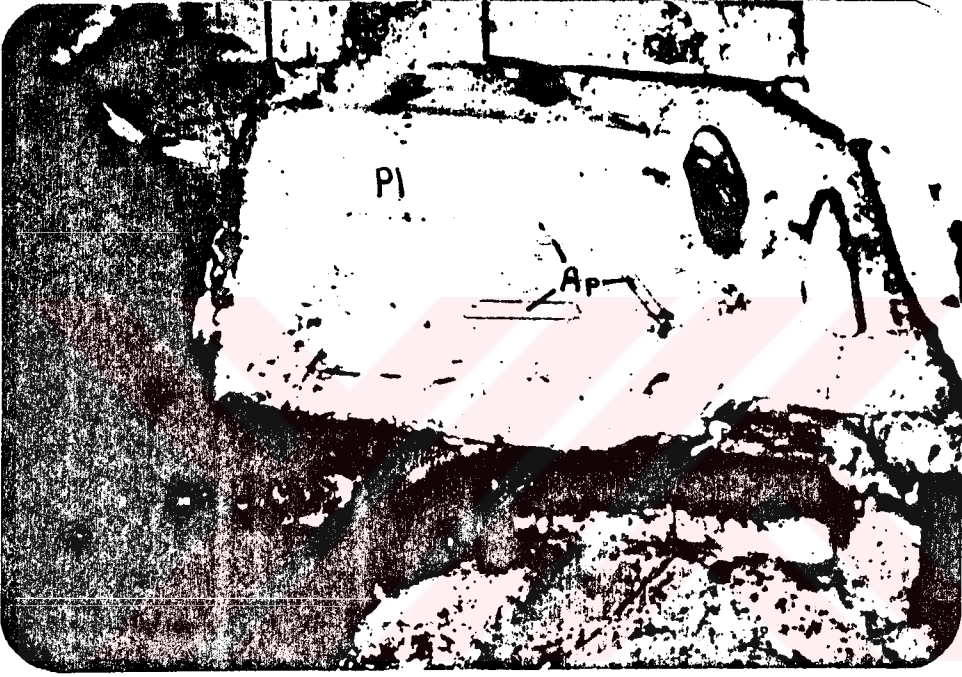


Şekil 3.6.Hornblendelerin ve biyotitlerin klorit, epidot ve kalsite dönüşümleri.

Hb-hornblend Bi-biyotit C-kalsit Cl-klorit

Ep-epidot

Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.7. Plajiyoklazlar içinde apatit çubukları.
Pl-plajiyoklaz Ap-apatit
Büyütme: 35X, Ç.N.



Şekil 3.8. Plajiyoklaz içinde apatit ve zirkon mineral kapanımları.

Pl-plajiyoklaz Ap-apatit Zr-zirkon

Büyütme: 35X, Ç.N.

olarak görülmürler.

Opak Mineraller: Kayaç içerisinde daha çok koyu renkli minerallerle birlikte ve yarı özşekilli veya özşekilsiz olarak görülmektedirler.

3.1.2.Tonalit Porfirler

Sahada porfir özelliğine sahip olarak, Hübaba Tepe kuzeyinden alınan yalnız NA 18 no.lu kayaç örneğinin tonalit porfir tanımlaması yapılmıştır. Bu örneğin diğer tonalitlerle herhangi bir birlikteliği de yoktur. Birlikte bulunduğu yakınındaki kayaçlar granodiyorit ve kuvarsdiyorit olarak tanımlanmışlardır. Kayaç, plütonun orta kısımlarında ve tonalitlerin aksine doğusunda yer almıştır. Örnek içerisinde kayaç yapıcı minerallerden plajiyoklazlar görülmekte ve bunların zonlu yapı ve polisentetik ikizlenmelerle killeşmiş ve karbonatlaşmış oldukları görülmür. Ayrıca %12 An. içeriğiyle oligoklaz bileşimindedirler. Plajiyoklazlardan başka kayaç yapıcı mineral olarak çok az belli belirsiz potasyumlu feldspatlara ve genellikle mikro taneli kuvars kristallerine rastlanmaktadır. Ayrıca, koyu renkli minerallerden biyotit ve hornblend kristallerine klorite bozuşmuş olarak rastlanır. Diğer yandan kayaç içinde tali mineral olarak apatit, titanit ve opak minerallere rastlanmıştır. Kayaç, porfirik dokulu olarak yarı derinlik kayacı özelliğinde görülmektedir (Şekil 3.9).

3.1.3.Granodiyoritler

Çaltı granitoyidinden derlenerek kimyasal-mineralojik incelemeleri yapılan NA 10, NA 16, NA 19, NA 23, NA 25, NA 26, NA 28 ve NA 31 no.lu kayaç örnekleri granodiyorit olarak tanımlanmıştır. Bu kayaç türleri, granodiyorit

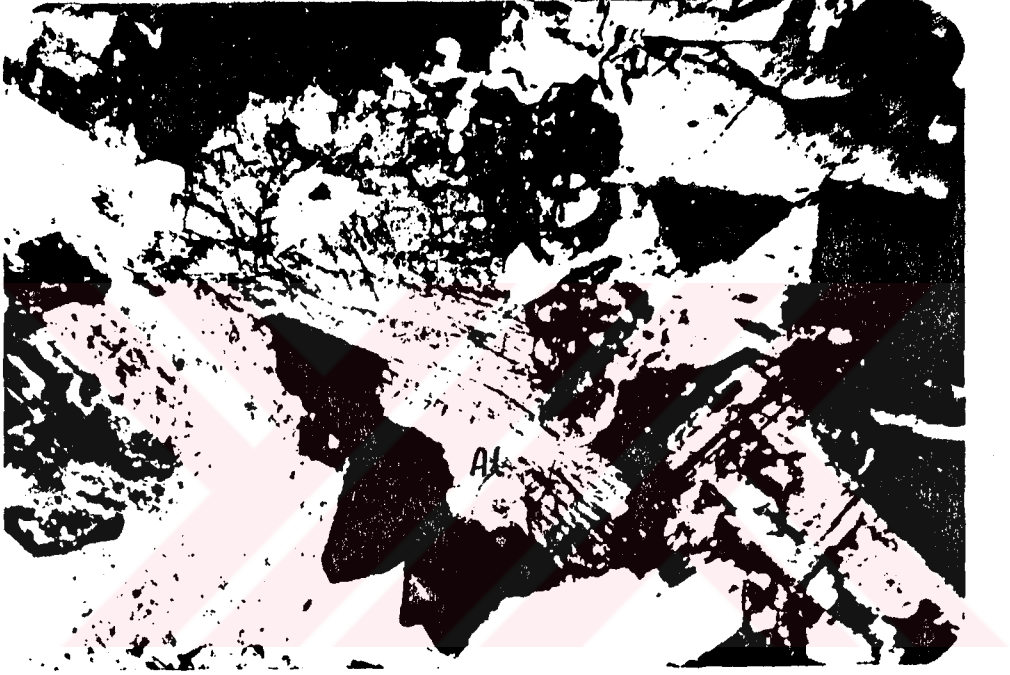


Şekil 3.9. Tonalit porfirlerde porfirik doku görünümü.

Pl-plajiyoklaz Q-kuvars Op-opak mineral

Büyütme:14X, Ç.N.

içinde oldukça dağınık olarak yer aldığı görülür. Kayaç içinde otopnömatolitik etkilerle allanit oluşumlarına rastlanmaktadır (Şekil 3.10).



Şekil 3.10.Otopnömatolitik etkilerle oluşmuş allanit.

Al-allanit

Büyütme:14X, Ç.N.

Plajiyoklaz: Polisentetik ikizlenmeler ve büyüme kenarlarına paralel gelişen zonlu yapılar göstermektedirler. Yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halinde olan plajiyoklazlar, %12-47 An. içerikleriyle oligoklaz-andezin bileşimindedirler. Serizitleşme, killeşme ve karbonatlaşmalar şeklinde altere olmuşlardır.

Ortoklaz: Plajiyoklazlara göre az görülen bu mineraller daha çok toprağımsı görünümündedirler. Genellikle özşekilsiz taneler halinde, killeşmeler ve kalsitleşmeler şeklinde altere olmuşlardır.

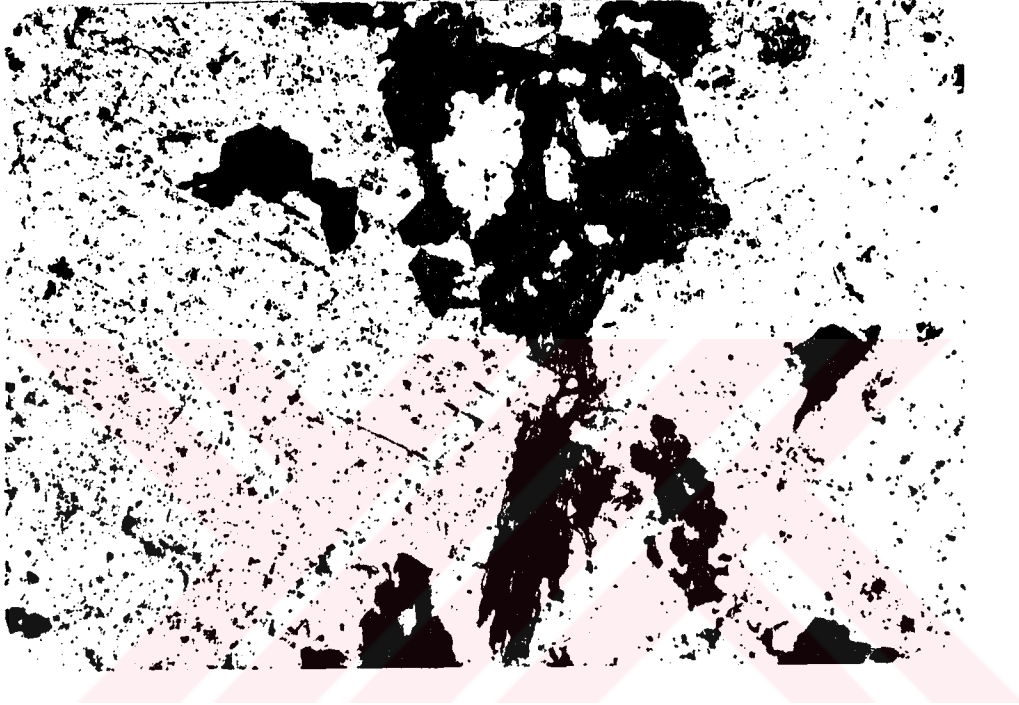
Kuars: Özşekilsiz taneler halinde daha çok interstisiyel olarak iri kristaller arasındaki boşlukları doldurmuşlardır. Bazen hafif dalgalı sönmeler gösterirler.

Hornblend: Özşekilli ve yarı özşekilli taneler halinde, bazal kesitlerinde güzel baklava dilinimleri verirler. Biyotite dönüşümleri (Şekil 3.11 ve Şekil 3.12), alterasyonla klorit, kalsit ve epidota dönüştükleri görülür.

Biyotit: Yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak plakotler halinde dilinin çizgilerine paralel sönmeler gösterir. İçerisinde çubuğumsu şekillerde apatit minerallerine rastlanmaktadır. Biyotitlerin, yer yer kloritleşmeye uğradıkları görülmektedir.

Apatit: İnce çubuğumsu kristaller halinde, mafik mineraller ve plajiyoklaslar içinde kapanımlar şeklinde görülürler (Şekil 3.13). Optik engebeleri yüksektir ve bazen zirkon ve titanit mineralleriyle birlikte bulunurlar.

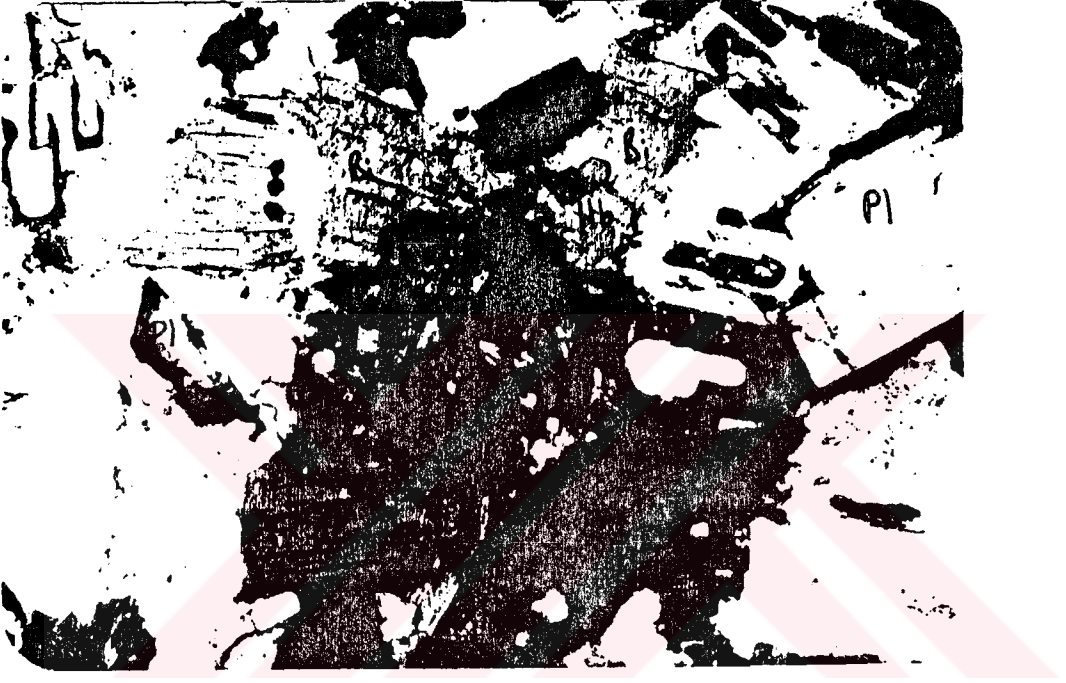
Titanit: Kayaç içinde tali mineral olarak yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halinde her zaman rastlanmaktadır. Kahve rengi ve optik engebelerinin yüksek oluşu ile kolayca tanınabilmektedir (Şekil 3.14).



Şekil 3.11.Hornblendlerin biyotit ve klorite dönüşümü.

Hb-hornblend Bi-biyotit Cl-klorit

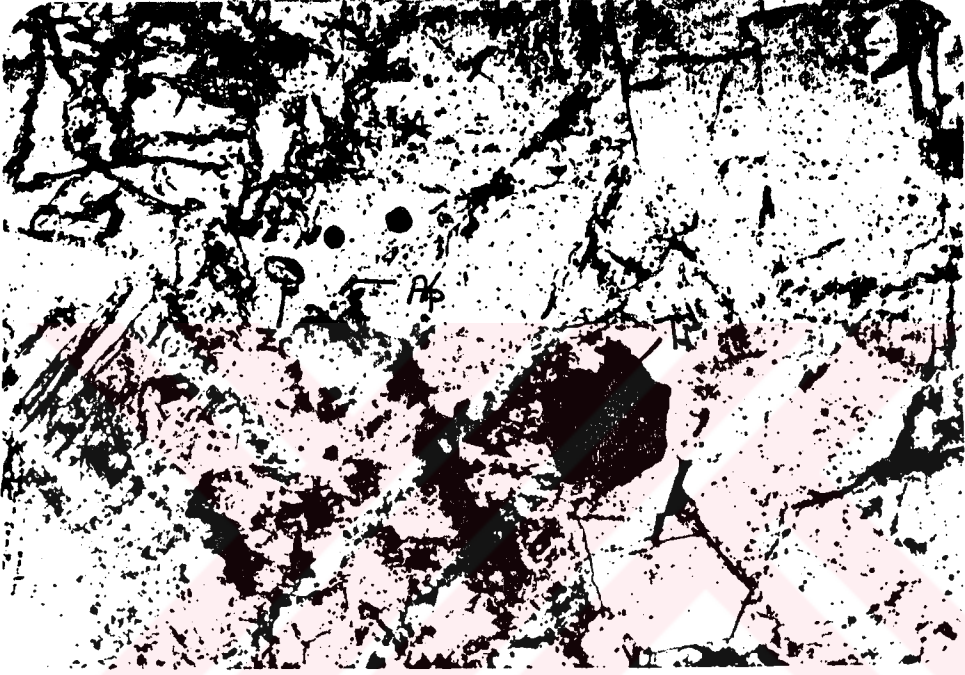
Büyütme:14X, T.N.



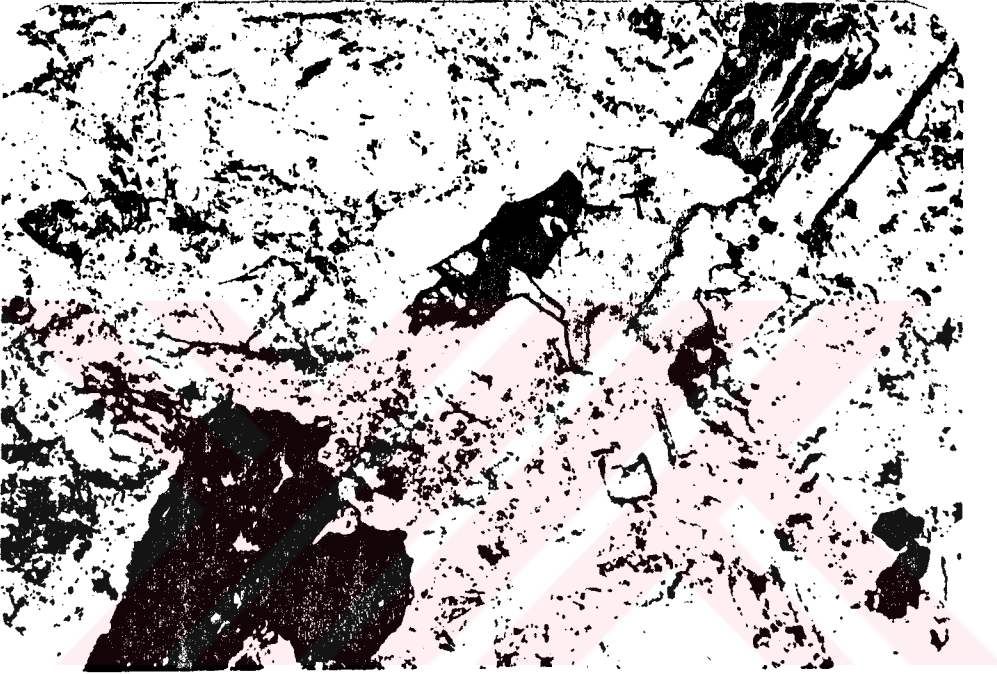
Şekil 3.12. Hornblendlerin biyotite dönüşümleri.

Hb-hornblend Bi-biyotit Pl-plajiyoklaz

Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.13. Apatit, titanit ve zirkon minerallerinin granodiyoritler içindeki görünümü.
Ap-apatit Ti-titanit Zr-zirkon
Büyütme: 35X, T.N.



Şekil 3.14. Granodiyoritler içinde yarı özşekilli titani-
tin görünümü.

Ti-titanit

Büyütme:14X, T.N.

Zirkon: Koyu renkli mineraller ve plajiyoklazlar içinde kapanımlar şeklinde yer almışlardır. Yüksek optik engebeli ve kısa prizmatik taneler halinde görülürler (Şekil 3.13).

Opak Mineraller: Daha çok mafik minerallerle birlikte görülürler.

3.1.4. Granodiyorit Porfirler

Debon ve Le Fort (1982)'a göre yapılan kimyasal-mineralojik sınıflandırmada NA 3, NA 11, NA 22, NA 33 ve NA 35 no.lu kayaç örnekleri granodiyorit porfir olarak tanımlanmışlardır. Bu kayaçların, "porfir" özellikleri polarizan mikroskopta yapılan incelemelerle belirlenmiş ve kimyasal-mineralojik sınıflandırma diyagramı (Şekil 3.2) adlandırılmalarına "porfir" takısının eklenmesi suretiyle tanımlamaları yapılmıştır.

Granodiyorit porfirlerin sahada, tonalit ve granodiyorit yayılım alanlarında dağınık olarak yer aldığı görülür. Genellikle plütonun kenar ve üst zonlarında görülmekle birlikte, plütonun orta kısımlarında ve derinlik kayaçlarıyla karmaşık ilişkiler halinde de görülürler.

Porfirik dokusuyla (Şekil 3.15) yarı derinlik kayacı özelliğinde olan granodiyorit porfirlerde plajiyoklaz, potasyumlu feldspat, kuvars, hornblend, biyotit, apatit, titanit, zirkon ve opak minerallerinin yanı sıra epidotlaşmalar, kalsitleşmeler ve serizitleşmeler şeklinde alterasyon minerallerine de rastlanmaktadır. Fenokristallerin arasını daha çok plajiyoklaz mikrolitleri, kuvars, epidot, opak mineraller ve diğer mikrolitik taneler doldurmuştur.

Plajiyoklaz: Polisentetik ikizlenme ve büyüme kenarlarına paralel zonlanmalar göstermektedir. Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde, bazen içinde poikilitik dokuyu veren hornblend kapanımları içermektedir (Şekil 3.16). %23-46 An. içeriğiyle oligoklaz-andezin bileşimindedirler.



Şekil 3.15. Granodiyorit porfirlerde genel görünüm.
Hb-hornblend Pl-plajiyoklaz Ti-titanit
Büyütme:14x, Ç.N.

Karbonatlaşma, serizitleşme ve killeşmeler şeklinde altere olmuşlar ve zonlu plajiyoklazlarda bazen zonlanmaya paralel kalsit bozuşmaları görülmektedir (Şekil 3.17). Plajiyoklazlar içinde görülen bu tür bozuşmalar, bir mineralin zonlu yapılarının birbirlerine göre farklı anortit içerdiklerini ve anortiti yüksek zonlanmaların düşük olanlara göre karbonata bozuştuklarını göstermektedir.



Şekil 3.16. Granodiyorit porfirlerde poikilitik yapı.

Hb-hornblend Pl-plajiyoklaz

Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.17. Plajiyoklazlarda zonlanmaya paralel kalsit bozuşmaları.

Pl-plajiyoklaz C-kalsit

Büyütme: 35X, Ç.N.

Potasyunlu Feldspat: Az oranda görülen potasyunlu feldspatlar yarı özşekilli fenokristaller halinde pertitik yapıdadırlar ve genellikle alterasyonla serizitleşmiş, killeşmiş ve kalsitleşmişlerdir. Kesitlerde ortoklaz olarak görülmüştür.

Kuvars: Kayaçta mikrolitler halinde fenokristaller arasında boşlukları doldurmaktadırlar.

Hornblend: Yarı özşekilli uzun latalar halinde görülen hornblendler, alterasyonla kloritleşmiş ve kalsitleşmişlerdir. Bazal kesitlerinde ideal baklava dilinini (56° - 124°) göstermektedirler. Bazen içlerinde plajiyoklaz inklüzyonları da içermektedir.

Biyotit: Yarı özşekilli levhaları, dilinimlerine paralel sönmeler gösterir ve kloritleşme ve kalsitleşmeler şeklinde altere olmuşlardır.

Ayrıca kayaç içinde tali mineral olarak apatit çubukları, opak minerallerle zirkon ve titanit minerallerine de rastlanmaktadır.

3.1.5. Kuvarsdiyoritler

Çaltı granitoyidinden alınan numunelerden NA 8 ve NA 17 no.lu örnekler kimyasal-mineralojik sınıflandırma diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) kuvarsdiyorit olarak tanımlanmıştır. Bunlardan NA 8 no.lu örnek mafik magmatik enklav (MME) olup, NA 17 no.lu örnekten farklı jenetik özelliğe sahiptir. Bu nedenle NA 8 no.lu örneğin mineralojik-petrografik özellikleri farklı başlıkta (Mafik Magmatik Enklavlar) değerlendirilmiştir. Ayrıca jenetik farklılık üzerine mixing-ningling olayları konusunda açıklayıcı bilgiler sunulmuştur.

Kuvarsdiyoritleri temsil eden NA 17 no.lu örnek, Hübaba Tepe KB'sında granodiyoritlerin görüldüğü alandan alınmıştır.

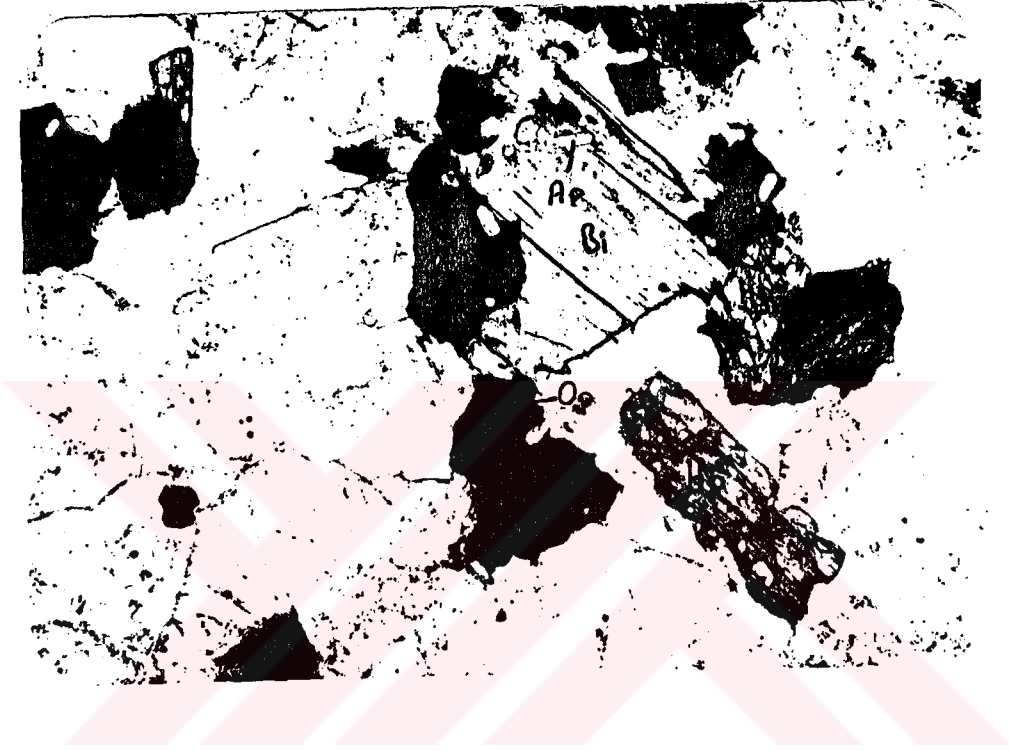
Kayaç içinde polarizan mikroskop altında polisentetik ikizlenme ve zonlanmalar gösteren oligoklaz bileşiminde plajiyoklaz, az potasyumlu feldspat, kuvars, hornblend, biyotit, apatit ve zirkon mineralleriyle opaklara rastlanmaktadır. Hornblend ve biyotitler az kalsitleşmiş ve kloritleşmişlerdir. Bazen hornblendin biyotit dönüşümü olduğu (Şekil 3.18) görülür. Ayrıca biyotitler içinde iğnensi apatit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 3.19).



Şekil 3.18. Kuvarsdiyoritlerde hornblendin biyotite dönüşümü.

Hb-hornblend Bi-biyotit Cl-klorit

Büyütme:14X, T.N.



Şekil 3.19.İğnemsli apatitlerin koyu renkli mineraller içindeki kapanımı.
Hb-hornblend Bi-biyotit Ap-apatit
Büyütme:14X, T.N.

3.1.5.1. Mafik Magnetik Enklavlar (MME)

Mafik magnetik enklavlara, Çaltı granitoyidini oluşturan kayaç türlerinin hepsinde de rastlanılmaktadır. Bunların boyutları cm'den-dm'ye kadar değişebilmektedir. Granitoyid içinde viskoplastik yapıdayken ana magnetik kütlelerin hareketlerine bağlı olarak çok değişik şekiller almışlar; bazen elipsoidal yapıda, bazen de girintili-çıkıntılı olarak düzensiz şekiller kazanmışlardır. Ana magnetik kütle ile mafik magma enklavları arasında fazla bir kimyasal farklılığın olmaması nedeniyle, ikisi arasında metasomatik ilişkilerin tersine keskin bir sınır bulunmaktadır (Şekil 3.20). Mineral parajenezleri bakımından da Çaltı granitoyidini oluşturan kayaç türleri ile benzerlik göstermekte ancak, mafik mineralleri daha fazla içermektedir (Şekil 3.21).

Mafik magma enklavlarını temsil eden NA 8 no.lu örneğin polarizan mikroskop altında orta ve ince taneli yapıda olduğu, içinde daha çok hornblend, plajiyoklaz, çok az potasyumlu feldspat, kuvars, çok az biyotit, epidot, apatit, zirkon ve titanit mineralleriyle opak oluşumlar görülmüştür. Plajiyoklazlar oligoklaz bileşiminde, yarı özşekilli taneler ve genellikle mikrolitler halindedirler. Çok az rastlanan potasyumlu feldspatlar ise genellikle serizitleşmişlerdir. Kuvarslarda dalgalı sönmeler görülmekte ve genellikle mikrokristal özelliğindedirler. Küçük ve orta irilikteki hornblend latalarının az epidotlaşmış, az karbonatlaşmış ve kloritleşmiş oldukları görülür. İgnemsi apatit ve titanit mineralleriyle opak oluşumlara kayaç içinde yaygın olarak rastlanmaktadır.

3.1.6. Magma Karışması (magma mixing) Dokuları

Fernandez ve Barbarin (1991), granitoyid türü kayaçların oluşumunda, özellikle kalk-alkalin bileşimli kayaçların oluşumunda mafik magmaların önemli rol oynadığını belirtirler. Bunu, eş yaşlı felsik ve mafik magmaların üç ayrı süreç-



Şekil 3.20. Mafik magma enklavı ile tonalit arasındaki keskin olan kontakt ilişkisi.

Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.21.NA 8 no.lu mafik magmatik enklav içinde mafik mineral dağılımları.

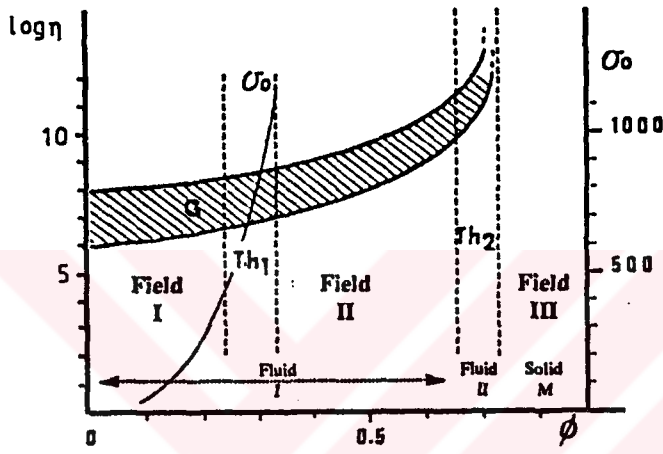
Hb-hornblend Cl-klorit Pl-plajiyoklaz Q-kuars
Ti-titanit Ap-apatit Op-opak mineral

Büyütme:14x, T.N.

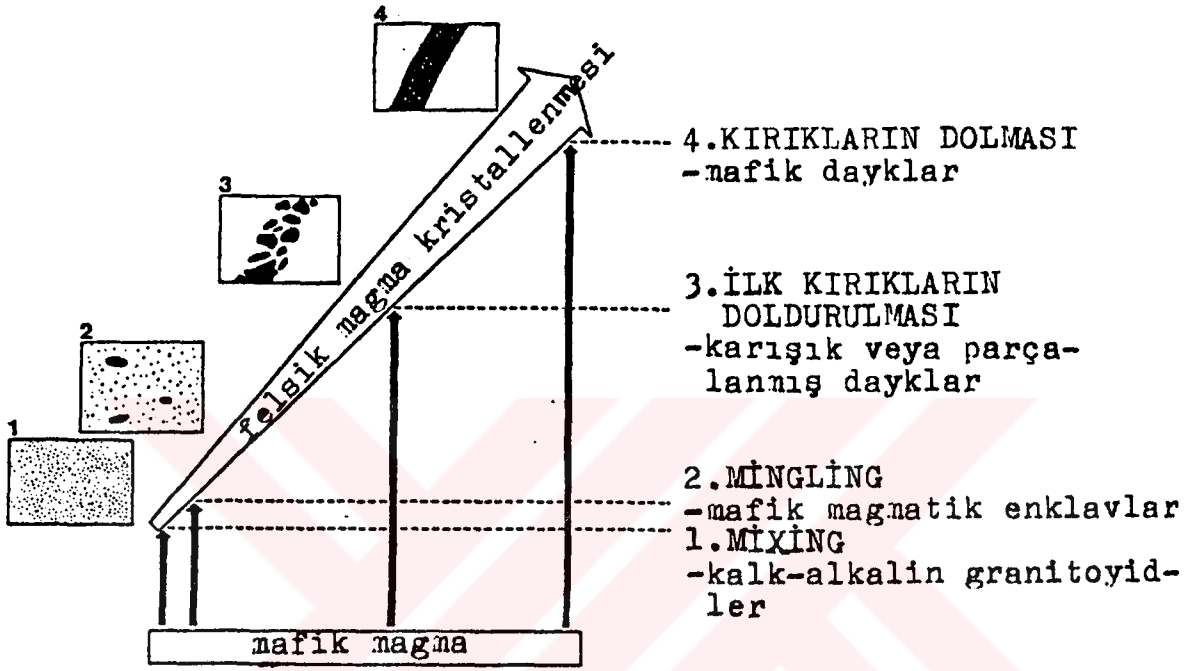
te birbirleriyle etkileşimleri; mixing, mingling ve kimyasal değişim süreçleri şeklinde açıklamışlardır. Bunlardan mixing olayı, plütonik magmatizmanın çok erken evrelerinde, muhtemelen felsik magmaların üretildiği derinliklerde meydana gelirken, mingling olayı ise daha sonra muhtemelen magmaların yükselmeye başladıkları ortamlarda meydana gelmektedir. Kimyasal değişimler ise, kimyasal bileşim bakımından farklılık sunan magmalar birbirleriyle kontakt oluşturur oluşturmaz meydana gelirler ve mingling olayını takip ederler. Plütonun katılacağı tamamlandığında ise sona ererler. Yazarlar, felsik ve mafik karakterli yaşıt magmalar arasındaki etkileşimlerin; bu magmaların ilksel sıcaklıkları, bağlı hacimleri, bileşimleri, su içerikleri, kristallenme dereceleri ve reolojik (sıvı hal) özelliklerine bağlı olarak gerçekleştiğini belirterek, bu olaylar sonucunda aşağıdaki dört durumun ortaya çıkabileceğini savunmuşlardır (Şekil 3.22 ve Şekil 3.23).

1-Eğer mafik magmalar, çok az miktarda kristallenmiş felsik magmaların, diğer bir deyişle henüz Newtoniyen davranış aşamasındaki felsik magmaların içerisine sokulum yaparsa, homojen bir şekilde karışma yani mixing olayı ile hibrid magmalar meydana gelmektedir (Şekil 3.22 ve Şekil 3.23). Bu tür magmalar tipik kalk-alkalin granitoidleri üretmektedirler. Bu durumlarda her iki magmada da veya sadece birisinde kristaller mevcut olabilir. Veya bunlar tamamen çözülebilir veya kısmen çözülebilir ve hibrid kayalardaki kseno-kristallerin (mantolanmış kristallerin, örneğin rapakivi veya antirapakivi dokusu) oluşumu gerçekleşebilir.

2-Mafik magmalar viskoplastik davranış gösteren felsik magmalara karıştıklarında (Şekil 3.22 ve Şekil 3.23) ise; bu çağdaş magmalar arasındaki viskozite farklılığından dolayı sadece mingling oluşuklar, diğer bir deyişle felsik taşıyıcı kayalık içerisinde mafik magma kabarcıklarını/damlalarını karakterize eden mafik magmatik enklavlar (MME) oluşabilmektedir.



Şekil 3.22. Granitoyid magmaları kristallenmesine ait sıvı hal diyagramı (Fernandez ve Barbarin, 1991). Field I-newtoniyen etkisi; field II-viskoplastik etki; field III-katılaşma etkisi; Th_1 -birinci reolojik eşik; Th_2 -ikinci reolojik eşik; η -viskozite sabiti; ϕ -kristallenme derecesi; σ_0 -yerçekimi ivnesi (dyn/cm^2).



Şekil 3.23. Granitoyid sistemi içinde felsik magma kristallenmesinin farklı evrelerinde mafik magma enjeksiyonu ile hibritleşme (Fernandez ve Barbarin, 1991) durumunu gösteren taslak.

3-Mafik magmalar, ikinci reolojik eşik değerine ulaşmış, diğer bir deyişle henüz vikoplastik davranıştan katı davranışa geçmemiş felsik sistemlere (Şekil 3.22 ve Şekil 3.23), erken evre kırıklarını dolduracak şekilde sokulum yaparlarsa, felsik magmanın henüz bir kısmının sıvı olmasından dolayı kazandığı hareketlenmeler ile deformasyona uğrayarak breşik yapı gösteren ve dar bir zonda çok yoğun olarak gelişmiş MME'lerin bulunmasıyla karakteristik olan oluşuklar meydana gelir.

4-Mafik magmalar, ikinci eşik değerinden sonra katı hal davranışı kazanmış tamamen katı özellik gösteren granitik kayalara geç evre sokulumları olarak yerleştiklerinde tipik mafik dayklar meydana gelmektedir. Burada, mafik ve felsik fazlar arasındaki çok yüksek olan reolojik zıtlıklar, bunlar arasında herhangi bir etkileşimin meydana gelmesini engellemektedir.

Hibbard (1991), magma mixing olayının gerçekleştiği ortamlarda meydana gelen kristalizasyon sırasında kayaç oluşturuvcu bileşenlerin dokusal özelliklerinin ortaya çıkmasında önemli ölçüde etkin olan başlıca beş ana süreç tanımlamıştır. Bunları

1-Mafik sistemin felsik sisteme ısı vererek soğuması sonucu çekirdeklenme ve kristallenme oranlarının bağıl olarak daha yüksek olmasına neden olması

2-Mafik sistemden ısı alması sonucu sıcaklığı oldukça artan felsik sistem içerisinde, mixing öncesinde oluşmuş kristallerin kısmî erimeye uğraması veya kısmen çözülmesi

3-Yeniden ısıl dengelenmeler, mixing olayından önce meydana geldiğinde 1 ve 2 no.lu süreçlerde bahsedilen olayların etkileri, kristalin ve sıvı fazların bir araya gelmelerinden önce başlayabileceği

4-Mixing olayına katılan sistemlerin en bol bulunan bileşenlerin -örneğin Fe/Mg içeren magmanın, K içeren magma ile karışmasında olduğu gibi- hidrojenik bivotitin oluşmasını sağlayacağı

5-Mixing olayının en son evresinde termal dengelenme

olduğu ve burada yaklaşık olarak homojen bir tek eriyiğin kristalizasyonunun sözkonusu edildiği dengelenmiş hibrid sistem (equilibrated hybrid system; EHS) süreçleri şeklinde açıklamıştır.

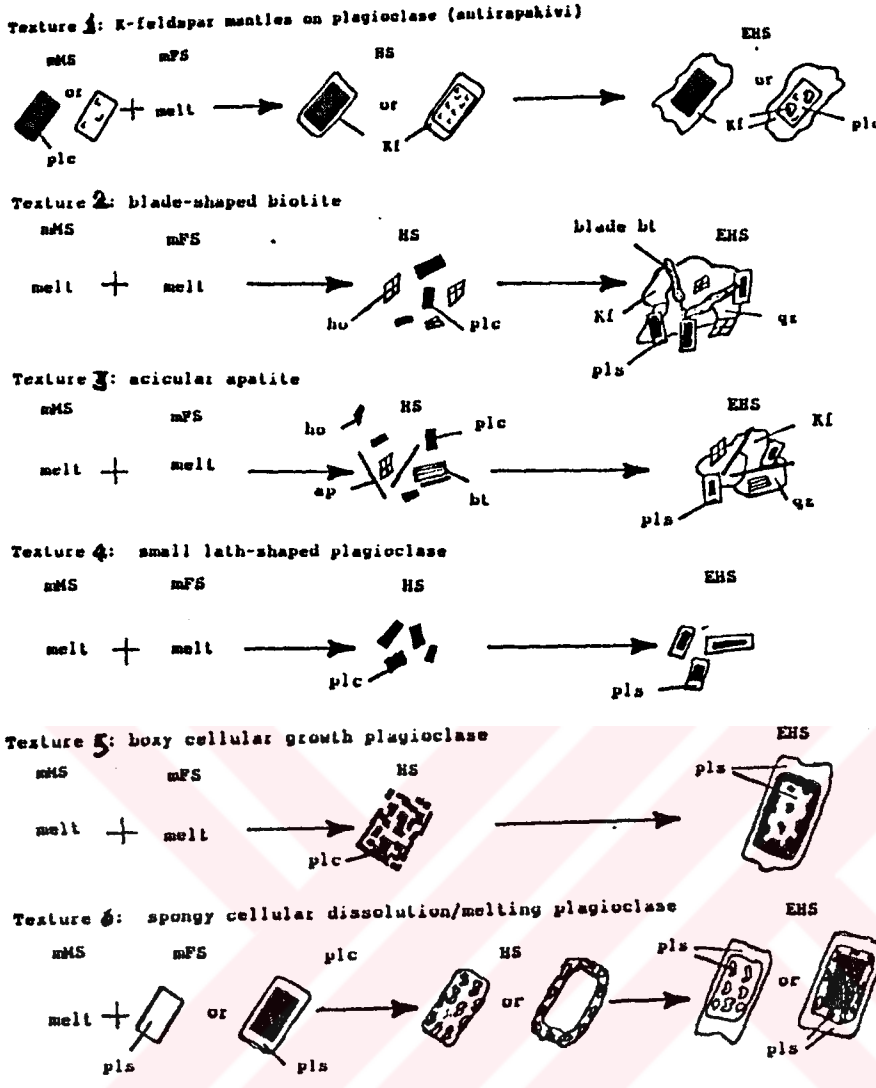
Hibbard (1991)'ın ileri sürdüğü ve bu beş sürecin çerçevesinde meydana gelebilecek dokusal özelliklerden (Şekil 3.24), Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin mineralojik - petrografik incelemeleri sonucu aşağıdaki dokusal özellikler görülmüştür.

1-Antirapakivi dokusu: Mafik sistem içerisinde katılmış plajiyoklaz kristalleri, felsik sistemdeki eriyik ile karşılaştığında kalsik plajiyoklaz potasyumlu feldspat tarafından mantolanmakta (Şekil 3.25 ve Şekil 3.26) ve daha ileri evrede ise, potasyum feldspat mantosunun boyutları büyümekte veya çekirdekteki kalsik plajiyoklazın içinde zaman zaman potasyum feldspat gelişimi (Şekil 3.27) ortaya çıkmaktadır.

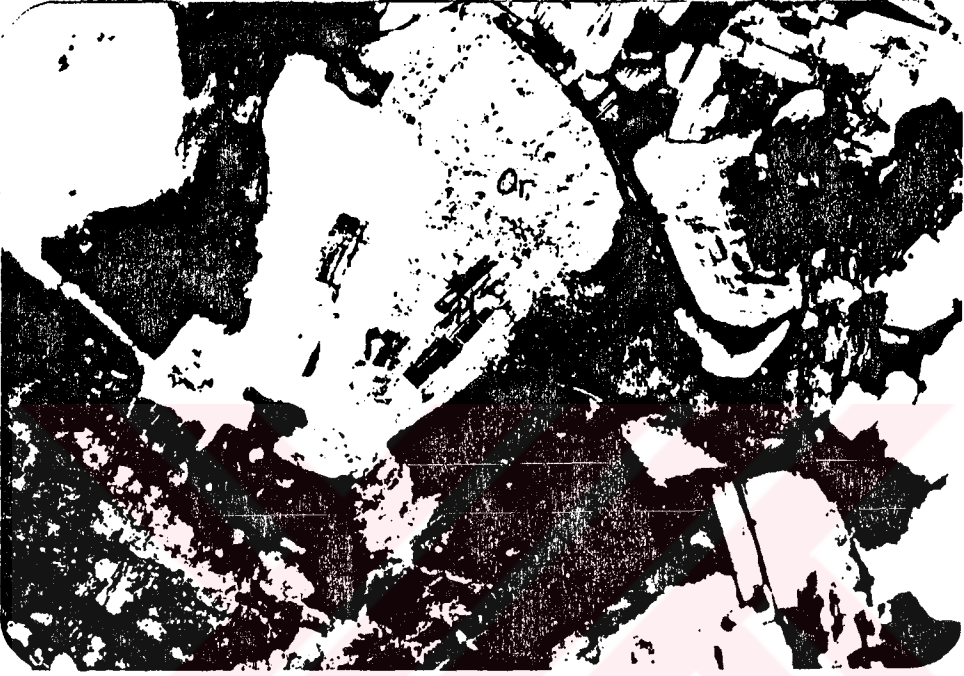
2-Bıçağımsı biyotit oluşumu: Mg ve Fe bakımından zengin alümino silikatlı bir magma K bakımından zengin diğer bir magma ile karıştığında hidrojenik biyotitin kristalizasyonu başlamakta ve bu durumda, daha önceden oluşmuş kristalin fazlar biyotit büyümesini fiziksel olarak engeller ise, biyotitin bazis yüzeyleri (dilinin içermeyen c-eksenine dik yüzeyleri) tipik altıgenimsi levha yerine, bıçağımsı biçimlerde gelişmektedir (Şekil 3.28).

3-İğnensi apatit oluşumu: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler birbirleriyle karıştıklarında, mafik magmanın sıcaklığının aniden düşmesi sonucunda küt-prizmatik biçimli apatit kristalleri yerine iğnensi biçimli apatitler oluşmaktadır(Şekil 3.29).

4-Küçük plajiyoklaz lataları: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karıştıklarında, erken evrede çekirdeklenme kabiliyeti yüksek, kalsik plajiyoklazlar küçük latalar şeklinde kristallenmektedir. Bu küçük plajiyoklaz lataları karışmanın ileri evresinde sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılarak özşekilli veya yarı özşekilli iri sodik plaji-



Şekil 3.24.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinde görülen ve Hibbard (1991)'a göre mafik magma-felsik magma karışımında meydana gelen dokuların şemaları. mMS-mafik magma sistemi; mFS-felsik magma sistemi; HS-hibrid sistem; EHS-dengelenmiş hibrit sistem.



Şekil 3.25. Tonalitlerde meydana gelen antirapakivi dokusu.

Or-ortoklaz Pl-plajiyoklaz

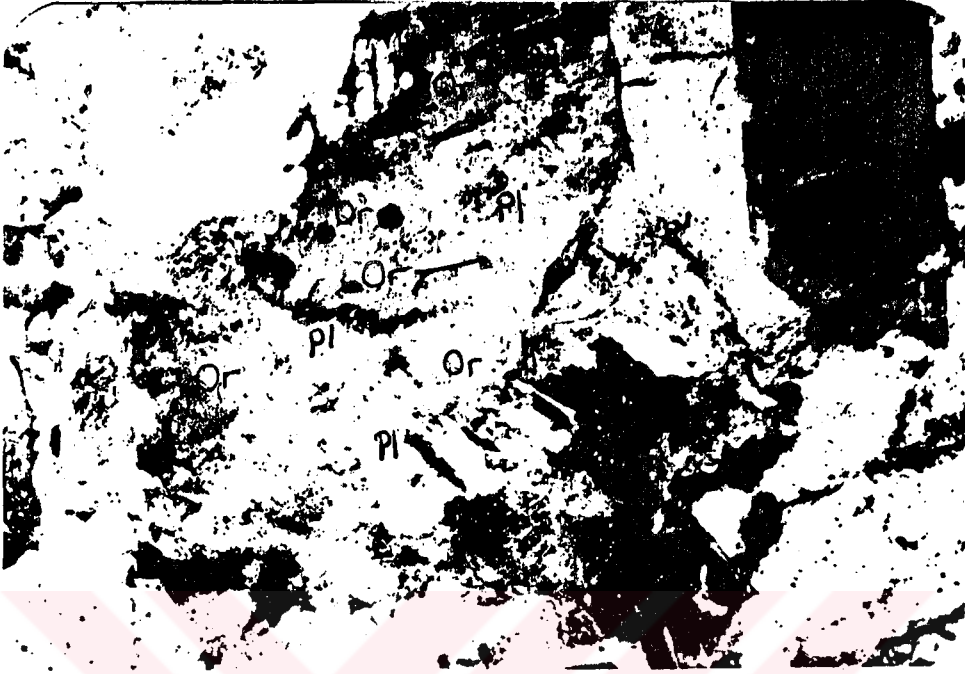
Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.26. Tonalitlerde meydana gelen antirapakivi dokusu.

Or-ortoklaz Pl-plajiyoklaz

Büyütme: 14X, Ç.N.



Şekil 3.27. Granodiyoritlerde meydana gelen antirapakivi dokusu. İleri evre (EHS-dengelenniş sistem)de kalsik plajiyoklaz içinde potasyum feldspatın ortaya çıkması.

Or-ortoklaz Pl-plajiyoklaz

Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.28.Çaltı granitoyidi kayaçlarından tonalitler
içinde bıçağımsı biyotit oluşumu.
Bi-biyotit
Büyütme:14X, Ç.N.



Şekil 3.29. NA 8 no.lu mafik magmatik enklavda (MME)
ani soğumaya bağlı olarak gelişen iğnemsî
biçimli apatit mineralleri.
Hb-hornblend Ap-apatit Ti-titanit
Büyütme: 35X, T.N.

yoklaz içerisinde özşekilli küçük kalsik plajiyoklaz latalarının varlığı ile karakteristik olan bir dokunun oluşumunu sağlamaktadır (Şekil 3.30).

5-Süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu: Eriyik haldeki mafik sistem ile, içerisinde sodik plajiyoklaz kristallerinin olduğu felsik sistem karışıtlıklarında, mafik sistemden felsik sisteme transfer edilen ısı enerjisi nedeniyle felsik sistemde önceden oluşmuş olan sodik plajiyoklaz kristalleri duraylılığını kaybederek erime ve/veya kısmi çözülme olaylarına maruz kalır. Bunun sonucunda önceden oluşmuş özşekilli sodik plajiyoklaz yerine, bunun kalıntıları olarak özşekilsiz ve yama biçimli sodik plajiyoklaz parçacıkları ortaya çıkar. Bu parçacıklar daha sonra özşekilli kalsik plajiyoklaz tarafından kuşatılır. Karışmanın daha ileri evresinde ise, felsik magmadan beslenen sodik plajiyoklaz gelişimi tüm bu oluşukları içine alacak şekilde kuşatır. Böylece, en dışta sodik plajiyoklaz kuşağı, içte kalsik plajiyoklaz kuşağı ve bu kalsik plajiyoklaz kuşağının içinde de yamalar halinde korunmuş sodik plajiyoklaz kalıntılarının (ilksel sisteme ait özşekilli sodik plajiyoklaz kristallerinin kalıntıları) varlığı ile karakterize olur(Şekil 3.30).

6-Prizmatik, hücreli yapıya sahip plajiyoklaz büyümesi: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karışıtlıklarında, bağıl olarak çekirdeklenmenin düşük, büyümenin ise daha yüksek olduğu kristallenme koşullarında özşekilli, iri prizmatik plajiyoklaz kristalleri gelişir. Bu gelişme sırasında mafik sistemden itibaren katılaştan kalsik plajiyoklaz, daha felsik sistemdeki eriyik ile reaksiyona girerek prizmatik görünümün bozulduğu, bunun yerine boşluklu-hücreli bir görünümün ortaya çıktığı, ancak bu görünümde prizma biçimli iskelet yapının kısmen korunduğu ve kalsik bileşime sahip plajiyoklazlardan oluştuğu, bu yapının içerisinde yamalar halinde görülen plajiyoklazların ise sodik bileşimde olduğu bilinmektedir. Karışmanın ileri evrelerinde prizmatik-hücreli yapıya sahip kalsik bileşimli bu plajiyoklaz, tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılmaktadır (Şekil 3.31).



Şekil 3.30. Mixing olaylarına bağlı olarak iri sodik(?)
plajiyoklaz içinde özşekilli küçük kalsik(?)
plajiyoklaz latalarının görünümü.
Pln-plajiyoklaz nükleusu
Büyütme:14X, Ç.N.

Şekil 3.31 no.lu fotoğrafta hücremsi yapıda gelişen plajiyoklaz oluşumunun, kesin olarak 5 ya da 6'ya göre ni meydana geldiği bu çalışma ile saptanamamıştır. Bu dokunun gelişim sürecinin açıklanabilmesi için mutlaka elektron mikroprop (EMA) çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

Yukarıda açıklanan ve Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinde de görülen dokuların Hibbard(1991)'a göre model açıklamaları, Şekil 3.24'de toplu halde görülmektedir. Bu dokuların Çaltı granitoyidini oluşturan kayaç örneklerinde görülmesi, bu kayaçları oluşturan magmanın karışım magma (magma mixing) olduğu; bunlardan birinin mafik magma, diğerinin ise felsik karakterde olduğu düşünülmektedir. Ancak mafik magma enklavları granitoyid içinde görülürken felsik magma ile ilgili herhangi bir iz rastlanılmamaktadır. Bu da felsik magmanın Newtoniyen davranışta mafik magma ile homojen bir şekilde karışım oluşturduğunu göstermektedir.



Şekil 3.31. Hücremsi dokuda plajiyoklaz gelişimi.

Büyütme:14X, Ç.N.

4. JEOKİMYASAL İNCELEME

4.1. Ana Element Jeokimyası

Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin mineralojik-petrografik incelemelerle altere olmamış taze olanlarından 25 tanesinin tük kayaç ana element analizleri (Çizelge 4.1) gerçekleştirilerek bu verilerden petrokimyasal parametreler (Çizelge 4.2) ve milikatyon değerleri (Çizelge 4.3) hesaplanmıştır. Bütün bu veriler Debon ve Le Fort (1982), Irvin ve Baragar (1978), Chappel ve White (1974), Chappel ve Stephens (1988), de La Roche ve diğ. (1980) ile Peccerillo ve Taylor (1976)'a göre değerlendirilerek Çaltı granitoidinin magma tipinin belirlenmesine çalışılmıştır. Ayrıca Harker diyagramlarıyla oksitlerin SiO_2 'e göre değişimleri incelenmiştir.

4.1.1. Magma Tipi

Çaltı granitoyidi kayaç örnekleri A-B diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982), metalümino bölgenin IV Üncü sektöründe negatif bir eğinle uzanmaktadır (Şekil 4.1). Ancak burada, NA 8 no.lu mafik magnetik enklav (MME) örneğinin metalümino bölgenin V inci sektöründe yer aldığı görülür. Bilindiği gibi böyle bir trend, kafemik (CAFEM) magma karakterini yansıtmaktadır. Bu karakterdeki kayaçların koyu renkli mineralleri hornblend ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Kafemik (CAFEM) topluluk içinde yer alan Çaltı granitoidinin alt tipinin Debon ve Le Fort (1982) tarafından ileri sürülen Q-B-F üçgen diyagramında (Şekil 4.2) tamamen kalk-alkalin (CALK) gidişe sahip olduğu, bunun yanında az da olsa açık renkli subalkalin (SALK) gidişe paralel bir trend izlediği görülmektedir. Yine, de La Roche ve diğ. (1980) tarafından geliştirilen ve R_1-R_2 diyagramında (Şekil

Çizelge 4.1.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tümkayaç ana element jeokimyasal analiz verileri.

Kayaç Ör. No	Kayaç Türü	SiO ₂	Al ₂ O ₃	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	AK	TOPLAM
NA 1	▲ toIV	64.04	16.41	4.94	0.07	2.20	5.14	3.40	1.95	0.44	0.19	0.98	99.76
NA 3	□ gdpIV	63.78	16.42	4.62	0.11	1.95	4.51	3.69	2.50	0.40	0.22	1.32	99.52
NA 4	▲ toIV	62.02	16.39	5.08	0.06	2.37	4.65	3.90	2.04	0.48	0.22	2.19	99.42
NA 8(MME)	● kdV	52.54	15.08	8.41	0.20	4.40	8.64	2.72	1.97	0.75	0.56	3.97	99.24
NA 9	▲ toIV	63.50	16.28	4.69	0.05	1.91	4.94	3.77	2.11	0.45	0.22	1.96	99.78
NA 10	■ gdIV	63.37	16.03	4.69	0.08	1.97	4.89	3.32	2.40	0.40	0.20	1.48	98.83
NA 11	□ gdpIV	59.34	16.14	5.44	0.10	2.65	4.99	2.72	3.00	0.53	0.24	3.78	98.93
NA 16	■ gdIV	63.52	16.35	4.65	0.07	1.92	4.97	3.45	2.15	0.40	0.20	1.15	98.83
NA 17	● kdIV	58.87	17.82	6.41	0.08	2.83	6.90	3.47	1.50	0.52	0.24	1.13	99.77
NA 18	▲ topIV	61.12	16.92	5.41	0.10	2.12	5.80	3.29	2.00	0.48	0.25	2.10	99.59
NA 19	■ gdIV	63.92	16.14	4.44	0.06	1.79	4.58	3.44	2.04	0.40	0.20	2.22	99.23
NA 21	▲ toIV	65.31	16.23	4.50	0.08	1.87	4.66	3.50	2.08	0.40	0.20	0.95	99.78
NA 22	□ gdpIV	63.29	16.07	4.37	0.10	1.87	4.50	3.69	2.12	0.40	0.22	2.26	98.89
NA 23	■ gdIV	65.12	16.16	4.37	0.05	1.88	4.69	3.49	2.27	0.39	0.20	1.08	99.70
NA 25	■ gdIV	63.87	16.20	4.54	0.08	1.92	5.00	3.39	2.37	0.40	0.20	1.46	99.43
NA 26	■ gdIV	64.50	16.03	4.39	0.07	1.86	4.69	3.40	2.33	0.39	0.20	1.27	99.13
NA 28	■ gdIV	65.81	16.07	4.29	0.06	1.66	4.57	3.54	2.41	0.38	0.20	1.26	100.25
NA 31	■ gdIV	63.62	16.28	4.97	0.07	2.08	5.16	3.29	2.12	0.44	0.20	1.29	99.52
NA 32	▲ toIV	62.64	16.42	5.34	0.08	2.27	5.66	3.34	1.77	0.48	0.20	1.66	99.86
NA 33	□ gdpIV	62.54	16.56	5.19	0.10	2.15	4.41	3.64	2.58	0.45	0.24	2.61	100.47
NA 35	■ gdIV	60.02	15.96	4.83	0.08	2.36	5.44	2.61	2.40	0.50	0.25	5.02	99.47
NA 36	▲ toIV	63.42	16.56	4.84	0.07	1.95	5.26	3.58	2.12	0.44	0.22	1.26	99.72
NA 40	▲ toIV	63.84	15.83	4.44	0.06	1.79	5.39	3.34	1.46	0.39	0.22	2.94	99.70
NA 42	▲ toIV	63.42	16.39	5.08	0.07	2.22	5.50	3.39	1.92	0.45	0.22	1.26	99.82
NA 43	▲ toIV	63.67	16.46	4.83	0.07	1.97	5.26	3.47	2.15	0.43	0.22	1.24	99.77

Açıklama: tFe₂O₃-ferrik demir cinsinden toplam demir oksit; AK-ateşte kayıp; kayaç türü sütununda-ki to-tonalit; top-tonalit porfir; gd-granodiyorit; gdp-granodiyorit porfir; kd-kuvars-diyorit; kayaç türü yanındaki romen rakamı, kayaçların karakteristik mineraller (Debon ve Le Fort, 1982) diyagramındaki konumunu göstermektedir. Simgeler Şekil 3.2'deki gibidi

Çizelge 4.2.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin tümkayaç ana element jeokimyasal analiz verilerinden hazırlanan petrokimyasal parametreler.

Kayaç	Q	P	A	B	F	Mg*	%Q	%B	%F	NAK	KNAK	R ₁	R ₂
NA 1	143	-160	-12	122	290	0.47	25.8	22.0	52.2	151	0.27	2468	981
NA 3	128	-146	-11	111	316	0.46	23.1	20.0	56.9	172	0.31	2229	901
NA 4	120	-165	-13	128	307	0.48	21.6	23.1	55.3	169	0.26	2132	937
NA 8(MME)	59	-200	-142	224	272	0.51	10.7	40.3	49.0	130	0.32	1845	1439
NA 9	127	-165	-23	112	316	0.45	22.9	20.1	56.9	166	0.27	2270	943
NA 10	136	-143	-18	113	307	0.45	24.4	20.3	55.3	158	0.32	2354	935
NA 11	119	-113	-13	140	296	0.49	21.4	25.3	53.3	151	0.42	2137	982
NA 16	137	-154	-13	111	308	0.45	24.6	20.0	55.4	157	0.29	2378	948
NA 17	101	-203	-40	157	297	0.47	18.2	28.3	53.5	144	0.22	2166	1228
NA 18	122	-167	-23	126	307	0.44	21.9	22.8	55.3	149	0.29	2289	1058
NA 19	146	-149	-1	105	304	0.44	26.3	18.9	54.8	154	0.28	2439	895
NA 21	150	-152	-5	108	297	0.45	27.0	19.4	53.6	157	0.28	2499	910
NA 22	134	-154	-9	106	315	0.46	24.1	19.1	56.8	164	0.27	2291	889
NA 23	145	-148	-11	106	304	0.46	26.1	19.1	54.8	161	0.30	2449	912
NA 25	135	-148	-20	109	310	0.46	24.4	19.7	55.9	160	0.32	2374	948
NA 26	143	-144	-12	106	306	0.46	25.8	19.1	55.1	159	0.31	2425	909
NA 28	146	-145	-13	100	310	0.43	26.2	18.0	55.8	165	0.31	2447	887
NA 31	141	-153	-16	119	295	0.45	25.3	21.5	53.2	151	0.30	2439	975
NA 32	135	-171	-25	129	291	0.46	24.3	23.3	52.4	145	0.26	2428	1040
NA 33	122	-141	-5	124	309	0.45	22.1	22.3	55.6	172	0.32	2130	903
NA 35	133	-130	-16	125	296	0.49	24.0	22.6	53.4	135	0.38	2377	1012
NA 36	129	-164	-23	114	312	0.44	23.2	20.6	56.1	160	0.28	2326	984
NA 40	151	-173	-20	105	299	0.44	27.3	18.9	53.8	139	0.22	2605	976
NA 42	136	-167	-25	124	294	0.46	24.6	22.4	53.0	150	0.27	2434	1020
NA 43	133	-160	-22	115	307	0.45	24.0	20.7	55.3	158	0.29	2375	983

Ağırlama: $Q=(Si/3-(K+Na+2Ca/3))$; $P=(K-(Na+Ca))$; $A=(Al-(K+Na+2Ca))$; $B=(Fe+Mg+Ti)$;

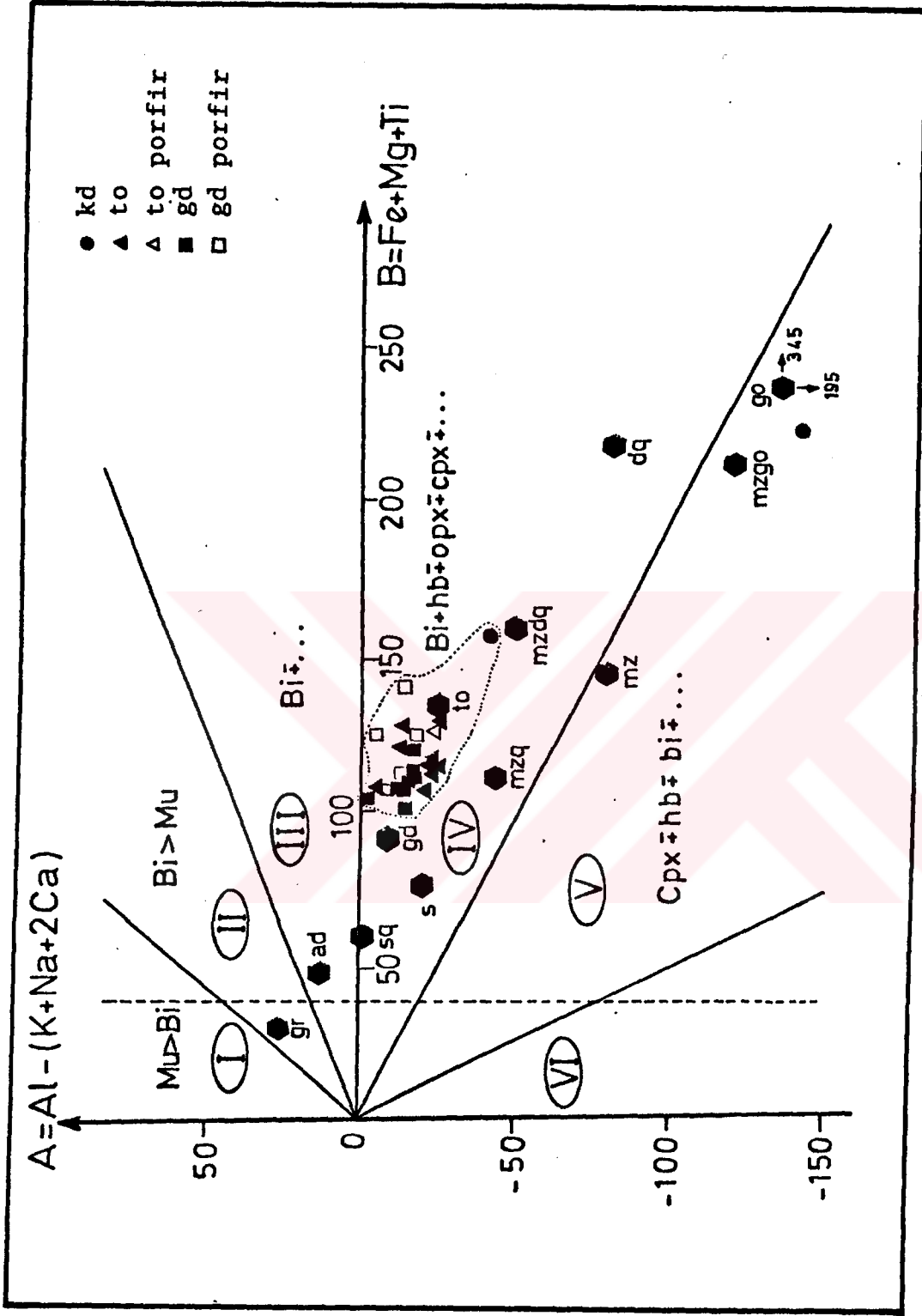
$F=(555-(Q+B))$; $Mg^*=Mg/(Fe+Mg)$; $NAK=(Na+K)$; $KNAK=K/(Na+K)$; $R_1=(4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti))$;

$R_2=(6Ca+2Mg+Al)$.

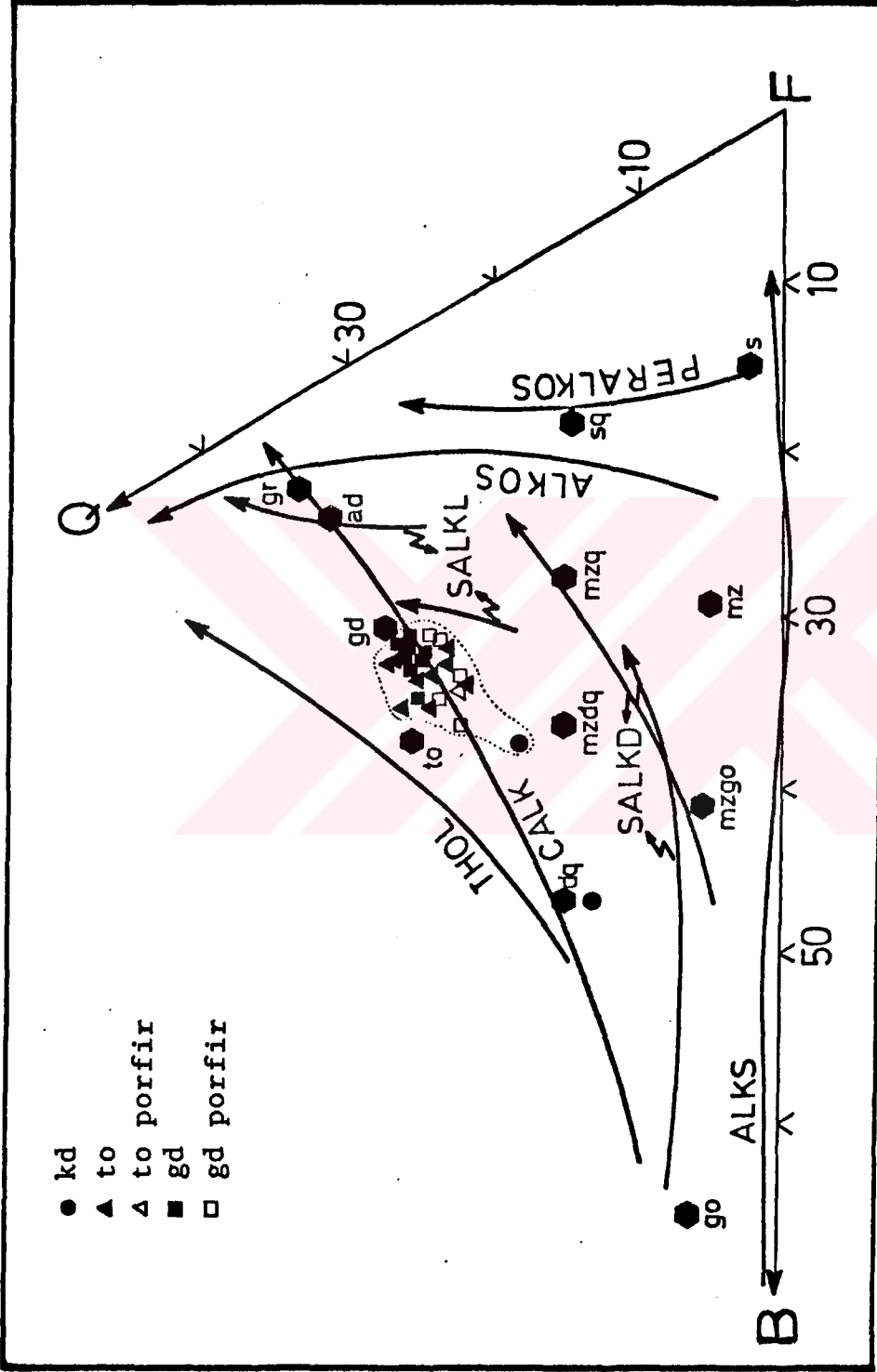
Çizelge 4.3.Çaltı granitoyidi kayaa örneklerinin tümkayaç ana element jeokimyasal analiz verilerinden hazırlanan milikasyon değerleri.

Kayaç Ör. No	Si *	Al **	Fe ³⁺ **	Mg *	Ca *	Na **	K **	Ti *
NA 1	1066	322	62	55	92	110	41	6
NA 3	1062	322	58	48	80	119	53	5
NA 4	1033	322	64	59	83	126	43	6
NA 8 (MME)	875	296	105	109	154	88	42	9
NA 9	1057	319	59	47	88	122	45	6
NA 10	1055	314	59	49	87	107	51	5
NA 11	988	317	68	66	89	88	64	7
NA 16	1058	321	58	48	89	111	46	5
NA 17	980	350	80	70	123	112	32	7
NA 18	1018	332	68	53	103	106	42	6
NA 19	1064	317	56	44	82	111	43	5
NA 21	1087	318	56	46	83	113	44	5
NA 22	1054	315	55	46	80	119	45	5
NA 23	1084	317	55	47	84	113	48	5
NA 25	1063	318	57	48	89	109	50	5
NA 26	1074	314	55	46	84	110	49	5
NA 28	1096	315	54	41	81	114	51	5
NA 31	1059	315	62	52	92	106	45	6
NA 32	1043	322	67	56	101	108	38	6
NA 33	1041	325	65	53	79	117	55	6
NA 35	999	313	60	59	97	84	51	6
NA 36	1056	325	61	48	94	115	45	6
NA 40	1063	311	56	44	96	108	31	5
NA 42	1056	322	64	55	98	109	41	6
NA 43	1060	323	60	49	94	112	46	5

Açıklama: * :%oksit/moleküler ağırlıkx10³
 ** :(%oksit/(moleküler ağırlık/2)x10³) (Debon ve Le Fort, 1983).



Şekil 4.1. Çaltı granitoyidi kayış örneklerinin karakteristik mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu. A değerin pozitif olduğu sektörler (I, II, III) peralümino, negatif olduğu sektörler ise (IV, V, VI) metalümino özelliktedir.

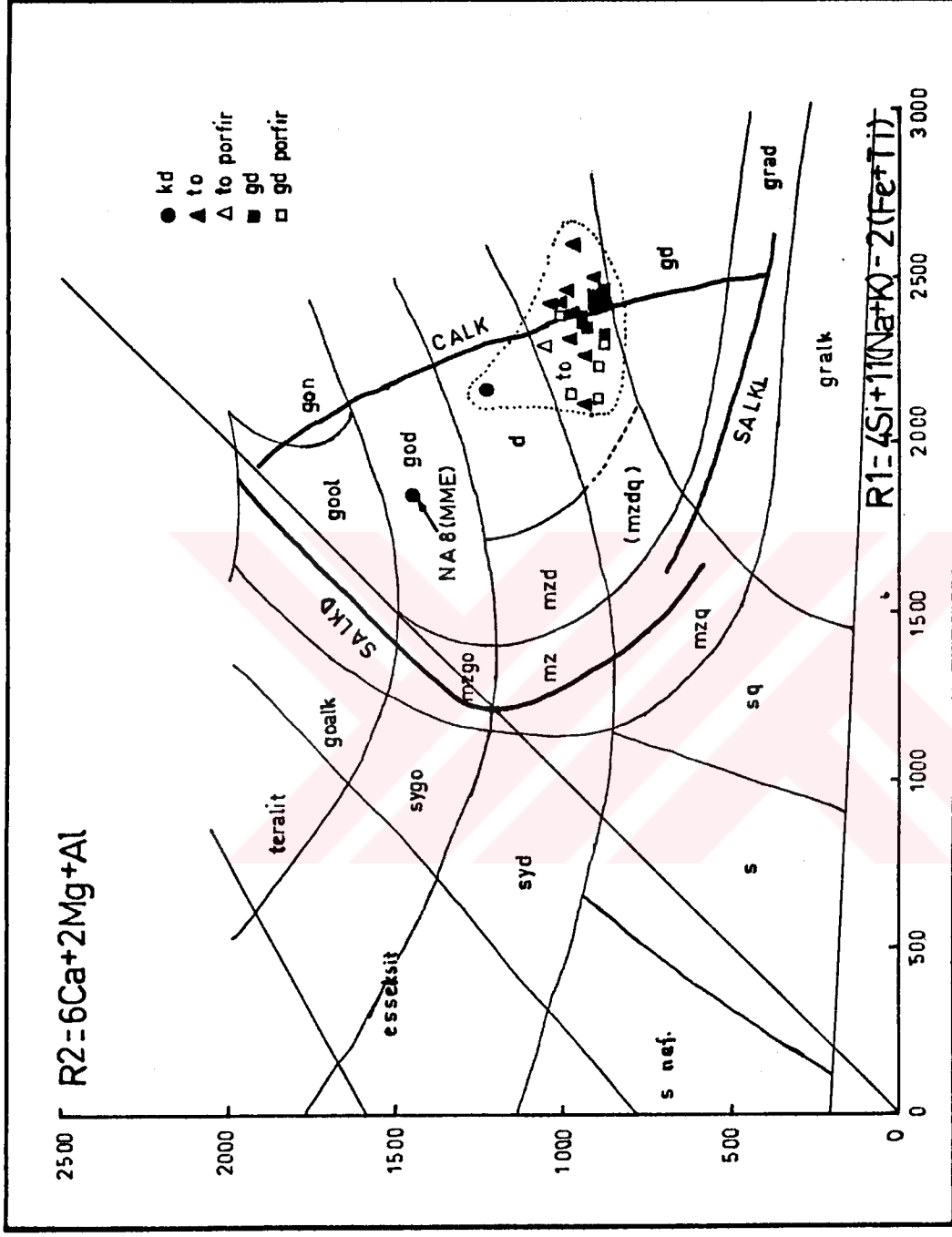


Şekil 4.2.Çaltı granitoyidı kayaç örneklerinin Q-B-F diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.

4.3) da tamamen kalk-alkalin (CALK) gidişli oldukları görülmektedir. Diğer taraftan Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin $Mg/Fe+Mg$ -B diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) çok az bir kısmının demirli topluluk bölgesinde görülmesine rağmen daha çok magnezyumlu topluluk bölgesinde yer aldıkları görülmür (Şekil 4.4).

Saptanan bütün bu özelliklerin yanında, NA 8 no.lu MME örneğinin diyagramlarda diğer örneklerden farklı yerde konulduğu görülmektedir. Bu nedenle farklı bir genetik özelliğe sahip olduğu, ancak Çaltı granitoyidini oluşturan magmanın homojen bir özellikte olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu özellik, Irvine ve Baragar (1971) tarafından ileri sürülen toplan alkali-silika ve A-F-M diyagramlarında örneklerin subalkali ve kalk-alkali bölgelerde toplanmasıyla açıkça görülmektedir (Şekil 4.5 ve Şekil 4.6). Diğer taraftan Peccerillo ve Taylor (1976) ileri sürülen K_2O-SiO_2 diyagramında, Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin az bir kısmı yüksek potasyumlu kalk-alkalin sektörde yer alırken, genellikle kalk-alkalin sektörde konulduğu görülmür (Şekil 4.7). NA 8 no.lu MME örneği ise Şekil 4.7 de yüksek K_2O içeriğinden dolayı yüksek K-kalk-alkalin bölgeye düşmektedir.

Elde edilen ana element jeokimya verilerine göre Çaltı granitoyidinin oluşumunda etkili olan magma kaynağının, kafelik (CAFEM), subalkalin-kalk-alkalin ve homojen karakterde olduğu ve bu magmadan granodiyorit-tonalit bileşimli kayaçların ortaya çıktığı görülmektedir. Arazi gözlemleri, mikroskopik incelemeler ve ana element jeokimyası verileri birlikte değerlendirildiğinde; Çaltı granitoyidini oluşturan bu homojen magma kaynağının mafik ve felsik bileşimli iki magmanın yer kabuğunun oldukça derin kesimlerinde, reolojik olarak henüz newtoniyen karakter aşamasında iken homojen olarak karışmaları (mixing) sonucu (Fernandez ve Barbarin, 1991) ortaya çıktığı düşünülmektedir. Çünkü, böyle homojen bir karışımdan sonra gelişebilecek olan heterojen karışmanın (magma mingling) kanıtları olarak, mafik magma kabarcıkları-damlacıkları şeklinde mafik magnetik enklavlar (MME) (Didier ve



Şekil 4.3.Çaltı granitoidi kayaç örneklerinin R₂-R₁ diyagramındaki (de La Roche

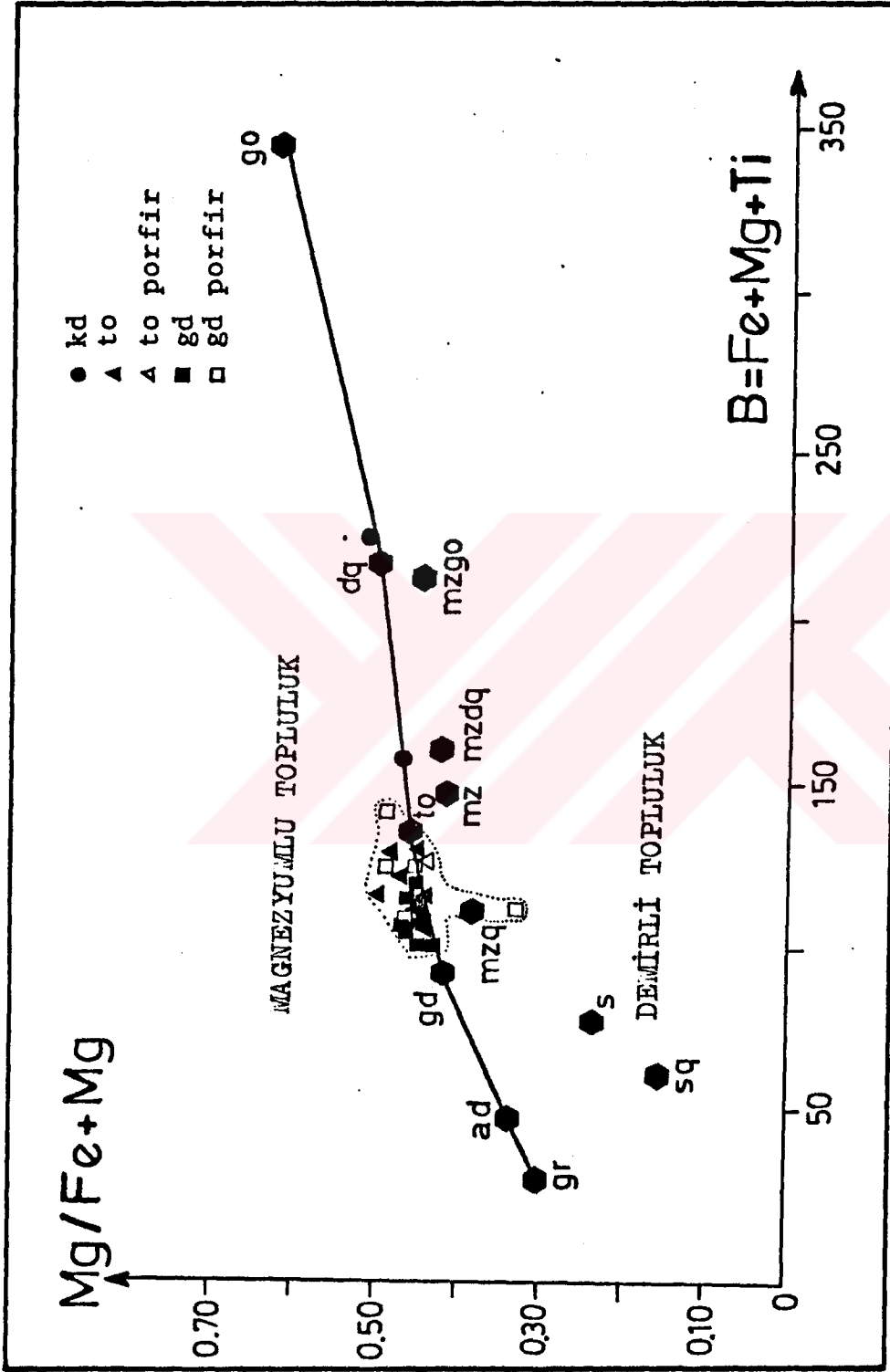
ve diğ., 1980) konumu. goalk-alkalen gabbro; gool-olivlin gabbro; gon-gabbro

norit; sygo-siyenogabbro; mzgo-monzogabbro; god-gabrodiyorit; syd-siyenodiyor-

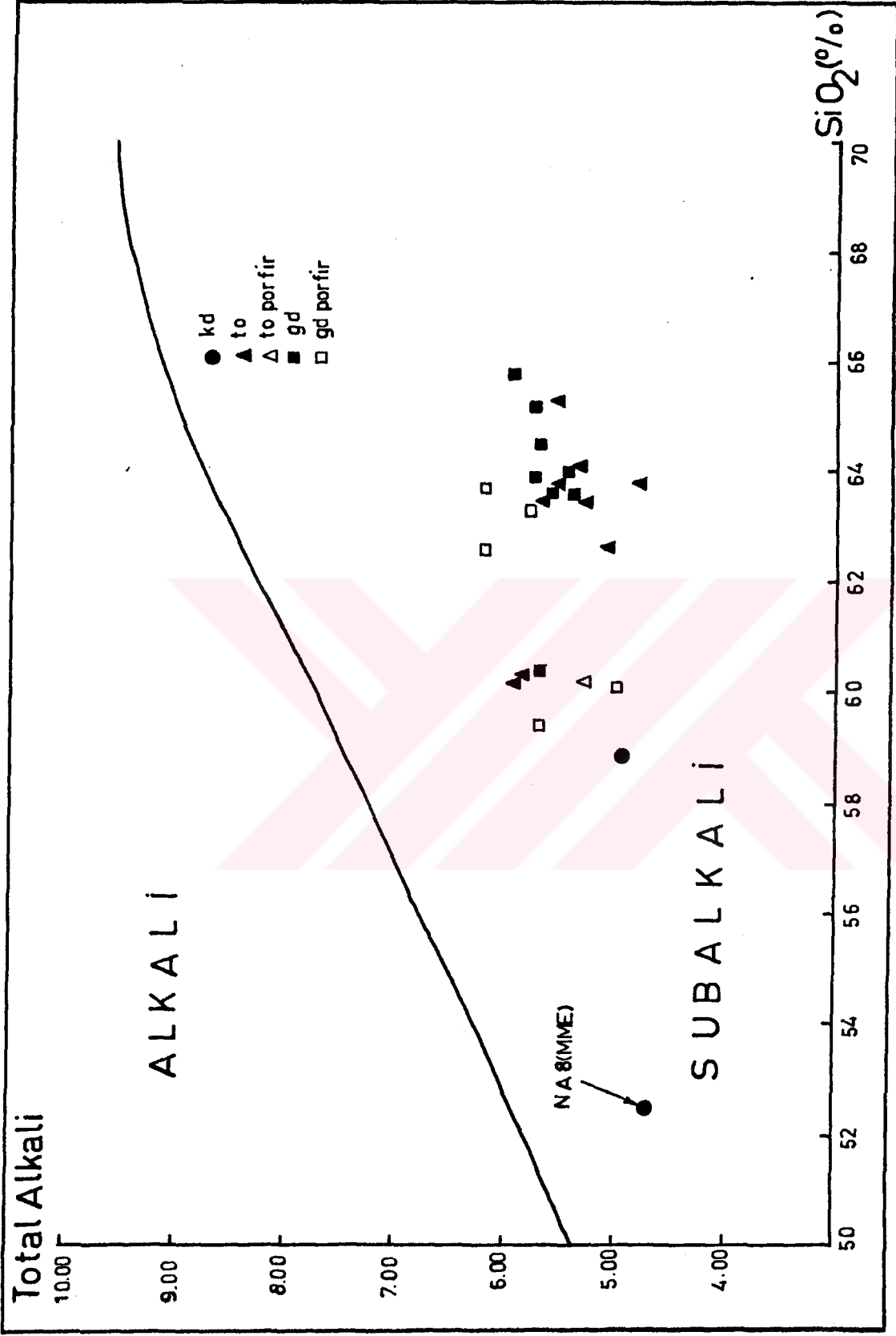
orit; mz-monzonit; mzd-monzodiyorit; d-diyorit; s-siyenit; sq-kuvars siyenit;

mzq-kuvars monzonit; mzdq-kuvars monzodiyorit; to-tonalit; gd-granodiyorit;

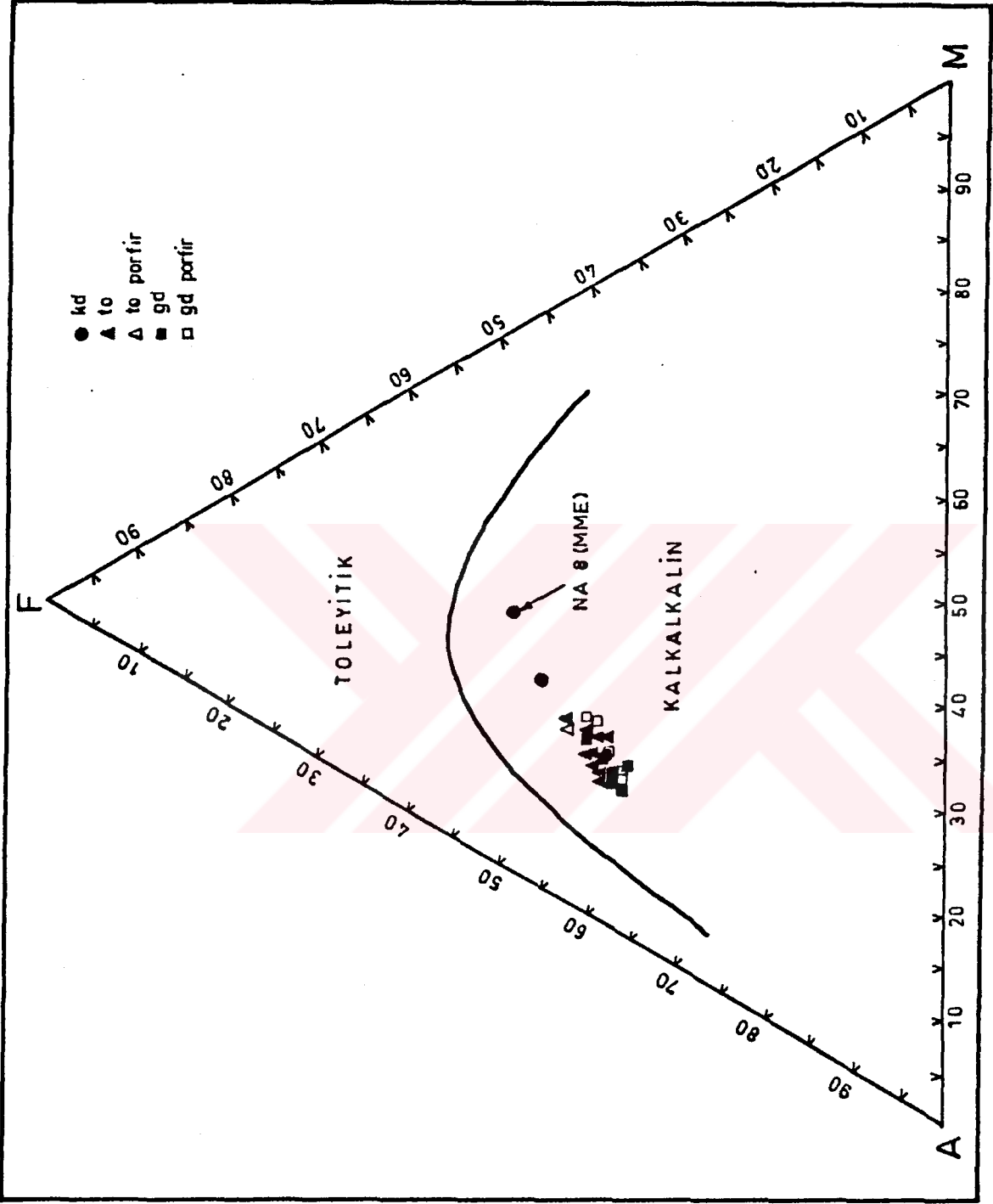
grad-granit adanellit; gralk-alkalen granit.



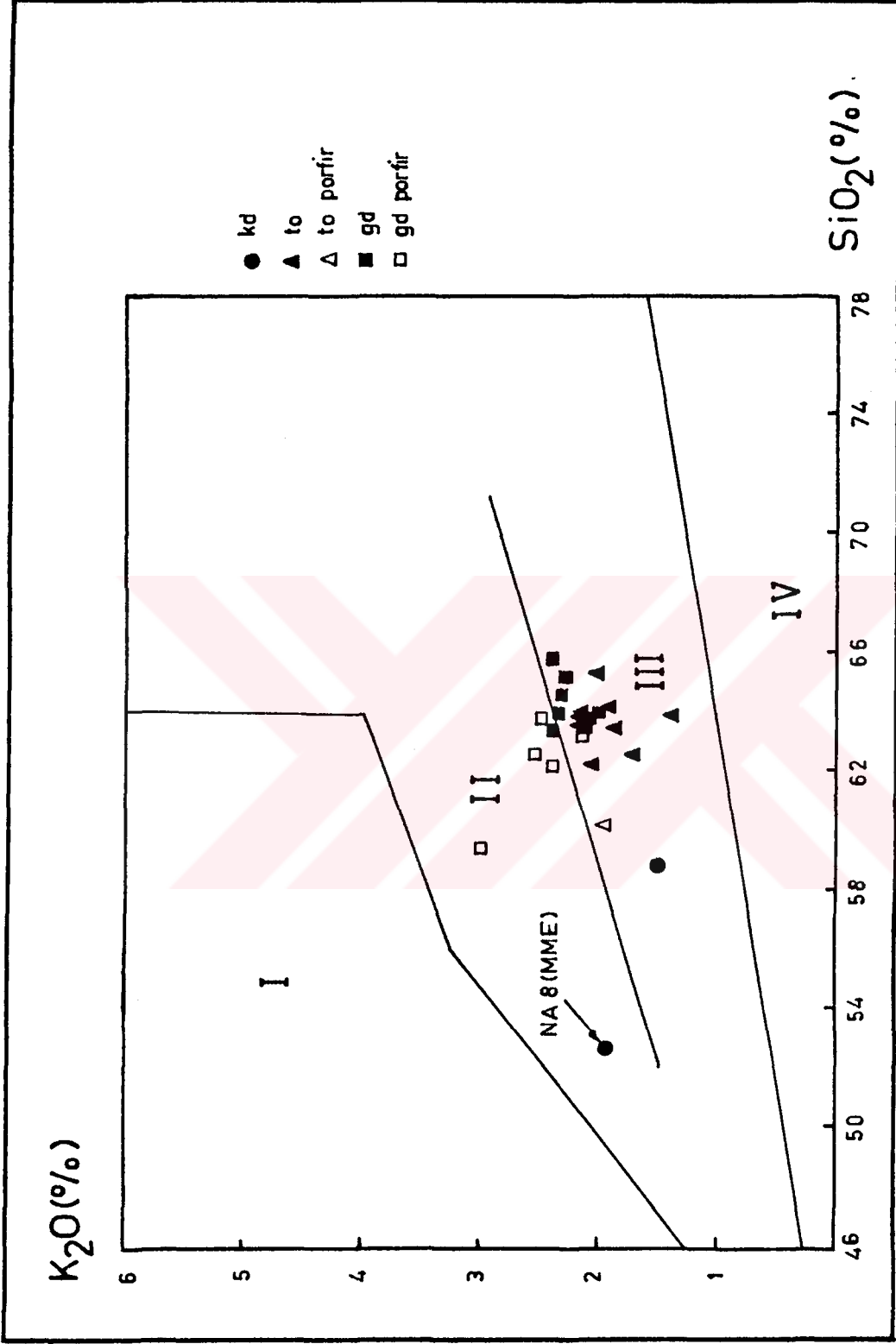
Şekil 4.4.Çaltı granitoyidi kayış örneklerinin $Mg/(Fe+Mg)$ oranlarının B parametresine göre değişimi diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumu.



Şekil 4.5.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin toplam alkali-SiO₂ diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu.



Şekil 4.6. Çaltı granitoidi kayaç örneklerinin A-F-M üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu.



Şekil 4.7.Çaltı granitoyidi kayas örneklerinin K_2O-SiO_2 diyagramındaki (Pecce-

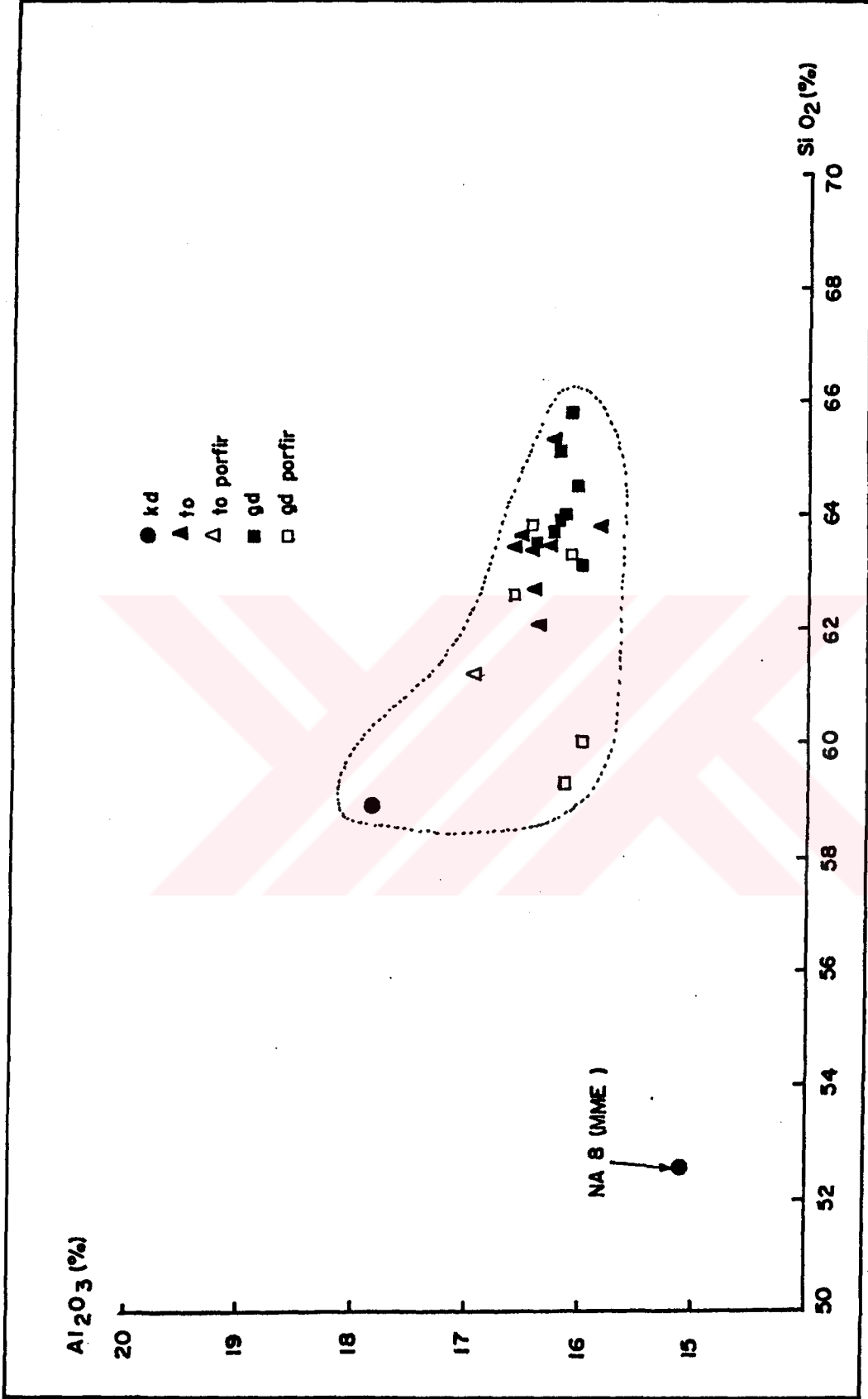
rillo ve Taylor, 1976) konumu. I-şönitik; II-yüksek K'lu kalk-alkalin;

III-kalk-alkalin; IV-düşük K-toleyitik bölge.

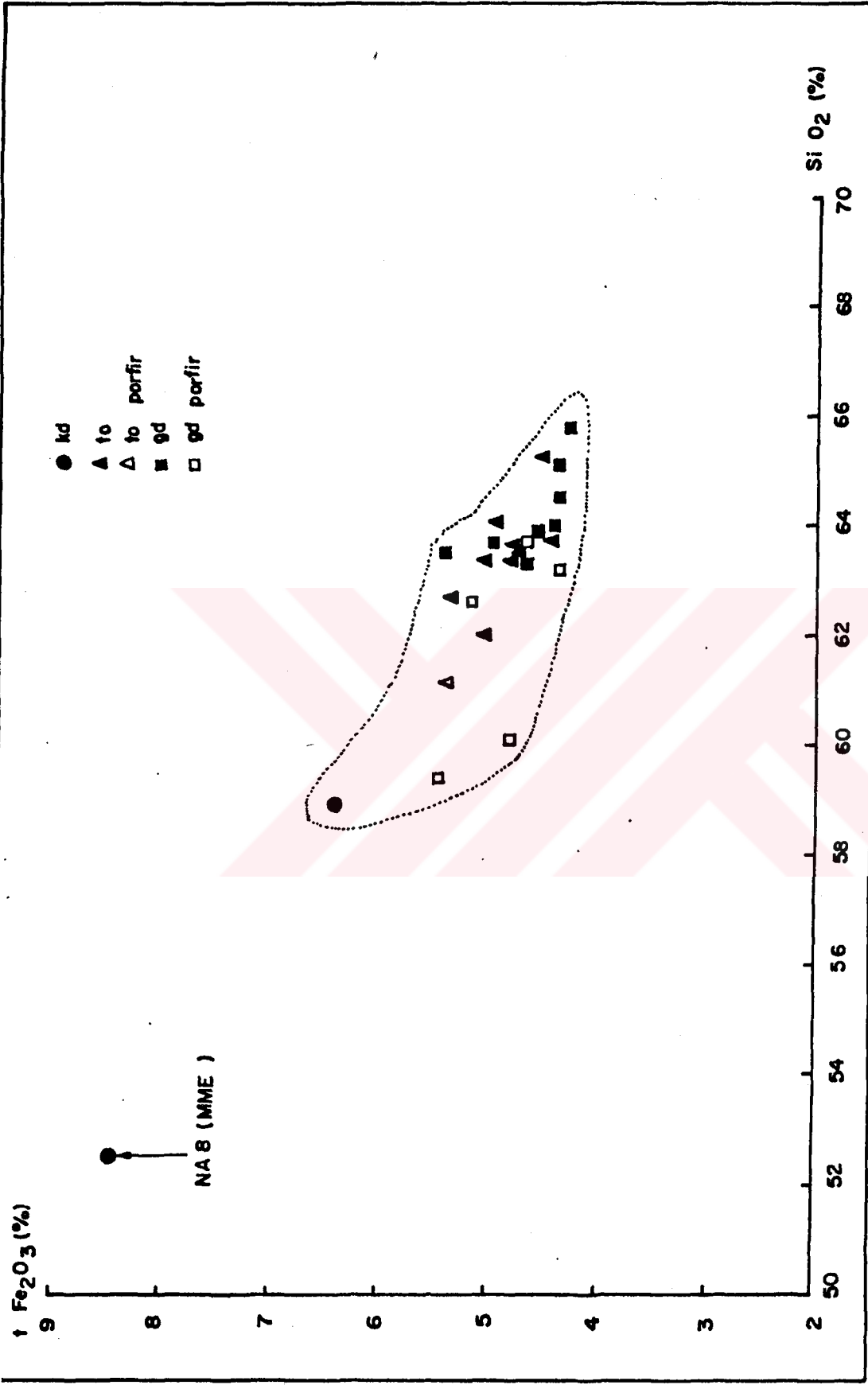
Barbarin, 1991) görülmektedir. (örneğin NA 8 no.lu örnek). Diğer bir deyişle, Çaltı granitoyidi magması, NA 8 no.lu örnek ile karakterize olan mafik bir magma ile felsik herhangi bir magmanın homojen karışımı (magma mixing) sonucu ortaya çıkmıştır. Bu karışımdaki mafik magma kaynağı, arazi gözlemleri düzeyinde mafik magmatik enklav şeklinde görülen NA 8 ile belirginleşirken, felsik-mafik fazların karışımını karakterize eden mikroskopik dokular da (Hibbard, 1991) bu homojen karışımı kanıtlamaktadır.

4.1.2.Harker Değişim Diyagramları

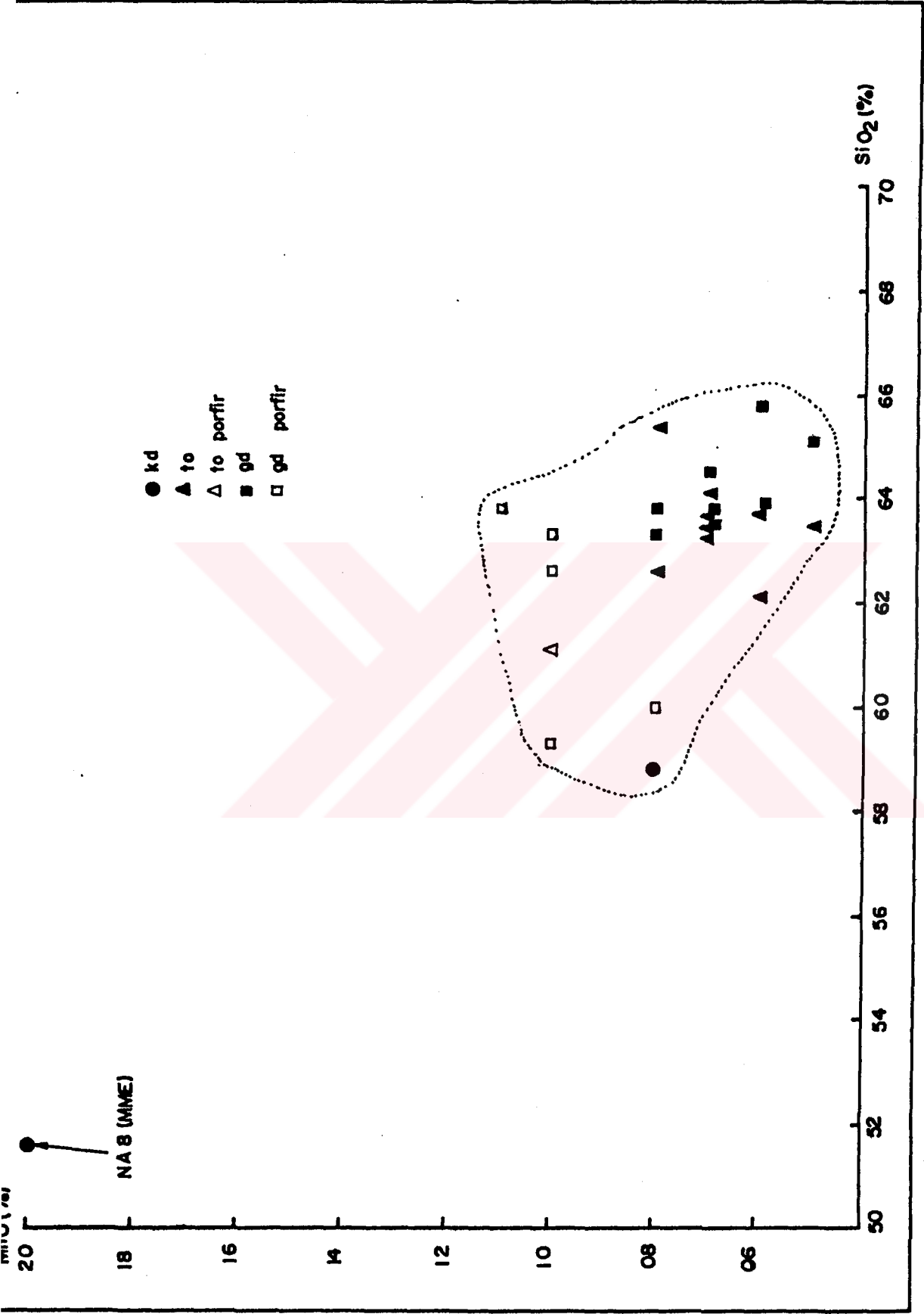
Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin $\%Al_2O_3$ içeriklerinin $\%SiO_2$ içeriklerine göre değişimi (Şekil 4.8) incelendiğinde SiO_2 'in $\%58-62$ değerleri arasında artışla birlikte Al içeriğinde azalma görülmekte ve silisin $\%62$ 'den sonraki artışlarında ise Al içeriğinin oldukça zayıf bir azalma ve/veya sabit bir trend izlediği görülmektedir. Bunun yanında, aynı şekil üzerinde NA 8 no.lu mafik magmatik enklavin (MME), karışım (magma mixing) sonucu ortaya çıkan Çaltı granitoyidi magmasına göre daha az Al içerdiği görülmektedir. tFe_2O_3 içeriğinin SiO_2 içeriğine göre değişiminde ise negatif bir korelasyon görülmektedir (Şekil 4.9). Bu şekil üzerinde SiO_2 artışıyla birlikte tFe_2O_3 içeriğinde azalma görülmektedir. Ayrıca NA 8 no.lu örneğin tFe_2O_3 içeriğinin karışım magmaya göre daha yüksek olduğu görülmektedir. MnO- SiO_2 değişim diyagramında (Şekil 4.10) belirgin bir korelasyon görülenekle birlikte, mafik magmatik enklavin (MME) MnO içeriğinin diğer örneklerle göre oldukça yüksek olduğu görülmektedir. Yine MgO- SiO_2 ve CaO- SiO_2 değişim diyagramlarında negatif bir ilişki görülmekte ve burada da NA 8 no.lu örneğin MgO ve CaO içeriğinin yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Diğer yandan Na_2O-SiO_2 değişim diyagramı (Şekil 4.13) incelendiğinde SiO_2 değeri $\%58-60$ arasında artarken Na_2O değeri azalmakta, SiO_2 değeri $\%60-64$ arasında artarken, Na_2O değerinde



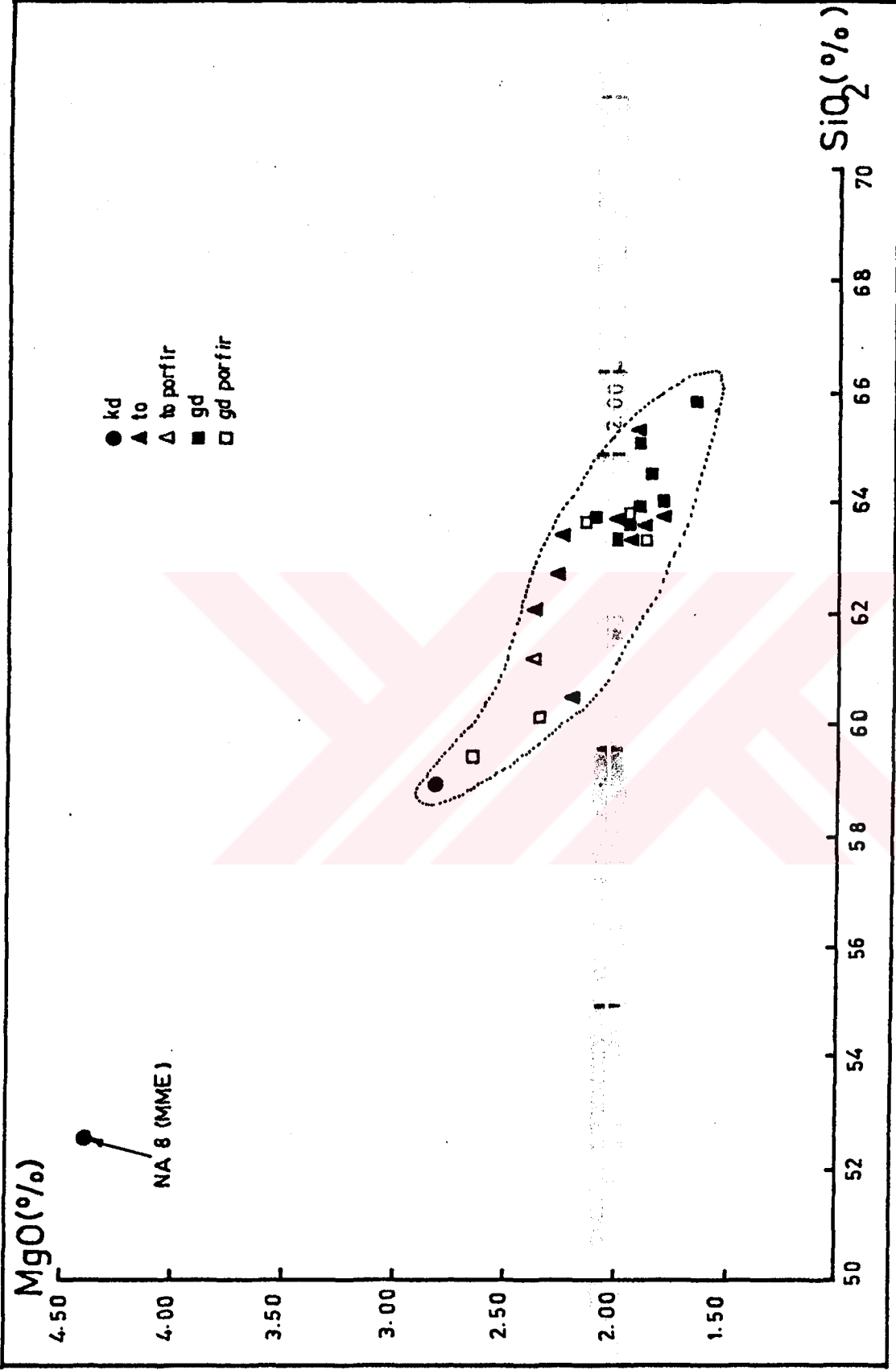
Şekil 4.8.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin Al₂O₃ içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimi (Simge açıklamaları için Şekil 3.2 ye bakınız).



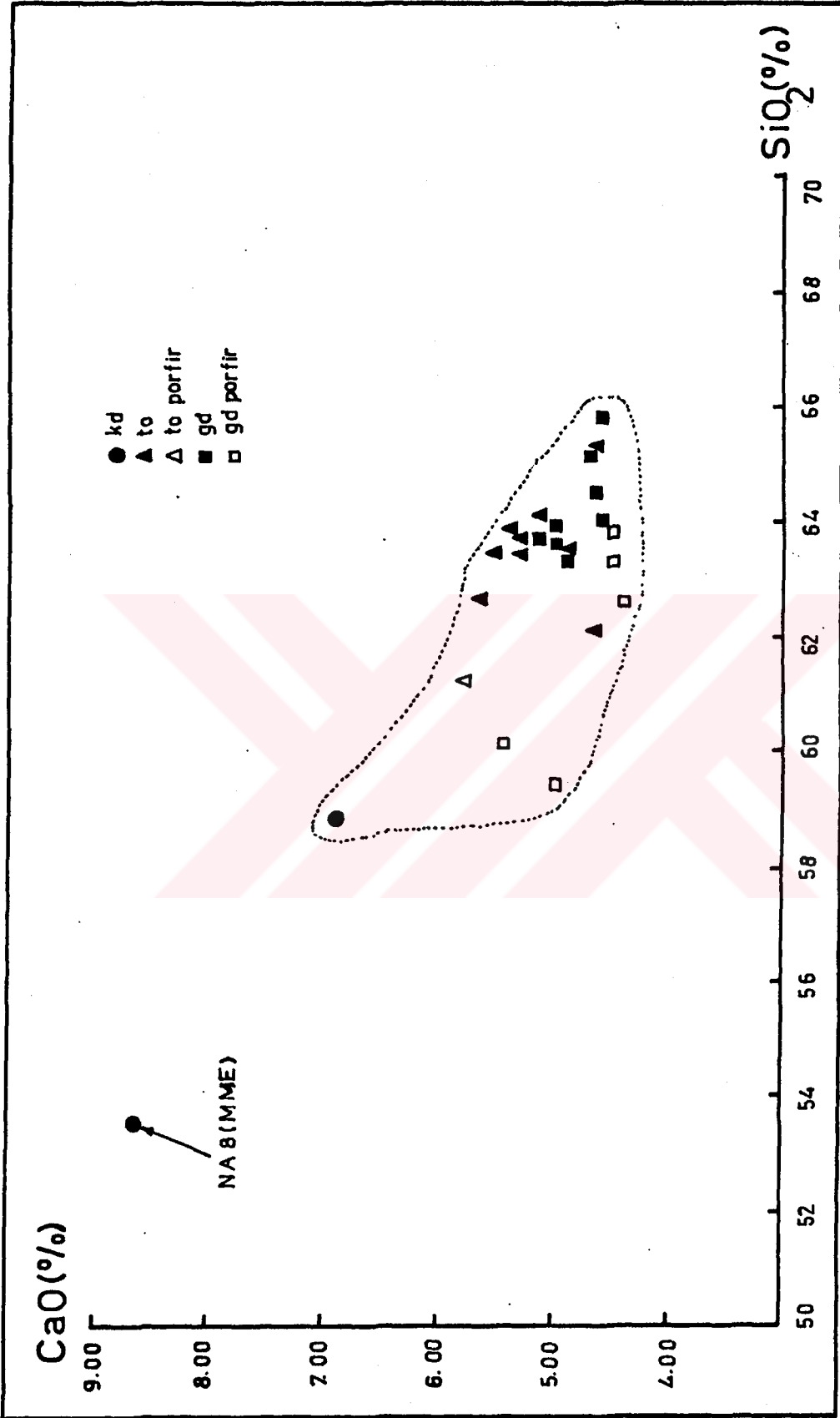
Şekil 4.9. Çaltı granitoyidi kayâç örneklerinin tFe_2O_3 içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.



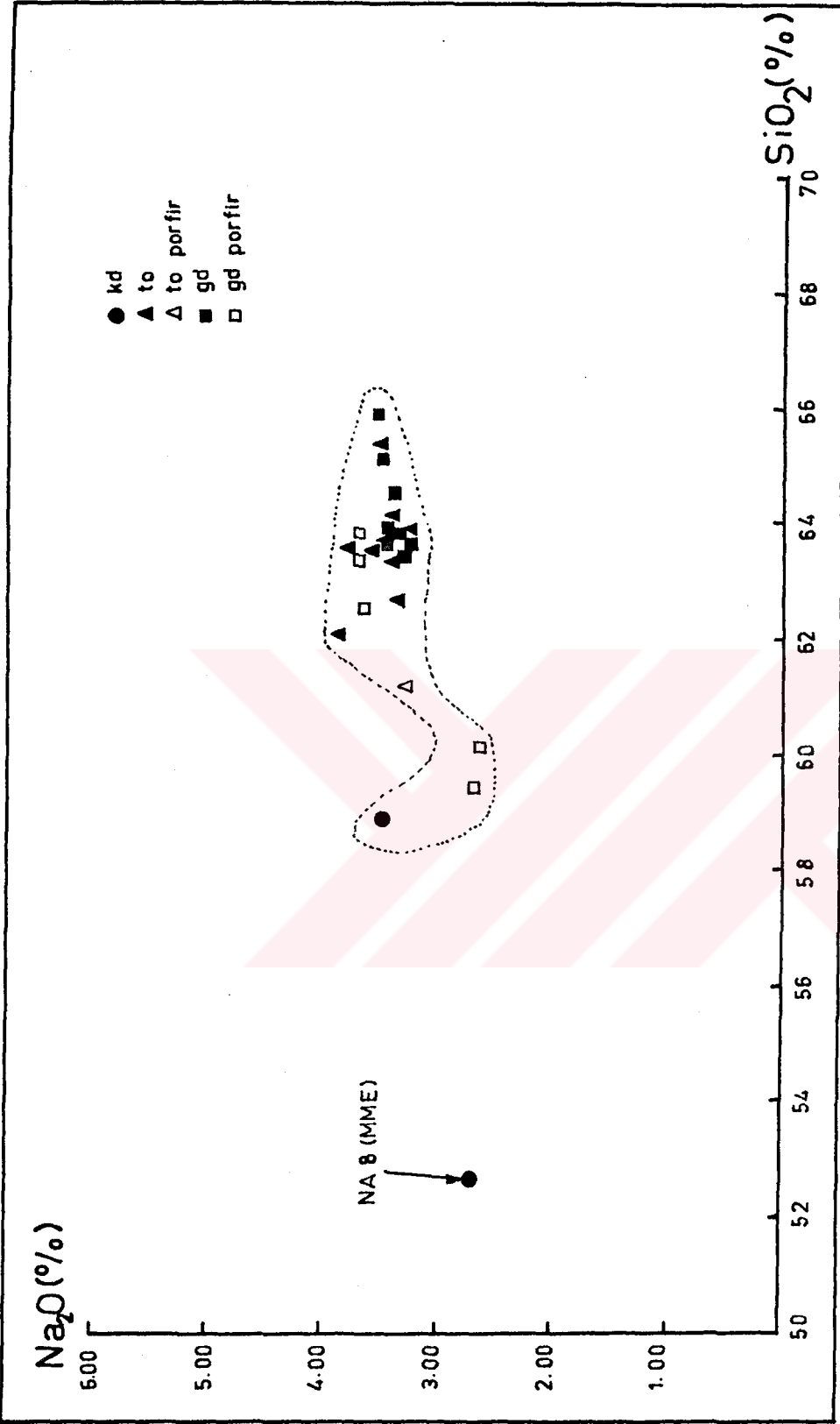
Şekil 4.10.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin MnO içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimini.



Şekil 4.11.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin MgO içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimi.



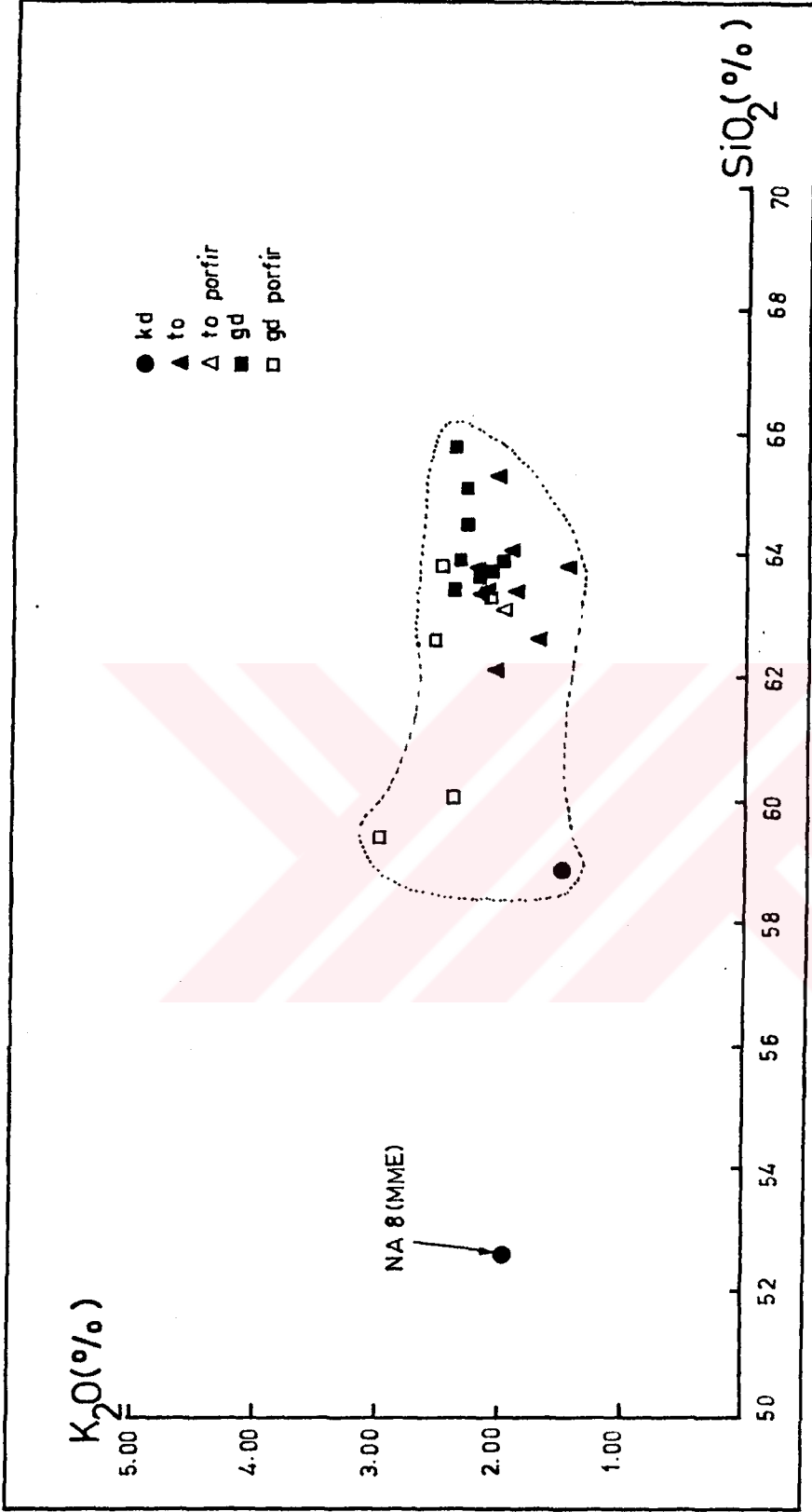
Şekil 4.12. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin CaO içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimi.



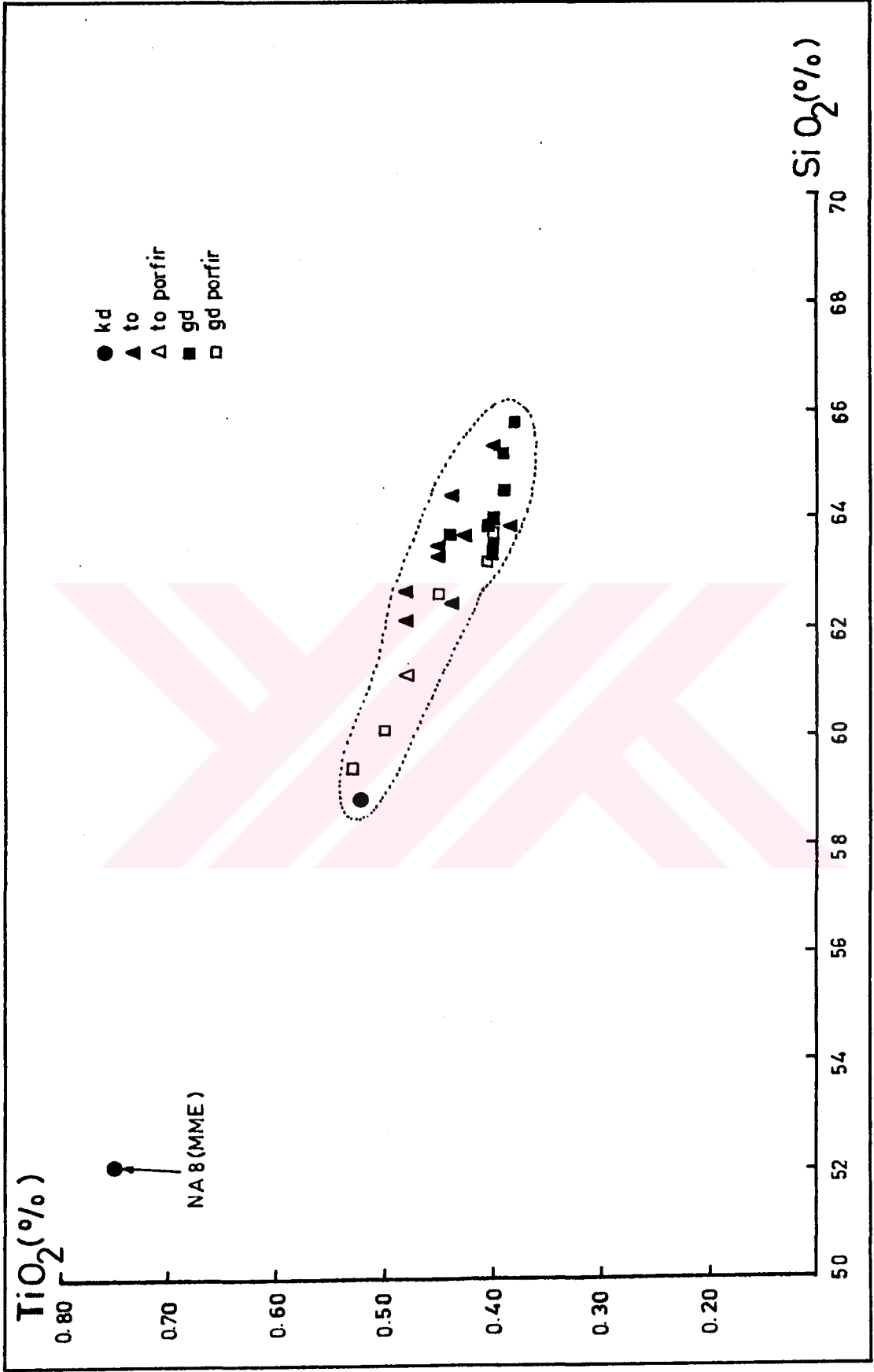
Şekil 4.13.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Na_2O içeriklerinin SiO_2 içeriklerine göre değişimi.

çok zayıf bir artış; SiO_2 değerinin %64 ten büyük olduğu durumlarda SiO_2 artarken Na_2O değerinin kabaca sabit kaldığı görülmektedir. Ayrıca $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ değişim diyagramında (Şekil 4.14) SiO_2 %58-60 arasında artarken K_2O artış göstermekte (SiO_2 'in bu değişim aralığında Na_2O 'in K_2O 'in tersine azaldığı görülür. Bkz. Şekil 4.13), SiO_2 değeri %62 den büyük iken SiO_2 artışında K_2O değerinin sabit kaldığı görülmektedir. Buradan düşük SiO_2 değerli NA 8 no.lu mafik magmatik enklav (MME) örneğinin diğer örneklerle yaklaşık aynı değerde Na_2O ve K_2O içerdiği görülmektedir. Özellikle Şekil 4.7 de de belirgin olan K_2O içeriğindeki bu yüksek değerin; reolojik olarak yarı katı-yarı sıvı bir özelliğe (visko-plastik özellik) sahip mafik magma damlacığının, tamamen sıvı özellikteki felsik ana magma içinde kapanım olarak hapsedilmesi sırasında, felsik fazdan bir miktar K elementi alarak yükselebileceği (Bussy, 1991) düşünülmektedir. Hatta Bussy (1991) tarafından belirtildiğine göre, mafik magma kabarcığına bu şekilde giren K elementi bazen, MME içinde iri K-feldspat fenokristalinin gelişimine dahi neden olabilmektedir. $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ değişim diyagramında SiO_2 değerinin artmasına karşılık TiO_2 değerinin düştüğü görülmektedir (Şekil 4.15). Ayrıca $\text{P}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$ değişim diyagramında da negatif bir korelasyon izlenmektedir (Şekil 4.16). Her iki şekilden (Şekil 4.15 ve Şekil 4.16) de görüleceği üzere; NA 8 no.lu MME örneğinin TiO_2 ve P_2O_5 içeriklerinin, Çaltı granitoidini oluşturan karışım magma (magma mixing) örneklerinin TiO_2 ve P_2O_5 içeriklerinden yüksek olduğu görülmektedir.

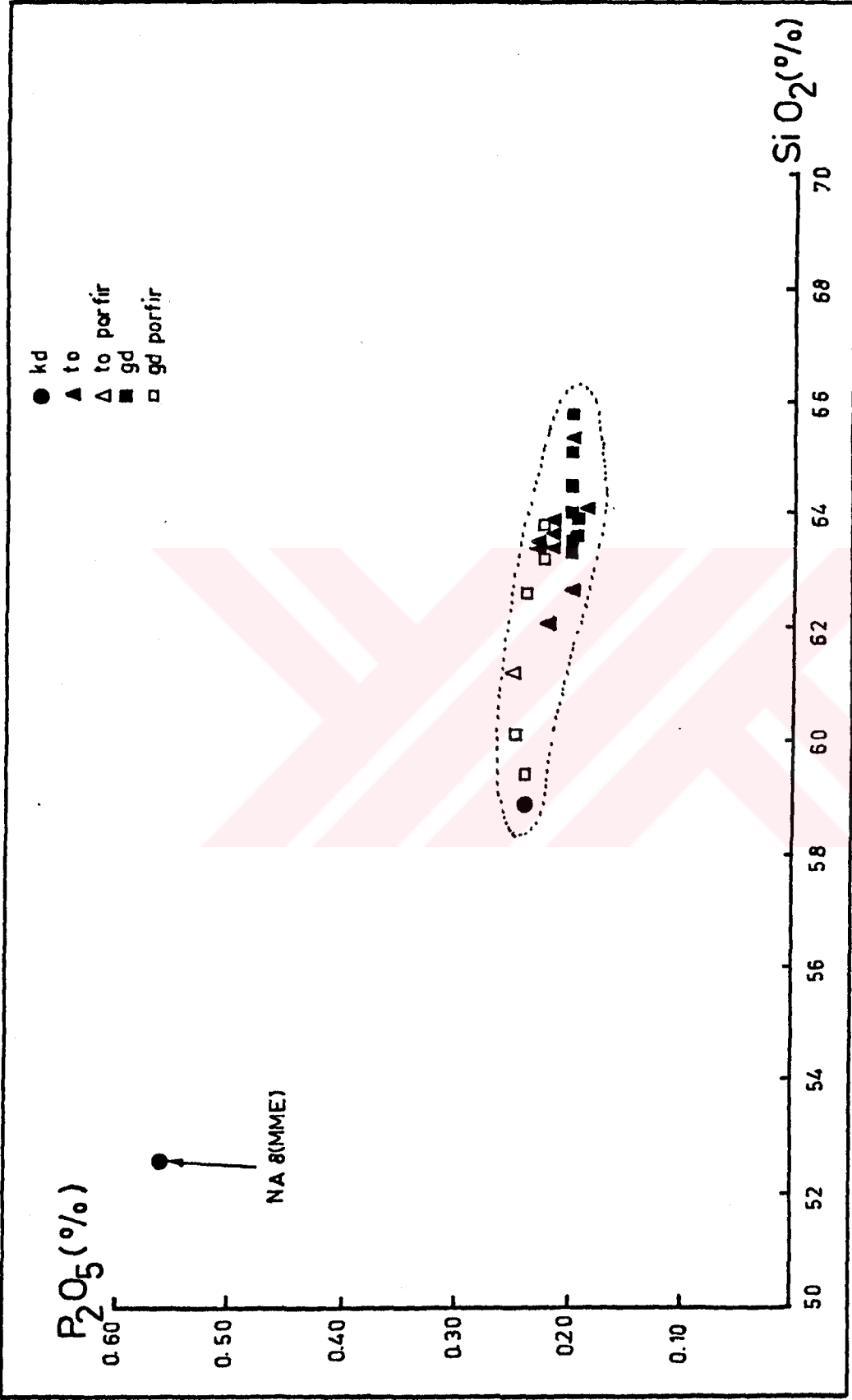
Çaltı granitoidinin ana element jeokimya verilerinin Harker diyagramlarında incelenmesiyle, önceden belirlendiği gibi Çaltı granitoidini oluşturan magmanın homojen bir karakterde olduğu ve bu magma içinde yer alan mafik magmatik enklav örneğinin yüzde oksit değerlerinin Na_2O ve K_2O haricinde karışım magmadan (magma mixing) farklılık gösterdiği anlaşılmıştır.



Şekil 4.14.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin K₂O içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimi.



Şekil 4.15.Çaltı granitoyidi kayış örneklerinin TiO₂ içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimi.



Şekil 4.16. Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin P₂O₅ içeriklerinin SiO₂ içeriklerine göre değişimini.

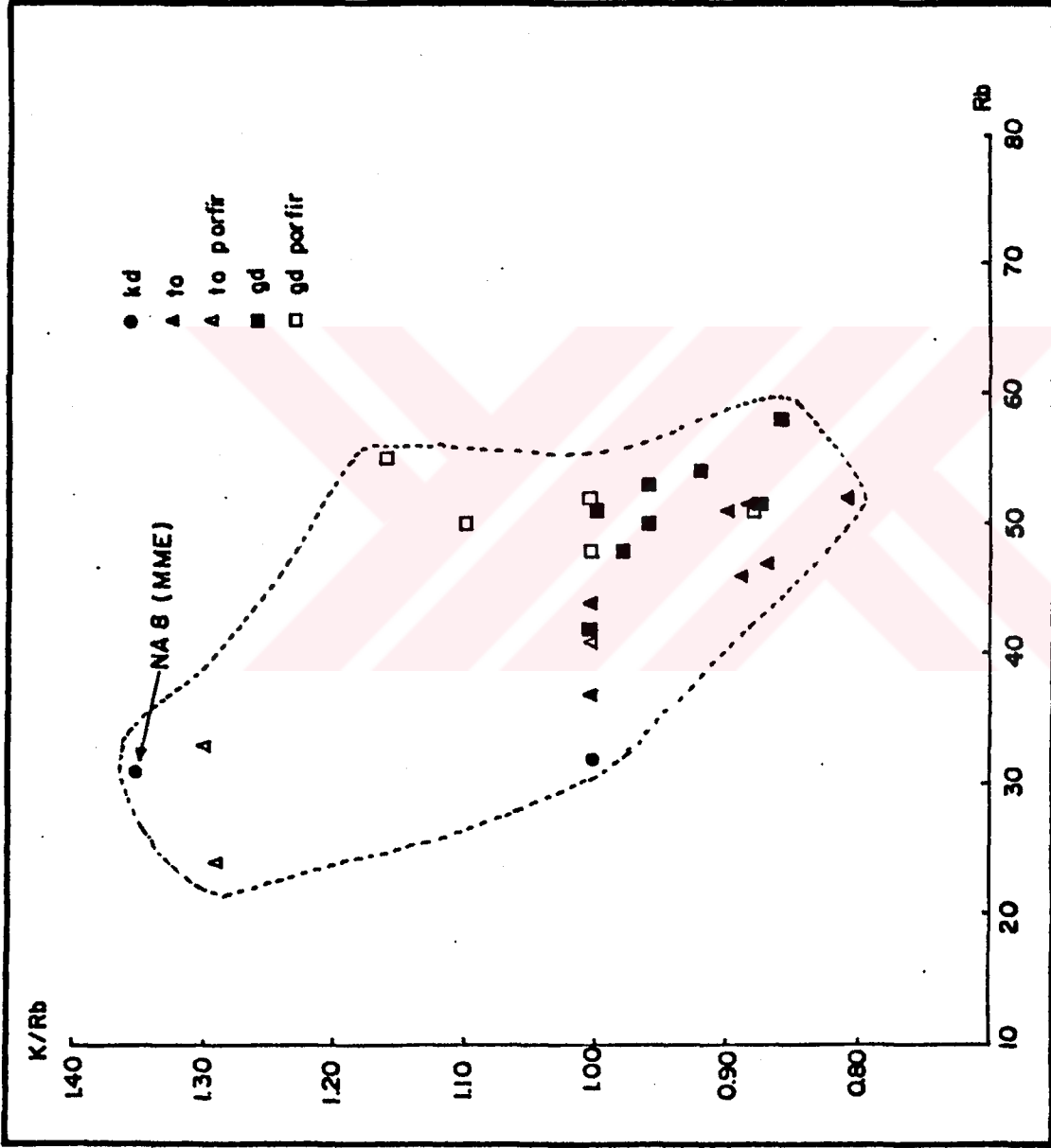
4.2.Eser Element Jeokimyası

Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tümkayaç eser element jeokimya verileri (Çizelge 4.4) kullanılarak, plütonik kayaç kütlelerinin özelliklerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

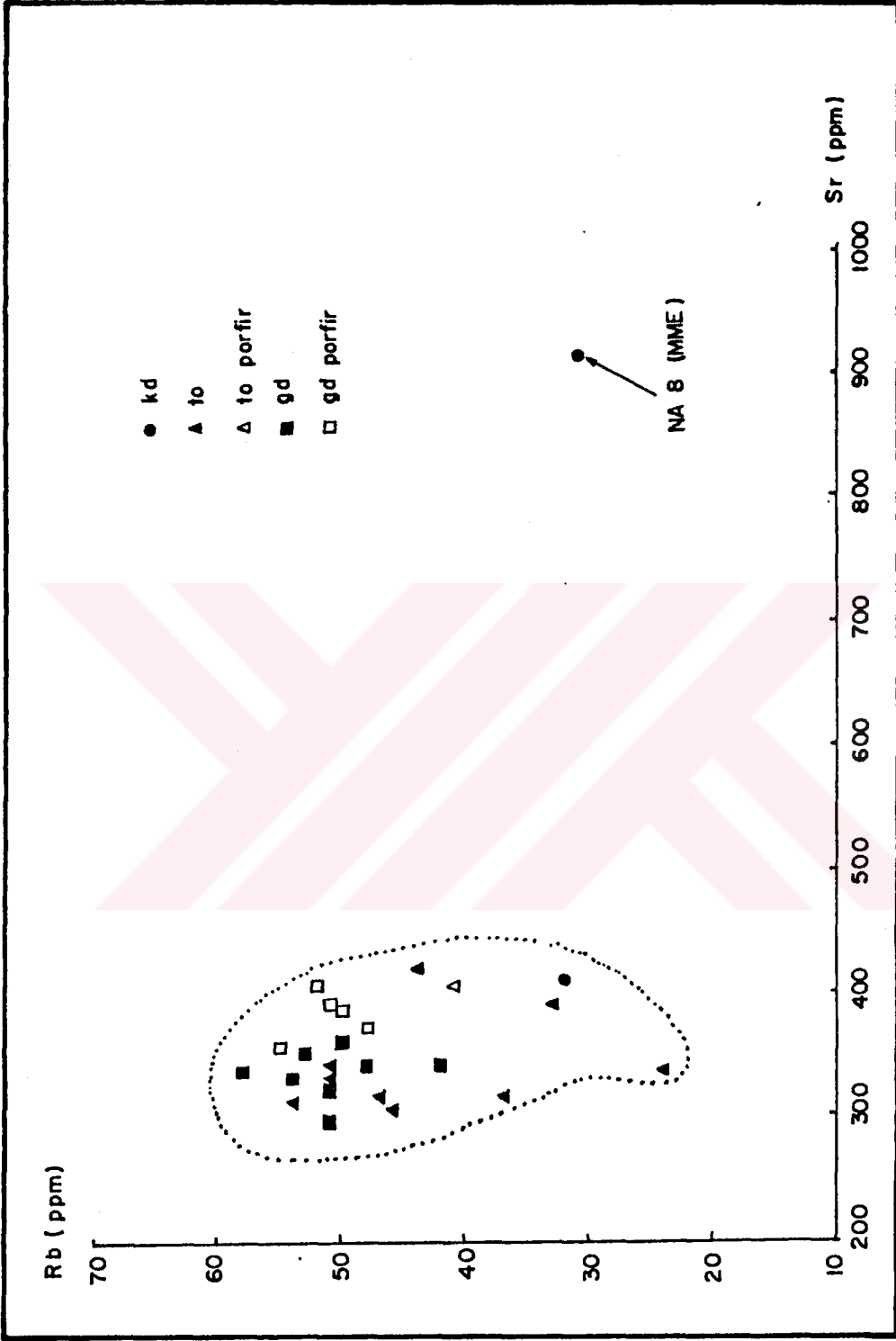
Homojen bir magmanın kristalizasyon-diferansiyasyona uğraması sonucu, oluşan kayaç türlerinin K/Rb-Rb değişim diyagramlarında (Jakes ve White, 1970) çizgisel bir trendin görülmesi gerekmektedir. Eğer magma kaynağı homojen özellikte değil de birden fazla birden fazla magma getirimi sözkonusu ise; her bir magma getiriminin kristalizasyonu, K/Rb-Rb diyagramında kendi aralarında topluluk oluşturacak şekilde bir trendi gösterecektir (Mc Charty ve Hasty, 1976). Buna göre Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin, K/Rb-Rb diyagramında (Şekil 4.17) homojen bir magmanın tek bir kristalizasyon sürecinde oluştuğuna işaret eden bir trendi verdiği görülmektedir. Çaltı granitoyidinin homojen bir magma kaynağının ürünü olduğu Rb-Sr değişim diyagramından da (Şekil 4.8) anlaşılakta ve burada NA 8 no.lu MME örneğinin 913 ppm Sr içeriğiyle bu topluluktan farklı noktada konumlandığı görülmektedir. Şekil 4.18'den de görüleceği gibi Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Sr içerikleri 298-421 ppm arasında ve Rb içerikleri de 24-58 ppm arasında değişmektedir. Diğer yandan Rb-Ba değişim diyagramı (Şekil 4.19) incelendiğinde, belirgin bir trend gözlenmemekle birlikte yine homojen bir magmatik kayaç topluluğu göze çarpmaktadır. Burada NA 8 no.lu MME örneği diğer örneklerin arasında konumlanmıştır. Ayrıca Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr içeriklerinin Cu, Ni, Co, Zn, Rb, Sr, Ba ve V içeriklerine göre değişimleri incelendiğinde de homojen bir magma topluluğunun varlığı ortaya çıkmaktadır. Bu diyagramlarda da NA 8 no.lu mafik magmatik enklavin (MME) farklılıklar gösterdiği, ancak bazı eser element (Co, Zn, Rb, Ba) içeriklerinin Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinininkine yaklaşık değerlerde olduğu görülmektedir. Cr-Cu değişim diyagramında (Şekil 4.20) negatif ilişkiye benzer bir ilişki görülmesinin yanısıra Cr'un daha az bir ara-

Çizelge 4.4.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin tükakayaç eser element jeokimyasal analiz verileri (ppm cinsinden).

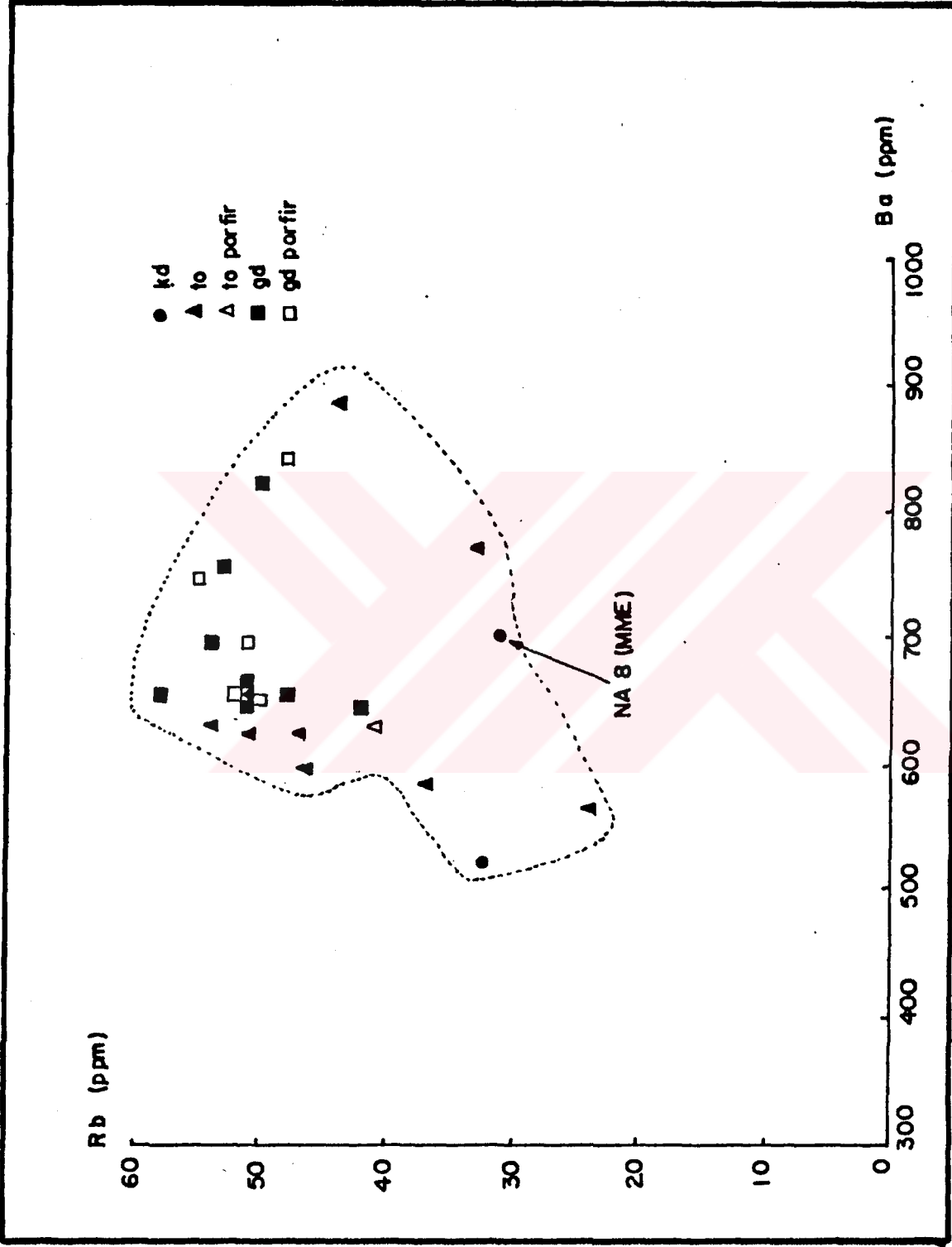
Kayaç Ör. No	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
NA 1	596	1.1	64	21	8	16	5	10	46	14.3	302	7	96	15	51	114
NA 3	657	1.2	43	17	17	16	6	11	52	10.5	405	8	81	16	52	112
NA 4	770	1.2	36	18	11	16	6	11	33	12.6	387	7	97	17	50	109
NA 8 (NME)	700	2.5	50	28	219	17	8	17	31	31.1	913	11	264	26	62	148
NA 9	881	1.2	59	23	6	15	9	9	44	11	421	8	89	16	22	115
NA 10	665	1.1	62	25	5	14	9	8	51	12.1	318	9	88	15	35	115
NA 11	748	1	47	16	7	15	11	8	55	13.1	357	7	111	16	56	101
NA 16	657	1.2	55	20	10	14	8	8	48	11.1	342	7	86	14	37	116
NA 17	521	1.1	59	19	5	16	16	8	32	16.6	411	8	132	17	35	113
NA 18	629	1.2	45	20	20	15	16	9	41	12.7	406	6	102	17	52	106
NA 19	642	1.2	56	18	6	14	13	7	42	11	339	8	83	14	29	112
NA 21	631	1.2	63	17	9	14	13	9	54	11.5	312	8	88	14	41	114
NA 22	598	1.3	44	18	12	16	8	10	51	9.8	379	7	73	16	46	116
NA 23	822	1.2	63	21	6	16	7	12	50	10.6	362	7	79	14	31	110
NA 25	655	1.1	61	18	27	16	8	7	58	11.1	339	7	85	14	30	108
NA 26	694	1.2	58	20	7	15	8	7	54	10.5	331	7	79	14	30	109
NA 28	756	1.2	62	21	6	16	9	8	53	9.9	350	9	71	14	27	115
NA 31	644	1.2	57	25	9	18	8	8	51	15.2	298	9	108	15	42	114
NA 32	585	1.1	59	18	9	15	8	7	37	15.3	310	8	108	17	38	114
NA 33	651	1.2	44	19	55	16	9	6	50	11.8	387	7	92	16	54	112
NA 35	837	1.2	34	22	17	16	8	7	48	13.9	369	8	107	16	59	102
NA 36	651	1.2	47	19	30	15	5	10	51	12.1	342	7	91	15	45	119
NA 40	562	1.2	54	20	7	15	8	10	24	11.8	334	8	84	14	38	113
NA 42	621	1.2	49	27	7	15	8	10	47	14.3	313	7	102	15	34	117
NA 43	623	1.2	57	20	8	16	10	8	51	12.8	332	7	94	15	38	113



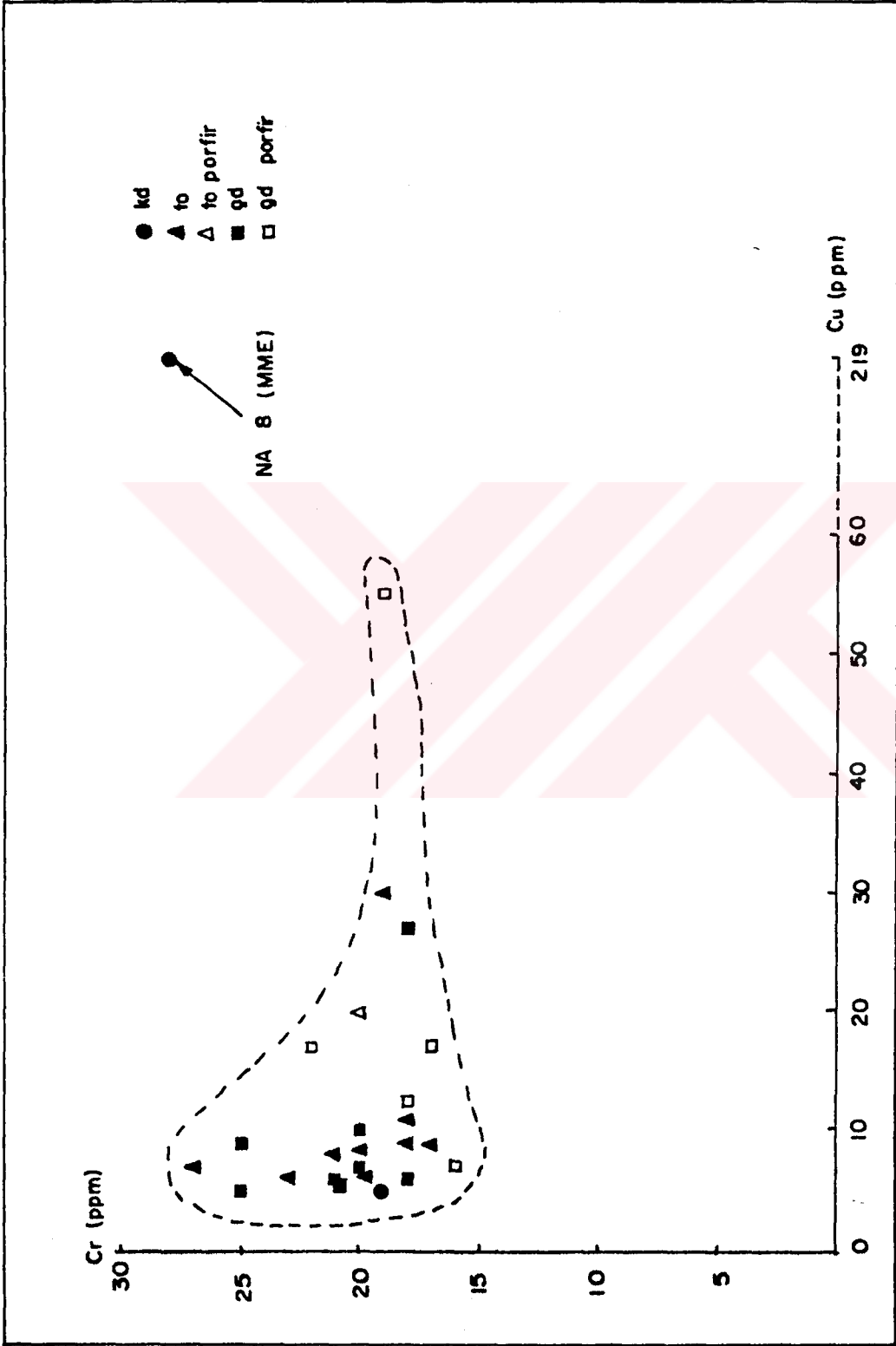
Şekil 4.17. Çaltı granitoidi kayas örneklerinin K/Rb-Rb değişim diyagramı.



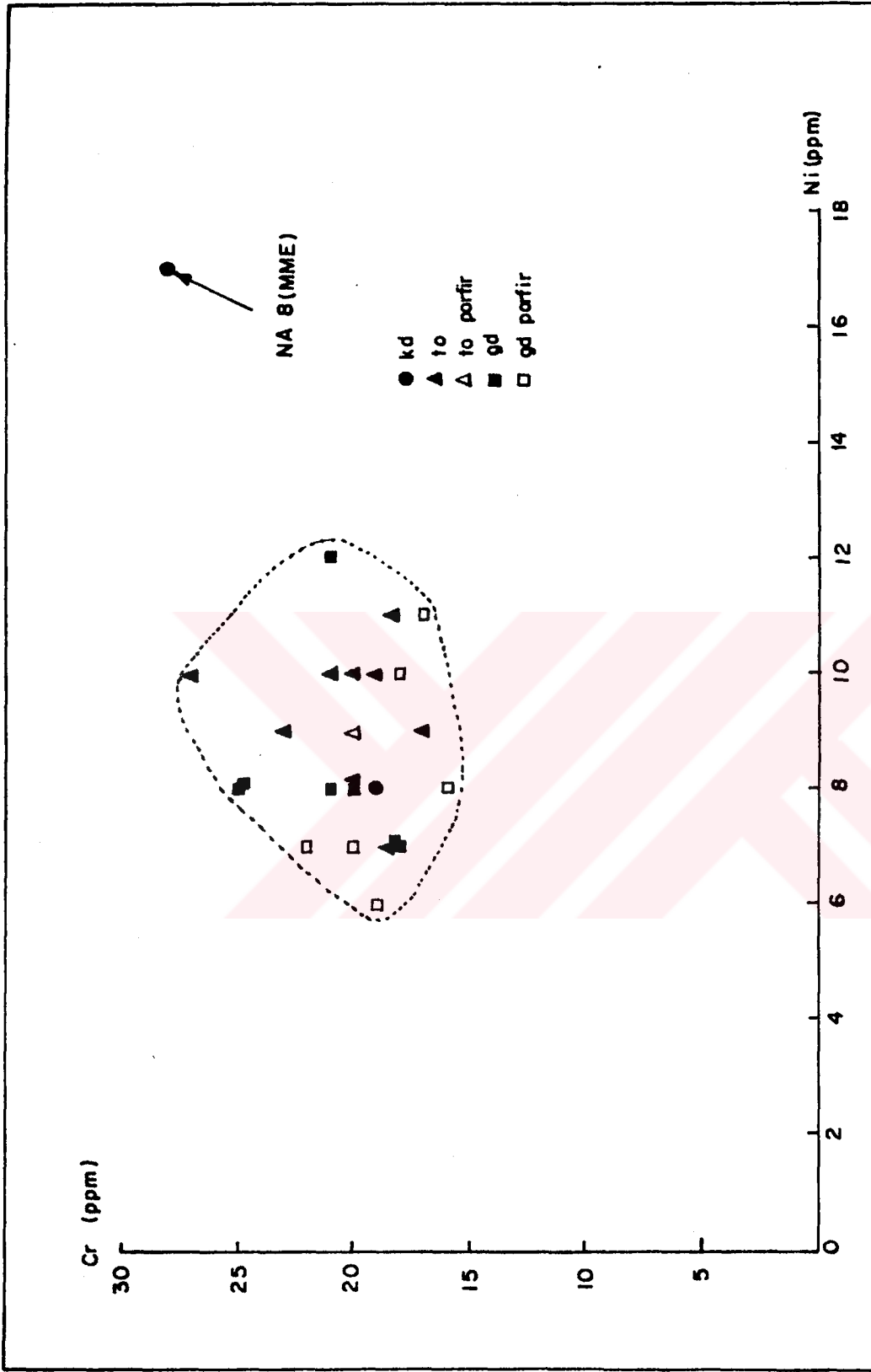
Şekil 4.18.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin Rb içeriklerinin Sr içeriklerine göre değişimini.



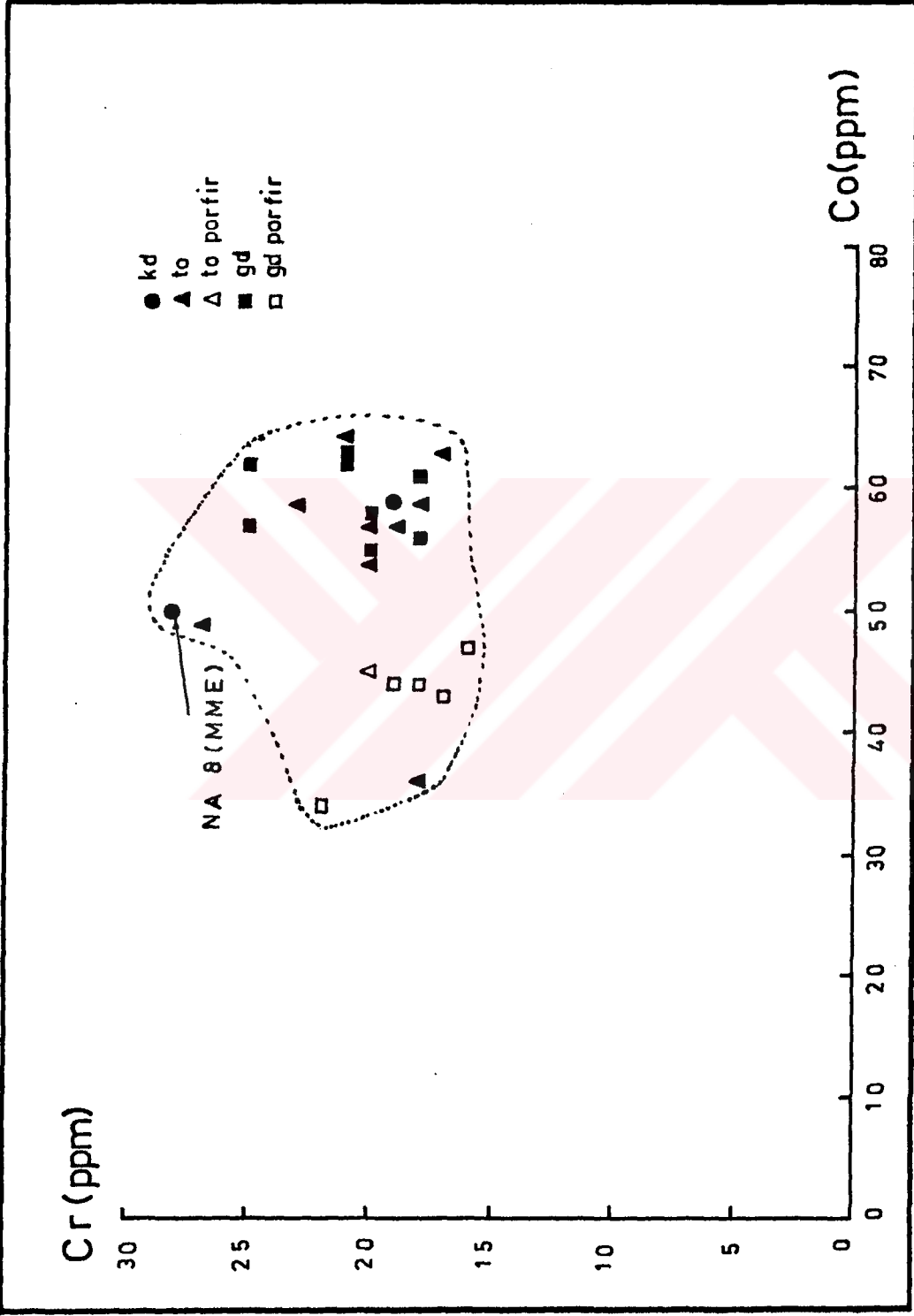
Şekil 4.19.Çaltı Granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-Ba içeriklerinin değişim diyagramı.



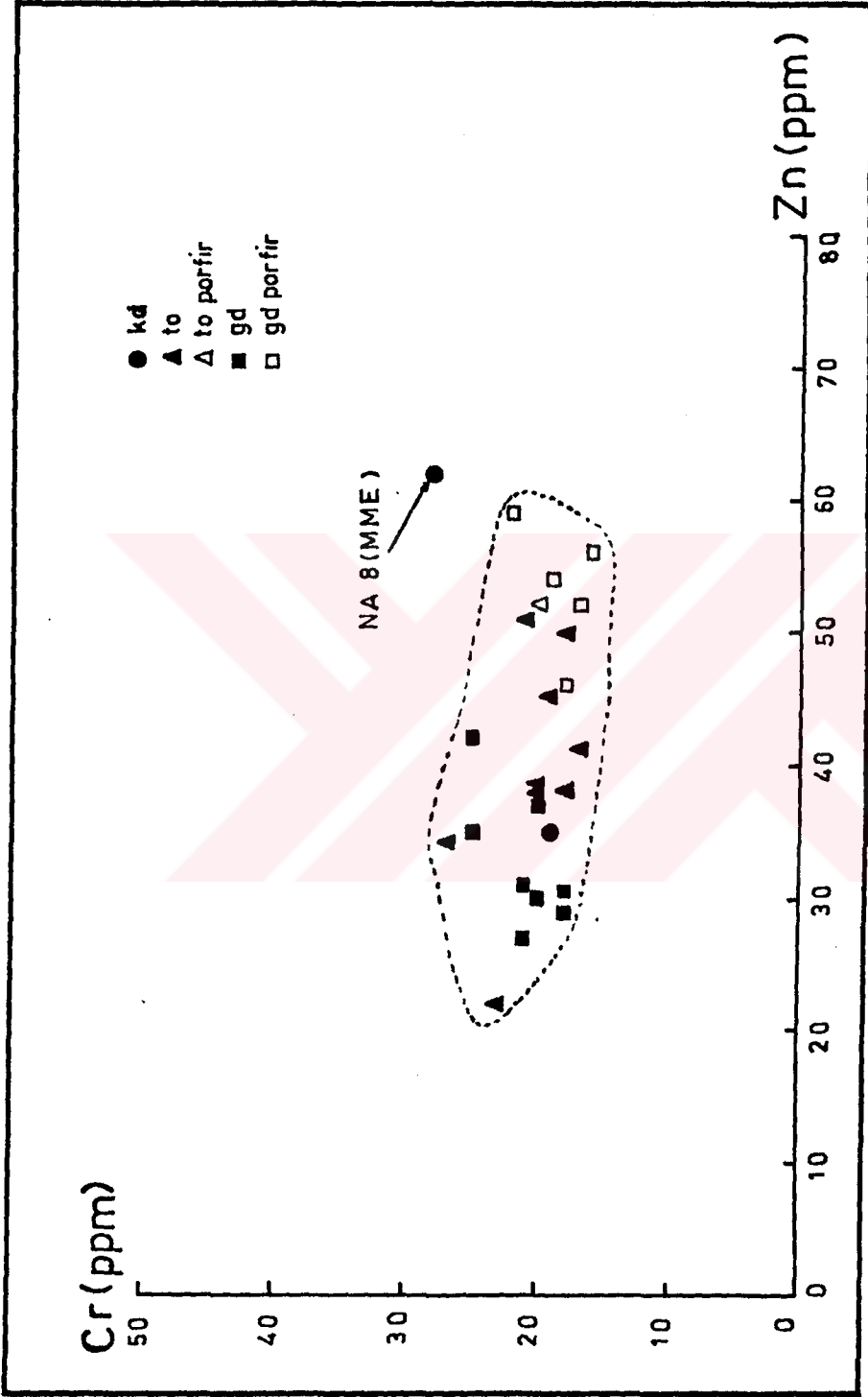
Şekil 4.20.Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin Cr-Cu içeriklerinin değişim diyagramı.



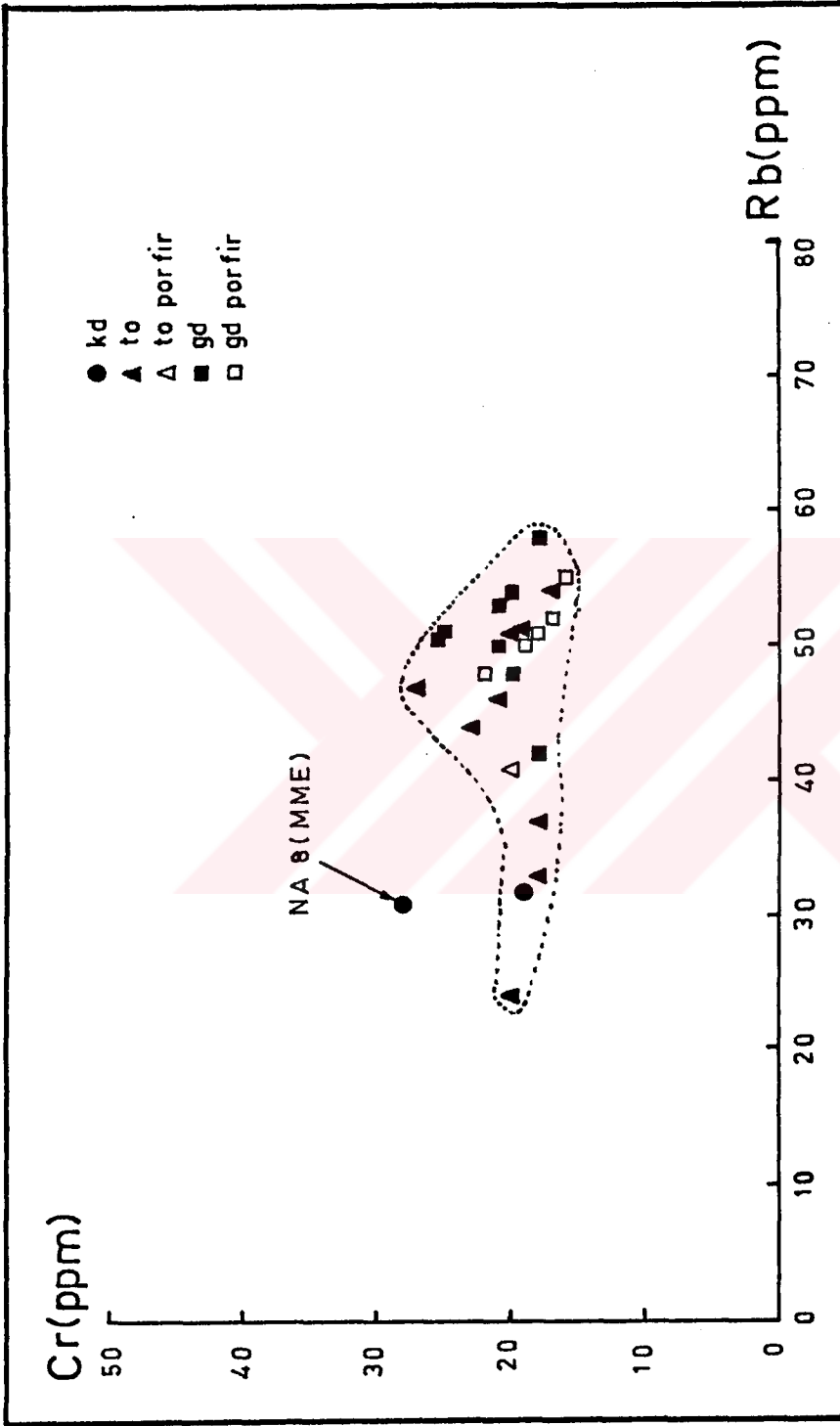
Şekil 4.21. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Ni içeriklerinin değişim diyagramı.



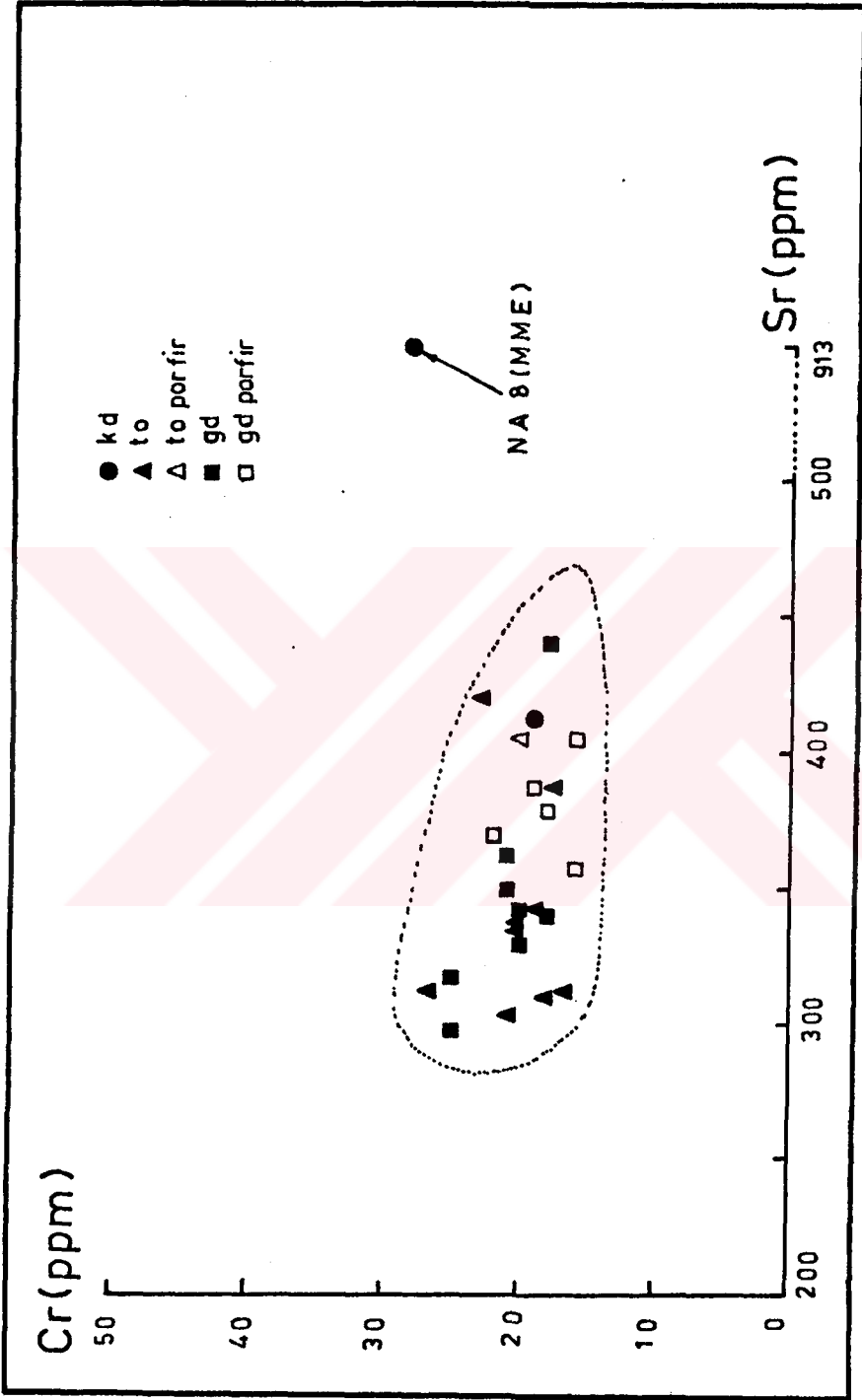
Şekil 4.22. Çaltı granitoyidi kayag örneklerinin Cr-Co içeriklerinin değişim diyagramı.



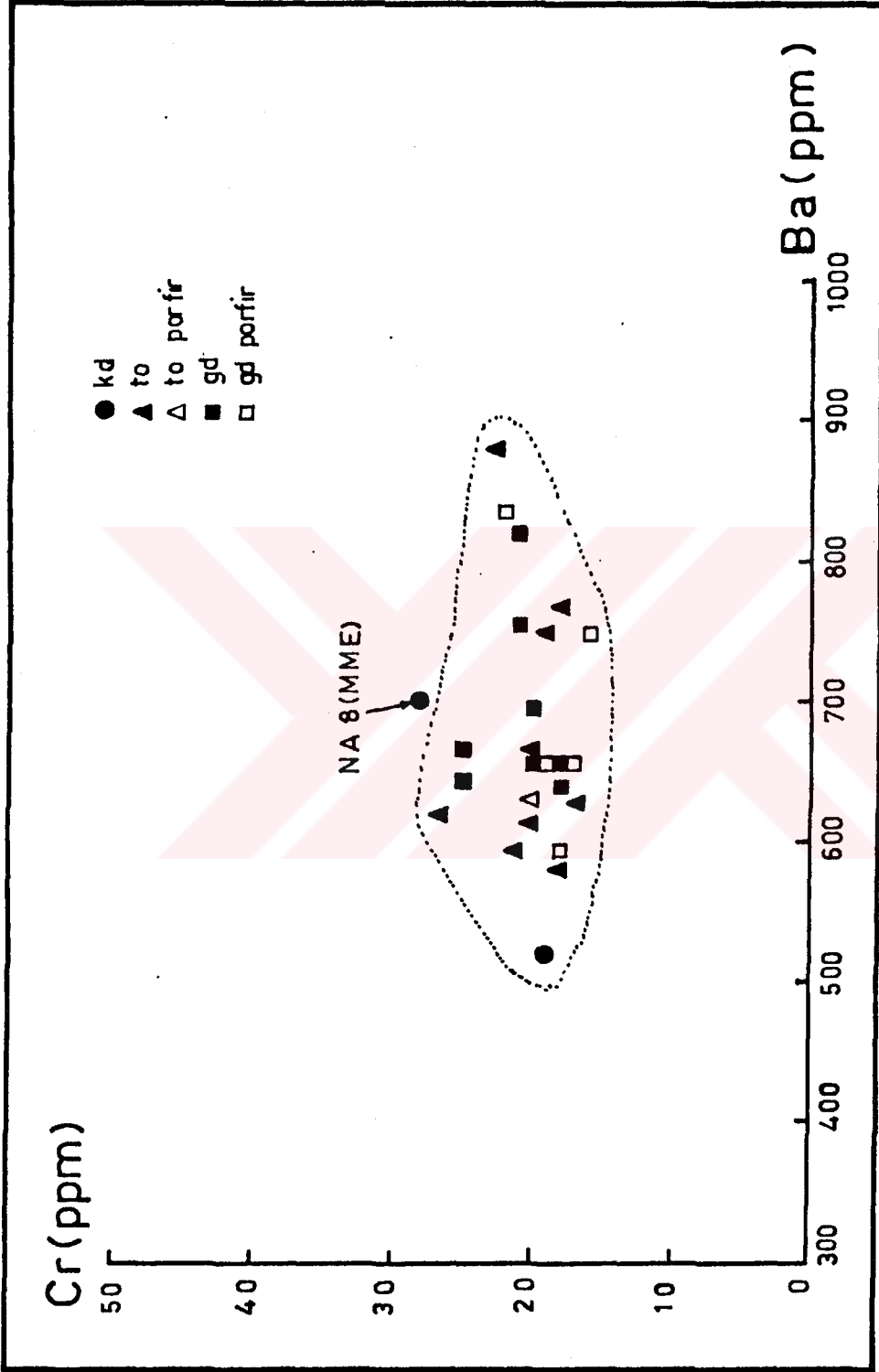
Şekil 4.23.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Zn içeriklerinin değişim diyagramı.



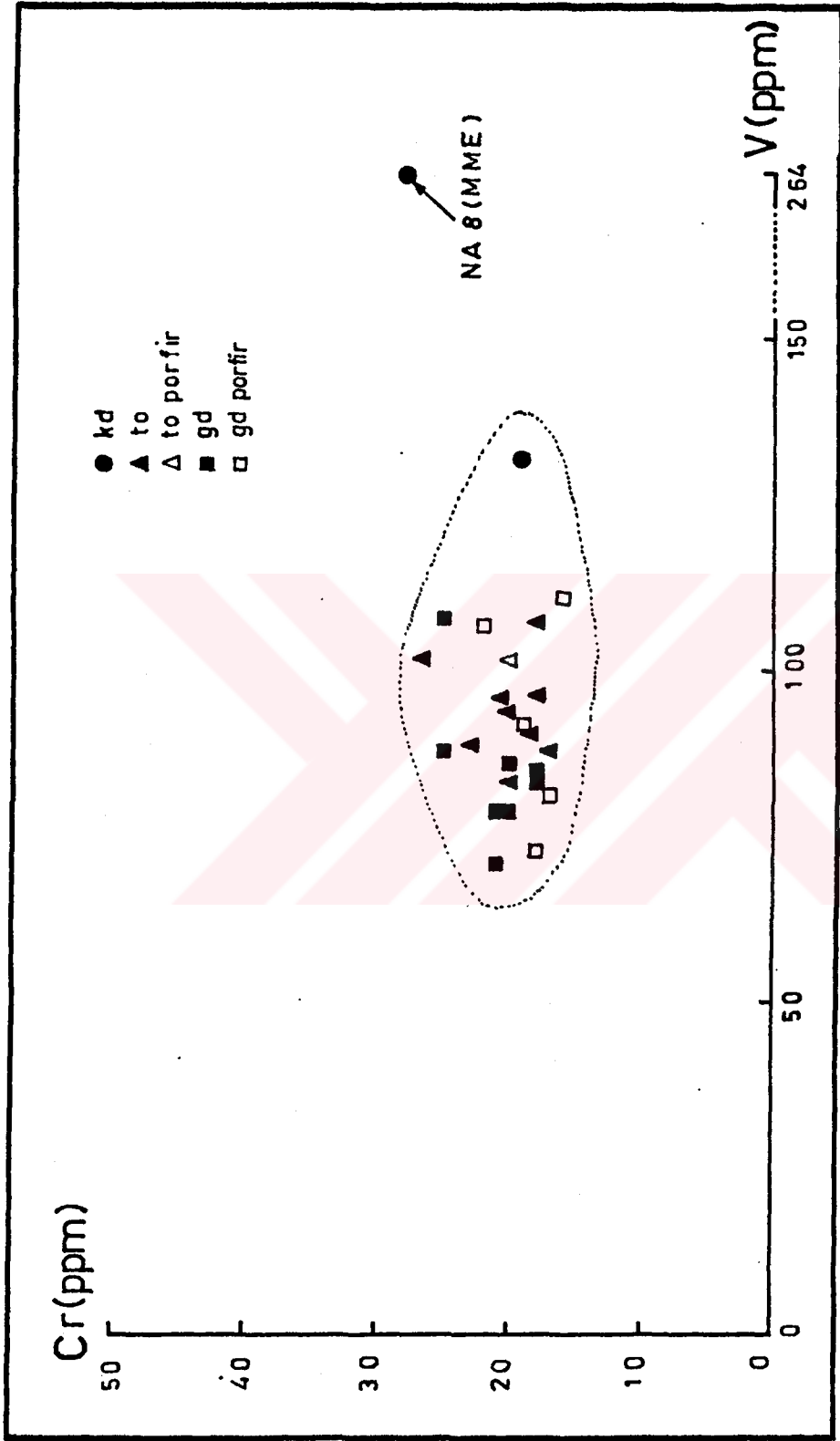
Şekil 4.24. Çaltı granitoidi kayaç örneklerinin Cr-Rb içeriklerinin değişim diyagramı.



Şekil 4.25.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-Sr içeriklerinin değişim diyagramı.



Sekil 4.26.Çaltı granitoyidi kayâç örneklerinin Cr-Ba içeriklerinin değişim diyagramı.



Şekil 4.27. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Cr-V içeriklerinin değişim diyagramı.

lıkta (16'dan - 27 ppm'e kadar) değişmesine karşılık, Cu içeriklerinin daha geniş bir aralıkta (5'ten - 55 ppm'e kadar) değiştii gözlenmektedir. Cr-Ni diyagramında (Şekil 4.21) ve Cr-Co diyagramında (Şekil 4.22) belirgin bir ilişki gözlenmemekle birlikte homojen bir kaynağın varlığı göze çarpmaktadır. Diğer yandan yavaş bir düşme gösteren Cr'a karşılık, Zn içeriklerinin artış (22'den - 59 ppm'e kadar) gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.23). Cr-Rb diyagramında (Şekil 4.24), Rb'un 50 ppm'den daha yukarı olduğu değerlerde Cr ile negatif bir ilişki içerisinde olduğu gözlenmektedir. Cr-Sr diyagramında (Şekil 4.25), Cr'un çok yavaş bir düşmesine karşılık Sr'un hızlı bir artış (298'den - 421 ppm'e kadar) trendi izlediği görülmektedir. Ayrıca, Cr-Ba diyagramı (Şekil 4.26) ve Cr-V diyagramında (Şekil 4.27) eğimleri yataya yakın ilişkiler gözlenmekle birlikte homojen magma kaynağının varlığı izlenmektedir.

Bütün bu değişim diyagramlarında, Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin kendi aralarında homojen bir topluluk oluşturduğu sonucuna varılabilmektedir.

4.3. Nadir Toprak Elementleri (REE) Jeokimyası

Çaltı granitoyidinin ana ve eser element jeokimyası verileriyle belirlenen homojen magma özelliği, nadir toprak element jeokimya verileri (Çizelge 4.5) yardımıyla da incelenmiştir. Bunun için öncelikle nadir toprak element (REE) jeokimyasal analiz verileri, Evensen ve diğ. (1978) tarafından tanımlanan kondrit değerlerine göre normalleştirilmiştir (Çizelge 4.6). Bilindiği gibi çift atom numarasına sahip elementlerin, tek atom numarasına sahip elementlerden daha bol olması şeklinde tanımlanan Oddo-Harkins kuralının (Wilson, 1989) elimine edilmesi için, çeşitli araştırmacılar tarafından tanımlanan kondrit değerleri ile bölünerek "chondrite göre normalize edilmiş değerleri" kullanılmaktadır.

Çizelge 4.5.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin nadir toprak elementleri (REE) jeokimyasal analiz verileri (ppm cinsinden).

Kayaç Ör. No	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y
NA 1	17.32	34.28	12.60	2.81	0.82	2.48	2.25	1.37	1.49	0.30	15.42
NA 3	23.45	45.90	16.47	3.48	0.96	3.08	2.53	1.55	1.58	0.29	17.36
NA 4	20.97	40.48	15.24	3.20	0.93	2.80	2.56	1.52	1.60	0.29	17.78
NA 8(MME)	40.39	86.48	41.51	9.08	2.81	7.99	4.89	2.25	1.84	0.36	27.93
NA 9	22.48	43.52	15.79	3.29	0.93	3.13	2.50	1.45	1.50	0.22	17.02
NA 10	21.23	40.17	14.40	2.95	0.83	2.63	2.28	1.33	1.47	0.24	15.88
NA 11	20.25	39.95	15.26	3.30	0.93	3.10	2.61	1.46	1.50	0.29	17.43
NA 16	20.94	40.99	14.31	3.03	0.86	2.72	2.27	1.38	1.40	0.30	15.44
NA 17	19.33	38.59	14.45	3.19	0.99	3.05	2.66	1.58	1.61	0.26	18.06
NA 18	21.22	42.19	16.55	3.59	1.01	3.19	2.85	1.67	1.70	0.35	19.09
NA 19	21.88	42.59	14.37	2.90	0.82	2.63	2.19	1.32	1.44	0.24	14.83
NA 21	20.10	37.97	13.73	2.82	0.79	2.63	2.17	1.41	1.45	0.24	15.52
NA 22	23.21	44.34	17.20	3.63	0.96	3.03	2.61	1.55	1.59	0.28	17.96
NA 23	21.64	37.61	13.99	2.81	0.82	2.67	2.15	1.28	1.34	0.26	15.37
NA 25	22.44	42.99	14.08	2.98	0.86	2.68	2.22	1.32	1.36	0.27	15.80
NA 26	22.30	38.51	13.88	2.93	0.76	2.29	2.14	1.25	1.36	0.25	15.94
NA 28	19.94	36.62	12.78	2.82	0.81	2.48	2.15	1.33	1.36	0.24	15.39
NA 31	21.71	39.73	14.13	3.05	0.83	2.64	2.41	1.47	1.57	0.28	16.82
NA 32	19.59	37.76	13.99	3.11	0.89	2.63	2.54	1.50	1.61	0.31	18.28
NA 33	21.29	40.66	15.00	3.38	0.94	2.85	2.53	1.50	1.62	0.35	17.96
NA 35	21.07	43.22	16.87	3.56	0.98	3.23	2.79	1.63	1.64	0.32	18.27
NA 40	22.97	40.99	13.38	2.98	0.85	2.56	2.07	1.28	1.39	0.32	15.07
NA 42	19.17	40.04	12.95	2.90	0.86	2.67	2.34	1.39	1.44	0.30	16.61
NA 43	20.53	39.56	13.88	3.09	0.81	2.66	2.36	1.36	1.50	0.28	16.48

Çizelge 4.6.Çaltı granitoyidi kayaç örnekleri nadir toprak element (REE) içeriklerinin Evensen ve diğ. (1978)'ne göre normalleştirilmiş değerleri.

Kayaç		La*	Ce*	Nd*	Sm*	Eu*	Gd*	Dy*	Er*	Yb*	Lu*
Ör. No/	Türü										
NA 1	(to)	70.8	53.7	26.6	18.2	14.1	12.1	8.9	8.3	9.0	11.8
NA 3	(gdp)	95.9	72.0	34.8	22.6	16.5	15.1	10.0	9.3	9.6	11.4
NA 4	(to)	85.7	63.5	32.2	20.8	16.0	13.7	10.1	9.2	9.7	11.4
NA 8	(MIME)	165.1	135.6	87.6	59.0	48.4	39.1	19.2	13.6	11.1	14.2
NA 9	(to)	91.9	68.2	33.3	21.4	16.0	15.3	9.8	8.7	9.1	11.8
NA 10	(gd)	86.8	63.0	30.4	19.2	14.3	12.9	9.0	8.0	8.9	11.4
NA 11	(gdp)	82.8	62.6	32.2	21.4	16.0	15.2	10.3	8.8	9.1	11.8
NA 16	(gd)	85.6	64.3	30.2	19.7	14.8	13.3	8.9	8.3	8.5	11.0
NA 17	(kd)	79.0	60.5	30.5	20.7	17.1	14.9	10.5	9.5	9.8	13.8
NA 18	(top)	86.8	66.1	34.9	23.1	17.4	15.6	11.2	10.1	10.3	13.8
NA 19	(gd)	89.5	66.8	30.3	18.8	14.1	12.9	8.6	8.0	8.7	10.5
NA 21	(to)	82.2	59.5	29.0	18.3	13.6	12.9	8.5	8.5	8.8	10.6
NA 22	(gdp)	94.9	69.5	36.3	23.6	16.5	14.8	10.3	9.3	9.6	11.0
NA 23	(gd)	88.5	59.0	29.5	18.2	14.1	13.1	8.5	7.7	8.1	10.2
NA 25	(gd)	91.7	67.4	29.7	19.4	14.8	13.1	8.7	8.0	8.2	10.6
NA 26	(gd)	91.2	60.4	29.3	19.0	13.1	11.2	8.4	7.5	8.2	9.8
NA 28	(gd)	81.5	57.4	27.0	18.3	14.0	12.1	8.5	8.0	8.2	9.5
NA 31	(gd)	88.8	62.3	29.8	19.8	14.3	12.9	9.5	8.9	9.5	11.0
NA 32	(to)	80.1	59.2	29.5	20.2	15.3	12.9	10.0	9.0	9.8	12.2
NA 33	(gdp)	87.0	63.7	31.7	21.9	16.2	14.0	10.0	9.0	9.8	13.8
NA 35	(gdp)	86.1	67.8	35.6	23.1	16.9	15.8	11.0	9.8	9.9	12.6
NA 40	(to)	93.9	64.3	28.2	19.4	14.7	12.5	8.1	7.7	8.4	12.6
NA 42	(to)	78.4	62.8	27.3	18.8	14.8	13.1	8.1	8.4	8.7	11.8
NA 43	(to)	83.9	63.0	29.3	20.1	14.0	13.0	9.2	8.2	9.1	11.0

Bu çalışmada Evensen ve diğ. (1978)'nin REE kondrit değerleri (Çizelge 4.7) ile normalleştirmeler yapılmıştır. Diğer yandan hafif nadir toprak elementlerden (LREE) La'un kondrite göre normalleştirilmiş değeri (kondritin değerine bölünerek elde edilmiş değeri), ağır nadir toprak elementlerden (HREE) Yb'un kondrite göre normalleştirilmiş değerine bölünerek elde edilen değer $(La/Yb)_{CN}$; LREE'den HREE'ye göre olan zenginleşme katsayısını vermektedir. Zenginleşme katsayısı, aynı zamanda hafif nadir toprak elementleri (LREE) ile orta nadir toprak elementleri (MREE) arasında da hesap edilebilmektedir. Bu noktadan hareketle Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin hafif nadir toprak elementlerinden (LREE) La'un orta nadir toprak elementlerden (MREE) Sm'a göre (Henderson, 1984) zenginleşme katsayısı $(La/Sm)_{CN}$ ile aynı şekilde La'un Yb'a göre zenginleşme katsayıları $(La/Yb)_{CN}$, granitoyidi oluşturan her kayaç grubu için ayrı ayrı incelenmiştir (Çizelge 4.8). Buna göre tonalitler için hesaplanan $(La/Sm)_{CN}$ değerleri 3.89-4.84 arasında değişmekte ve ortalaması 4.24'tür. Bu değer NA 18 no.lu tonalit porfir örneği için 3.75 olarak hesaplanmıştır. La'un Sm'a göre zenginleşme katsayıları $(La/Sm)_{CN}$, Çaltı granitoyidi granodiyoritleri için 4.34-4.86 arasında ortalama 4.61 olarak ve granodiyorit porfirlerinde ise 3.72-4.24 arasındaki değişimle ortalama 3.96 olarak hesaplanmıştır. Aynı oran, NA 17 no.lu kuvarsdiyorit örneği için 3.81 ve NA 8 no.lu mafik magmatik enklav (MME) için ise 2.79 olarak saptanmıştır. Burada Çaltı granitoyidini oluşturan kayalardaki La'un Sm'a göre yaklaşık 3.5-4.5 kat zenginleştiği gözlenirken, NA 8 no.lu mafik magmatik enklavda ise yaklaşık 2.5 kat bir zenginleşme olduğu gözlenmektedir. Diğer yandan La'un Yb'a göre zenginleşme katsayısı $(La/Yb)_{CN}$ incelendiğinde, tonalitlerde bu değer, 7.86-11.17 arasında değişmekle birlikte ortalama 9.21 olarak hesaplanmış ve NA 18 no.lu tonalit porfir için ise 8.42 olduğu hesaplanmıştır. Bu değer, granodiyoritlerde 9.34-11.18 değerleri arasında değişmekle birlikte ortalama 10.32 olduğu ve granodiyorit porfirlerinde ise 8.69-9.98 değerleri arasında değişerek or-

Çizelge 4.7.Evensen ve diğ. (1978)'ne göre nadir toprak elementleri (REE) kondrit değerleri.

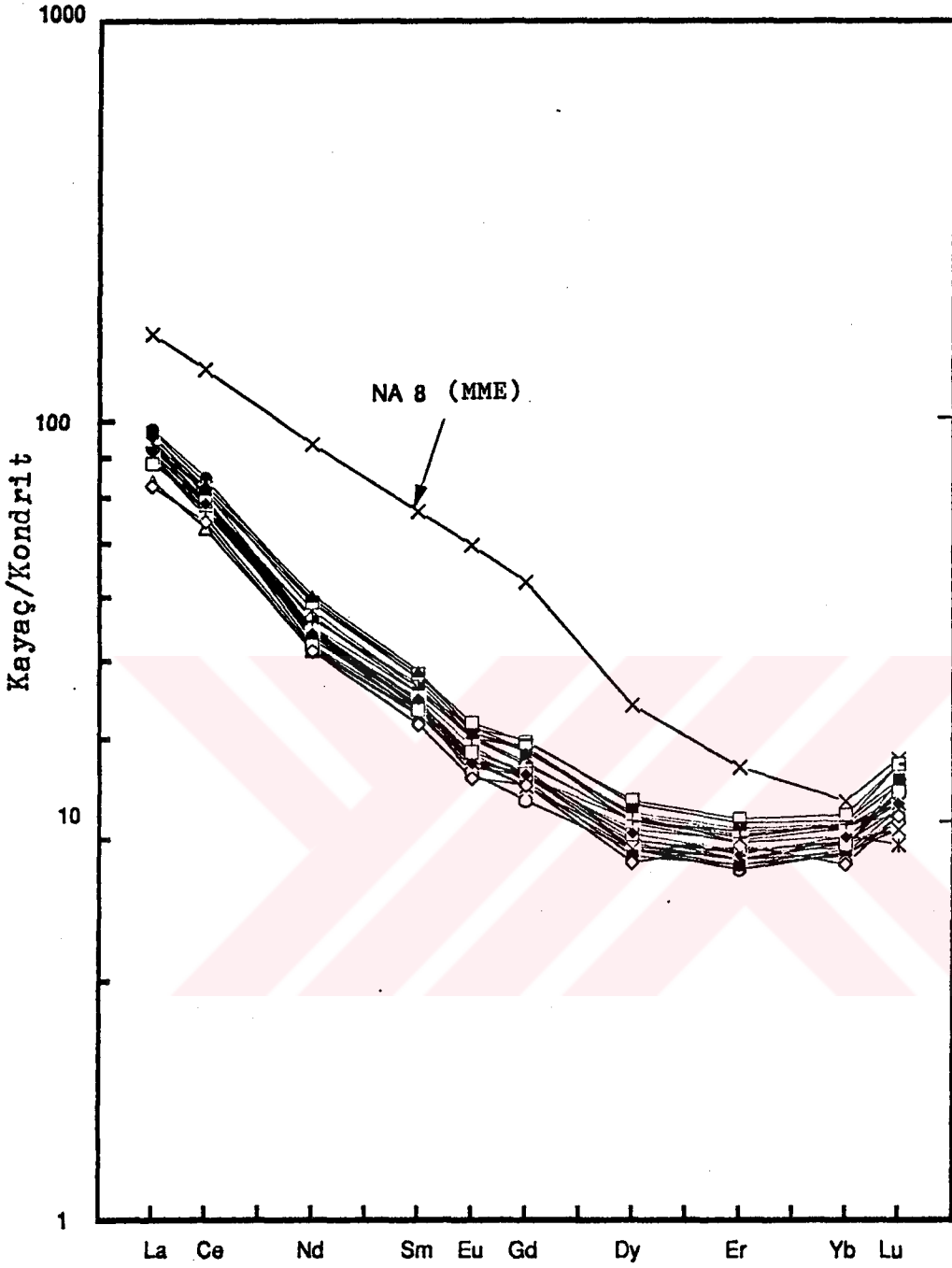
La	: 0.2446
Ce	: 0.6379
Pr	: 0.9637
Nd	: 0.4738
Sm	: 0.1540
Eu	: 0.05802
Gd	: 0.2043
Tb	: 0.03745
Dy	: 0.2541
Ho	: 0.05670
Er	: 0.1660
Tm	: 0.02561
Yb	: 0.1651
Lu	: 0.02539

Çizelge 4.8.Çaltı granitoidi kayag örneklerinin La, Sm ve Yb nadir toprak elementleri jeokimyasal incelenmesi

Kayaçlar Tonalitler	Değişim Aralığı ve Ortalaması		Değişim Aralığı ve Ortalaması	
	(La/Sm)CN		(La/Yb)CN	
NA 1	3.89		7.86	
NA 4	4.12		8.83	
NA 9	4.29	3.89-4.84	10.09	7.86-11.17
NA 21	4.49		9.34	
NA 32	3.96	ort.4.24	8.17	ort.9.21
NA 40	4.84		11.17	
NA 42	4.17		9.01	
NA 43	4.17		9.21	
<u>Tonalit porfir</u>				
NA 18	3.75	—	8.42	—
<u>Granodiyoritler</u>				
NA 10	4.52		9.75	
NA 16	4.34		10.07	
NA 19	4.76	4.34-4.86	10.28	9.34-11.18
NA 23	4.86		10.92	
NA 25	4.72		11.18	ort.10.32
NA 26	4.80		11.12	
NA 28	4.45		9.93	
NA 31	4.48		9.34	
<u>Granodiyorit porfirler</u>				
NA 3	4.24		9.98	
NA 11	3.86		9.09	8.69-9.98
NA 22	4.02	3.72-4.24	9.88	
NA 33	3.97		8.87	ort.9.30
NA 35	3.72	ort.3.96	8.69	
<u>Kuarsdiyorit</u>				
NA 17	3.81	—	8.06	—
<u>Mafik magmatik enklav</u>				
NA 8	2.79	—	14.87	—

Açıklama:(La/Sm)CN, La ve Sm değerlerinin kondrite göre normalize edilmiş değerlerinin oranı.

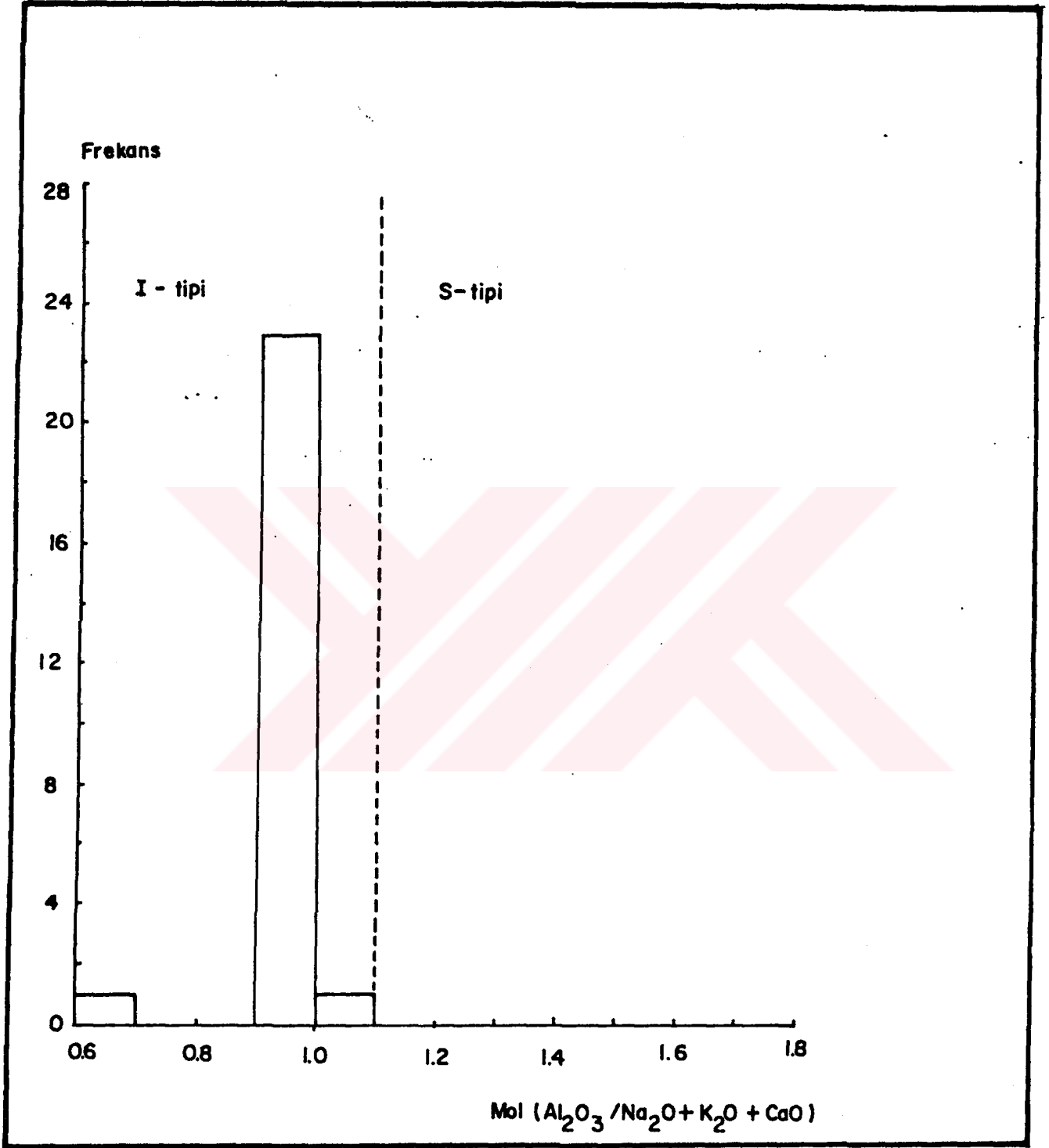
talamasının 9.30 olduğu görülmektedir. Ayrıca NA 17 no.lu kuvarsdiyoritte ise 8.47 kat zenginleşme görülürken, NA 8 no.lu mafik magmatik enklavda 14.87 kat zenginleşme olduğu görülmektedir. Buradan da NA 8 no.lu mafik magmatik enklavın Çaltı granitoyidini oluşturan diğer kayaç gruplarından farklı $(La/Yb)_{CN}$ değeri verdiği görülmektedir. Dolayısıyla gerek La'un Sm'a göre zenginleşme katsayısı $(La/Sm)_{CN}$ ve gerekse La'un Yb'a göre zenginleşme katsayısı $(La/Yb)_{CN}$ hesaplamalarında; Çaltı granitoyidini oluşturan tonalit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve porfirlerinin birbirlerine benzer sonuçlar verdiği; NA 8 no.lu mafik magmatik enklav (MME) örneğinin ise bu gruplardan farklı şekilde zenginleştiği görülmektedir. Bu nedenle, mafik magma enklavı dışında diğer kayaç grupları, homojen bir magmadan itibaren meydana gelmişlerdir. Söz konusu kayaç grupları arasındaki bu birliklik, normalleştirilmiş nadir toprak elementlerinin dağılım diyagramında (Şekil 4.28) her bir kayaç örneği için çizilen eğriler arasındaki paralellikten de görülebilmektedir. Yine burada NA 8 no.lu örnek farklı bir trend izlenmektedir.



Şekil 4.28.Çaltı granitoidine ait kayaç örneklerinin REE içeriklerinin kondrite göre (Evensen ve diğ., 1978) normalleştirilmiş değerlerinin dağılımı.

5. PETROJENETİK VE TEKTOJENETİK İNCELEME

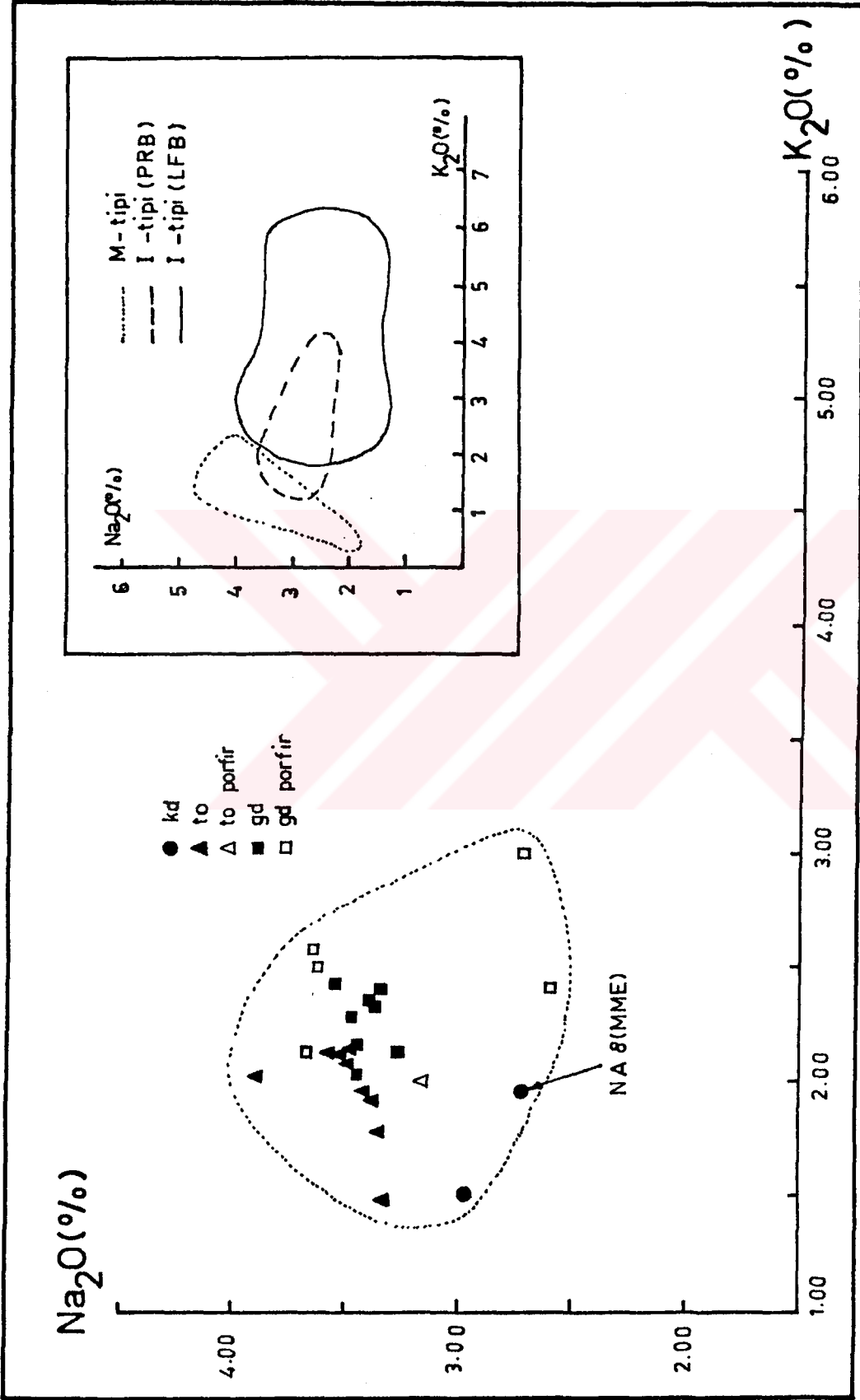
Çaltı granitoyidinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerinden elde edilen bazı veriler, bize petrojenez ve tektojenezle ilgili bazı ipuçları vermektedir. Örneğin Debon ve Le Fort (1982)'a göre hazırlanan A-B indeks mineraller diyagramında (bkz. Şekil 4.1) Çaltı granitoyidinin kafenk (CAFEM) magmatik topluluk karakterinde olduğu ve bu magmatik topluluğunun, mikroskopik gözlemlerle uyumlu olarak biyotit+hornblend mineralleri içeriğine sahip sektöründe yer aldığı görülmektedir. Ayrıca, Debon ve Le Fort (1982)'a göre hazırlanan ve magma alt tipinin belirlenmesinde kullanılan Q-B-F üçgen diyagramında (bkz. Şekil 4.2) Çaltı granitoyidinin kalk-alkalin (CALK), ancak kısmen de açık renkli subalkaline (SALKL) benzer özellikte olduğu saptanmıştır. A-B diyagramından görüleceği üzere, $K+Na+2Ca$ miktarının Al'a göre bağıl olarak yüksek olması nedeniyle örnekler negatif sektörde yer almışlardır. Buradaki Al'un bağıl olarak azlığı ve $K+Na+Ca$ miktarının fazlalığı hiç şüphesiz mineralojik bileşime de yansıtacaktır. White ve Chappel (1977), $Na+K+Ca$ toplamının miktarı Al'a göre bağıl olarak yüksek olan ve I-tipi olarak tanımladıkları granitoyidlerin, ana mafik mineral olarak hornblend+biyotit içereceklerini, tali mineral olarak da manyetit, titanit ve apatit içerebileceklerini; buradaki apatitlerin mafik mineraller içinde özellikle iğnecikler ve küçük kristaller halinde olabileceklerini belirtmişlerdir. Buna göre mineralojik-petrografik incelemelerle (bkz. Mineralojik-Petrografik İnceleme) Çaltı granitoyidini oluşturan kayaç türlerinde ana mafik mineral olarak hornblend+biyotitler, tali mineral olarak da titanit ve apatit mineralleri görülmüş ve iğnensi apatitlerin de I-tipi granitoyidlerde tipik olarak görüldüğü şekilde mafik mineraller içinde kapanımları izlenmiştir (Şekil 3.19). Çaltı granitoyidi ana element jeokimya verilerine göre Al'un $Na+K+Ca$ toplamından bağıl olarak az olduğu, Chappel ve White (1974) tarafından ileri sürülen histogramdan (Şekil 5.1) kolayca görülebilmektedir. Diğer bir deyişle,



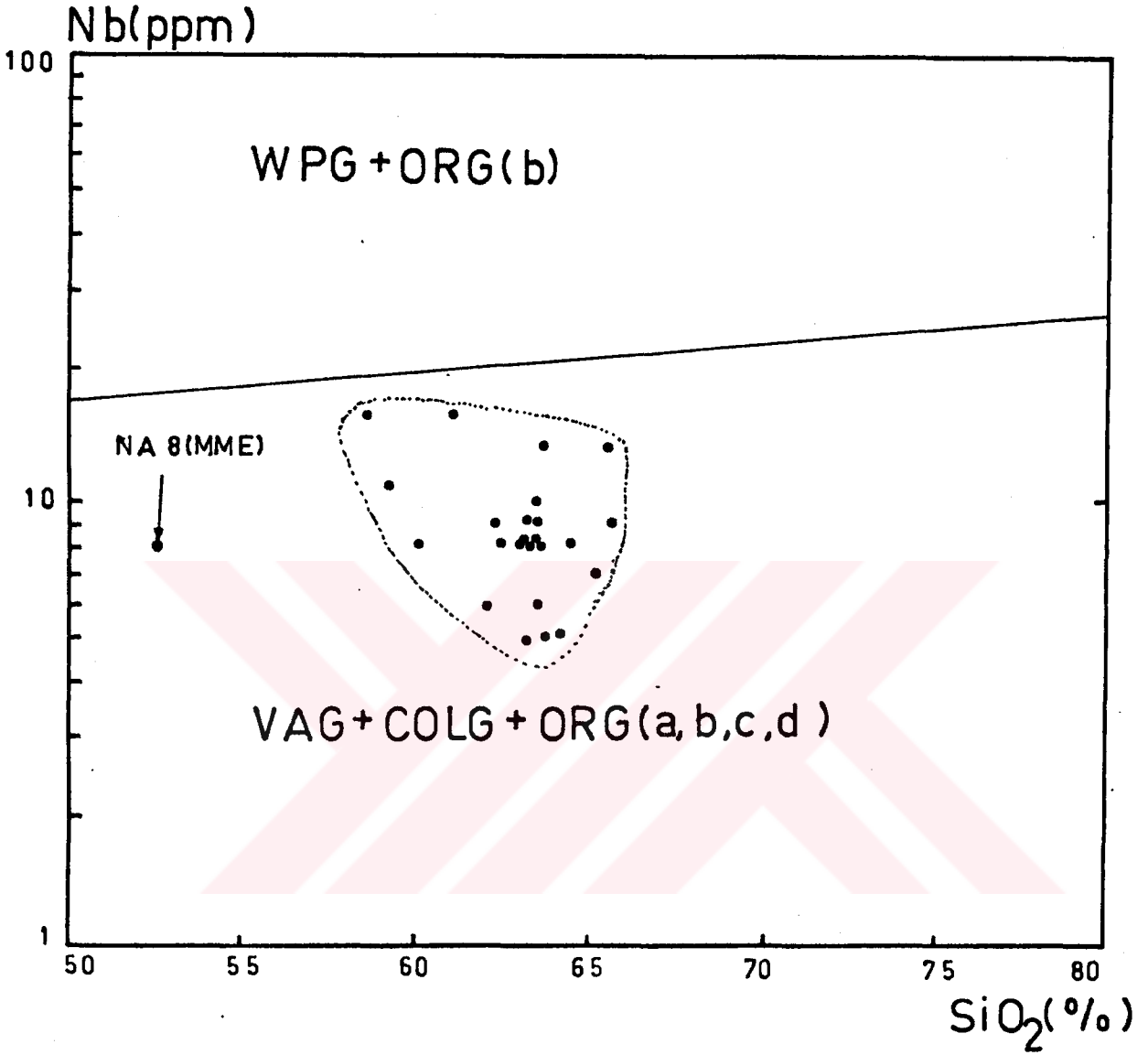
Şekil 5.1. Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin $\text{mol}(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}))$ değerlerinin (Chappel ve White, 1974) frekans dağılımını gösteren histogram.

şekil üzerinden Çaltı granitoyidinin köken olarak magmatik bir kaynak kayaçtan itibaren oluştuğu, yani I-tipi bir granitoyid olduğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Chappel ve Stephens, 1988), Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin I-tipi-PRB (Penirsular Range Batolith) granitoyidi ile benzer şekilde konumlandıkları görülmekte (Şekil 5.2) ve bu özellikleri itibariyle Çaltı granitoyidinin I-tipi bir granitoyid olduğu kesinlik kazanmaktadır.

Peccerillo ve Taylor (1976), volkanik yay granitoyidlerinin (VAG) toleyitikten kalk-alkaline ve şoşonitik bileşime kadar değişen bir magma karakterinde olduklarını ve bu kayaçların okyanusal konumdan kıtasal konuma kadar değişen tektonik ortamlarda bulunabildiklerini belirtirler. Çaltı granitoyidinin ise, ana element jeokimyası ile Debon ve Le Fort (1982) Q-B-F, Irvine ve Baragar (1971) A-F-M ile Peccerillo ve Taylor (1976) $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramlarında kalk-alkalin ve yüksek potasyumlu kalk-alkalin özellikte olduğu saptanmıştır (bkz. Şekil 4.2, Şekil 4.5 ve Şekil 4.7). Bu veriler, Çaltı granitoyidinin jeotektonik olarak, volkanik yay granitoyidleri kalk-alkalin magmalarından oluştuğunu gösteren önemli jeokimyasal ipuçlarıdır. Diğer bir deyişle, Çaltı granitoyidinin volkanik yay granitoyidi kalk-alkalin karakterdeki magmatik kayaçlardan oluştuğu söylenebilir. Bunu Pearce ve diğerleri (1984) tarafından ileri sürülen iz elementlere göre granitoyidlerin sınıflandırma diyagramlarında incelemek mümkündür. Pearce ve diğerleri (1984) iz elementlere göre granitoyidlerin jeotektonik sınıflamasında dört ana gruptan söz ederler. Bunları: 1-Okyanus sırtı granitoyidleri (ORG); 2-Volkanik yay granitoyidleri (VAG); 3-Levha içi granitoyidleri (WPG) ve 4-Çarpışma ürünü granitoyidleri (COLG) şeklinde tanımlamışlardır. Daha sonra her ana grup da kendi arasında alt gruplara ayrılmıştır. Buna göre $\text{Nb}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 5.3) Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin volkanik yay granitoyidleri (VAG) + çarpışma granitoyidleri (COLG) + okyanus sırtı granitoyidleri (ORG a-c-d) nin bulunduğu bölgeye düştüğü görülür. $\text{Y}-\text{SiO}_2$ diyagramında ise VAG+COLG+ORG(d) bölgesine



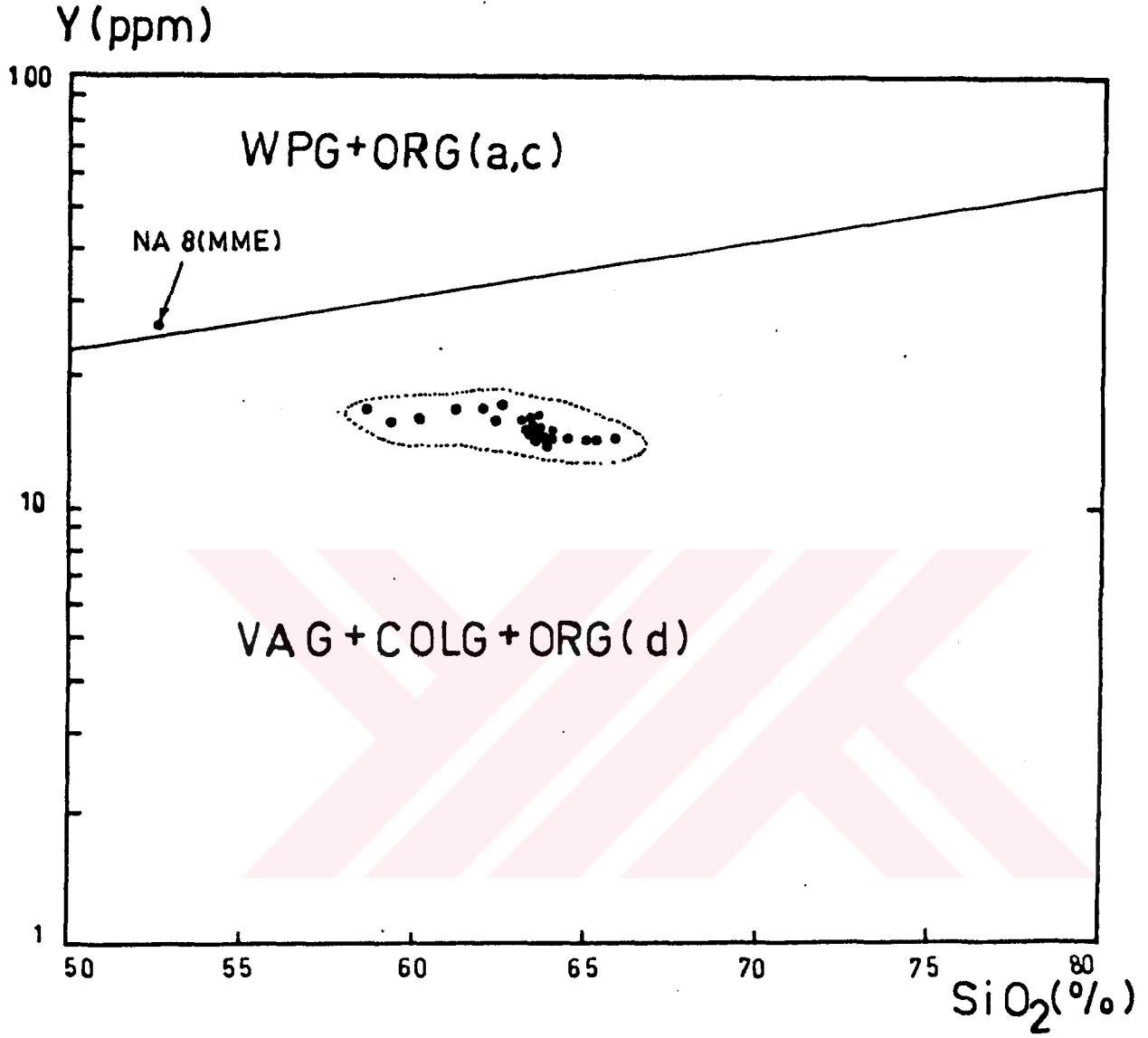
Şekil 5.2. Çaltı granitoidi kayaç örneklerinin Na_2O - K_2O diyagramındaki (Chappel ve Stephens, 1988) konumu. PRB-Penirsular Range Batolith (volkanik yayla ilgili), LFB-Lachlan Fold Belt (kabuk kalınlaşması ile ilgili).



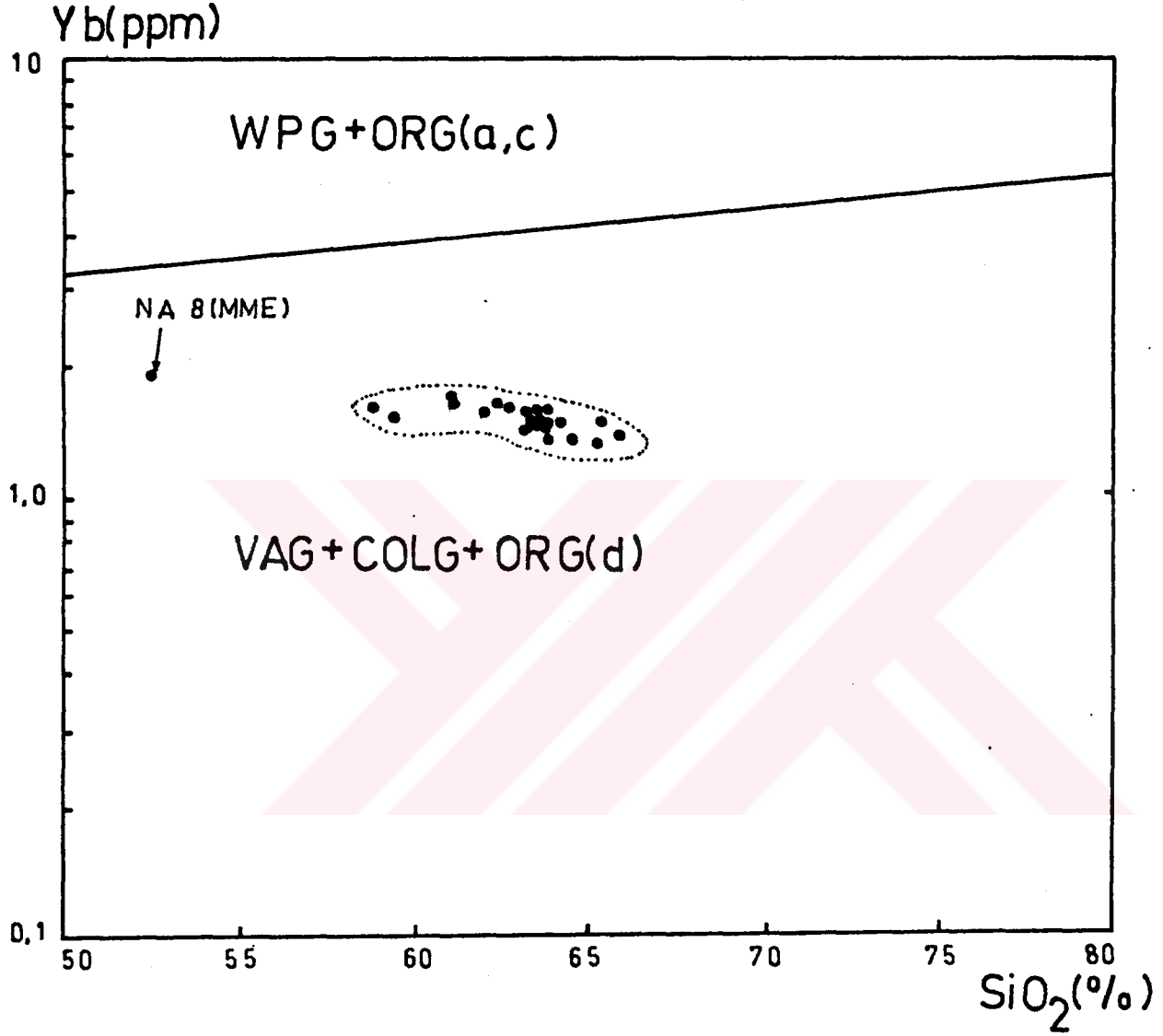
Şekil 5.3.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Nb-SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu.

WPG-levha içi granitoyidleri; ORG-okyanus sırtı granitoyidleri; VAG-volkanik yay granitoyidleri; COLG-çarpışma granitoyidleri.

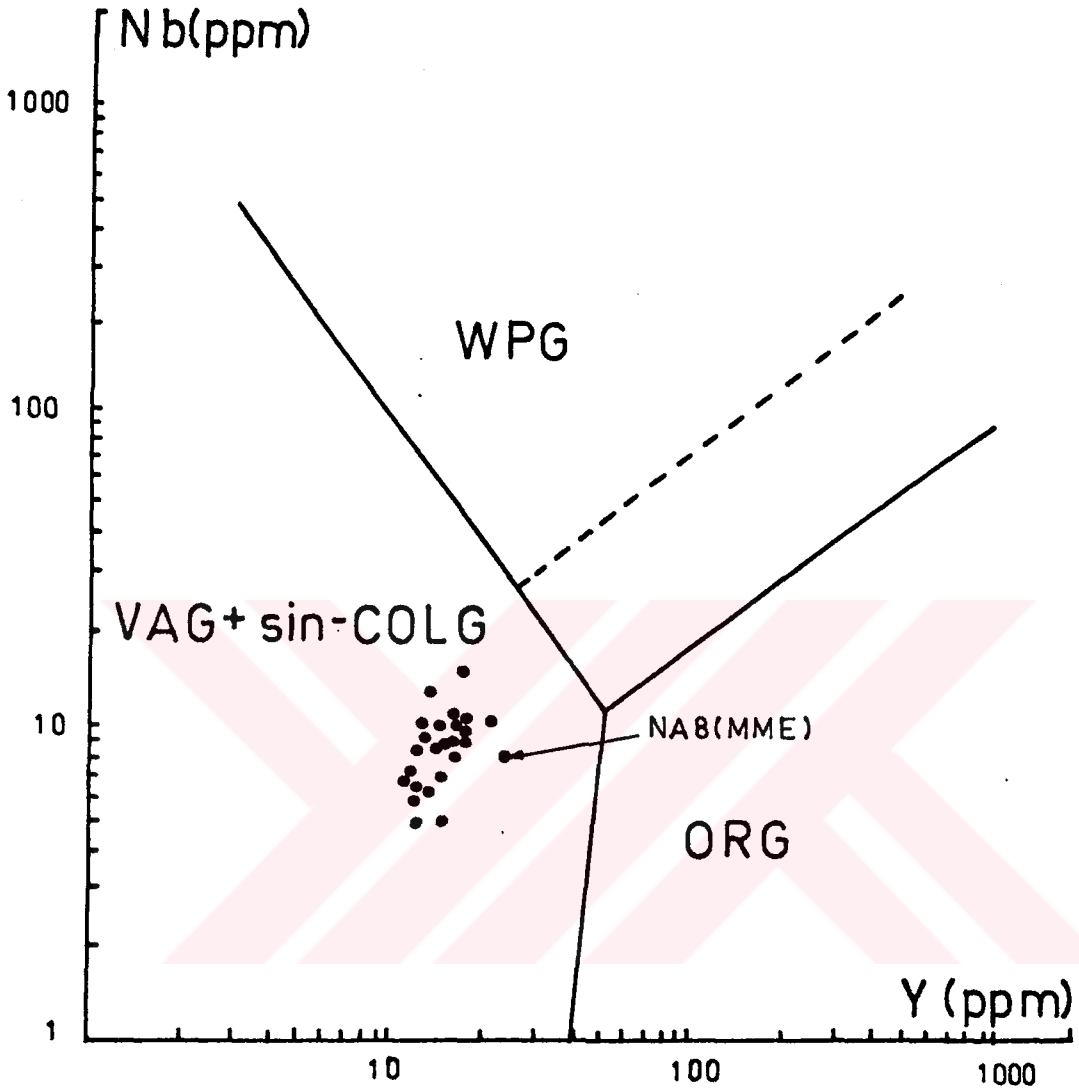
ORG(a)-normal okyanus sırtları
 ORG(b)-anormal okyanus sırtları
 ORG(c)-yay ardı havza sırtları
 ORG(d)-yay önü havza sırtları



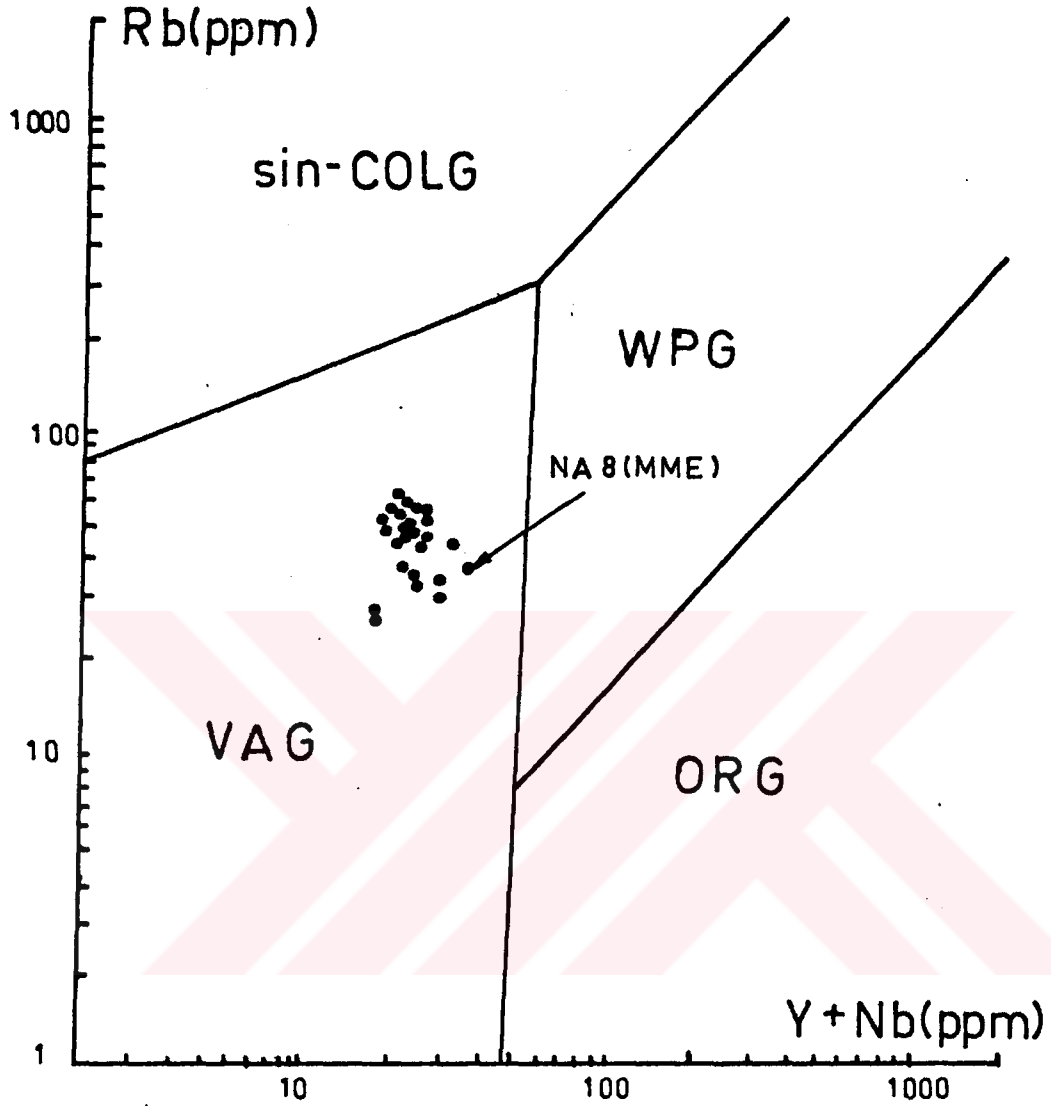
Şekil 5.4.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Y-SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu.
 WPG-levha içi granitoyidleri; ORG-okyanus sırtı granitoyidleri; VAG-volkanik yay granitoyidleri; COLG-çarpışma granitoyidleri.



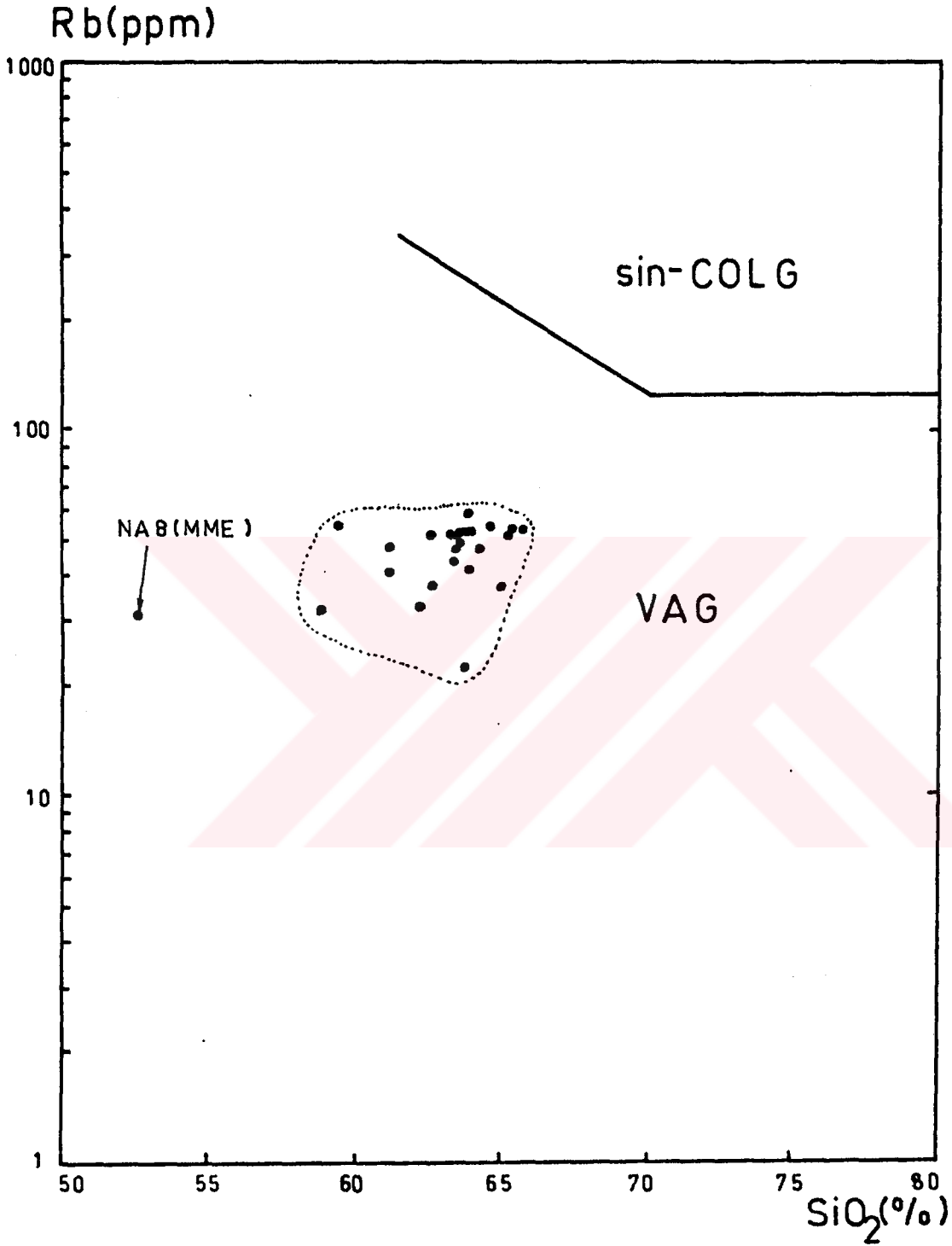
Şekil 5.5.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Yb-SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu. WPG-levha içi granitoyidleri; ORG-okyanus sırtı granitoyidleri; VAG-volkanik yay granitoyidleri; COLG-çar-pışna granitoyidleri.



Şekil 5.6.Çalti granitoyidi kayaç örneklerinin Nb-Y diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu. WPG-levha içi granitoyidleri; VAG-volkanik yay granitoyidleri; sin-COLG-çarpışma sırası granitoyidleri; ORG-okyanus sırtı granitoyidleri.



Şekil 5.7.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-Y+Nb diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu. sin-COLG-çarpışma sırası granitoidleri; VAG-volkanik yay granitoidleri; WPG-levha içi granitoidleri; ORG-okyanus sırtı granitoidleri.



Şekil 5.8.Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin Rb-SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğerleri, 1984) konumu. sin-COLG-çarpışma sırası granitoyidleri; VAG-volkanik yay granitoyidleri.

düşmekte ve ORG(a-c)'nin bu diyagramda elimine edildiği görülmür (Şekil 5.4). Ancak bu diyagramda NA 8 no.lu örnek WPG+ORG(a-c) bölgesine düşmektedir. Yb-SiO₂ diyagramında ise (Şekil 5.5) NA 8 no.lu örnek bu bölgeden VAG+COLG+ORG(d) bölgesine geçmekte ve Çaltı granitoyidi kayaç örneklerinin hepsi bu bölgede yer almaktadırlar. Pearce ve diğ. (1984) tarafından ileri sürülen Nb-Y değişim diyagramında ise örneklerin tamamı VAG+sin-COLG bölgesinde toplanmışlardır (Şekil 5.6). Çaltı granitoyidinin jeotektonik konumunun tam olarak açıklığa kavuşturulması ise Rb-Y+Nb ve Rb-SiO₂ diyagramları (Şekil 5.7 ve Şekil 5.8) yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Bu diyagramlarda Çaltı granitoyidinin volkanik yay granitoyidi (VAG) olduğu ortaya çıkmaktadır.

Elde edilen petrojenetik ve tektojenetik veriler, Çaltı granitoyidinin I-tipinde ve kalk-alkalin (CALK) özellikte volkanik yay granitoyidi (VAG) olduğunu ortaya koymaktadır. Saptanan bu özellik, bölgenin jeodinamik evrimiyle ilgili olarak ileri sürülen çeşitli görüşlere (Özgül ve diğ., 1981; Yazgan, 1983; Yılmaz, 1985; Aktimur ve diğ., 1988; Ünlü ve diğ., 1989 ve Tokel, 1989) yeni bir katkı olarak değerlendirilmektedir.

6. JEOLOJİK EVRİM

Paleozoyik yaşı birimlerin görülmediği çalışma alanında, en yaşlı birim olarak Munzur Kireçtaşı birimi yer almış ve bu birim, Triyas- Jura-Kretase döneminde neritik fasiyeste sığ deniz çökelini olarak görülmektedir. Kireçtaşı çökelimleri bazı araştırmacıların (Yazgan,1983) savunduğu şekilde Keban Metamorfitleri temeli üzerinde oluşabileceği gibi, okyanus tabanı açılımı ve kapanması sırasında deniz ortamında kalsit duraylılık sınırı (Calcite Compensation Depth- CCD) derinliğine bağlı olarak ofiyolitlerin üzerinde de meydana gelmiş olmaları mümkündür. Ofiyolitler Kretase'deki yerleşimleriyle yörede yapısal unsurların gelişiminde en etkin rolü üstlenmişlerdir. Büyük bir olasılıkla ofiyolit yerleşiminde dalma-batma olaylarıyla ilişkili olarak, Kretase-Paleosen'de Çaltı granitoidinin yay plütonizması şeklinde yöreye sokulmuşu gerçekleşmiştir. Daha sonraki erozyon ve depolanma döneminde ise sahada Neojen yaşı karasal-gölsel çökeller meydana gelmiştir.

7.SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çaltı granitoyidinin petrolojik incelenmesine yönelik yapılan bu çalışma kapsamında aşağıdaki sonuçlar ve önerilere varılmaktadır.

1-Kretase-Paleosen yaşlı Çaltı granitoyidinin ve çevre kayalarının, 1/25000 ölçeğinde jeolojik haritalaması yapılmıştır. Çaltı granitoyidinin yörede, Triyas-Jura-Kretase'de çökelmiş Munzur Kireçtaşı ve Kretase yerleşimli Eriç Ofiyolitli Karışığı'nı kesen epizonal plütonik bir ünite olduğu görülmüştür. Munzur Kireçtaşı'nın Eriç Ofiyolitli Karışığı üzerinde üzerinde genellikle bindirmeli konumda ve bazı hallerde de Eriç Ofiyolitli Karışığı'nın Munzur Kireçtaşı üzerine itildiği, yer yer de bloklarını içine aldığı görülmüştür. Ayrıca bütün bu yaşlı birimler, Neojen yaşlı Kemah Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.

2-Mineralojik-petrografik incelemelerle Çaltı granitoyidinin tonalit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve bunların porfirleri türü kayalardan oluştuğu, ayrıca bu kayaların mafik magmatik enklavlar içerdiği saptanmıştır. Granitoyidi oluşturan kayalarda White ve Chappel (1977)'a göre I-tipi granitoyidlerde tipik olarak görülen ana mafik minerallerden biyotit+hornblend mineralleri ve yine I-tipi granitoyidlerde tipik olan mafik mineraller içinde iğnensi apatit mineralleri gözlemlenmiştir.

Mineralojik-petrografik incelemelerle ayrıca, Çaltı granitoyidi kayac örneklerinde, mafik ve felsik magmaların sıvı halde homojen karışımları (magma mixing) sonucu gelişebilen dokular (Hibbard, 1991) üzerinde incelemeler yapılmıştır. Yapılan çalışmalarda; 1-antirapakivi dokusu, 2-bıçağımsı biyotit oluşumu, 3-iğnensi apatit oluşumu, 4-küçük plajiyoklaz latalarının gelişimi, 5-süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu ve 6-prizmatik-hücreli yapıya sahip plajiyoklaz büyümesi gibi dokular gözlemlenmiştir. Ancak burada, hücremsi plajiyoklaz gelişiminin 5 ya da 6 no.lu gelişime mi örnek olduğu saptanamamıştır. Bu dokunun gelişim sürecinin açıklanabilme-

si için elektron mikroprop analiz (EMA) çalışmalarının yapılması gerekmektedir. Gözlenen bu dokulardan, Çaltı granitoyidini oluşturan magmanın mafik ve felsik iki magmanın homojen karışmasıyla (magma mixing) oluşan hibrid bir magma ürünü olduğu anlaşılmaktadır. Ancak, mafik magma kalıntısı enklavlara granitoyid içinde rastlanırken, newtoniyen davranışta felsik magmanın tamamen karışma katılmış olması nedeniyle bu magmanın herhangi bir kalıntısına granitoyid içinde rastlanmamaktadır.

3-Ana element jeokimyasal analiz verilerine göre Çaltı granitoyidini oluşturan magmanın, homojen bir magma olduğu; bunun kafetik (CAFEM), kalk-alkalin (CALK) özellikte olduğu saptanmıştır. Harker değişim diyagramlarında da Çaltı granitoyidinin homojen bir topluluk oluşturduğu görülmüştür.

4-Eser element jeokimyası çalışmalarıyla, yukarıda belirlenen Çaltı granitoyidinin homojen magma özelliği burada da görülmüştür.

5-Nadir toprak elementleri (REE) jeokimya verilerinden de Çaltı granitoyidini oluşturan kayaçların, mafik magmatik enklavlar dışında diğer kayaç gruplarının hepsinin homojen bir magmadan itibaren meydana geldiği görülmüştür.

6-Petrojenetik ve tektonojenetik veriler, Çaltı granitoyidinin I-tipinde ve kalk-alkalin (CALK) özellikte volkanik yay granitoyidi (VAG) olduğunu ortaya koymaktadır. Saptanan bu özellik, bölgenin jeodinamik evrimiyle ilgili olarak ileri sürülen görüşlere yeni bir katkıdır. Bu yüzden bundan sonraki çalışmalarda önemli bir veri olması ve yörede demirin dışında yay granitoyidleriyle ilgili porfiri bakır, molibden, altın ve gümüş gibi yatakların oluşabileceğini göstermesi bakımından önem taşımaktadır. Bu nedenle bölgenin jeodinamik evriminde dalma-batma mekanizmasına bağlı modellerin ve oluşabilecek ilgili cevherleşmeleri araştıran çalışmalarının geliştirilmesi gerekmektedir. Bu amaca yönelik olarak granitoyidlerin yaygın olarak görüldüğü yörede, provenans boyutundaki geniş alanları kapsayacak şekilde projeler oluşturarak çalışmaların yapılması gerekmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER DİZİNİ

- Aktimur, H.T., Atalay, Z., Ateş, Ş., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1988, Munzurdağı ile Çavuşdağı arasının jeolojisi: MTA Rapor No. 8320, (yayınlanmamış), Ankara.
- Aslan, V., 1970, Divriği J41 a2 paftasına ait jeoloji raporu: MTA Bölge Müd. Rap. No.89, (yayınyanmamış), Sivas.
- Aslaner, M., 1983, Kor ve kor kırıntılı kayaçlar: K.Ü. yayınları, 23, 312 s., Trabzon.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik-petrolojik ve metalojenik incelenmesi: Doktora tezi, H.Ü., 1988 s., Ankara.
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1982, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik-petrolojik incelenmesi: TJK Bülteni, c.25, 1-13.
- Baykal, F., 1966, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Sivas paftası: MTA, Ankara.
- Bozkurt, M.R., 1974, Dunluca (Sivas) köyü Ni-Co-Bi mineralizasyonunun metalojenik ve yakın yöresinin petrografik etüdü: Doktora tezi, KTÜ Matbaası, Trabzon.
- Boztuğ, D., 1989, Granitoidler: MTA yayını, Eğitim serisi, 30, 138 s.
- Bussy, F., 1991, Enclaves of the late Miocene monte capanne granite, Elba Island, Haly. In Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves And Granite Petrology. Development in Petrology 13, Elsevier, pp. 167-178.
- Cheppell, B.W. ve Stephens, W.E., 1988, Origin of in fractural (I-type) granite magmas: Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh, Earth Sciences, 79, 71-86.
- Chappell, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: Expanded abstract, Pacific Geology, 8, 173-174.

- Çağatay, N. ve Erler, A. (editörler), 1984, Jeokimya temel kavranlar ve ilkeler: TJK Yerbilimleri Eğitim Dizisi, MTA Matbaası, Ankara.
- Çapan, U.Z., 1980, Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petroloji ve petrokinyalarına yaklaşımlar: Doktora tezi, H.Ü., 400 s., Ankara.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh. Earth Sci., 73, 135-149.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1988, A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations; principles, method, applications. Bull. Mineral., 111, 493-510.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991, The different types of enclaves in granites-Nomenclature; in Didier, J. and Barbarin, B.(Eds.), Enclaves And Granite Petrology. Development in Petrology 13, Elsevier, pp. 19-23.
- Doğan, H., Yıldızeli, N., Yurt, M.Z., Çelebi, A. ve Özcan, H., 1989, TDÇİ Genel Müdürlüğü adına, Sivas-Divriği çevresinde İİ-59, AR:3363-Poligon-I, II. IR:922 ruhsat alanlarında yapılan demir etüdü jeoloji raporu: MTA Maden Etüd ve Arama Daire Bşk., (yayınlanmamış), Ankara.
- Durgun, H., 1972, Erzincan Çaltı zuhurları ve Divriği J40 b3 1/25.000, Divriği J40 b3, b4'ten kısmi olarak 1/10.000 ölçekli paftaların jeolojik raporu: MTA Bölge Müd. Rapor No.19, (yayınlanmamış), Sivas.
- Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmesi: H.Ü. yayınları, A-26, 497 s., Ankara.
- Erler, A., (editör), 1986, Jeokimya ortamlar: TJK Yerbilimleri Eğitim Dizisi, Erten Matbaası, Ankara.

- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. ve O'Nions, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Fernandez, A.N. ve Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas; in Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves And Granite Petrology. Development in Petrology 13*, Elsevier, pp. 263-275.
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks: New York, Macmillan.*
- Henderson, P., 1984, General geochemical properties and abundances of the rare earth elements; in Henderson, P., (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, pp. 1-32.
- Hibbard, M.J., 1981, The natural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems; in Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves And Granite Petrology. Development in Petrology 13*, Elsevier, pp. 431-444.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer formasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, c.3, 51-56.
- Jakes, P. ve White, J.R., 1970, K/Rb ratios of rocks from island arcs: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 849-856.
- Kesgin, Ö., 1991, Divriği (gd Sivas) yöresi granitoidlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: Yüksek lisans tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Ens., (yayınlanmamış), Sivas.
- Koşal, C., 1965, Divriği civarı jeolojisi ve magmatojen çevreler yatakları: MTA Ens. Rap. No. 3743, (yayınlanmamış), Ankara.
- Koşal, C., 1966, J39 İ, 339-J, J39-H anomalilerinin etüdü: MTA Ens. Rap. No. 3726, (yayınlanmamış), Ankara.
- Koşal, C., 1968, Divriği C-plaseri ve Purunsur yatakları sondajlı aramalar raporu: MTA Ens. Rap. No. 4554, (yayınlanmamış), Ankara.

- Koşal, C., 1974, Divriği A-B-C demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu üzerine çalışmalar: MTA Ens. Dergisi, No.81, Ankara.
- Kovenko, V., 1937, Divriği imtiyaz manyetit yatağı hakkında rapor: MTA Rap. No. 496, (yayınlanmamış), Ankara.
- Köprübaşı, N., 1985, Cürek (Divriği) granitoidinin petrolojik incelenmesi: Yüksek lisans tezi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 615, Trabzon.
- Kurt, M., 1971, Divriği J40 b4 (1/25.000) ve J40 b3, b4, c1, c2 (1/10.000) paftalarının jeolojik raporu: MTA Bölge Müdürlüğü Rap. No. 24, (yayınlanmamış), Sivas.
- de La Roche, H., Letterrier, J., Grandclaude, P. ve Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183-210.
- Maviş, M. ve Yıldırım, A., 1979, Erzincan-Kemaliye-Çaltı-Kurudere (1/2000) ve Çaltı-Sultanmurat (1/1000) demir zuhurlarının ayrıntılı jeoloji raporu: MTA Bölge Müdürlüğü Rap. No. 208, (yayınlanmamış), Sivas.
- Mc Charty, T.S. ve Hasty, R.A., 1976, Trace element distribution patterns and their relation to the cristallization of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351-1358.
- Metag, 1972, (Mühendislik Limited Şirketi), Nikel projesi Çetinkaya-Divriği bölgesi arama raporu. DPT Müsteşarlığı, (yayınlanmamış), Ankara.
- Nebert, K., 1959, Munzur dağlarının jeolojisi hakkında rapor. MTA Dergisi 52 s., Ankara.
- Önder, O., 1972, Akdağ-Hornovil (Divriği) demir yatağının ve çevresinin jeolojik etüdü. MTA Maden Etüd ve Arama Dairesi Rap. No. 138, (yayınlanmamış), Ankara.
- Özdemir, C. ve Biçen, C., 1971, Erzincan ili İliç ilçesi ve civarı demir etüdüleri raporu. MTA Bölge Müdürlüğü Rap. No. 135, (yayınlanmamış), Sivas.

- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş., 1981, Munzur Dağlarının jeolojisi. MTA Derleme No. 6995, (yayınlanmamış), Ankara.
- Öztürk, K., Yıldızeli, N., Sarı, İ., Alkan, M., Türkmen, H., Doğan, H. ve Akbulut, D., 1984, Erzincan Kemaliye, İliç - Malatya Arapkir yöresi demir, manganez prospeksiyonu ve Divriği J40 c1, c2, c3, c4 paftaları jeoloji raporu. MTA Derleme No. 1509, (yayınlanmamış), Ankara.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, 956-983.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Streckeisen, A., 1976a, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Tokel, S. ve Köprübaşı, N., 1986, Doğu Anadolu'da Tersiyer yaşlı "S" tipi çarpışma granitoidleri ve Üçlü dokanak demir birikimleri. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1986 Bildiri Özleri, s.3, Ankara.
- Tokel, S., 1989, Pontid kuşağı ile Divriği-Bolkardağı karmaşığı boyunca görülen granitoidlerin kimyasal ve metalojeni açısından karşılaştırılması. TJK Bülteni
- Tutkun, Z., Tunç, M., Gökçe, A. ve Özçelik, O., 1988, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo yöresinin temel jeoloji özellikleri. C.Ü. Müh. Fak., Sivas.
- Tüzün, D., Topçu, T., Yurt, M.Z. ve Kapucu, N., 1990, Çaltı (Sivas)-İliç-Kemaliye (Erzincan)-Munzur Dağları yörelerinde demir aramalarına yönelik uzaktan algılama raporu. MTA Derleme No. 3095, (yayınlanmamış), Ankara.
- Ünlü, T., Yıldızeli, N., Yıldırım, A., Yurt, M.Z., Adıgüzel, O., Özcan, H., Avcı, N. ve Çubuk, Y., 1989, Divriği (Sivas) yöresi granitik kayaç-yan kayaç ilişkilerine yönelik jeoloji raporu. MTA Rap. No. 8914, (yayınlanmamış), Ankara.

- White, A.J.R. ve Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach*, Dept. of Earth Sci., Univ. of Leeds, 466p.
- Yazgan, E., 1983, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. *International Symposium on the geology of the Taurus Belt, Turkey*.
- Yıldızeli, N., Yurt, M.Z., Yıldırım, A., Adıgüzel, O., Avcı, N. ve Çubuk, Y., 1987, Kangal, Alacahan (Sivas) - Kulluncak (Malatya) yöresinin demir prospeksiyonu jeoloji raporu. MTA Maden Etüd ve Arama Daire Başkanlığı, (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *TJK Bülteni*, c.28, s.79-92.
- Zeck, H. ve Ünlü, T., 1987, Paralell whole rock isochrons from a composite monzonitic pluton, Alpine belt, central Anatolia, Turkey. *N. Jb. Miner. Mh., H.S.*, s.133-204, Stuttgart.
- Zeck, H. ve Ünlü, T., 1988a, Alpine ophiolite obduction before 110 ± 5 Ma age, Taurus belt, eastern central Turkey. *Tectonophysics*, V-145, No.1-2, s.55-62, Amsterdam.
- Zeck, H. ve Ünlü, T., 1988b, Marmano Plütonu'nun yaşı ve ophiolitle olan ilişkisi (Divriği-Sivas). *MTA dergisi*, sayı 108, s.83-97, Ankara.

Ek Çizelge 1.Çalışma alanından derlenen kayaç örneklerinin incelenmesi.

Kayaç Ör. No	Konum	Simge	Parajenez/Kayaç Adı	Modal		Kimyasal		Kayıp Örnek
				Analiz	Gd	Analiz	To	
NA 1	Div.j40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+zr+op Tonalit	Gd	To			
NA 2	Div.j40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+ep+zr+ti+op +kl+ka					
NA 3	Div.j40 b4	Kpç	Kuvarsılı monzonit porfir P:pl+or+hb+bi+ku+ap+ep+ti+op Granodiyorit porfir		Gdp			
NA 4	Div.j40 b4	Kpç	P:pl+or+hb+ku+ep+ap+ti+kl+sz +ka Tonalit		To			
NA 5	Div.j40 b3	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+ak+ep+ap+zr +op+kl+ka					
NA 6	Div.j40 b3	Kpç	Kuvarsılı monzodiyorit porfir P:pl+or+ku+bi+hb+op+zr+kl+ka					
NA 7	Div.j40 b3	Kpç	Kuvarsılı monzodiyorit porfir P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap+zr+kl Monzodiyorit porfir					
NA 8	Div.j40 b3	MME	P:pl+ku+hb+bi+ap+ti+zr+op+or Hornblenli kuvars diyorit		Kd			
NA 9	Div.j40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+ep+ti+zr+op +ap Tonalit		To			

NA 10	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+ep+ap+op+ka +kl+al	—	Gd
			Granodiyorit		
NA 11	Div.J40 b3	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+ap+op+ep+zr +kl+ka	—	Gdp
			Granodiyorit porfir		
NA 12	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+ap+op+zr+ti +sz+ep+kl	—	—
			Granodiyorit porfir		
NA 13	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+op+ap+ti+zr	—	—
			Monzodiyorit porfir		
NA 14	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+zr+ap+ep +kl+ka	—	—
			Monzodiyorit		
NA 15	Div.J40 b1	Kpç	P:pl ⁺ or+ku+hb+bi+op+ap	—	—
			Monzodiyorit porfir		
NA 16	Div.J40 b3	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+ep	—	Gd
			Granodiyorit		
NA 17	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap+zr +kl+ka	Kmd	Kd
			Kuvarslı diyorit		
NA 18	Div.J40 b3	Kpç	P:pl ⁺ or+ku+hb ⁺ bi+op+ap+ti+kl	—	Top
			Tonalit porfir		

NA 19	Div.J40 b3	Kpç	P:pl+or+ku+hb+op+ti+ap+zr Granodiyorit	—	Gd
NA 20	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ti+ap Granodiyorit	—	—
NA 21	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+ap+op+zr+ti Tonalit	Gd	To
NA 22	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+op+ap+ep ⁺ zr Granodiyorit porfir	—	Gdp
NA 23	Div.J40 b1	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+ti+zr Granodiyorit	Mzgr	Gd
NA 24	Div.J40 b4	Kpç	P:pl ⁺ or+ku+hb ⁺ bi+kl+ka+ep Kuvarslı monzonit porfir	—	—
NA 25	Div.J40 b4	Kpç	Granodiyorit	—	Gd
NA 26	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap+ep+ti Granodiyorit	Gd	Gd
NA 27	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+op+ap Granodiyorit porfir	—	—
NA 28	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+bi+hb+ap+ti+ep Granodiyorit	Gd	Gd
NA 29	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap+kl+ka Granodiyorit	—	—
NA 30	Div.J40 b4	Kpç	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+sz+op+ap+ti +kl+ka Granodiyorit porfir	—	—

KÖ

NA 31	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+zr Granodiyorit	Gd	Gd
NA 32	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+zr Tonalit	Gd	To
NA 33	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+op+ep+ap +kl+ka Granodiyorit porfir	—	Gdp
NA 34	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap+kl+ka Granodiyorit porfir	—	—
NA 35	Div.J40 b4	Kpg	Granodiyorit porfir	—	Gdp
NA 36	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+ti+zr Tonalit	Gd	To
NA 37	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+hb ⁺ bi+ap+op Tonalit	—	To
NA 38	Div.J40 b3	Kpg	—	—	Kö
NA 39	Div.J40 b4	Kpg	—	—	Kö
NA 40	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ti+ap +kl+ka Tonalit	—	To
NA 41	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ap Granodiyorit porfir	—	—
NA 42	Div.J40 b4	Kpg	P:pl+or+ku+bi+hb+op+ap+zr +ep+kl Tonalit	Gd	To

NA	Div.	Kpç	P:pl+or+ku+hb+bi+op+ti+zr +ap+ep Tonalit	To
NA 43	Div.J40 b4	Kpç		
NA 44	Div.J40 b1	Tk	Gastropodlu kireçtaşı	
NA 45	Div.J40 b1	Tk	Gastropodlu kireçtaşı	
NA 46	Div.J40 b1	T _R jk _m	Mermer	KÖ
NA 47	Div.J40 b3	T _R jk _m	P:gr+ka Granatlaşmış kontakt kayacı	
NA 48	Div.J40 b3	Ke	Serpantinleşmiş ultramafik kayacı	KÖ
NA 49	Div.J40 b4	Li	Listvenit	KÖ
NA 50	Div.J40 b4	Li	Listvenit	KÖ
NA 51	Div.J40 b4	Ke	Kataklastlı-silisli ultramafik kayacı	KÖ

A Ç I K L A M A L A R

NA 1	: Örnek numarası	Te	: Tonalit
Div.J40 bl	: Pafta numarası	Top	: Tonalit porfir
Div.	: Divriği	Gd	: Granodiyorit
Kpg	: Çaltı granitoyidi	Gdp	: Granodiyorit porfir
Tk	: Kemah formasyonu	Kd	: Kuvarsdiyorit
T _R jk _m	: Munzur kireçtaşı	Kmd	: Kuvarslı monzodiyorit
Ke	: Eriş ofiyolitli karışığı	MME	: Mafik magmatik enklav
Li	: Listvenit	pl	: Plajiyoklaz
P	: Mineral parajenezi	or	: Ortoklaz
Kayaç adı	: Kayaç için kabul edilen adlandırma	ku	: Kuvars
Modal analiz	: Modal mineralojik analizi yapılan örnekler	hb	: Hornblend
Kimyasal analiz	: Ana element jeokimya analiz sonuçlarına göre Q-P diyag- ramında (Debon ve Le Fort, 1982) adlandırılan örnekler	bi	: Bivotit
Kayıp örnek(KÖ)	: Araziden alınarak herhangi bir nedenle kaybolan örnekler	ep	: Epidot
		ap	: Apatit
		ti	: Titanit
		zr	: Zirkon
		op	: Opak mineral
		kl	: Klorit
		ka	: Kalsit
		sz	: Serizit
		al	: Allanit
		gr	: Granat

İNCELEME ALANI GENELLESTİRİLMİŞ DİKME KESİTİ

