57800

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

KOP DAĞLARI (ERZİNCAN-ERZURUM-BAYBURT) ÜLTRAMAFİK VE MAFİK KAYAÇLARININ JEOLOJİK, PETROLOJİK VE METALOJENİK İNCELEMESİ

57800

DOKTORA TEZİ

Jeol. Yük. Müh. HASAN KOLAYLI

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURUMU
DOKÜMANTASYON

TEMMUZ 1996
TRABZON

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ PROGRAMI

KOP DAĞLARI (ERZİNCAN-ERZURUM-BAYBURT) ÜLTRAMAFİK VE MAFİK KAYAÇLARININ JEOLOJİK, PETROLOJİK VE METALOJENİK İNCELEMESİ

Jeol. Yük. Müh. Hasan KOLAYLI

Karadeniz Teknik Üniversi Fen Bilimleri Enstitüsünce
"Doktor"
Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 08.07.1996
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 21.10.1996

Tezin Danışmanı : Prof.Dr. Mustafa ASLANER

Jüri Üyesi : Prof.Dr.Fikret İŞLER

Jüri Üyesi : Doç.Dr.M. Burhan SADIKLAR

Enstitü Müdürü : Prof.Dr. Fazlı ARSLAN

Temmuz 1996
TRABZON

ÖNSÖZ

Bu çalışma, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilimdalı, Mineraloji-Petrografi Bilimdalında "Doktora Tezi" olarak hazırlanmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarımı yakından izleyip yönlendiren, her türlü yardım, katkı ve önerilerini esirgemeyen tez yöneticisi kıymetli hocam Sayın Prof.Dr.Mustafa ASLANER'e içten teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmalarımın değişik aşamalarında katkılarından dolayı değerli hocam Doç.Dr.M.Burhan SADIKLAR'a, Y.Doç.Dr.Cüneyt ŞEN'e, Doç.Dr. Necati TÜYSÜZ'e, Y.Doç.Dr.Ali VAN'a, Öğr.Gör.Dr.Mithat VICIL'a, Y.Doç.Dr.Miraç AKÇAY'a, Y.Doç.Dr.Kemal TASLI'ya, Y.Doç.Dr.Sibel ÖZGÜR'e, Dr.Kemal AKDAĞ'a olumlu tenkitlerde bulunan Prof.Dr.Osman BEKTAŞ'a, İTÜ'nden Prof.Dr.Aral OKAY'a ve teknik çizimlerde yardımcı olan Araş.Gör. Şener CERYAN, Araş.Gör.Cafer TURGUT'a ve diğer çalışma arkadaşlarıma ayrı ayrı teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında olanaklarından yararlandığım Birlik Madencilik A.Ş'ne ve özellikle Jeol. Müh. İsmet ÇAKMAK'a, Egemetal A.Ş'ne yürekten teşekkür ederim.

Mikroprob analizlerde katkılarından dolayı Paşabahçe Şişe ve Cam San. A.Ş. elemanlarından Jeoloji.Yük.Müh.Bülent ARMAN'a, Bölümümüz elemanlarından X-Işınları spektrofotometri uzmanı Fahrettin ÖVEÇ'e, incekesitlerin hazırlanmasında Ferhat ÖZKARABEKİR ve Yakup YAVUZ'a, çizimlerde yardımcı olan Refik ŞENGÜL'e ve tezin yazımında büyük emeği geçen Ayşe KARAHASANOĞLU ve fotoğrafların çekiminde katkılarından dolayı Turgut KEMER'e ve tezin düzenlenmesinde katkılarından dolayı da Jeol.Müh.Şeyda KOLAYLI'ya içten teşekkürlerimi sunarım.

TRABZON, Temmuz 1996 Hasan KOLAYLI

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ II
İÇİNDEKİLER III
ÖZET VII
SUMMARY IX
ŞEKİL LİSTESİ XI
TABLO LİSTESİ XXI
SEMBOL LİSTESİ XXIII
EKLER LİSTESİ XXIV

1. GENEL BİLGİLER 1

1.1. İnceleme Alanının Coğrafik İncelemesi 1
1.1.1. İnceleme Alanının Konumu 1
1.1.2. İklim ve Bitki Örtüsü 1
1.1.3. Topoğrafya ve Akarsular 1
1.1.4. Yerleşim Durumu 3
1.2. Önceki Çalışmalar 3

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR 6

2.1. Giriş 6
2.2. Genel Jeoloji 6
2.2.1. Giriş 6
2.2.2. Stratigrafi ve Petrografi 8
2.2.2.1. Paleozoik 8
2.2.2.1.1. Metamorfitler 8
2.2.2.1.1.1. Giriş 8
2.2.2.1.1.2. Gnays 8
2.2.2.1.1.3. Amfibolit 14
2.2.2.2. Mesozoyik 25
2.2.2.2.1.Jura 25
2.2.2.2.1.1. Liyas 25
2.2.2.2.1.1.1. Volkanit Arakatkılı Kumtaşı, Kiltaşı ve Marn 25
2.2.2.2.1.2. Malm-Alt Kretase 29
2.2.2.1.2.1. Gri-Bej Renkli Kireçtaşı 29

2.2.2.2. Üst Kretase 38
2.2.2.2.1. Kırmızı Gri Renkli Konglomera ve Kumtaşları 39
2.2.2.2.2.2. İnce Tabakalı Kumlu Kireçtaşı 42
2.2.2.3. Senozoyik 45
2.2.2.3.1. Tersiyer 45
2.2.2.3.1.1. Eosen 46
2.2.2.3.1.1.1. Masif Konglomera 46
2.2.2.3.1.2. Miyosen 48
2.2.2.3.1.2.1. Jips Arakatkılı Kumlu Kireçtaşı 48
2.2.2.3.2. Kuvaterner 52
2.2.2.3.2.1. Taraçalar 52
2.2.2.3.2.2. Alüvyon 53
2.2.3. Magmatizma 53
2.2.3.1. Giriş 53
2.2.3.2. Ültramafik Kayaçlar 53
2.2.3.2.1. Dünit 54
2.2.3.2.2. Harzburjitler 58
2.2.3.2.3. Lerzolit 71
2.2.3.2.4. Verlit 73
2.2.3.2.5. Piroksenit 75
2.2.3.2.5.1. Ortopiroksenit 76
2.3.2.5.2. Klinopiroksenit 77
2.3.2.5.2.1. Diyallajit 80
2.3.2.5.3. Vebsterit 80
2.3.3. Bazik, Ortaç ve Asit Mağmatik Kayaçlar 82
2.3.3.1. Gabro 82
2.3.3.2. Kuvarslı Diyorit/Diyorit 86
2.3.3.3. Tonalit 88
2.3.3.4. Granofir 91
2.3.3.5. Diyabaz 92
2.3.3.6. Dasit 95
2.3.3.7. Hornblendli Mikrodiyorit ve Hornblendli Andezit 97
2.3.3.8. Abide Bazaltları 99
2.3. Jeokimya ve Petroloji 102
2.3.1. Giriş 102
2.3.2. Metamorfik Kayaçlar 103
2.3.2.1. Amfibolitlerin Jeokimyasal Açıdan İncelemeleri 103
2.3.2.1.1. Amfibolitlerin Ana Oksit Özellikleri 103

2.3.2.1.2. İz Element ve NTE Dağılımları 112
2.3.2.1.3. Sonuç 116
2.3.2.2. Gnays ve Mikaşistlerin Jeokimyasal Özellikleri 116
2.3.2.2.1. Gnays ve Mikaşistlerin Ana Oksit Özellikleri 117
2.3.2.2.2. İz Element İçerikleri 122
2.3.2.2.3. Sonuç 130
2.3.3. Ültramafik Kayaçlar 130
2.3.3.1. Dünitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri 131
2.3.3.1.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve (FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO) Diyagramları 131
2.3.3.1.2. Dünitlerin İz ve NTE'ne Ait Örümcek (Spider) Diyagramları 134
2.3.3.2. Harzburjitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri 137
2.3.3.2.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramları 137
2.3.3.2.2. Harzburjitlerin İz ve NTE Örümcek Diyagramları 140
2.3.3.3. Kop Lerzolit ve Verlitik Kayaçların Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri 142
2.3.3.3.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramları 142
2.3.3.3.2. Lerzolit ve Verlitlerin İz Element Örümcek Diyagramları..... 146
2.3.3.4. Peridotitik Kayaçların Diğer Ana Oksit ve İz Element İçerikleri 149
2.3.3.5. Piroksenitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri 156
2.3.3.5.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve FeO(K_2O+Na_2O)-MgO Diyagramları 156
2.3.3.5.2. Piroksenitlerin Ana Oksit ve İz Element İçerekileri 159
2.3.3.5.3. Piroksenitlerin İz ve NTE Örümcek Diyagramları 166
2.3.4. Kop Bazik ve Ortaç (Nötr) Magmatik Kayaçlar 168
2.3.4.1. Gabro, Diyorit, Diyabazların Jeokimyasal Özellikleri 168
2.3.4.1.1. Gabro, Diyorit ve Diyabazlara Ait Ana Oksit ve İz Elementler Arasındaki İlişkiler 169
2.3.4.1.2. Gabro, Diyorit, Diyabazların İz ve NTE'ne Ait Örümcek Diyagramları 180
2.3.4.1.3. Gabro, Diyorit ve Diyabazların Jeotektonik Konumları 184
2.3.4.2. Abide Bazaltların Jeokimyasal Özellikleri 189
2.3.4.2.1. Bazaltların Ana Oksit ve İz Element Dağılımları 187
2.3.4.2.2. Bazaltların İz ve NTE'ne Ait Örümcek Diyagramları 196
2.3.4.2.3. Bazaltların Jeotektonik Konumları 198
2.3.5. Asit Magmatik Kayaçlar 204
2.3.5.1. Kop Dağları Tonalit, Kuvarslı Diyorit, Granofir ve Dasitlerin Jeokimyasal Özellikleri 209
2.3.5.1.1. Tonalit, Kuvarslı Diyorit, Granofir ve Dasitlere Ait Ana ve İz Elementler Arasındaki İlişkiler 209
2.3.5.1.2. Asit Magmatik Kayaçların İz ve NTE'ne Ait Örümcek Diyagramları .. 216

2.3.5.2. Asit Magmatik Kayaçların Jeotektonik Konumları 219
2.3.6. Klinopiroksen Kristal Kimyasının Kop Peridotit Sınıflamasında Kullanımı 222
2.4. Kop Kromit Yatakları 227
2.4.1. Kop Kromit Yataklarının Dağılımları, Tektonik Özellikleri, Rezerv ve Tenör İlişkileri 227
2.4.1.1. Giriş 227
2.4.1.2. Dünitlere Bağlı Kromitler 228
2.4.1.2.1. Kop Merkez Kromit Yatakları 229
2.4.1.2.1.1. Batı Ezan Kromit Yatağı 229
2.4.1.2.1.2. Bal Kromit Yatağı 231
2.4.1.2.1.3. Eren Kromit Yatağı 234
2.4.1.2.1.4. Doğu Ezan Kromit Yatağı 235
2.4.1.2.1.5. Orta Ezan Kromit Yatakları 237
2.4.1.2.2. Sulu Kromit Yatağı 238
2.4.1.2.3. Coşan Kromit Yatakları 239
2.4.1.2.4. Gerçek Kromit Yatağı 243
2.4.1.2.5. Heyelan Kromit Yatağı 242
2.4.1.2.6. Tepe Kromit Yatağı 243
2.4.1.2.7. Bülent Kromit Yatağı 244
2.4.1.2.8. İrem Kromit Yatağı 246
2.4.1.2.9. Yaşar Kromit Yatağı 248
2.4.1.3. Harzburjitlere Bağlı Kromit Yatakları 249
2.4.1.4. Lerzolitlere Bağlı Kromitler 255
2.4.2. Kop Kromitlerinin Jeokimyasal Özellikleri 256

3. BULGULAR VE İRDELEME 267

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 272

5. KAYNAKLAR 274

6. ÖZGEÇMİŞ 282

7. EKLER

ÖZET

İnceleme alanı Kopdağları (Erzincan-Erzurum-Bayburt) silsilesinin önemli bir bölümünü kapsar. Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolid tektonik birlikleri arasındaki ortak noktayı temsil eden inceleme alanında bugüne kadar detaylı bir jeolojik çalışma yapılamamıştır. Genelde ültramafik kayaç gruplarının yüzeylendiği bu alanda tortul ve metamorfik kayaçlardan başka diğer magmatitler de yeralır.

Ültramafik kayaçlar başlıca dünit, harzburjit, lerzolit ve daha az oranda da verlit ve piroksenitlerden oluşurlar.

Tortul kayaçlara gelince; Liyas, volkano-sedimanter kayaçlarla; Malm-Alt Kretase, kireçtaşlarıyle; Üst Kretase, kırıntılı-karbonatlı kayaçlarla; Eosen, kalın ve masif konglomeralarla; Miyosen ise kırıntılı araseviyelerin de bulunduğu karbonatlı kayaçlarla temsil edilirler.

Metamorfik kayaçlar ise; rejyonal metamorfizma ürünü gnays, mikaşist, amfibolit, kloritşist ve serisitşistlerden oluşurlar. Gnays ve mikaşistlerin köken kayaçlarını pelitler ve kumtaşları, amfibolitlerinkini ise eski bazaltik kayaçlarla grovaklar oluştururlar.

Ültramafit haricindeki diğer magmatik kayaçlar ise bazik (gabro, diyabaz, bazalt), ortaç (diyorit, andezit), ve asit (tonalit, kuvarslı diyorit, granofir, dasit) kayaçlardan ibarettir.

Rejyonal metamorfik karakterli olan gnays, amfibolit, mikaşist ve diğer metamorfitler inceleme alanının en yaşlı kayaç grubunu oluşturup kıtasal kabuğa karşılık gelirler. Sübkontinental karakterli oldukları belirlenen ültramafik kayaçlar sözkonusu metamorfitler içerisine sokulum yapmışlardır. Bazaltlar hariç diğer tüm asit, ortaç ve bazik magmatik kayaçlar kalkalkalen ve VAG karakterlidirler. Bazaltlar ise toleyitik ve MORB+WPB karakter sunarlar.

İnceleme alanındaki bütün kayaçlar tektonik olarak güneye doğru itilmişlerdir. Öyle ki en yaşlı birimleri en üstte, en genç olanları da en altta görmek mümkündür. Kabuk kalınlaşması olarak bilinen bu durum K-G yönünde büyük bir sıkışma rejimi ile açıklanır.

Yukarda sözü edilen ültramafitler ve beraberindeki magmatik kayaçlar ark gerisi bir havzanın ürünleridirler. Sözkonusu bu kayaçlar ark gerisi bir havzada kıta kabuğuna sokulum yapmışlardır. Kabuğun Liyas öncesinde açılmaya başlanması ve Üst Kretase öncesinde sıkışmaya uğrayarak üst manto yükseliminin sona ermesi, kıtasal bir kabuğun riftleşerek okyanusal bir kabuğun gelişiminin ilk aşaması olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca ültramafitlerin yerleşim yaşının Jura-Alt Kretase, yüzeylenme yaşının ise Üst Kretase öncesi olduğu sonucuna varılmıştır.

Kromit madenciliği açısından bölge son derece verimlidir. Önemli kromit yatakları dünit, nadiren de harzburjitler içinde bulunur. Dünit içerisindeki kromit kütlelerinin rezervi bir kaç yüz tondan 70 bin tona, tenörleri ise (Cr_2O_3 %) en çok % 55' e kadar değişir. Harzburjitler içindeki kromit kütleleri en çok ikibin tona, tenörleri ise en çok % 62'ye kadar değişir.

Kromitler ile ilgili yapılan çalışmalar sonucu, bunların kökenleri, cevher-yan kayaç ilişkileri, yataklanma şekilleri, strüktürleri, mikrokimyasal özellikleri, birbirleriyle olan ilişkileri ortaya çıkarılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Ültramafik kayaç, Subkontinental peridotit, Kromit, Kop dağları, Türkiye.

SUMMARY

GEOLOGICAL, PETROLOGICAL AND METALOGENIC INVESTIGATIONS OF ULTRAMAFIC AND MAFIC ROCKS OF KOP MOUNTAINS (ERZINCAN-ERZURUM-BAYBURT)

The investigation area comprises an important part of the Kop mountain chain (Erzincan-Erzurum-Bayburt). It represents the common point of southern zone of eastern Pontid and Anatolid tectonic units where no detail geological study has been done so far. Although sedimentary, metamorphic and magmatic rocks are present, ultramafic rock groups are dominant in the studied area.

The ultramafic rock groups include dunit, harzburgite, lherzolite and a lesser extend wherlite and pyroxenite.

Sedimentary rocks are represented by Liassic volcano-sedimentary rocks, Malm-Lower Cretaceous limestones, Upper Cretaceous detritial carbonates, Eocene conglomerates and Miocene detritial inter bedded carbonates.

Metamorphic rocks are gneises, mica-schists, amhibolites, chlorite schists and serisite schists all of which are product of regional metamorphism. Gneisses and micaschists were originated from pelites and sandstones whereas metamorphism of old basic rocks formed amphibolites.

Magmatic rocks with the exception of ultramafics are basic (gabbro, diabaz, basalt), intermediate (diorite, andesite) and acid (tonalite, quartz- diorite, granophire, dacite) rocks.

The oldest rock groups of the study area are regional metamorphic rocks correspond to continental crust. Ultramafic rocks show subcontinental character and intruded into the metamorphic rocks. All magmatic rocks except for basalts, display calc-alkaline and VAG characteristics. However basalts are tholeiitic and exhibit MORB+WPB characteristics.

Ultramafics and associated magmatic rocks are products of a back-arc basin. These rocks intruded into a continental crust within the back-arc basin.

The continental crust started to open Pre-Liyas (Jura), and then compressed with the cease of upper mantle rise before Upper Cretaceous, all of which suggest initial stage of an oceanic crust evolution with rifting of a continental crust. In addition, it is concluded that the setting age of ultramafics is Jura-Lower Cretaceous, and cropping out age of Pre-Upper Cretaceous.

The study area is important for chromite mining. The most significant chromite deposits are associated with dunites and rarely harzburgites. Tonnage of the chromite deposits in dunites ranges from a couple of hundred tonnes to seventy thousand tonnes with tenor most 55 % Cr_2O_3. However, tonnage of chromite deposits in harzburgites is at most two thousand tonnes with tenor 62 % Cr_2O_3.

In this study, origin, ore-country rock relationships, depositional forms, petrography, microchemical characteristics of chromites are also found out.

Keywords: Ultramafic rocks, Subcontinental peridotit, Chromite, Kop mauntains, Turkey.

ŞEKİL LİSTESİ Sayfa No

Şekil 1: İnceleme Alanının Yerbulduru Haritası 2
Şekil 2: İnceleme Alanına Ait Paftaların Konumları..... 2
Şekil 3: Kopdağları Civarı Jeolojik Dikme Kesiti..... 7
Şekil 4: Aravans Deresi Civarında Paleozoik Yaşlı Metamorfitler İle Liyas, Jura-Alt Kretase, Üst Kretase ve Eosen Yaşlı Tortul Kayaçların Kuzeyden Güneye Görünümleri 9
Şekil 5: Coşan Komu 1 km KB'sında Aravas Deresi Civarında Yüzeylenen Gnayslarda Gözlü Yapı 10
Şekil 6: İki Mikalı Garnet Gnaylarda Porfiroblastik Strüktür. 12
Şekil 7: Aravas Civarında Metamorfit-Tortul-Harzburjit İlişkisi 13
Şekil 8: Kop Geçidi Civarında Şistleri Kesen Diyabaz Daykı 15
Şekil 9: Kop Geçidi Civarından Şistleri Kesen Diyabaz Daykının Yakından Görünümü 15
Şekil 10: Kop Geçidi Cankurtaran Civarından Alınan Amfibolit Şistlerdeki Ondüleli Yapı 16
Şekil 11: Güllüdağ Civarında Dünit ve Üzerindeki Harzburjitik Kayaçlar ... 17
Şekil 12: Güllüdağ Amfibolit Şistlerdeki Beyaz Renkli Hidrogranat İle Koyu Renkli Hornblend Bantlaşması 17
Şekil 13: Güllüdağ GB Eteğinde Bindirme Hattı Boyunca Amfibolit Şistlerdeki Monolitik Yapı 18
Şekil 14: Amfibolit Şistlerdeki Porfiroblastik Strüktür 19
Şekil 15: Amfibolit İçindeki "hibshit" in X-Işınları Difraktogramı 21
Şekil 16: Kop Geçidi Civarında Serisitşist İle Klorişist Beraberliği 22
Şekil 17: Mikaşistlerde Lepidoblastik Strüktür 22
Şekil 18: Kuvars-Kalkşistlerde Granoblastik Strüktür 24
Şekil 19: Toplu Kom Kuzeyinde Liyas Yaşlı İnce Tabakalı Kumlu Kiltaşları 26
Şekil 20: Liyas Yaşlı Kumtaşlarının mikroskobik görünümü 27
Şekil 21: Akdağ Doğu Yamacında Malm-Alt Kretase Yaşlı Kireçtaşları..... 30
Şekil 22: Kopdağı Güneyinde Dere İçerisinde Malm-Alt Kretase Yaşlı Kumtaşları İçerisinde Kömürleşmiş Bitki Kırıntıları 31
Şekil 23: Malm-Alt Kretase Yaşlı Kireçtaşları İçerisinde Çört Bandı 31
Şekil 24: Akdağ Tepesinde Harzburjitler Üzerine Bindirmiş Klip Şeklindeki Malm-Alt Kretase Kireçtaşları 32
Şekil 25: Akdağ Güneyinde Malm-Alt Kretase Kireçtaşları ile Harzburjit Dokanağı 33

Şekil 26: Kop Komu Kuzeyinde Malm-Alt Kretase Kireçtaşlarının Güneye Doğru Miyosen Konglomeraları Üzerine Bindirmesi 33
Şekil 27: Büyüktoplu Tepe Güneybatısından Alınan Kumtaşının Mikroskobik Görünümü 35
Şekil 28: Malm-Alt Kretase Yaşlı Kireçtaşlarının Mikroskobik Görünümü 37
Şekil 29: Karasu Çayı Güneyinde Serpantinleşmiş Harzburjit İle Üst Kretase Yaşlı Tortuların Dokanağı 38
Şekil 30: Üst Kretase Yaşlı Taban Konglomerasının Yakından Görünümleri 41
Şekil 31: Abide Civarında Üst Kretase Yaşlı Kumtaşı ve Konglomeralar ... 41
Şekil 32: Göller Komu Batısında Üst Kretase Yaşlı Kumtaşının Mikroskoptaki görünümü 42
Şekil 33: Gömller Komu Batısında Üst Kretase Yaşlı Kumtaşı Marn, Kumlu Kireçtaşı Ardalanması 43
Şekil 34: Üst Kretase Yaşlı Kireçtaşlarının Mikroskoptaki Görünümleri 44
Şekil 35: Meryemdağından Alınan Kireçtaşında Globotruncana ve Radiolaria Fosiller..... 45
Şekil 36: Süphandağı KD'sunda Eosen Konglomeraları 47
Şekil 37: Musa Komu Köyü Civarında Miyosen Konglomeraları 49
Şekil 38: Pırnakapan Batısında Regresif Miyosen Tortuları 50
Şekil 39: Miyosen Yaşlı Kireçtaşlarında Oolitik Yapı 50
Şekil 40: Serpantinleşmiş Harzburjitlerin Güneye Doğru Miyosen Yaşlı Tortular Üzerine Bindirmesi 52
Şekil 41: Kop Dağları Ültramafik Modal Analiz Sınıflamaları 53
Şekil 42: Keçişsuyu Deresi Vadisinde Dünitlerdeki Yığışımlı Yapı 54
Şekil 43: Dünit İçinde Çek-Ayır Tekstür 55
Şekil 44: Keçişsuyu Deresi Vadisinde Dünitlerin Güneye Doğru Üst Kretase Yaşlı Tortular Üzerine Bindirmesi 55
Şekil 45: Dünitlerde Panksenomorf Granüler Strüktür 57
Şekil 46: Serpantinleşmiş Dünitlerde Antigorit Mineralindeki Kum Saati İkizi..... 58
Şekil 47: Delavlar Sırtında Serpantinleşmiş Harzburjitler 59
Şekil 48: Serpantinize Dünit İle Harzburjit Dokanağı 60
Şekil 49: Kuzey Zon Harzburjitlerinin Bindirme Hattından Alınan Serpantinit Örneğinin X-Işınları Difraktogramı 62
Şekil 50: Harzburjit İçerisinde Ağsal Serpantinit Damarları 63
Şekil 51: Harzburjitlerde Bantlı-Panksenomorf Taneli Strüktür 64

Şekil 52: Harzburjitlerde Otoklastik Strüktür 65
Şekil 53: Harzburjitlerde Plastik Deformasyon Ürünü Bükülmüş Hiperstenler 66
Şekil 54: Harzburjit İçerisindeki Hiperstenlerde Kafes Strüktürünün Gelişimi 67
Şekil 55: Harzburjitlerde Olivin Tanelerinin Çatlakları Boyunca Gelişen Krizotil (γ) ve Krizotil (α) Damarcıkları 67
Şekil 56: Kop Serpantinitlerinin DTA Verileri 70
Şekil 57: Lerzolitlerde Pösilitik Strüktür 72
Şekil 58: Lerzolit İçerisinde Yer Yer Hidrogranata Dönüşmüş Plajiyoklas Kristalleri 73
Şekil 59: Verlitlerde Pösilitik Strüktür 74
Şekil 60: Sığınak Civarındaki Piroksenitlerde Yığışımlı Tekstür 75
Şekil 61: Büyük Sivritepe GD'sunda Tamamen Hipersten Megakristallerinden Oluşan Hiperstenit 76
Şekil 62: Dünit İçerisinde Klinopiroksenitler 79
Şekil 63: Klinopiroksenitlerde Ksenomorf Taneli Strüktür 79
Şekil 64: Olivinli Vebsteritte Ksenomorf Taneli Strüktür 81
Şekil 65: Amfibolitler İçerisinde Gabro Stokları 83
Şekil 66: Gabrolarda Bantlı Yapı 84
Şekil 67: Gabrolarda Modal Sınıflamaları 84
Şekil 68: Gabrolarda Subotomorf Taneli Strüktür 85
Şekil 69: Kuvarslı Diyorit/Diyoritlerin Modal Sınıflamaları 87
Şekil 70: Kuvarslı Diyoritlerde Taneli Strüktür 87
Şekil 71: Amfibolit İçerisine Sokulum Yapmış Tonalit Stokları 88
Şekil 72: Tonalitlerin Modal Sınıflaması 89
Şekil 73: Tonalitlerde Ksenomorf Taneli Strüktür 90
Şekil 74: Güllüdağ Civarında Amfibolitleri Kesen Bir Granofir Damarı El Örneği 91
Şekil 75: Güllüdağ Civarında Yüzeylenen Granofirlerde Mikrografik ve Sterolitik Strüktür 92
Şekil 76: Metamorfitleri Kesen Diyabaz Daykı ve Metamorfitlerde Ters Bükülmeler 93
Şekil 77: Diyabazlarda Doleritik Strüktür 94
Şekil 78: Abide Civarında Yüzeylenen Dasit Daykları 95
Şekil 79: Dasitlerde Mikrogranü (ince taneli) Porfirik Strüktür 96
Şekil 80: Küçükgüllüdağı Kuzeydoğusunda Hornblend Andezit/Mikrodiyoritleritlerin Harzburjitleri Keserek Yüzeylenmeleri 97

Şekil 81: Mikrodiyorit ve Andezitlerin Mikroskobik Görünümleri ile Natrolitin X Işınları Difraktogramı 98
Şekil 82: Kızıleşme Tepesi Güneyinde Prizmatik Debili Bazaltlar 100
Şekil 83: Kop Metamorfik Kayaçlarının c-mg Parametlerine gere jenetik Ayrımları 106
Şekil 84: Kop Metamorfitlerinin (al-alk)-si Parametrelerine göre Jenetik Ayrımları 107
Şekil 85: Kopdağı Metamorfitlerinin K_2O-Na_2O Diyagramında Jenetik Sınıflaması 107
Şekil 86: Amfibolitlerin Köken Kayaç Diyagramı 108
Şekil 87: Amfibolitlerde Ana Oksitlerin SiO_2'ye Bağlı Değişim Diyagramları..... 109
Şekil 88: Amfibolitlerin MgO'e Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramları..... 110
Şekil 89: Amfibolitlerin SiO_2'ye Bağlı İz Element Diyagramları 111
Şekil 90: Amfibolitlerin MgO'e Bağlı İz Element Değişim Diyagramları ... 113
Şekil 91: Amfibolitlerde İz Elementlerin Değişim Diyagramları 114
Şekil 92: Amfibolitlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element İçerikleri 115
Şekil 93: Amfibolitlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element İçerikleri 115
Şekil 94: Amfibolitlerin Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE İçerikleri 116
Şekil 95: Gnays ve Mikaşistlerin mg-c Diyagramı 120
Şekil 96: Gnays ve Mikaşistlerin si-(al-alk) Diyagramı 120
Şekil 97: Gnays ve Mikaşistlerin K_2O-Na_2O Diyagramında Köken Kayaçlarının Tespiti 121
Şekil 98: Gnays ve Mikaşistlerin [(Al+Fe+Ti)/3-K] - [(Al+Fe+Ti)/3 - Na] Diyagramında Köken Kayaçlarının Belirlenmesi 121
Şekil 99: Gnays ve Mikaşistlerin SiO_2'ye Bağlı Ana Oksit Diyagramları 123
Şekil 100: Gnays ve Mikaşistlerin MgO'e Bağlı Ana Oksit Diyagramları 124
Şekil 101: Gnays ve Mikaşistlerin SiO_2'ye Bağlı İz Element Değişim Diyagramı..... 125
Şekil 102: Gnays ve Mikaşistlerin MgO'e Bağlı İz Element Değişim Diyagramları..... 126
Şekil 103: Gnays ve Mikaşistlerde İz Element Değişim Diyagramları 127
Şekil 104: Gnaysların Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 128
Şekil 105: Gnaysların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı..... 128

Şekil 106: Mikaşistlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 129
Şekil 107: Mikaşistlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı..... 129
Şekil 108: Ültramafik Kayaçların Hesaplanan CIPW normatif Değerlerine Bağlı Ol-Opir-Kpir Diyagramı 130
Şekil 109: Kopdağı Dünitlerinin Al_2O_3-CaO-MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 131
Şekil 110: Kopdağı Dünitlerinin FeO-(Na_2O+K_2O)- MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 134
Şekil 111: Dünitlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilşim İz Element Diyagramı 135
Şekil 112: Dünitlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 135
Şekil 113: Dünitik Kayaçların Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı 136
Şekil 114: Harzburjitlerin Al_2O_3-CaO-MgO Diyagramındaki Jeotektonik Konumları 137
Şekil 115: Harzburjitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramındaki Jeotektonik Konumları 140
Şekil 116: Harzburjitlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 141
Şekil 117: Harzburjitlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 141
Şekil 118: Harzburjitlerin Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı 142
Şekil 119: Verlit ve Lerzolitlerin Al_2O_3-CaO-MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 145
Şekil 120: Verlit ve Lerzolitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 145
Şekil 121: Lerzolitik Kayaçların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 146
Şekil 122: Lerzolitik Kayaçların Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 147
Şekil 123: Verlitik Kayaçların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 148
Şekil 124: Verlitik Kayaçların Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 148

Şekil 125: Peridotitik Kayaçların SiO_2'ye Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramları 151
Şekil 126: Peridotitlerin MgO'e Bağlı Ona Oksit Değişim Diyagramları 152
Şekil 127: Peridotitlerin SiO_2'ye Bağlı İz Element Değişim Diyagramları ... 153
Şekil 128: Peridotitlerin MgO'e Bağlı İz Element Değişim Diyagramları..... 154
Şekil 129: Peridotitlerin İz Element Değişim Diyagramları 155
Şekil 130: Piroksenitlerin Al_2O_3-CaO-MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 156
Şekil 131: Piroksenitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramında Jeotektonik Konumları 159
Şekil 132: PPiroksenitlerin SiO_2'ye Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramı..... 161
Şekil 133: Piroksenitlerin MgO'e Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramları..... 162
Şekil 134: Piroksenitlerin SiO_2'ye Bağlı İz Element Değişim Diyagramları... 163
Şekil 135: Piroksenitlerde MgO'e Bağlı İz Element Değişim Diyagramları ... 164
Şekil 136: Piroksenitlerin İz Element Değişim Diyagramları 165
Şekil 137: Piroksenitlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramları 166
Şekil 138: Piroksenitlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı..... 167
Şekil 139: Piroksenitlerin Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı 167
Şekil 140: Gabro ve Diyoritlerin QAP-APF Üçgenindeki Dağılımları 168
Şekil 141: Gabro, Diyorit, Diyabazların SiO_2'ye Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramları 175
Şekil 142: Gabro, Diyorit, Diyabazların MgO'e Bağlı Ana Oksit Değişim Diyagramları 176
Şekil 143: Gabro, Diyorit, Diyabazların SiO_2'ye Bağlı İz Element Değişim Diyagramları 177
Şekil 144: Gabro, Diyorit, Diyabazların MgO'e Bağlı İz Element Değişim Diyagramları 178
Şekil 145: Gabro, Diyorit, Diyabazlardaki İz Elementlerin Değişim Diyagramları..... 179
Şekil 146: Gabroların Primitiv Mantoya Göre Normalize Edilmiş İz Element Diyagramı 180
Şekil 147: Gabroların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 181
Şekil 148: Gabroların Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı .. 181

Şekil 149 Diyoritlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 182
Şekil 150: Diyoritlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 182
Şekil 151: Diyabazların Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 183
Şekil 152: Diyabazların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramları..... 183
Şekil 153: Diyabazların Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı 184
Şekil 154: Gabro, Diyorit, Diyabazların ($MnO+K_2O$)-SiO_2 Diyagramındaki Dağılımları 185
Şekil 155: Gabro, Diyorit, Diyabazların Fe*O-(Na_2O+K_2O)- MgO Diyagramınmındaki Dağılımları 185
Şekil 156: Gabro, Diyorit ve Diyabazların Rb-(Y+Nb) Diyagramındaki Dağılımları 186
Şekil 157: Gabro, Diyorit ve Diyabazların (Zr/117)-Th-(Nb/16) DiyagramındakiDağılımları 186
Şekil 158: Bazaltların QAP Diyagramındaki Yerleri 187
Şekil 159: Bazaltların SiO_2'ye Bağlı Olarak Ana Oksitlerin Değişim Diyagramı..... 191
Şekil 160: Bazaltlarda MgO'e Bağlı Olarak Ana Oksitlerin Değişim Diyagramları..... 192
Şekil 161: Bazaltlarda SiO_2'ye Bağlı Olarak İz Element Değişim Diyagramları..... 193
Şekil 162: Bazaltlarda MgO'e Bağlı Olarak İz Elementlerin Değişim Diyagramları..... 194
Şekil 163: Bazaltlarda İz Element Değişim Diyagramları 195
Şekil 164: Bazaltların Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Değerleri 196
Şekil 165: Bazaltların MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 197
Şekil 166: Bazaltların Kondridite Göre Normalleştirilmiş NTE Diyagramı... 197
Şekil 167: Bazaltların (Na_2O+K_2O)-SiO_2 Diyagramı 198
Şekil 168: Bazaltlarda SiO_2-(Fe*O/MgO) Diyagramı 199
Şekil 169: Bazaltların (Fe*O+TiO_2)-Al_2O_3-MgO Diyagramındaki Dağılımları 199
Şekil 170: Bazaltların FeO*-(Na_2O+K_2O)-MgO Diyagramındaki Dağlımları 200
Şekil 171: Bazaltların (Ti/100)-Zr-(Y.3) Diyagramındaki Dağılımları 200

Şekil 172: Bazaltların Ti-Zr Diyagramında Dağılımları 201
Şekil 173: Bazaltların (Ti/100)-Zr-(Sr/2) Diyagramında Dağılımları 201
Şekil 174: Bazaltların (Nb.2)-(Zr/4)-Y Diyagramında Dağılımları 202
Şekil 175: Bazaltların (Zr/117)- Th-(Nb/16) Diyagramındaki Dağlımları..... 202
Şekil 176: Bazaltik Kayaçların Ti-Zr Diyagramındaki Dağılımları 203
Şekil 177: Asit Magmatik Kayaçlara Ait Normatif Değerlerin QAP Diyagramındaki Dağılımları 204
Şekil 178: Asit Magmatik Kayaçlarda SiO_2'ye Bağlı Olarak Ana Oksitlerin Değişim Diyagramları 211
Şekil 179: Asit Magmatik Kayaçların MgO'e Bağlı Olarak Ana Oksit Değişim Diyagramları 212
Şekil 180: Asit Magmatik Kayaçlarda SiO_2'ye Bağlı Olarak İz Elementlerin Değişim Diyagramları 213
Şekil 181: Asit Magmatik Kayaçların MgO'e Bağlı İz Elementlerinin Değişim Diyagramları 214
Şekil 182: Asit Magmatik Kayaçlarda İz Elementlerin Birbirleriyle Olan İlişkileri..... 215
Şekil 183: Tonalit ve Kuvarslı Diyoritlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 216
Şekil 184: Tonalit ve Kuvarslı Diyoritlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 217
Şekil 185: Granofir ve Dasitlerin Primitiv Mantoya Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 217
Şekil 186: Granofir ve Dasitlerin MORB'a Göre Normalleştirilmiş İz Element Diyagramı 218
Şekil 187: Kopdağı Tonalitik Kayaçlarının Kondridite Göre Normalleş-tirilmiş NTE Diyagramı 218
Şekil 188: Asit Magmatik Kayaçların SiO_2-(Na_2O+K_2O) Diyagramındaki Dağılımları 219
Şekil 189: Asit Magmatik Kayaçların Fe*O-(Na2O+K2O)-MgO Diyagramındaki Dağılımları 220
Şekil 190: Asit Magmatik Kayaçların Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(CaO+ Na_2O+K_2O) Diyagramındaki Dağılımları 220
Şekil 191: Tonalitik ve Granofir Kayaçların K_2O-SiO_2 Diyagramındaki Dağılımları 221
Şekil 192: Asit Magmatik Kayaçların Rb-(Y+Nb) Diyagramındaki Dağılımları..... 221
Şekil 193: Kop Peridotitlerinin, İçerdikleri Klinopiroksen Minerallerindeki

	Na-Cr Değerlerine Bağlı Olarak Jeotektonik Sınıflaması	226
Şekil 194:	Peridotitlere Ait Klinopiroksen Minerallerinde Na-Cr İçeriğinin Jeolojik Etkilerle Değişimi	227
Şekil 195	Dünitlere Bağlı Kromit Yataklarının Yer Bulduru Haritası	230
Şekil 196	Bal Kromit Açık İşletmesinin Doğudan Batıya Görünümü	231
Şekil 197	Bal Kromit Yatağının Merkezi Kısmından Alınan Bir Kromit Örneğinin Parlatılmış Kesiti	233
Şekil 198	Bal Kromit Yatağının Kenar Kısmından Alınan Kromit Örneklerinin Parlatılmış Kesitleri	233
Şekil 199:	Eren Kromit Yatağına Ait Bir Örneğin Parlatılmış Kesiti	235
Şekil 200:	Doğu Ezan Kromit Örneğinin Parlatılmış Kesiti	236
Şekil 201:	Sulu Kromit Yatağına Ait Bir Örneğin Ait Parlatılmış Kesiti	239
Şekil 202:	Coşan 4 Nolu Kromit Yatağına Ait Örneğin Parlatılmış Kesiti	241
Şekil 203:	Bülent Kromit Yatağında Cevher Kütlesinin Merkezine Yakın ve Kenar Noktadan Alınan İki Örneğin Parlatılmış Kesitleri	246
Şekil 204:	İrem Kromit Yatağında Aynı Çizgisel Hat Üzerinde Zuhur İle Ana Cevher Arası Uzunluk İlişkisi	247
Şekil 205:	Delavlar Dağı Civarında Harzburjit İçerisinde Bir Kromit Zuhuru	250
Şekil 206:	Sazlı Köyü 2km KD'sun Bir Zuhurdan Alınan Kromitin Parlatılmış El Örneği	251
Şekil 207:	Saptıran Kuzeyinde Harzburjit İçerisinden Alınan Bir Kromit El Örneği	251
Şekil 208:	Pırnakapan KD'sunda Harzburjit İçerisinde Bir Kromit Zuhuruna Ait El Örneğinde Bantlı Saçınımlı Doku	252
Şekil 209:	Sazlı Köyü KD'sunda Harzburjit İçerisinde Bir Kromit Zuhurunda Kataklastik Doku	253
Şekil 210:	Delavlar Dağı Güney Batısında Bir Kromit Zuhurunda Kataklastik Doku	253
Şekil 211:	Hasbeykomu Civarında Bir Kromit Zuhurundan Alınan Örnekte İkinci Manyetit Damarları	254
Şekil 212:	Saptıran Kuzeyinde Bir Kromit Zuhurundan Alınan Örnekte Kromitin Ayrışmasıyla Gelişen İkincil Manyetit ve Uvarovit Mineralleri	254
Şekil 213:	Sığınak Mevkiinin 1 km KD'sunda Lerzolit İçerisindeki Bir Kromit Cevherleşmesinde Bantlı Doku	255
Şekil 214:	Kop Dağları Kromitlerinin Kimyasal Sınıflaması	256

Şekil 215: Kopdağları Kromitlerinin Mikroprob Analiz Sonuçlarına Göre Ana Oksit Değişim Diyagramları 263
Şekil 216: Kop Kromitlerinin Jeotektonik Sınıflaması 264
Şekil 217: Dünitlere Bağlı Kromitlerde Kromit Kristallerinin Merkezden Kenara Doğru Katyon Değerlerinin Değişimi 265
Şekil 218: Harzburjitlere Bağlı Kromitlerde Katyon Değerlerinin Merkezden Kenara Doğru Değişimleri..... 266
Şekil 219 Kıta Kabuğuna Sokulum Yapan Peridotit Modeli 269
Şekil 220 Kop Bölgesinin Paleozoikten Bugüne Jeoloik Evrimi ve Peridotitlerin Yeleşim-Gelişim Modeli 270
Şekil 221 Kop Peridotit Havzasının Plaka Tektoniğindeki Konumu 271

TABLO LİSTSİ Sayfa No

Tablo 1: Amfibolitlerin Ana ve İz Element İçerikleri 104
Tablo 2: Amfibolitlerin CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri İle Amfibolitlerin NTE İçerikleri 105
Tablo 3: Mikaşist ve Gnaysların Ana ve İz Element Analiz Sonuçları 118
Tablo 4: Mikaşist ve Gnaysların CIPW Normatif Değerleri ile Niggli Parametreleri 119
Tablo 5: Dünitlerin Ana İz ve NTE İçerikleri 132
Tablo 6: Dünitlerin Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 133
Tablo 7: Harzburjitlerin Ana İz ve NTE İçerikleri 138
Tablo 8: Harzburjitlerin Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri ve Niggli Parametreleri 139
Tablo 9: Verlit ve Lerzolitik Kayaçların Ana ve İz Element İçerikleri 143
Tablo 10: Verlit ve Lerzolitlerin Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 144
Tablo 11: Piroksenitlerin Ana İz ve NTE İçerikleri 157
Tablo 12: Piroksenitlerin Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 158
Tablo 13: Gabroların Ana İz ve NTE Analiz Sonuçları 171
Tablo 14: Diyorit ve Diyabazların Ana, İz ve NTE Analiz Sonuçları 172
Tablo 15: Gabroların Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 173
Tablo 16: Diyorit ve Diyabazların Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 174
Tablo 17: Bazaltların Ana İz ve NTE Analiz Sonuçları 189
Tablo 18: Bazaltların Hesaplanan CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 190
Tablo 19: Tonalit ve Kuvarslı Diyoritin Ana İz ve NTE İçerikleri 205
Tablo 20: Granofir ve Dasitlerin Ana ve İz Element İçerikleri 206
Tablo 21: Kuvarslı Diyorit ve Tonalitlere Ait CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 207
Tablo 22: Granofir ve Dasitlere Ait CIPW Normatif Değerleri İle Niggli Parametreleri 208
Tablo 23: Harzburjit İçerisindeki Klinopiroksenlerin Mikroprob Analizleri.. 223

Tablo 24: Harzburjit İçerisindeki Klinopiroksenlerin Mikroprob Analizleri.. 224
Tablo 25: Harzburjit İçerisindeki Klinopiroksenlerin Mikroprob Analizleri.. 225
Tablo 26: Dünitlere bağlı kromititlerdeki kromit minerallerinin mikroprob analiz değerleri. 257
Tablo 27: Dünitlere bağlı kromititlerdeki kromit minerallerinin mikroprob analiz değerleri. 258
Tablo 28: Dünitlere bağlı kromititler ile harzburjitlerdeki aksesuar kromit minerallerinin mikroprob analizleri 259
Tablo 29: Harzburjitlerdeki aksesuar kromit ile dünit ve harzburjitlere bağlı kromititlerdeki kromit minerallerinin mikroprob analiz değerleri.. 260
Tablo 30: Harzburjitlere bağlı kromititlerdeki kromit minerallerinin mikroprob analiz değerleri..... 261
Tablo 31: Dünitlerdeki aksesuar kromitleri mikroprob analiz sonuçları..... 262

SEMBOL LİSTESİ

NTE	Nadir Toprak Elementle
DTA	Diferansiyel Termik Analiz
Q	Kuvars
A	Alkali Feldispat
P	Plajiyoklas
F	Feldispatoid
Ol	Olivin
Kpir	Klinopiroksen
Opir	Ortopiroksen
syn-COLG	Çarpışma İle Eş Yaşlı Granitoid
VAG	Volkanik Ark Granitoidi
WPG	Plaka Ortası Granitoid
ORG	Okyanus Sırtı Granitoid
WPB	Plaka Ortası Bazalt
OFB	Okyanus Tabanı Bazalt
LKT	Düşük Potasyumlu Toleyit
CAB	Kalkalkalen Bazalt
IAB	Adayayı Bazalt
MORB	Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
WPT	Plaka Ortası Toleyit

EKLER LİSTESİ

Ek 1: Kop Dağlarının Jeolojik Haritası

Ek 2: Kop Dağlarına Ait Jeolojik Kesit

Ek 3: Kop Dağları Jeolojik Örnek Alım Haritası

Ek 4: Batı Ezan, Bal, Eren, Doğu Ezan, Orta Ezan Kromit Yatakları (Merkez Kromit Ocakları)

Ek 5: Sulu Kromit Yatağı

Ek 6: Coşan Kromit Yatağı

Ek 7: Gerçek Kromit Yatağı

Ek 8: Heyelan Kromit Yatağı

Ek 9: Tepe Kromit Yatağı

Ek 10: Bülent Kromit Yatağı

Ek 11: İrem Kromit Yatağı

Ek 12: Yaşar Kromit Yatağı

1.GENEL BİLGİLER

1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Özellikleri

1.1.1. İnceleme Alanının Konumu

İnceleme alanı Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolid'lerin geçiş bölgesinde Erzincan-Erzurum-Bayburt illerinin ortak noktasında yer alıp, doğuda Aşkale'ye (Erzurum) 10 km, batıda Çayırlı'ya (Erzincan) 20 km, güneyde Tercan'a (Erzincan) 15 km, kuzeyde Bayburt'a 40 km mesafededir (Şekil 1). H44 C3-C4, H44 d3, H 45 d4, İ 44 a2, İ 44 b1-b2, İ 45 a1 paftalarının belli bir bölümünü içeren çalışma sahası 730 km^2'lik bir alanı kapsar (Şekil 2).

1.1.2. İklim ve Bitki Örtüsü

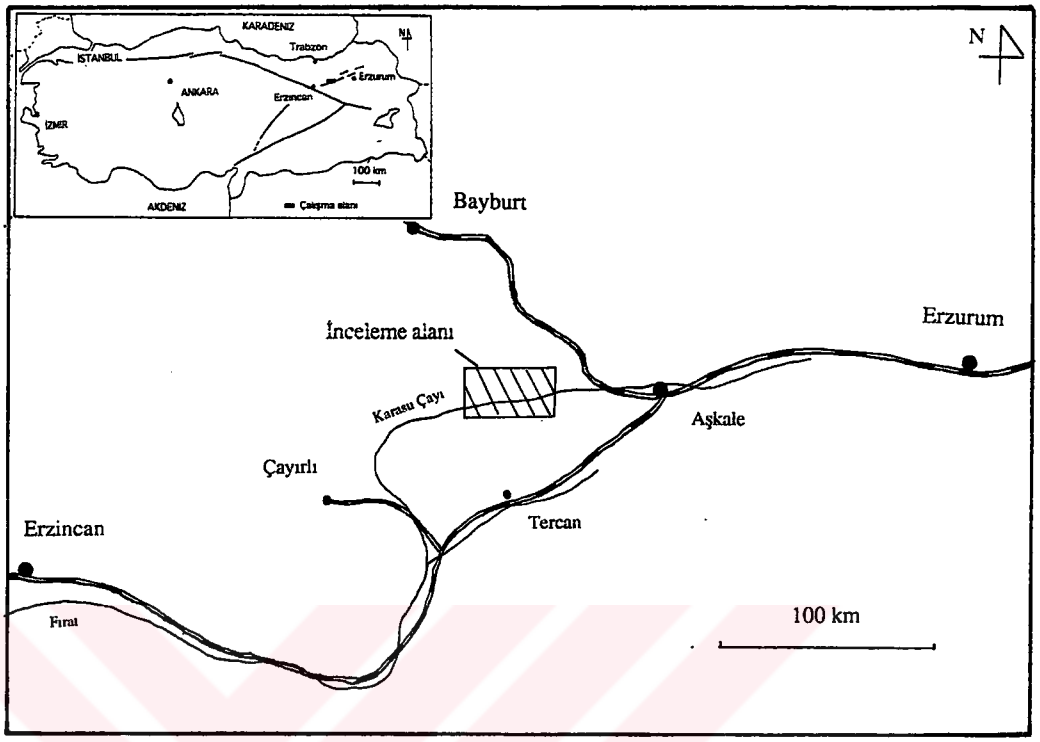
İnceleme alanında karasal bir iklim hüküm sürer; yılın 7 ayı soğuk ve yağışlı geçer. Arazide en verimli çalışma haziran ile eylül ayları arasında olur. Ekim ayından mayıs ayına kadar arazinin büyük bir bölümü karla kaplıdır.

Bölge tarıma son derece elverişsizdir. Ekili alanlar çok kısıtlıdır. Karasu Çayı kıyılarındaki düşük kotlarda ve dar alanlarda tahıl üretimi yapılır. Ormanlık alan son derece az ve mevcut olanlar da seyrek ve bodurdur. Yazın çok kurak ve toprak örtüsünün (ültramafitlerden dolayı) olmaması hayvan besiciliği açısından da önemli bir şansızlıktır.

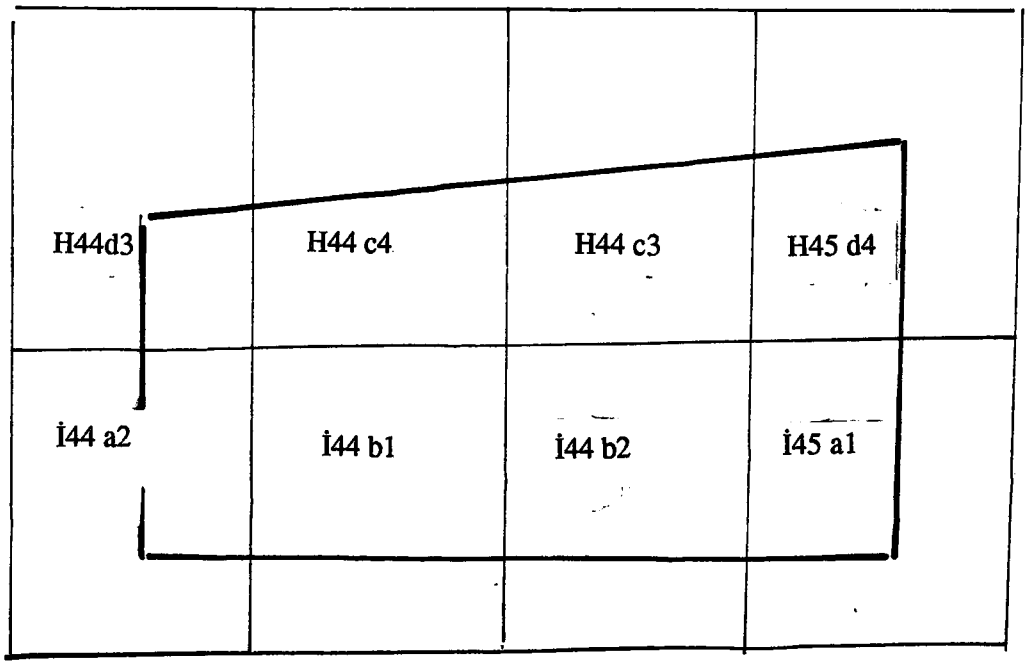
1.1.3. Topoğrafya ve Akarsular

İnceleme alanı çok engebeli ve dağlık olup en düşük kot 1500 m (Karası Çayı) en yüksek kot 2975 m ile Coşan dağıdır. Arazinin diğer önemli yükseltilerini Kopdağı (2918 m), Süphan dağı (2422 m), Delavlar dağı (2553 m), Meryamdağı (2669 m), Güllüdağ (2603 m), Kürünlüdağ (2522 m) ve sayısız birçok tepe ve sırtlar oluşturur.

İnceleme sahası su bakımından da son derece fakirdir. Ancak sahayı D-B doğrultusunda kateden Karasu Çayı en önemli akarsuyu oluşturur. Bu çaya kuzey ve güneyinden eklenen sayısız küçük derelerin çoğu yazın kurumakta, sadece bir kaçı (Aravans deresi, Keşişsuyu deresi, Sazlı ve Pırnakapan dereleri) akmaktadır.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.



Şekil 2. İnceleme alanına ait paftaların konumları.

1.1.4. Yerleşim Durumu

İnceleme alanı genelde dağlık ve tarıma elverişsiz olduğu için yerleşim son derece azdır. Sadece Karasu Çayı güney ve kuzeyindeki alanlarda birbirlerine 2-10 km uzaklıkta küçük köy ve komlar mevcuttur.

1.2. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanımızda veya civarında daha önceden yapılan çalışmalar son derece kısıtlıdır. İnceleme alanındakiler küçük ölçekli ve genelde ekonomiye yönelik, inceleme alanı civarındakiler de büyük ölçekli ve genel jeolojiye dönüktür. Bütün bu çalışmalar genel jeoloji ile, ültramafitlerle ve kromitlerle ilişkili olmak üzere üçe ayrılabilir.

a- Genel jeolojiyle ilgili çalışmalar;

Ketin [1] İnceleme alanının kuzey batısında Bayburt civarında ilk ayrıntılı çalışmayı yapmıştır. Bölgenin 1/100.000 ölçekli haritasını çıkarıp daha çok tortul kayaçlarda stratigrafik anlamda çalışmıştır.

Gattinger ve diğ. [2], bölgenin 1/500.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlamışlardır.

Wedding [3], Kelkit-Bayburt civarındaki Jura yaşlı tortul kayaçların detay stratigrafisini incelemiştir.

Ağralı ve diğ. [4], Bayburt civarında varlığı tartışma konusu olan Doggeri palinolojik yolla ispatlamıştır.

Faure [5], Çoruh Nehri ile Karasu Çayı arasında kalan alanın stratigrafik incelemesini yapmış, Bayburt-Aşkale arasındaki tektonik özellikleri ortaya çıkarmıştır.

Burşuk [6], Bayburt civarında yaptığı doktora çalışmasında bölgenin mikropaleontolojik verilerle stratigrafik irdelemesini yapmıştır.

Ağar [7], arazimizin 20 km KB'sında çalışmış, birimleri formasyon ölçeğinde ayırtlamıştır.

Altıparmak ve diğ. [8], Bayburt-Demirözü civarında Permo-Karbonifer yaşlı birimleri ve taş kömürü oluşumlarını incelemişlerdir.

Korkmaz ve Baki [9], Demirözü (Bayburt) güneyinde yaptıkları çalışmada 430 km^2'lik alanın 1/25.000 ölçekli haritasını çıkarıp, bölgede Dogger'de başlayan çökelmenin Alt Kretase sonuna kadar kesintisiz devam ettiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bölgede sık rastlanılan melanjların da Alt Kretase yaşlı olduklarını vurgulamışlardır.

Akdeniz [10], Demirözü'ndeki (Bayburt) Permo-Karbonifer yaşlı kayaçların bölgesel yapı içindeki konumunu incelemiştir.

Keskin ve diğ. [11], inceleme alanının hemen kuzeyinden başlayarak kuzeye doğru devam eden bir sahada, daha çok derleme tarzında çalışmışlardır. Bu çalışma ile bölgenin 1/25.000 ölçekli haritası çıkarılmış ve 1/50.000 ölçekli H44 a,b,c,d ve H43 b paftalarının jeolojik haritaları toparlanmıştır. Genelde tortul ve metamorfik kayaçlar üzerinde durulup, Bayburt yöresinin genel stratigrafik özellikleri ortaya konulmuştur. Pulur (Demirözü) civarındaki metamorfitlerin köken kayacı olan tortul kayaçların çökelme yaşının Devoniyen-Karbonifer olduğunu, bölgenin en yaşlı tortul kayaçlarının da Üst Karbonifer - Alt Permiyen yaşlı olduklarını belirtmişlerdir.

Tarhan ve diğ. [12], inceleme alanının GD'sunda daha çok Miyosen yaşlı tortular üzerinde çalışmış, Aşkale-Çat arasındaki bölgenin 1/25.000 ölçekli haritasını çıkarmışlardır. Yapılan bu çalışma ile Maestrihtiyen - Alt Miyosen arasında devamlı bir çökelme, Alt Miyosen-Orta Miyosen arasında da bölgenin K-G yönünde sıkışarak güneye doğru bindirmelerin geliştiğini belirtmişlerdir. Bu tür sıkışmalar ile de kıta kabuğunun kalınlaştığını vurgulamışlardır.

b- Ültramafik kayaçlarla ilgili çalışmalar;

Bektaş [13], İnceleme alanının yaklaşık 40 km güneybatısında Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun Tanyeri (Erzincan) civarındaki jeolojik özelliklerini araştırmıştır. Civardaki ofiyolitik kayaçların oluşum yaşının Üst Kretase öncesi, yerleşme yaşının da Paleosen sonu olduğunu belirtmiştir. Ayrıca bu ofiyolitik kayaçların Miyashiro [14] sınıflamasına göre adayayı- kenar denizi jeotektonik sisteminde gelişmiş I. sınıf ofiyolit olduğunu belirtmiştir.

Buket ve Ataman [15], inceleme alanının yaklaşık 50 km batısında, Erzincan-Refahiye arasında kalan alanda yüzeylenen ültramafitlerin petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemiş ve bunların metamorfik peridotit olduklarını tespit etmişlerdir.. Sözkonusu ültramafitler içerisinde gabro ve dayk kompleksinin bulunmadığını vurgulamışlardır.

Yılmaz ve diğ. [16], inceleme alanının 70 km doğusunda Erzurum civarında Sakaltutan dağı ofiyolitlerinin yapısal gelişimini ve jeolojik karakterlerini incelemiş, bölgedeki melanjların Senomaniyen-Kampaniyen aralığında okyanus kabuğunun sıkışıp dilimlenmesiyle oluştuğunu belirtmişlerdir.

Kipman [17], Kopdağı batısının yapısal gelişimini ve ofiyolit olarak nitelediği ültramafitlerin metamorfizmasını incelemiştir.

c- Kromit yatakları ile ilgili çalışmalar:

Kaaden [18], Kopdağı batısında kromit yataklarının değerlendirilmesine yönelik ilk çalışmayı yapmıştır.

MTA [19], Türkiye genelinde bütün kromit yataklarının incelenmesine yönelik çalışmanın bir parçası olarak Kop kromitlerini incelemiştir.

MTA (Türk-Japon Ekibi) [20 ve 21], Kopdağı - Tunceli arasındaki ültramafit kütlelerde kromit aramalarına yönelik çalışmalar yapmışlardır. Özellikle 1981 yılında Batı Kopdağı sahasında genel jeolojik, jeokimyasal ve jeofizik çalışmalar sonucu yarma ve sondajlar yapılmıştır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

İnceleme alanı Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolidler arasında yer alır [22]. Bu iki tektonik birim arasında yüzeylenen ültramafik kayaçların jeotektonik konumları daima tartışma konusu olmuştur. Bir görüşe göre bunlar Neotetisin tabanı olarak [23, 24, 25], benzer bir şekilde de Tetisin tabanı [26, 27] olarak yorumlanmıştır. İkinci bir görüşe göre ise de bu ültramafitler ve beraberindeki magmatitler Pontid-Anatolid arasındaki fay zonu boyunca yükselmiş alt kabuk-üst manto parçaları olarak değerlendirilmişlerdir [28].

Yapılan bu çalışma ile ültramafik ve beraberindeki asit, nötr ve bazik kayaçların jeotektonik konumları ayrıntılı petrografik, petrolojik ve tektonik veriler ışığında irdelenerek yerleşim şekilleri bir modele oturtulmuştur. Ayrıca ültramafitler içerisinde bulunan kromit yatak ve zuhurlarının da ayrıntılı incelemeleri yapılarak bulunmalarında kullanılabilecek kriterler elde edilmiştir.

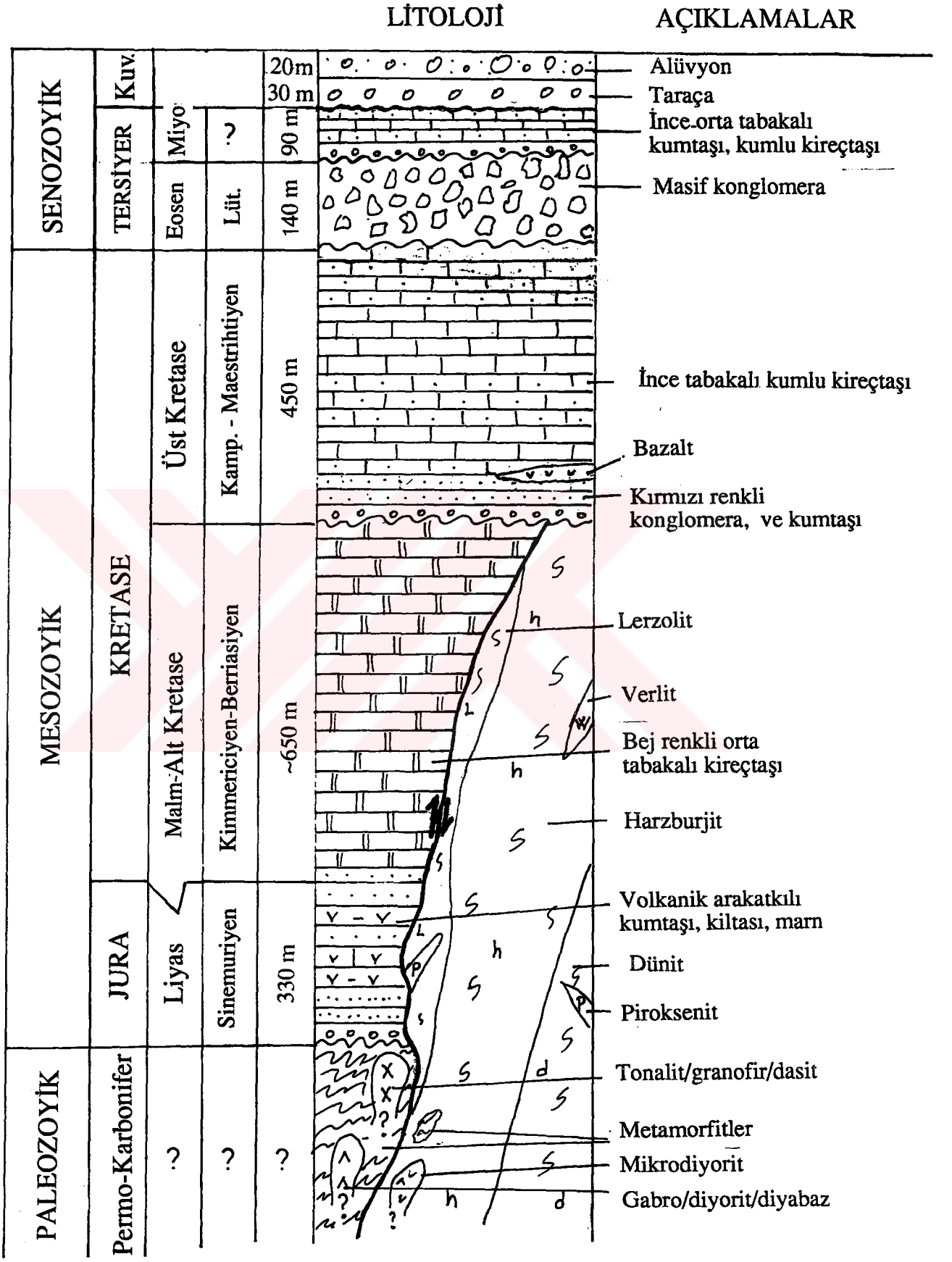
2.2. Genel Jeoloji

2.2.1. Giriş

İnceleme alanı Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolidlerin ortak sınırında yeralır. Her iki tektonik birlikten izler taşıyan bu sahada en yaşlı birimi rejyonal metamorfik kayaçlar (gnays, amfibolitşist, mikaşist, serisitşist vb.) oluştururlar.

Arazide en yaşlı tortul birimi Liyas yaşlı volkano-tortul kayaçlar oluşturur. Bunların üzerine Malm-Alt Kretase yaşlı kireç taşları tektonik olarak bindirirler. Üst Kretase yaşlı kırıntılı karbonatlı kayaçlar ültramafik kayaçları taban konglomerası ile beraber yine uyumsuz olarak üstlenip yer yer vaküoler bazalt silleri ile kesilirler (Şekil 3).

Ültramafik kayaçlar, dünit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenitlerden oluşurlar Gabro, diyorit, tonalit, diyabaz, dasit, granofirlerden oluşan bazik, ortaç ve asit kayaçlar amfibolitleri keserek yüzeylenmişlerdir.



Şekil 3: Kopdağları civarının jeolojik dikme kesiti.

Eosen ve Miyosen tortul kayaçlarla temsil edilen genç oluşuklardır.

Bölgede Miyosen'i de etkileyen K-G yönlü bir sıkışma rejimi mevcuttur. Hemen hemen tüm birimler, kendilerinden bir önceki yaşlı kayaçlar tarafından tektonik olarak örtülürler.

2.2.2. Stratigrafi ve Petrografi

2.2.2.1. Paleozoyik

İnceleme alanında Paleozoyik, metamorfik kayaçlarla temsil edilir.

2.2.2.1.1. Metamorfitler

2.2.2.1.1.1. Giriş

İnceleme alanındaki metamorfitler, Pulur metamorfitlerinin [7] GD'ya doğru uzantısı şeklinde olup, genelde ultramafik masifin kuzeyinde, nadiren de güneyinde yüzeylenirler. Tortul kayaçlarla dokanak ilişkili olan metamorfitler daha çok gnays, mikaşist, kalkşist; ultramafitlerle dokanak ilişkili olanlar ise genelde amfibolitlerden oluşurlar.

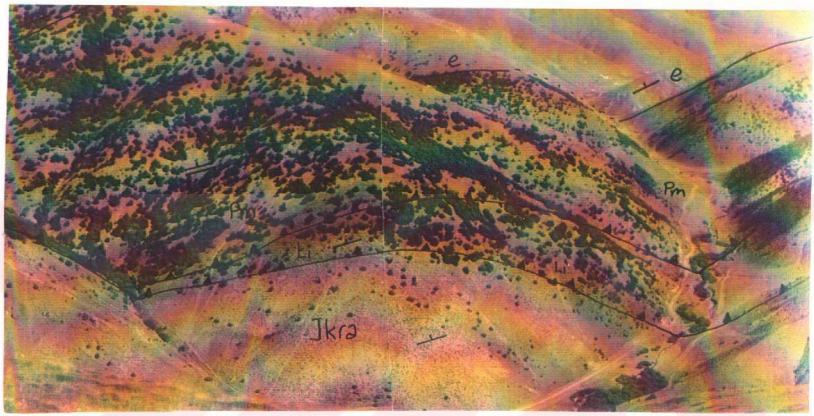
2.2.2.1.1.2. Gnays

İnceleme alanında iki farklı sahada yüzeylenirler. Birincisi sahanın kuzeybatısında Toplu Kom'un 600 m kuzeyinde ve Coşan Kom'un 1 km kuzeyinde 3-4 km^2'lik bir alanda yüzeylenirken, diğeri daha doğuda Kopköyü 3km batısında Kanlıca dere vadisinde dar bir alanda (0,2x1km) yüzeylenir. Her iki alanda da yüzeylenen gnaysların taban kayaçları görülememiştir.

Coşan Komu kuzeyinde yüzeylenen gnayslar açık renkli, pembemsi-sarımsı ve alacalı açık yeşil renklerde mostra verirler. Taze kırık yüzeyi renkleri daha da açık olan bu kayaçların alt sınırları tektoniktir. Söz konusu bu kayaçlar hem Coşan Komu kuzeyi, hem de Kanlıca dere vadisinde güneye doğru Liyas yaşlı kayaçlar (tortul+volkanit) üzerine bindirmişlerdir (Şekil 4). Her iki alanda da tektonik hatlar birbirine paralel olup, bu hatlar KD-GB doğrultusundadır.

Kanlıca deresi vadisindeki gnayslar, Liyas yaşlı tortular tarafından, açısal uyumsuzlukla üstlenirken, daha batıdaki Coşan Komu kuzeyindeki gnayslar Üst Kretase yaşlı tortularıyla tektonik, Eosen yaşlı tortularla da yine açısal uyumsuzlukla üstlenirler.

Coşan Komu kuzeyindeki gnayslar üst seviyelere doğru yer yer mikaşistlere geçiş gösterirler. Kanlıca dere vadisindeki gnayslar ise üst seviyelere doğru mikaşist yanında kuvarsit ve kalkşist seviyeleri de içerirler. Bu vadi içerisindeki metamorfitlerde hakim renk gri, sarımsı kahve, kısmen de pembemsi kirli beyazdır. Dolayısıyla batıdakilere nazaran daha koyu renklidirler.

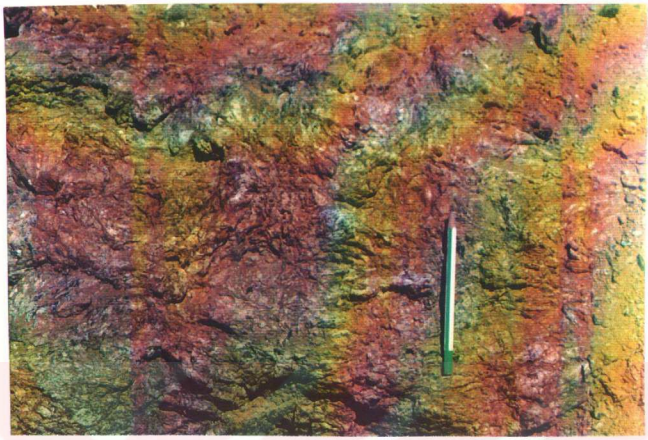


Şekil 4. Aravans deresi civarında Paleozoyik yaşlı metamorfitler (pm) ile Liyas (Li), Malm-Alt Kretase (Jkra), Üst Kretase ($Krü_2$) ve Eosen (e) yaşlı tortul kayaçların güneyden kuzeye görünümü.

Coşan kuzeyindeki gnayslar, metamorfik masifin muhtemelen daha alt seviyelerini oluştururken, Kanlıca dere vadisindekiler de daha üst seviyelerine karşılık gelmektedir. Kanlıca dere vadisindeki gnayslarda şistî yapı daha belirgin iken Coşan kuzeyindekilerde daha çok gnaysik doku (gözlü yapılar) belirgin olup, (Şekil 5) kuvars ve mikalar gözle görülür iriliktedirler.

Coşan kuzeyindeki gnayslardan alınan sistematik (K-G yönünde her yüz metrede bir) örneklerin inceleme sonuçları şöyledir (Tablo 1):

Strüktür, masifin kuzey ve orta kesimlerinde porfiroblastik ve granoblastik karakterdedir (Şekil 6). Kataklastik strüktür hemen her alanda görülmesine karşın, güney kısımlarda (Liyas yaşlı kayaçlarla olan tektonik dokanağa yakın yerlerde) daha belirgindir.



Şekil 5. Coşan komu 1km KB'sında Aravans deresi vadisinin batı yamacında yüzeylenen gnayslarda gözlü yapı (Fotoğraf doğudan batıya doğru çekilmiştir.

Kuvars, kayaç içerisinde modal olarak %30-60 oranında bulunup diğer bütün mineraller gibi dalgalı sönme gösterir. Hemen her zaman, geniş yüzeyleri şistoziteye paralel olarak uzanır. Genelde küçük ksenomorf (öz şekilsiz) kristal, daha az oranda da yine ksenomorf fenoblastlar halinde bulunur. Bazan orta ve kuzey kesimlerde feldispatlarla iç içe büyümeli olarak gelişmiştir.

Plajiyoklas, kayaç içerisinde modal olarak %25-50 oranında bulunur. Tamamen ksenomorf kristaller halinde olup, genelde serizitleşmişdir. Kuzeye doğru % miktarının artışına % An miktarı eşlik etmekte; yani kuzey kesimlerde daha çok andezin, güney kesimlerde ise daha çok albit-oligoklas hakimdir. Bütün plajiyoklaslardaki % An içeriği %08-36 arasında değişmektedir (tayinler 010'a dik kesitlerde yapılmıştır). Masifin orta kesimlerinde serizitleşme kuzey ve güney kesimlere nazaran daha fazladır. Hatta bazı kesimlerde plajiyoklasların yerini tamamen muskovit almıştır.

Biyotit, modal olarak %15'e kadar varan bollukta bulunmasına rağmen ortalama %5-8 oranında bulunur. Şistoziteye paralel, bazan kuvars fenoblastları etrafında boğumlar oluşturacak şekilde bulunur. Kahverengi, yeşilimsi kahve tonlarında olup direkt pleokroizma

Tablo 1. Aravans deresi boyunca güneyden kuzeye doğru 100 m de bir alınan metamorfik kayaç örneklerinde mineralojik değişimler. (C: Güney, I: Kuzey ucu göstermektedir.)

	C	D	E	F	G	H	İ
STRÜKTÜR	Profirob-lastik	Granob-lastik	Granoblastik	Lepidob-lastik	Granob-lastik	Granoblastik + Kataklas	Porfiroblastik
KUVARS	>%60 Dalgalı s	>%55 Dalgalı s.	>%40 Dalgalı s.	>%60 Dalgalı s.	>%40 Dalgalı s.	? Dalgalı s.	>%50 Dalgalı s.
PLAJİYOKLAS	>%30 Albit	>%30 Albit	?	>%25 Oliyoklas	>%50 Andezin	? Andezin	>%40 Andezin
BİYOTİT	>%1-2	>%8 Rutil iğneli	>%5	>%15	>10% Rutil iğn.	Tamamen klortize	>5-10 Rutil iğneli
MUSKOVİT	-	>%1-2 Bükülmüş	>%1	-	>%1-2	-	Bol
GARNET	-	?	-	var (çok küçük)	-	-	var
KALSİT	Çok az var	-	Çok az	-	-	-	-
SFEN	-	-	-	iz	çok az	-	az
SERİSİT	-	var	var	bol	serisitize	bol	?
APATİT	-	var	var(Q içinde)	-	var	-	-
ZİRKON	var	-	-	Q içinde	var	Pl içinde	var
KLORİT	var	var	var	var	var	-	var
ZOİSİT	-	var	-	eser	-	-	-
KLİNOZOİSİT							
FASİYES	Albit Epidot Amfibolit	Amfibolit	Amfiboli	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit
TÜREDİĞİ KAYAÇ	Kumtaşı	Kuvarso-feldispatik	Kuvarso-feldispatik	Kuvarso-feldispatik	Kuvarso-feldispatik	Kuvarso-feldispatik	Kuvarso-feldispatik

Şekil 6. İki mikalı granat gnayslarda porfiroblastik strüktür. (g: granat, bi: biyotit, mu: muskovit, pl: serisitleşmiş plajiyoklas, ÇN, k.no: 577.B, Alındığı yer Aravans Deresi batı yamacı).

sunar. Kuzeye doğru kloritleşme oranları artmaktadır. İçerdikleri rutil iğnecikleri c eksenine dik kesitlerde net olarak görülür. $2V_X$ =10° - 50° arasında değişir.

Granat, masifin orta ve kuzey kesimlerinden alınan örneklerin ince kesitlerinde 2-3'er fenoblast halinde görülür. Kısmen serizitleşmişdir.

Sfen, genelde granatlara eşlik edip, masifin orta ve kuzey kesimlerinde bulunur. Kısmen lökoksene dönüşmüştür.

Zoisit: Masifin orta kesimlerinde az miktarda görülür ($2V_Z$=40°, uzantı negatif, sönme paralel).

Klinozoisit: Eser miktarda zoisite eşlik eder.

Apatit: Genelde kuvars fenoblastları içerisinde ve az miktarlarda, masifin orta kesimlerinde yer alır.

Zirkon: Daha çok masifin kuzeyinde genelde biyotit, nadiren de kuvars içerisinde aksesuar mineral olarak görülür.

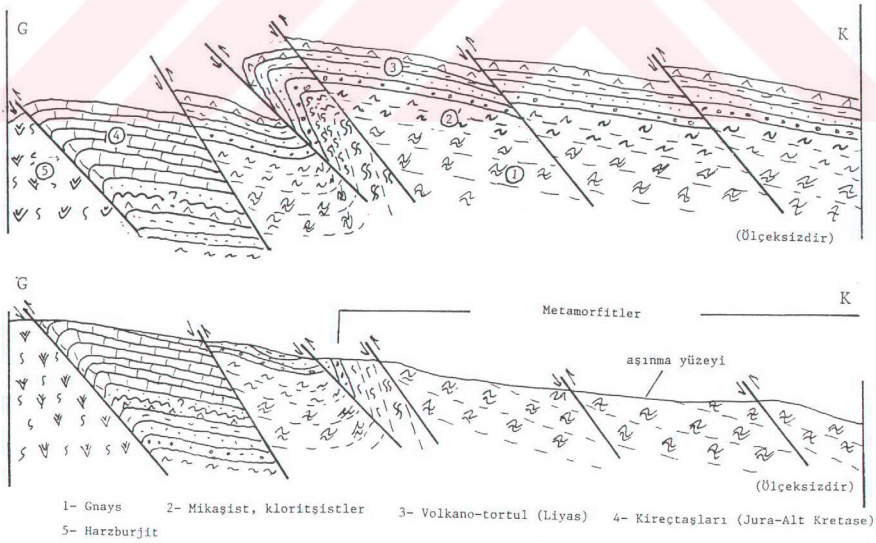
Pennin: Hemen her yerde biyotitlerin ayrışma ürünü olarak, kısmen de çatlak dolgusu şeklinde bulunur.

Kalsit: Daima ikinci olarak; genelde kayacın çatlaklarını dolduracak şekilde, kısmen de feldspatların etrafında ve onların ayrışma ürünü şeklinde görülür.

Rutil: İğnecikler şeklinde biyotit fenoblastları içerisinde görülür.

Bu mineralojik veriler ışığında gnayslar amfibolit fasiyesinde bölgesel bir metamorfizma ürünü olup, pelitik ve kuvarso-pelitik kayaçlardan [29] türemişlerdir.

Gnayslar, metamorfik masifin daha çok kuzey ve orta kesimlerinde yüzeylenip sert ve kompakt yapılıdırlar. Şistî yapıları daha az, gözlü yapıları daha fazla belirgindir. Güneye doğru gidildikçe bu özelliğin, istisnalar olmakla birlikte, genelde değiştiği, şistî yapının arttığı, buna karşılık kayaç mukavemetinin azaldığı belirlenmiştir. Gnayslarn yerini güneye doğru yer yer mikaşistler, yer yer de kalkşistlerin aldığı görülür. Şistozite yüzeyi eğimlerinin genelde kuzeybatıya doğru olması, dolayısıyle de daha düşük metamorfitlerin daha altta bulunması, güneye doğru bindirmiş sayısız küçük ölçekli faylarla açıklanmıştır (Şekil 7).



Şekil 7. Aravans civarında metamorfit-tortul-harzburjit ilişkisi.

Bu incelemede gnayslara direkt yaş verilememiştir. Ancak Pulur civarında yapılan [7] bir çalışmada bunların Paleozoik yaşlı oldukları belirlenmiştir. Aynı yaş bu çalışmada da benimsenmiştir.

2.2.2.1.1.3. Amfibolit

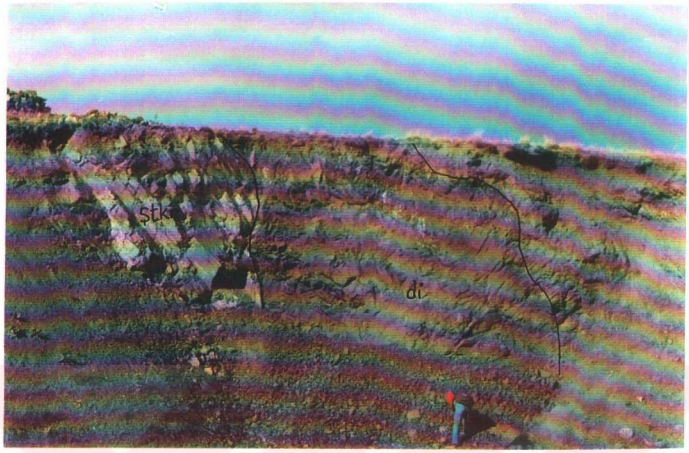
İnceleme alanında bulunan amfibolitler genelde ültramafik masifin kuzeyinde yüzeylenirler. Bunları mekânsal olarak 3 bölümde incelemek mümkündür:

a- Kopdağı güneyinde, Karayolları bakım istasyonunun kuzey ve güneyindeki 3-4km^2 lik bir alanda yüzeylenen amfibolitler.

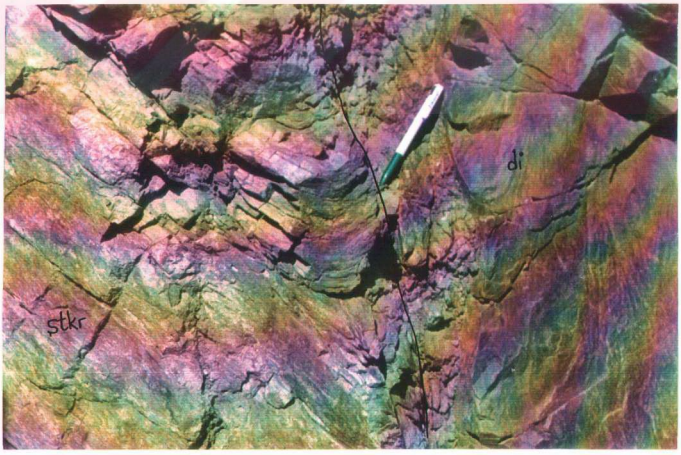
b- Güllüdağ mevkiinde, dağın bütün yamaçları boyunca 3-4 km^2'lik bir alanda yüzeylenen amfibolitler.

c- Dağınık halde irili ufaklı anklavlar şeklinde ve genelde lerzolitler içerisinde yüzeylenenler. Bunlar Küçük Akdağ doğusunda Şehirdere Komu kuzeyindeki yamaçlarda haritaya abartılarak (az miktarda 100x30 m, genelde 5x20 m boyutunda) işlenmişlerdir. Ayrıca Karasu Çayı güneyinde Çırmıt 2-3 km güneybatısında da toplam 1 km^2'lik bir alanda da yine mercek/bloklar şeklinde yüzeylenirler.

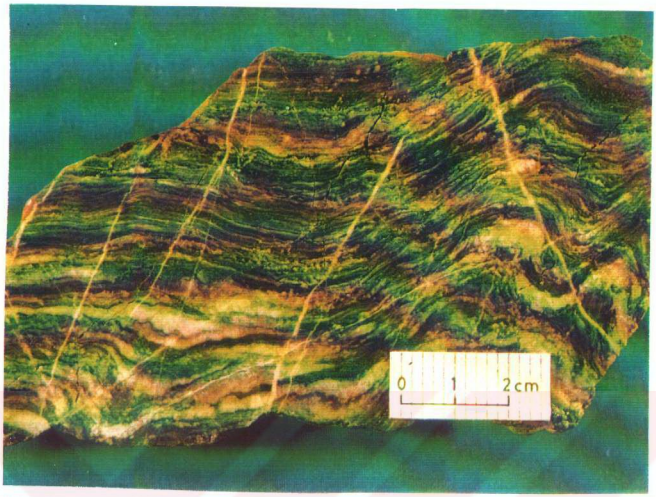
Kop geçidi civarında yüzeylenen amfibolitlerin harzburjitler ile olan sınırları genelde magmatik dokunaklı olup yer yer faylıdır. Bu faylı sınır boyunca amfibolitler harzburjit ve lerzolitler üzerine güneye doğru bindirmişlerdir. Kuzeyde (Dencik köyü 2 km batısı) ve batıda (Gurri tepe civarı) Malm-Alt Kretase yaşlı tortul kayaçlar da sözkonusu bu amfibolitler üzerine bindirmişlerdir. Amfibolitler Abide civarında Senoniyen yaşlı kırıntılı tortular tarafından aşınma uyumsuzluğuyla, Kızıleşme tepesinin kuzeydoğu kesiminde de Miyosen tortularıyla hem aşınma uyumsuzluğu, hem de tektonik uyumsuzlukla örtülürler. Kop geçidi civarındaki amfibolitlere, kısmen kloritşist, kalkşist ve mikaşistler eşlik ederler. Gabro, kuvarslı diyorit, dibayaz ve dasitlerle kesilmişlerdir (Şekil 8-10).



Şekil 8. Kop geçidi civarı, eski karayolları bakım binasının 20 m kuzeyinde amfibolit ve bunlarla ardalanmalı olan şistlerin (şt) diyabaz (di) ile olan kontağı.



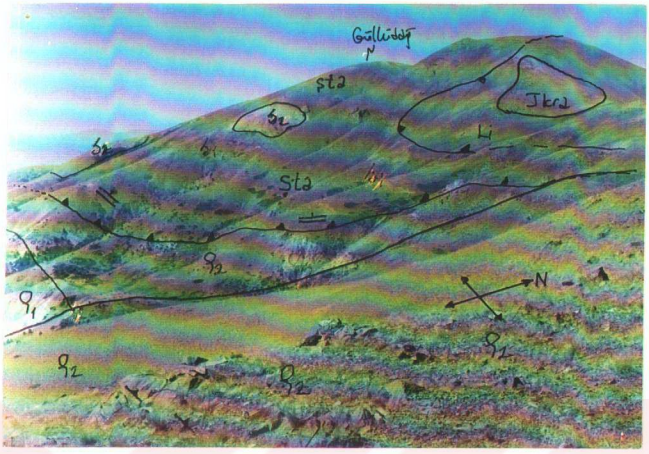
Şekil 9. Bir önceki şekilde aynı kontağın yakından görünümü.
(Ştkr: amfibolit ve diğer şistler, di: diyabaz).



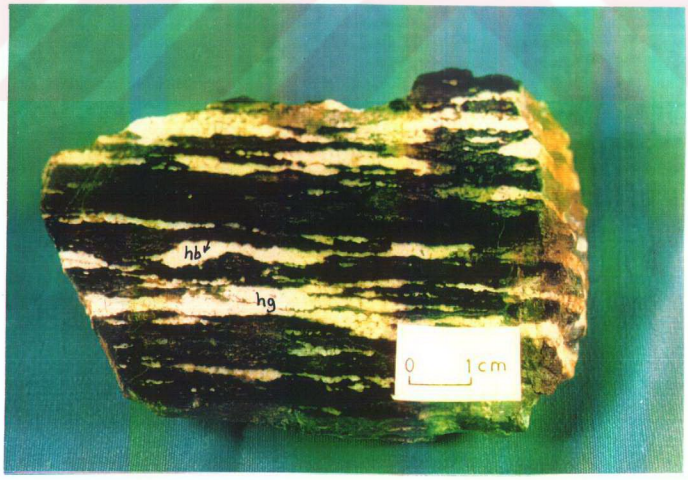
Şekil 10. Kop geçidi Cankurtaran civarından alınan amfibolit şistlerde bölgesel kıvrımlanma sonucu gelişen ondüleli yapının parlatılmış el örneğindeki görüntüsü.

Amfibolitler genelde ince taneli olup foliasyon ve lineasyonları az çok belirgindir. Koyu yeşil, siyahımsı yeşil, grimsi yeşil renklere sahip olan bu kayaçlarda amfibol minerallerinde belirgin bir şekilde yönlenme mevcuttur. Amfibol tanelerinin boyları 1-5 mm arasında değişir. Foliasyonları KD- GB doğrultulu olan bu kayaçların eğimleri 10-40° ile KB'ya doğrudur. Cankurtaran civarında 1-2 cm kalınlığa varan beyaz hidrogranat arabantları, 1-5cm kalınlığındaki yeşil renkli hornblend bantlarıyla ardalanırlar.

Güllüdağ civarında yüzeylenen amfibolitler de diğerleri gibi asit kayaçlar (tonalit, kuvarslı diyorit, granofir, vb.) tarafından kesilmişlerdir (Şekil 11). Geometrik olarak yuvarlağımsı bir stoğu andırırlar. Makroskobik olarak Kop geçidi civarındakiler ile hemen hemen aynı özellik sunarlar. Ancak bunlarda yeşil-beyaz (amfibolit-hidrogranat) bantlaşması daha belirgindir (Şekil 12). Bunlar da güneye doğru hem dünit, hem de harzburjitler üzerine bindirmişlerdir. Amfibolitler, üzerlerine bindirdikleri dünit, harzburjit ve lerzolitlerde tektonik olarak yapraklanmaya mineralojik olarak da serpantinleşmeye neden olmuşlardır. Bu bindirme hattı boyunca etkin tektonizmadan dolayı bol kırıklı, hatta yer yer de milonitik yapı kazanmışlardır (Şekil 13). Güllüdağ kuzey kesimlerinde küçük yamalar şeklinde bulunan (10x50 m'den, 20x100 m'ye kadar) kalkşist ve kloritşistlerle örtülürler.



Şekil 11. Güllüdağ civarında dünit (ρ_1) ile üzerine gelen harzburjitik kayaçlar (ρ_2). Tonalit ve kuvarslı diyoritlerle (σ_2) kesilmiş olan amfibolit şistler ültramafitler üzerine, Liyas (Li) ve hemen üzerindeki Malm-Alt Kretase (Jkra) yaşlı tortular da amfibolitler (şta) üzerine (güneye doğru) bindirmişlerdir (Fotoğraf doğudan batıya doğru çekilmiştir).



Şekil 12. Güllüdağ amfibolit şistlerindeki beyaz renkli hidrogranat ile koyu yeşil renkli hornblend bantlaşması (hg: hidrogranat, hb: hornblend).

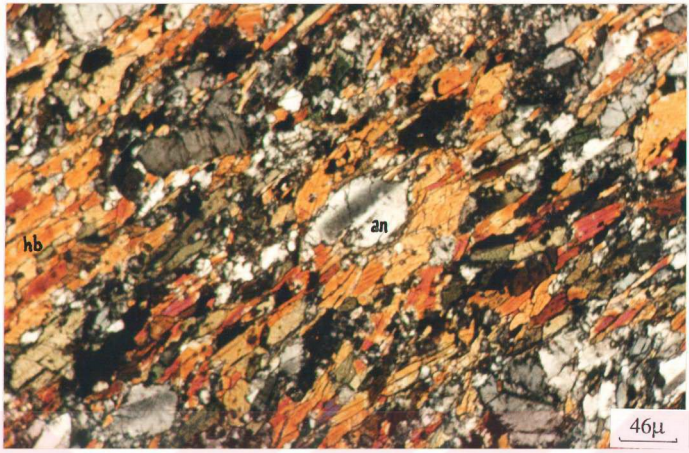
Şekil 13. Güllüdağ GB eteklerinde bindirme hattı boyunca amfibolit şistlerdeki bol kırıklı, ezikli ve parçalanmış (milonitik) yapı.
Fotoğraf batıdan doğuya doğru çekilmiştir (Şta: amfibolit şist, ρ2: serpantinize harzburjit).

Güllüdağ ve Kop geçidi civarında geniş bir alanda yüzeylenen amfibolitler dışında lerzolit ve harzburjit içinde küçük boyutlarda (5x20 ile 30x100 m) çok sayıda amfibolit mercekleri yer alır. Bunlar konum olarak ultramafik masifin hem kuzey, hem de güney sınırları boyunca yüzeylenirler. Arazi gözlemleriyle mercek/stok şeklindeki amfibolit kütlelerinde tane boyunun homojen olduğu, şistî yapının ve merceksi kütlenin uzun ekseninin KD-GB doğrultulu olduğu belirlenmiştir.

Amfibolitik kayaçlardan alınan çok sayıda örneğin belli bir kısmı ince kesit yapılarak incelenmiş, elde edilen bulgular şu şekilde toparlanmıştır:

Strüktür, genelde porfiroblastik, daha az oranda poikiloblastik ve idiyoblastik (Şekil 14).

Yeşil hornblend: Kayaç içerisinde modal olarak %23-62 oranında bulunur. Genellikle subotomorf fenoblastlar halinde olup yer yer posilitik olarak plajiyoklas ve piroksen içermektedir. Daima şistoziteye paralel olarak yönlenme gösterir. Bazı kesitlerde dış şekilleri korunarak piroksenlerin yerini kısmen veya tamamen almış olarak gözükür. Genellikle yeşil, mavimsi yeşil, kısmen kahverengimsi yeşil renkler içerirler (Dilinimleri arası açı 57°, uzantı,



Şekil 14. Amfibolitlerdeki porfiroblastik strüktür.
(hb: hornblend, an: andezin, K.no: 938, ÇN).

(+), 2Vx=70, sönme açıları c:Z=13-15°, Z yönünde yeşilimsi mavi, X yönünde soluk sarımsı yeşil).

Plajiyoklas: Modal olarak bazı kesitlerde çok az bazı kesitlerde de % 72'ye kadar bulunurlar. Subotomorf (yarı özşekilli) ve ksenomorf şekilli olup, normal zonlanma gösterirler. Cinsleri değişkendir. Güllüdağ civarındaki amfibolitlerde genelde albit (%8 An), Kop geçidi civarındakilerde genellikle oligoklas ve andezin (%16-35 An), Çırmıt Köyü güneyindeki küçük amfibolit mostralarında ise andezin (% 32 An) bileşimindedir.

Kuvars: Bir-iki kesitte çok az miktarda ksenomorf taneler halinde görülmüştür. Tamamen dalgalı sönme gösterir.

Hipersten: Çok az miktarda (modal olarak % 2) ve sadece bir kesitte görülmüştür (K.no: 934). (X=soluk kahve, Z=soluk yeşil olup dalgalı sönmelidirler c: Z=0°, 2Vx=50, uzanım (+).

Ojit: Hipersten ihtiva eden kesitte (934) modal olarak % 22 oranında bulunur. Genelde ksenomorf şekillidir c:Z=40-43°, 2Vz=30-50°, X=soluk yeşil, Z=grimsi yeşil).

Sfen: Bazı kesitlerde oldukça fazla (modal olarak % 2-3) bazı kesitlerde ise eser miktarda ve çok küçük taneler halinde bulunur. Subotomorf şekilli olup uzun eksenleri şistoziteye paralellik gösterir. Bol kırıklı ve dalgalı sönmelidir.

Zoisit: Bazı kesitlerde oldukça bol (K.no:1019, 1021). Bazı kesitlerde de çok az miktarda tespit edilmiştir. Bol bulunduğu kesitlerde otomorf olup bantlar oluşturacak şekilde birikim gösterir. (2Vz= 40-50°, uzanım (-), c: Z:0°).

Klinozoisit: Bir kaç kesitte zoisitle beraber görülmüştür (K.no: 388, 1019) uzanım(+), c:X=5-7° , 2Vz=75-80°.

Pistaşit: Özellikle kuvarslı diyorit sokulumlarına yakın alanlardaki amfibolitlerde plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak, kısmen de damar dolgusu şeklinde görülür.

Serisit: Bazı kesitlerde plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak ve daha çok Güllüdağ civarındaki amfibolitlerde bulunur.

Aktinolit: Rozet şeklinde (ışınsal) ve çok az miktarda hornblendlerin ayrışma ürünü şeklinde ve zeolitle beraber görülmüştür .

Heulandit: Az miktarda ve plajiyoklasların etrafında ayrışma ürünü olarak bulunurlar. Daha çok Çırmıt köyü güneyindeki amfibolit merceklerinde görülmüştür (2Vz= 40-50°, kırılma indisi kanada balzamınınkinden küçük).

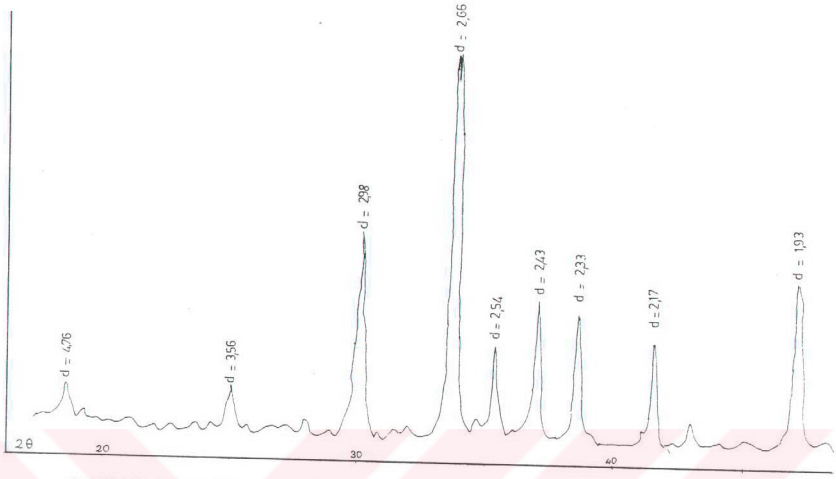
Klinoklor: Daha çok Kop geçidi civarındaki amfibolitlerde ve az miktarda tespit edilmiştir (K.no:1017, 1019).

Kalsit: İkincil olarak ve genellikle şistoziteyi kesen kırıklarda dolgu şeklinde bulunur.

Hidrogranat (Hibshit): Özellikle Kop geçidi ve Güllüdağ civarında yüzeylenen amfibolitlerde şistoziteye paralel çok uzun bantlar halinde (makroskobik olarak 5x0,1 cm'den 50x1cm'ye kadar) ve amfibol bantlarıyla ardalanmalı olarak bulunur. Mikroskopta genelde kirli beyaz, kahverengimsi kirli beyaz renklerde görülür, izotroptur. Bazen de plajiyoklasların etrafında onları sarmış olarak ve ayrışma ürünü şeklinde görülür. Yer yer kayaçta modal olarak 1/2'ye kadar bulunur. Cankurtaran civarındaki amfibolitlerdeki beyaz hidrogranat bantlarından alınan örneğin X-ışınları difraktometresi ile yapılan tayininde "hibshit" oldukları [31] belirlenmiştir (Şekil 15).

Manyetit: Ayrışma ürünü olarak çok az miktarda ve özşekilsiz olarak tespit edilmiştir.

Bütün bu verilere dayanılarak birime "Amfibolit" adı verilmiştir.



Şekil 15. Amfibolit içinde ve hornblendle ardalanmalı olarak bulunan (Şekil 12) "hibshit" in X-ışınları difraktogramı (Güllüdağ zirvesinin 200 m GB'sı).

Hem Kopgeçidi hem de Güllüdağ amfibolitlerinin üzerinde genelde yama şeklinde, bazen onlarla iç içe ve karmaşa halinde (genelde 5x10 m, en çok 20x100 m boyutunda) kloritşist, mikaşist ve kalkşistler yüzeylenir.

Kopgeçidi civarında kloritşist ile serizitşistler yağsı-sedef parıltılı ve ince şistoziteli olup birbirlerine girift halde bulunurlar (Şekil 16). Koyu yeşil, koyu mavi, koyu kahve, kirli beyaz renklerde olup, yer yer son derece ondüleli olan bu kayaçların taze şistozite yüzeyleri pürüzsüz ve çok kaygandır. Serizitşistler mikroskobik olarak porfiroblastik strüktüre sahip olup şu mineralojik özellikleri sunarlar:

Kuvars: Modal olarak %60-80 oranında bulunur. Ksenomorf şekilli, bol dalgalı sönmeli ve oldukça çatlaklıdır . Genelde bantlar oluşturacak şekilde yığışım gösterirler.

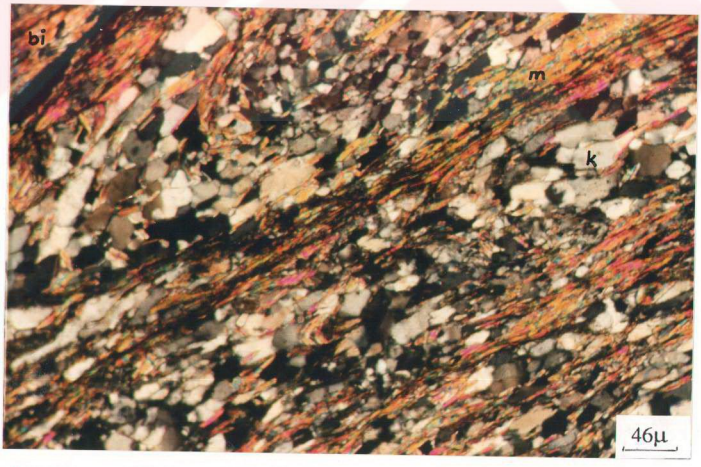
Muskovit: Çok küçük lameller halinde ve şistoziteye paralel uzanım gösterir.

Plajiyoklas: Tamamına yakını serizitleşmiş olarak %10-40 oranında bulunur.

Serizit: Plajiyoklasların ayrışma ürünü şeklinde ve bol miktarda bulunur.

Kalsit: Az miktarda, plajiyoklasların ayrışma ürünü halinde ve kırıklarda ikincil olarak bulunur. Mikaşistlerin (iki mikalı mikaşist, muskovitşist) mikroskobik özellikleri ise şöyledir; strüktür genelde lepidoblastiktir (Şekil 17).

Şekil 16. Kop geçidi yeni karayolları bakımevinin 50 m KD'sunda sedef parıltılı (beyaz renkli) serisit şist (ştsr) yağsı parıltılı (gri-yeşil) klorit şist (ştkl) beraberliği.



Şekil 17. Kop geçidi civarındaki mikaşistlerdeki lepidoblastik strüktür (k: kuvars, m: muskovit, bi: biyotit, ÇN, k. no: S.5).

Kuvars: Modal olarak % 50-70 oranında bulunur. Uzun eksenleri şistoziteye paralel olup bol dalgalı sönmelidir. Mika mineralleri ile ardalanma gösterir.

Albit: Bir kesitte (y-25) görülmüştür (%0,8 An). En çok % 5 oranında bulunur.

Biyotit: Yer yer eser, yer yer de % 20 oranında bulunur. Şistoziteye paralel lameller halinde, kahverengi pleokroik, yer yer kloritleşmiş halde görülür.

Muskovit: Modal olarak % 10-30 oranında bulunur. Kop geçidi, Karayolları bakım binasından kuzeye doğru gidildikçe mikaşistler içerisindeki mineralojik oranları artmaktadır.

Serizit: Az miktarda ve plajiyoklasların ayrışma ürünü şeklinde bulunur.

Zirkon: Bir kesitte tek bir küçük kristal halinde görülmüştür (k. no: S.5).

Ayrıca sözkonusu metamorfitler içerisinde yer alan diğer metamorfik kayaçlar ve parajenezleri şu şekildedir:

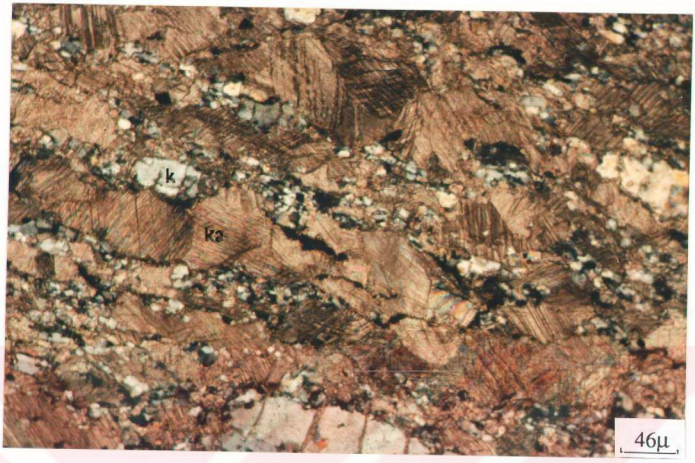
Muskovit-Klorit-Epidot-Kuvars-Serizit Şist: Granoblastik strüktürde, yer yer lepidoblastik strüktürde ve kuvars başta olmak üzere muskovit, kloritleşmiş biyotit, epidot ve serizitleşmiş plajiyoklas içerirler.

Diyabaz dayklarına yakın alanlardaki şistlerde kontakt metamorfizma ürünü olarak şistozitede kaybolma mevcuttur. İkincil olarak kuvars, kalsit, epidot ve prehnit damarcıkları da bu kontaklara yakın şistlerde izlenmektedir.

Klorit-kuvars şistlerde de hakim mineral yine kuvars olup daha az oranda klorit, serizit ve demiroksit mevcuttur.

Güllüdağ mevkiinde de, Kop geçidi civarında yüzeylenen mikaşist ve serizit şistler mevcuttur. Ayrıca, Kop geçidi civarında yüzeylenmeyen kalkşistler, Güllüdağ KD'sunda küçük mostralar halinde yüzeylenir (Kesit no: 383). Açık kahve, sarımsı kahve, bej, yer yer de gri renklerinde yüzeylenen bu metamorfitlerin de genel şistozitesi KD-GB doğrultulu olup, diğer metamorfitlerle uyum sağlarlar. Mikroskobik özellikleri ise şöyledir;

Genelde granoblastik, kısmen porfiroblastik (Şekil 18).



Şekil 18. Güllüdağ KD eteklerinde dar bir alanda yüzeylenen kuvars-kalkşistlerde granoblastik strüktür (ka: kalsit, k: kuvars, TN, K. no: 383).

Kalsit: Modal olarak % 80-85 oranında, tamamen kristalli yapıda ve bantlar oluşturacak şekilde yönlenme gösterir.

Kuvars: Modal olarak % 10-15 oranında bulunup geniş yüzeyleri şistoziteye paraleldir. Genelde küçük ksenomorf taneler, yer yer fenoblastlar halinde olup bol dalgalı sönmeli kristallerden oluşurlar.

Albit: (% 07-10 An) az miktarda (en çok %5) ve serizlitleşmiş olarak görülür.

Klorit: Ayrışma ürünü şeklinde ve çok az miktarda tespit edilmiştir.

Kuvars-kalkşistin ilksel kayacı kuvarso-kalkerli bir tortul taş olup yeşil şist fasiezinde metamorfizmaya uğramıştır.

2.2.2.2 Mesozoyik

2.2.2.2.1.Jura

2.2.2.2.1.1. Liyas

2.2.2.2.1.1.1. Volkanit Arakatkılı Kumtaşı, Kiltaşı ve Marn

Çalışma alanının kuzeyinde, Kopköy civarı, Bayramhoca Tepesi kuzeyi, Kanlıcaderenin kuzey ve güney yamaçlarında, Coşandağın 1 km kuzeyinde toplam 20 km^2'lik bir alanda (inceleme alanı içerisinde) yüzeylenirler.

Liyas adı altında incelenen bu birim volkanik ara katkılı kumtaşı, kiltaşı, marndan oluşup, altta bulunan metamorfitler üzerine açısal uyumsuzlukla oturur. Söz konusu bu birim Ağar [7]'ın Demirözü civarında tanımladığı Hamurkesen formasyonuna karşılık gelir. Ancak Demirözü civarında bu birim altta Trias tortuları üzerine uyumlu olarak oturur. Bazı yazarlarca [9 ve 11] Bayburt'un güney ve güneydoğusunda üye bazında incelenmiştir.

Arazide Liyas yaşlı kayaçlar, Pulur metamorfitleri olarak bilinen kayaçlar üzerine taban konglomerası ile oturur. Korkmaz [9] tarafından Dikmetaş üyesi olarak adlandırılan bu konglomera seviyesi en iyi olarak Dikmetaş köyü (arazi dışında) dolaylarında yüzeylenir.

Çok sıkı çimentolu granit, şist, kuvarsit çakıllarından oluşan taban konglomerası gri-alacalı, pembemsi-alacalı renklerde olup çakıllar genelde yuvarlağımsı kısmen de yarı köşelidir. Çimento çok silisli olup, tane boyunda üste doğru belirgin bir incelme görülür. Toplam kalınlığı 25-30 m olan taban konglomerası üzerine orta-ince tabakalı kumtaşları ve 5-10 m kalınlığında çok ince tabakalı kumlu kiltaşları ve daha üste doğru da deformasyon izlerini oldukça fazla taşıyan bol kırıklı yeşilimsi-gri marnlar gelir (Şekil 19). Toplam kalınlıkları 30-40 m olan bu killi marnlı seviye üzerine tekrar kırıntılı fasiyesin egemen olduğu ve bir kaç yüz metre tekrarlanan kumtaşı, kiltaşı, çakıltaşı çok az oranda ve en çok bir kaç on cm kalınlığında tabakalı olarak tüfit, kalın tabakalı aglomera seviyeleri orta ve üst kısımlara doğru kendini gösterir. Yer yer dasit, andezit, bazalt daykları ile (Kanlıcadere kuzey yamaçlarında) yer yer de diyabaz dayklarıyla (Kopköyü 300 m batısı) kesilmişlerdir. Bu alanlarda oldukça sert topografya sunan bu magmatitler bir kaç on m. çapında kafalar şeklinde hemen hemen D-B doğrultusunda dizilim gösterirler.

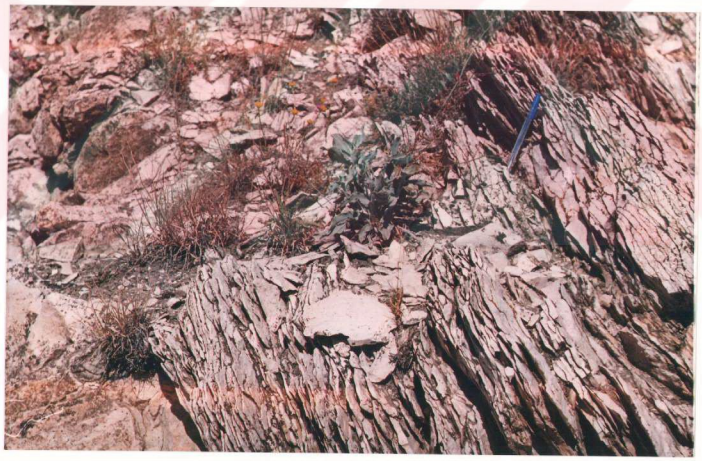
Tüfitler ve aglomeralar orta-üst seviyelerde hakim olup genellikle kumtaşları ve silttaşlarıyla ardalanmalıdırlar. Tüfitler çok ince tabakalı olup istif içindeki tekrarında en çok 1m. kalınlığa sahiptir. Aglomeralar tüfitlere nazaran çok daha az tekrarlı olup her ikisi de

koyu yeşil, gri, koyu gri tonlarındadırlar. Makroskopik olarak bolca kloritleşmiş, silisleşmiş, kalsitleşmişlerdir. Aglomera çakılları genellikle köşeli olup daha çok volkanik kayaçlardan kısmen de metamorfik çakıllardan oluşurlar. Aglomerada bağlayıcı madde son derece kloritleşmiş olup kuvars kristalleri, kloritleşmiş biyotit, albit mikrolitleri, kaolenleşmiş feldispat, kloritleşmiş amfibol, opak mineral, ikincil kalsit ve kalsedon içerirler. Ayrıca kuvarsların bol dalgalı sönme göstermesinden oldukça fazla tektonik etkilere maruz kaldıkları anlaşılır.

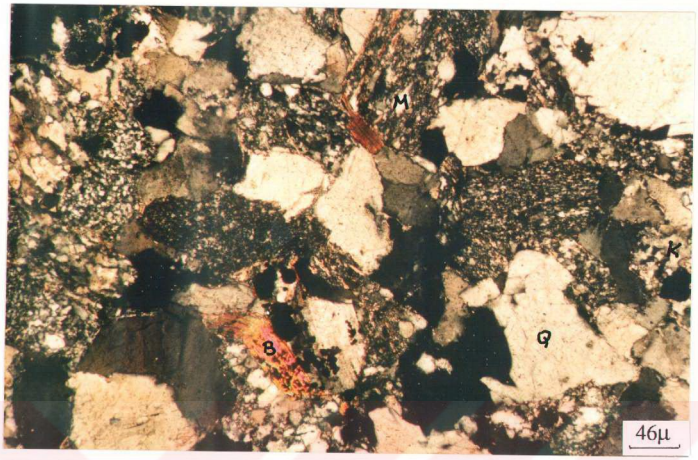
Sözkonusu birimden alınan kumtaşı örneklerinin ortak mikroskopik inceleme sonuçları şöyledir:

Bağlayıcı malzeme kalsit ve ikincil kuvarstan ibaret olup bileşenlerin tamamı köşelidir (Şekil 20).

Kuvars, sıkça dalgalı sönmeli olup kayaç içerisinde %10-30 oranında serbest taneler halinde bulunur.



Şekil 19. Toplu Kom'un 500 m kuzeyindeki Liyas yaşlı ince tabakalı kumlu kiltaşları.



Şekil 20. Liyas yaşlı kumtaşlarının mikroskobik görünümü (ÇN, K: kuvarsit kırıntısı, Q: kuvars, B: biyotit, M: mikaşist kırıntısı).

Plajiyoklas: %8-12 oranında subotomorf ve ksenomorf şekilli, kısmen zonlu ve dalgalı sönmeli özelliklidir. Cinsleri oligoklastan labradora değişir. Oldukça fazla kalsitleşmiş, serizitleşmişlerdir.

Ortoklas: %2-7 oranında, bol kırıklı ve yer yer kaolenleşmiş olarak bulunur.

Pertit: Bir-iki kesitte az miktarda görülmüştür.

Litik tane olarak: Gnays (en çok % 2), kuvarsit % 5-20, granit (%3-8), bazalt (en çok %3), mikaşist, diyabaz, andezit ve granofir taneleri gözlenmiştir.

Liyas yaşlı bu volkano-tortul seri kendisinden daha genç ve daha güneyde bulunan Malm-Alt Kretase yaşlı tortul kayaçlar üzerine bindirmiştir.

Ketin [1] Bayburt Yöresinde Liyas yaşlı kayaçlarla Malm yaşlı kireçtaşları arasında açısal bir uyumsuzluğun varlığını belirtmiştir. Wedding [3], Kelkit dolayında Liyas yaşlı kayaçların Malm yaşlı kireçtaşlarına kadar kesintisiz devam ettiğini belirtmektedir. Keskin ve diğerleri [11], Bayburt güneyinde metamorfitler üzerinde başlayan istifin Alt Kretase sonuna kadar devam ettiğini tespit etmişlerdir.

İnceleme alanında dar bir alanda yüzeylenen Liyas yaşlı istifin üst sınırlarını detaylı olarak gözleme imkânı olmamıştır. Zira bu konu çalışmanın asıl amacı dışındadır. Dolayısıyle bu konuda daha önce yapılan çalışmalar benimsenmiştir. Saha içerisinde Bayramhoca Tepesi, Coşandağı ve Coşan Komu doğusunda Malm-Alt Kretase yaşlı tortullarla dokanağının tektonik olduğu görülmüştür. Yukarı Kopköyü doğusunda Liyas yaşlı istif daha genç olan Miyosen tortullarıyla açısal uyumsuzlukla üstlenmişlerdir.

Alınan jeolojik kesitlere göre liyas yaşlı tortul-volkanik kayaçların en az 330 m kalınlığında olduğu belirlenmiştir. Ancak üst sınırının tektonik olması nedeniyle kalınlığının çok daha fazla olacağı aşikârdır. Bu birimin kalınlığı Ağar [7] tarafından Dömirözü civarında 220 m, Keskin ve diğerleri [11] tarafından Bayburt güneyinde 1200-1500 m. arasında ölçülmüştür.

Hamurkesen formasyonu olarak bilinen birimin üst seviyelerinden alınan örneklerin paleontolojik incelemeleriyle şu bulgular elde edilmiştir;

Pelecypoda kavkı parçaları
Echinid plak ve dikenleri
Ostracoda
Alg

Bu fosiller Liyas yaşını kesin belirleyecek fosiller olmamakla birlikte litolojik diğer özellikler Ağar [7] ve Keskin ve diğerleri [11]'nin yaptığı tanımlamalarla uyum içerisindedir. Ağar [7], Demirözü civarında aynı birime ait şu fosilleri tespit etmiştir:

Pleurotomaria cf. *amalther* QUENSTED
Phycodoceras taylori SOWERBY
Polyplectus kurianus APPEL
Phylloceras frondusum REYNES
Rhacophyllites limatus ROSENBERG

Bu fosillerden hareketle formasyona Orta Liyas yaşı verilmiştir. Ayrıca tüfit seviyeleri içerisinde "*Paltechioceras aureolum* BUCKMANSİMPSON" ve "Belemnites sp" makrofosillerinden hareketle birime Üst Sinemuriyen yaşını vermiştir.

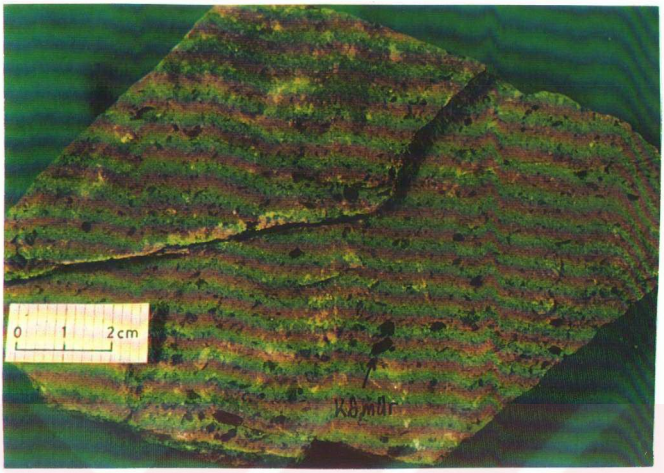
Keskin ve diğerleri [11] sözkonusu birim içerisindeki kırmızı kireçtaşlarında şu faunayı saptamışlardır:

Formasyonun alt seviyelerini oluşturan kırıntılı tortullar daha çok ültramafitlere yakın olan kısımlarda kendini gösterir (Aravans köyü civarı, Gurri tepe Akdağ güneyi etekleri). Bu kırıntılılar genellikle yeşilimsi-morumsu kahve renklerde olup üste doğru ince tabakalı (3-5 cm) yeşil-bordo renkli marnlı seviyeler ile ince tabakalı kireçtaşı seviyeleri içerir. Genelde kırıntılıların hakim olduğu bu alt seviyeler üste doğru yerini marn ve kireçtaşlarının hakim olduğu karbonatlı seviyelere bırakırken renkte de oldukça fazla açılma olur (Şekil 21).

Şekil 21. Akdağ tepesi doğu yamacında Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları (Fot. doğudan batıya doğru çekilmiştir).

Orta ve üst seviyelerde karbonatlıların hakim olmasına rağmen yer yer de silttaşı, kumtaşı, hatta toplam kalınlığın 50 cm'ye varan pembemsi kaba taneli kumtaşları da içerirler (Büyüktoplu tepe güney yamaçları).

Kopdağı mevkiinde, Bayburt-Aşkale yolunun güneyinde dere içerisinde sözkonusu birime ait bol bitki kırıntılı koyu yeşilimsi gri renkli kumtaşları tespit edilmiştir (Şekil 22). İnce-orta (2-10 cm) tabakalı olan bu yapılar kuzeye doğru eğimlidirler. Üst seviyelere doğru karbonatların artmasına (renkte açılmaya) paralel olarak çört bant ve yumrularında da artış görülür. Akdağ civarında (Şekil 23), Kop köyü kuzeyindeki tepelerde, Küçüktoplu tepe ve Süphandağı civarındaki kireçtaşlarında tabakalara paralel en çok 3-5 m boyunda 5-15 cm kalınlığında çört bantları içerirler. Özellikle Kopdipi Komu kuzeyinde Sarıkaya tepe mevkiindeki kireçtaşları (Sahanın kuzeyinde) son derece deforme olmuş ve bol kıvrımlıdırlar. Bu özellikleriyle diğer kayaçlardan kolayca ayrılan bu kireçtaşları oldukça fazla küçük ve büyük ölçekte faylarla kesilmişlerdir.



Şekil 22. Kopdağı Güneyinde dere içerisinde Malm-Alt Kretase yaşlı kumtaşları içerisinde kömürleşmiş bitki kırıntıları.

Şekil 23. Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları içerisinde çört bandı (Akdağ doğu yamacı).

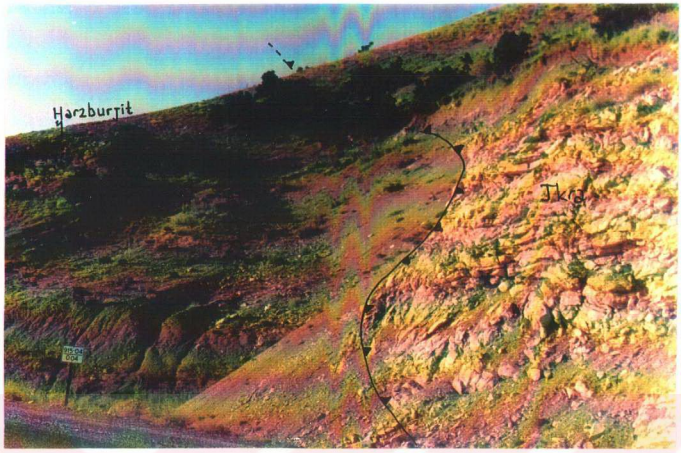
Yapılan arazi gözlemlerinde bu birimin ültramafitlerle olan dokanağında taban konglomerasına rastlanılmadığı gibi son derece faylı, ezikli bir kontak oluşturdukları, ültramafitler ve mafitler üzerine itilmiş oldukları görülmüştür.

Hatta bazı yerlerde önemli delil olarak (Örn: Akdağ ve Küçük Akdağ) klip şeklinde mostralar da verirler (Şekil 24).

Şekil 24. Akdağ tepede harzburjitler üzerine bindirmiş klip şeklindeki Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları.

Akdağ civarında yapılan çalışmalarda orta kalınlıkta gri-bej renkli çörtlü kireçtaşlarının harzburjitler üzerinde olduğu ve dokanaklarında transgresyonu ifade eden bir delil (taban konglomerası gibi kırıntılılar) olmadığı gibi herhangi bir sokulum esnasında doğabilecek pişme izlerine (kontak metamorfizma) de rastlanılmamıştır (Şekil 25).

Hem güney ve hem de kuzey sınırları tektonik olan Malm-Alt Kretase yaşlı kayaçlar Aravans köyü ve Güllüdağ kuzeyinde Dencik köyünün 1-2 km batısında asit kayaçlar üzerine (güneye doğru) bindirmişlerdir. Küçükgüllüdağ, Egemetal şantiyesinin batısında, Kandiltaşın 1-2 km batısında, Gurri tepesinin 1 km güney doğusunda ve Dencik köyü civarında Harzburjitler üzerine bindirmişlerdir. Karatepe ve Kılıçtaş tepe civarında dünitler üzerine Göller Kom ve Kırkpınar tepesinin 500 m güneyinde de Üst Kretase üzerine Kopdibi mahallesinin kuzeyinde de Miyosen tortuları üzerine (güneye doğru) bindirmişlerdir (Şekil 26). Kandiltaşın 500 m güneyinde bindirme hattı boyunca karbonatlı kayaçlar içerisin-



Şekil 25. Akdağ güneyinde Malm-Alt Kretase kireçtaşları ile Harzburjit dokanağı.

Şekil 26. Kopkomu kuzeyinde yol yarmasında Malm-Alt Kretase kireçtaşlarının güneye doğru Miyosen yaşlı konglomeralar üzerine bindirmesi (ve bindirme ile kireçtaşlarında fay boyunca gözlenen bükülmeler). (Fotoğraf batıdan doğuya doğru çekilmiştir. Yer: Sarıkaya tepesi güney etekleri yol yamacı).

de kristalize kireçtaşı ve mermerler yer alır. Bunların kataklastik dokuda olmalarından hareketle muhtemelen bindirme sırasında oluştukları düşünülebilir. Yine bu civarda oldukça büyük kireçtaşı parçalarının (50x100 m) serpantinize harzburjitler içinde blok şeklinde bulunmalarından hareketle bunların klip oldukları kanısına varılmıştır (Tıpkı Akdağ tepedeki gibi).

Sözkonusu Malm-Alt Kretase yaşlı kayaçların kuzey sınırı da, daha önce belirtildiği gibi, tektonik olup, daha kuzeyde bulunan Liyas yaşlı birimler güneye doğru bu kayaçlar üzerine bindirmişlerdir. Bindirme hattının eğimi genelde KB'ya doğru olup açısı 50-70 derece arasında değişmektedir. Ancak Coşan Kom KD'sunda ve Coşan dağı kuzey batısında bu tektonik sınır hemen hemen düşey bir faya karşılık gelip, Kuzeydeki Liyas yaşlı kayaçlar izafi olarak yükselmişlerdir.

Bölgede Dogger'in varlığı tartışmalıdır. Ketin [1] Bayburt civarında Malm yaşlı tortuların Liyas üzerine açısal bir uyumsuzlukla oturduğunu belirtir. Keskin ve diğerleri [11] Pulur civarındaki çalışmalarında Liyasta başlayan çökelmenin Doggeri de içine alarak hiç kesintisiz Alt Kretase sonuna kadar devam ettiğini tespit etmişlerdir. Ancak saha içerisinde Liyas ile Malm-Alt Kretase kayaçlarına ait sınırın tamamen faylı olduğu görülmüştür.

Yine alınan sistematik numunelerden hereketle Dogger'e rastlanılmaması şu dört yorumu doğurur:

1. Çalışma alanında Dogger hiç çökelmemiş olabilir (Ketin [1]).
2. Dogger, Malm öncesinde erozyonla aşınmış olabilir.
3. Dogger, kırıntılı fasiyeste gelişebilir ve fosil içermeyebilir.
4. Tektonik olarak faylanmalardan ve bindirmelerden dolayı örtülmüş ve görülememiş olabilir.

Birinci görüşün oldukça zayıf olması gerekir ki Keskin ve diğerleri [11], bölgede Doggeri tespit etmişler. İkinci görüşe gelince her ne kadar aşınmış ise de mutlaka bir izine rastlamak gerekir. Üçüncü görüş biraz daha mantıklı görülmektedir. Kırıntılı fasiyeste gelişirse Liyas üzerine gelebilecek Dogger, Liyasa dahil edilmiş olunabilir. Çalışma alanında dördüncü görüşe göre üst üste bindirmelerle Doggerin sıyrılmış ve görülemez durumda olabileceği söylenebilir.

Taslı [32], Bayburt civarındaki çalışmasında Doggerin kırıntılardan oluştuğunu, Liyas yaşlı olarak bilinen kayaçların üst seviyelerinde olabileceğini ancak fosil verebilecek durumda değil, kırıntılı bir fasiyesi temsil ettiğini belirtir. Dolayısıyle, Dogger'in kuzeybatıda

oldukça belirgin olup arazide gözükmemesi bunun varlığından ziyade yayılımını tartışma konusu yapmaktadır.

Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kayaçların içerisinde yer alan kumtaşlarından (Şekil 27) alınan örneklerin ince kesit analiz sonuçları şöyledir:

Çimento mikritik, yer yer sparitik karakterdedir. Kayaç parçaları genelde yarı yuvarlağımsı, kısmen köşeli ve yuvarlak olup bolluk sırasına göre şu özellikleri sunarlar:

Şekil 27. Büyüktoplu T. 1 km güney batısında (örnek no:1103) alınan kumtaşının mikroskobik görünümü (Ç: bağlayıcı mikritik çimento, G: granofir çakılı, B: bazalt çakılı, K: kuvarsit çakılı, ÇN).

Bazaltik kayaç çakılları: Kumtaşları içerisinde modal olarak %5-25 oranında bulunup genelde flüidal kısmen mikrolitik porfirik strüktür gösterirler. Oldukça fazla kloritleşmiş, zeolitleşmiş ve yer yer de albitleşmişlerdir. Plajiyoklasların cinsi albit-labrador arasında değişmektedir. Ferromagnezyen minerallerin cinsleri tespit edilememiştir.

Granit parçaları: Taneli yer yer yazı strüktüründe olup genelde kaolenleşmişlerdir. Diğer kayaç kırıntılarına nazaran daha fazla yuvarlaklaşmışlardır. Bol dalgalı sönme gösteren kuvars, ortoklas, plajiyoklas ve az miktarda da mikroklin ve biyotitten oluşurlar.

Metamorfik kayaç kırıntıları: Bunlar kuvarsit, gnays, iki mikalı şist, fillat çakıllarından oluşurlar.

Granofir kırıntıları: Sadece bir kesitte (K.no: 1103-A) bir kaç kırıntı halinde görülmüştür.

Tortul kayaç kırıntıları: Hem kumtaşı, hemde kireçtaşı kırıntılarından oluşurlar.

Serbest mineraller:

Kuvars: Kayaç içinde serbest minerallerin yarısından fazlasını oluşturur; tamamen dalgalı sönmeli ve bol kırıklıdır.

Plajiyoklas: Genelde andezin karakterli olup kısmen zonlanma gösterirler

Ortoklas: Az miktarda, oldukça fazla kaolenleşmiş taneler halinde bulunur.

Ferromagnezyen mineral: Bol kloritleşmiş kristaller halinde olup cins tayini yapılamamıştır.

Opak mineral: Tamamen manyetitten oluşur.

Ağar [7], Kelkit-Demirözü civarında Hozbirikyayla formasyonu adı altında incelediği bu birim içerisinde şu makrofosilleri tespit etmiştir:

Berriasella praecox SCHEUR'LEN,
Berriasella callisto D'ORBIGNY,
Berriasella carpathica ZİTTEL
Barriasella callistoides BEHR

Mikrofosil olarak da;

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISH
Radiolaria sp.,
Ammodiscus sp. ve Alg

Buna göre birime Kimmericiyen-Berriasiyen yaşını vermiştir.

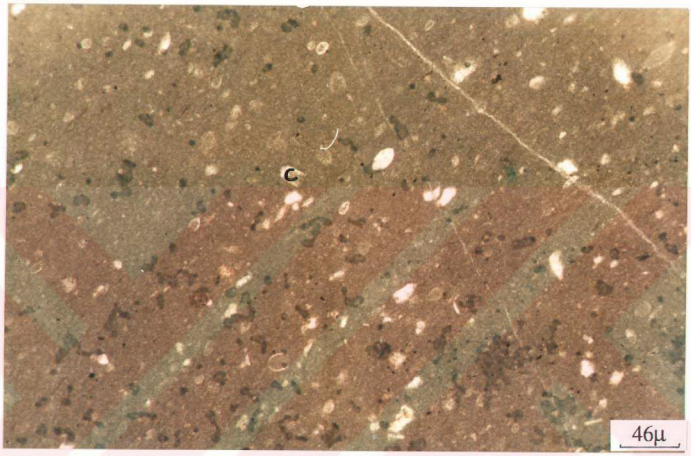
Keskin ve diğerleri [11], Bayburt civarında yaptıkları çalışmalarda şu fosilleri belirlemişlerdir:

Protopeneroplis striata WEYNSCHENK
Conicospirillind basiliensis MOHLER
Pseudocyclammina lituus YOKOHAMA

Trocholina alpina LEUPOLD
Calpionella elliptic a LORENZ
Tintinopsella carpathica MURG-FILIP

Buna göre birime Dogger-Malm-Alt Kretase yaşını vermişlerdir.

Karbonatlı kayaçlarda yapılan paleontolojik tayinlerde şu bulgular elde edilmiştir (Şekil 28):



Şekil 28. Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının mikroskobik görünümü (Bayramhoca tepe civarı, K.no: 1054, TN, C: *Calpionella alpina* LORENZ).

Calpionella alpina LORENZ
Trocholina alpina LEUPOLD
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK

Stratigrafik ayırtman olan bu mikrofosiller yanında,
Radiolaria
Saccacoma sp.
Textularia sp.
Ostracoda
Pelecypoda kavkı parçaları
Bryozoa
Mavi-yeşil alg onkoidleri
Hydrozoa
Sünger spikülleri

Ekinit plakaları da ayrıca tespit edilmiştir.

Bütün bu bulgulardan hareketle birime Malm-Alt Kretase yaşı verilmiştir (tayinler Dr. Kemal TASLI tarafından yapılmıştır).

Birimin kalınlığına gelince daha önceki araştırıcılar değişik yörelerde değişik kalınlıklar tespit etmişlerdir.

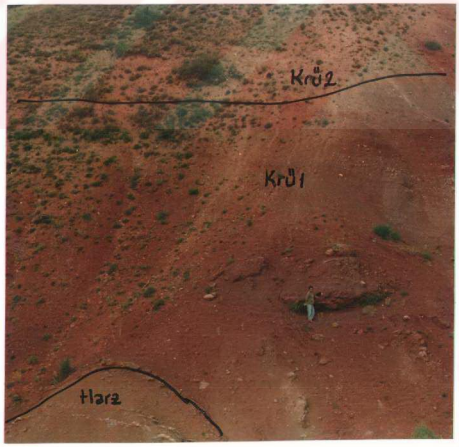
Ağar, aynı birimin tip kalınlığını 182 m olarak, Keskin ve diğerleri 600-800 m ölçmüşlerdir. Ancak alınan jeolojik kesitlerden bu birimin saha içerisindeki kalınlığı 650 m olarak ölçülmüştür.

2.2.2.2.2. Üst Kretase (Krü)

Genellikle çalışma alanının güneyinde kısmen de kuzeyinde yüzeylenirler.

Çalışma alanının kuzeyinde birkaç km^2'lik bir alanda yüzeylenen Üst Kretase Keskin ve diğ. [11]'nin Bayburt civarındaki Çatıksu formasyonunun saha içerisindeki karşılığıdır.

Kuzeyde tamamen tektonik dokanaklı olan bu kayaçlar Karasu güneyinde Harzburjitler üzerine uyumsuz olarak taban konglomerasıyle otururlar (Şekil 29).



Şekil 29. Karasu çayı güneyinde Kösekomu köyü 500 m batısında serpantinleşmiş harzburjit ile Üst Kretase yaşlı tortul kayaçların dokanağı (Fotoğraf batıdan doğuya doğru çekilmiş olup eğimler güneye doğrudur).

Sahada Üst Kretase litolojik olarak genelde iki grup kayaçtan oluşur. Bunlardan birincisini en altta olan kırmızı renkli konglomera ve kumtaşları, ikincisini de daha üst seviyelerde bulunan ve yer yer kum ve siltaşı içeren kireçtaşları oluşturur.

2.2.2.2.2.1. Kırmızı-Gri Renkli Konglomera ve Kumtaşları (Krü1):

Üst Kretase yaşlı tortul kayaçların taban kısmındaki kırmızı-gri renkli kırıntılı tortul kayaçlar daha çok arazinin güney kısmında Çırmıt köyü güneyinde, Bacavut ve 1 km güney doğusunda, Gürkaynak'ın 500 m kuzeyinde, Özler, Kurtmahmut ve Gafurefendi köyleri civarında yüzeylenirler.

Kuzeyde ise, ültramafiklerin kuzeyinde Abide, Göller Komu ve Sıçankale civarında dar bir alana sıkışmış olarak yüzeylenirler.

Karasu çayı güneyinde Üst Kretasenin kırıntılı tortulları altta bulunan harzburjitler üzerine uyumsuz olarak otururlar. En alt seviyelerde çok iri bloklarla beraber çok kötü dereceli olarak başlayan kırmızı renkli konglomeralar üst seviyelere doğru yerini kumtaşlarının hakim olduğu seviyelere bırakırlar. Yine alt seviyelerde tabaka yapıları belli belirsiz (nispeten çok kalın tabakalı) iken üst seviyelere doğru hem tabaka sınırları netleşir hemde tabaka kalınlığında azalma görülür.

Taban konglomerası, çapları 1-50 cm arasında değişen manyezit, harzburjit, amfibolit, mikaşist, gabro diyorit, trondhjemit, piroksenit, serpantinit ve Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı çakılları içerir. Çakılları yarı köşeli ve bağlayıcı malzemesini genelde kum boyutundaki malzemelerin oluşturduğu bu konglomeralar genelde bordo, kırmızı, vişne çürüğü yer yer de gri renklerdedirler (Şekil 30-31).

Abide kuzeyindeki gri renkli kum taşları içerisinde sil şeklinde vaküoler bazaltlar yer alır. Bunlar genelde prizmatik debili olup, kolon yapıları tortul kayacın tabaka yüzeyine dik olarak bulunur. Kontaklarda çok hafif bir yanma izine rastlanılmıştır.

Göller komu civarındaki kırmızı renkli kırıntılı tortullar ile harzburjitlerin dokanağı tektoniktir. Bu civardaki kırıntılıların toplam kalınlıkları çok daha az olup tabaka yapıları son derece bozulmuş, parçalanmıştır. Kumtaşı örneklerinin mikroskopik analiz sonuçları şöyledir;

Çimento sparitik ve yer yer mikritik olup kayaç kırıntıları ve mineraller nispeten yuvarlak, kısmen köşelidir. Bileşenler (ortalama olarak);

Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı çakılları: Bunlar daha çok ültramafik kütlenin kuzeyindeki kumtaşlarında görülmüşlerdir. Bu bölgedeki kumtaşlarında modal olarak % 30'a kadar (k.no: 1102-A) bulunmasına rağmen, ortalama % 10-20 civarında bulunurlar (Şekil 32). Karasuçayı güneyindeki kumtaşlarında ise en çok % 5 oranındadırlar.

Serpantinit (veya Harzburjit) kırıntıları: Oldukça köşeli olup daha çok Karasuçayı güneyindeki kumtaşlarında (% 3) ve daha az olarak da (% 1'den az) kuzey zondaki kumtaşlarında bulunurlar.

Spilitik (bazaltik) kayaç kırıntıları: Mikrolitik strüktürde iyi yuvarlanmış spilit kırıntıları kuzey ve güney zonda ortalama olarak %2 oranında bulunurlar.

Granit kırıntıları: %3-4 oranında ve daha çok kuzey zon kumtaşlarında bulunurlar.

Metamorfik kayaç kırıntıları: Değişik türde gnays, mikaşist, kuvarsit, mermer kırıntılarından ve amfibolitlerden meydana gelip kuzey zonda ortalama % 10-22 güney zonda % 5 oranında bulunurlar.

Diyabaz kırıntıları: % 1-2 oranında kuzey zonda, nadiren güney zonda bulunur.

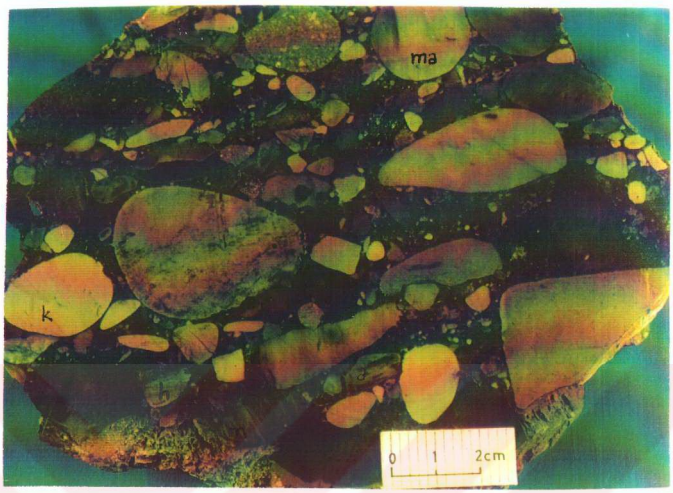
Kuvars: Serberst halde yarı yuvarlanmış, dalgalı sönmeli, bol kırıklı olarak, en çok % 5 oranında bulunur.

Kavkı parçaları: % 6'ya kadar kuzey zondaki, % 10-15'e kadar da güney zondaki kumtaşlarında bulunur.

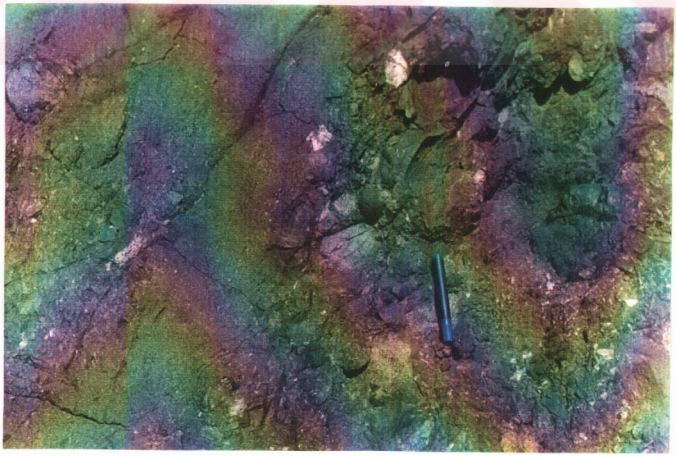
Ayrıca serbest mineral olarak % 1-4 kaolenleşmiş ortoklas, % 1-3 plajiyoklas, % 1-2 biyotit, nadiren opak mineral (manyetit) içerirler.

Sözkonusu kırıntılı kayaçlar Çarkakdağ civarındaki Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının tabanında tektonik nedenlerden dolayı görülmezler.

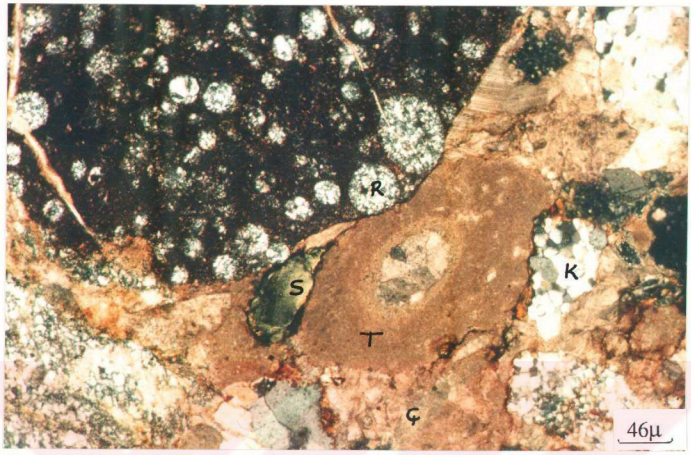
Tabandaki konglomeraların yaklaşık kalınlığı 14 m olup en iyi şekilde Gafurefendi köyü 300 m batısında dere içerisinde görülmüştür. Bunları hemen hemen aynı kalınlıkta ve aynı renkte kumtaşları üstler.



Şekil 30. Şekil 29'daki kırıntılı tortul kayaçların tabanındaki kırmızı renkli taban konglomeralarının (Krü1) yakından görünüşü (h; harzburjit, k; jura kireçtaşı, a; amfibolit, m; metamorfik kayaç çakılı, ma; manyezit).



Şekil 31: Abide civarında Kop karayolları bakımevinin 100 m KD'sunda yol yarmasında yüzeylenen Üst Kretase yaşlı kumtaşı ve konglomeralar.



Şekil 32. Göller komu 500m batısından alınan (örnek no 1102-A) Üst Kretase (Krü1) örneğinin mikroskoptaki görünümü.
(T: Tortul kayaç kırıntısı, K: Kuvarsit kırıntısı, S: Serpantin minerali R: Radyolarit kırıntısı, Ç: Sparitik çimento, ÇN).

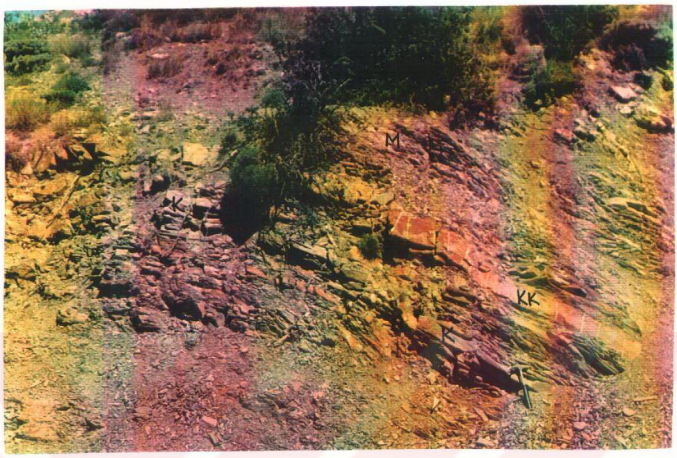
2.2.2.2.2.2. Gri-Bej Renkli Kumlu Kireçtaşı (Krü2)

Haritada da genelde doğu batı doğrultusunda uzanım gösteren Üst Kretase yaşlı bu karbonatlar Karasu güneyinde yaklaşık 25 km boyunda 4-5 km eninde bir alanda yüzeylenirler. Altta bulunan ve aynı yaştaki kırıntılı tortullar üzerine oturan bu karbonatlar içinde yer yer kumtaşı, yer yer de kireçtaşı ve marn seviyeleri mevcuttur.

Genellikle ince orta tabakalı, bej, sarımsı kahve renkli kumlu kireçtaşları ve yeşilimsi renkli ince tabakalı kumtaşları ile gri renkli marn ardalanması şeklinde görülürler (Şekil 33). Ültramafik masifin kuzeyindekiler, güneyindekilere nazaran daha fazla kumlu seviyeler içerirken yine onlara nazaran daha koyu renklidirler.

Çalışma alanındaki Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarıyla olan dokanağı faylı olmakla birlikte onlara nazaran daha az bir deformasyon gösterirler.

Ağar [7] Demirözü civarında yaptığı çalışmada Üst Kretase yaşlı tortuların olmadığını belirtmiştir. Keskin ve diğ.[11] Üst Kretase yaşlı bu birimin Bayburt güneyinde Dogger-Malm-Alt Kretase ve yer yer de Liyas üzerine açısal uyumsuzlukla oturduğunu belirlemiştir.



Şekil 33. Göller Komu batısında Üst Kretase yaşlı kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ardalanması. (K: Kumtaşı, KK: Kumlu kireçtaşı, M: Marn

Çalışma alanının kuzeybatısında Çarkakdağ kuzeyinde ve Süphandağı güneyinde Eosen yaşlı masif konglomera ile örtülürler.

Ültramafik masifin güneyinden ve kuzeyinden alınan kumlu kireçtaşlarının mikroskobik inceleme sonuçları şöyledir:

Çimento: Genelde mikritik, kısmen de ikincil olarak sparitik olup nispeten sığ deniz fosilleri içerir. Kayaç kırıntıları ve serbest mineraller oldukça köşelidirler. Tesbit edilen mineral ve kayaç kırıntıları modal olarak kayacın %20'sini geçmemektedir. Buna göre;

Kayaç kırıntıları; metamorfik kırıntılar %3-5, magmatik kayaç kırıntıları %1-5, tortul kayaç kırıntıları (genelde fosilli) %5-8, serpantinit kırıntıları %1-2 oranında bulunurlar.

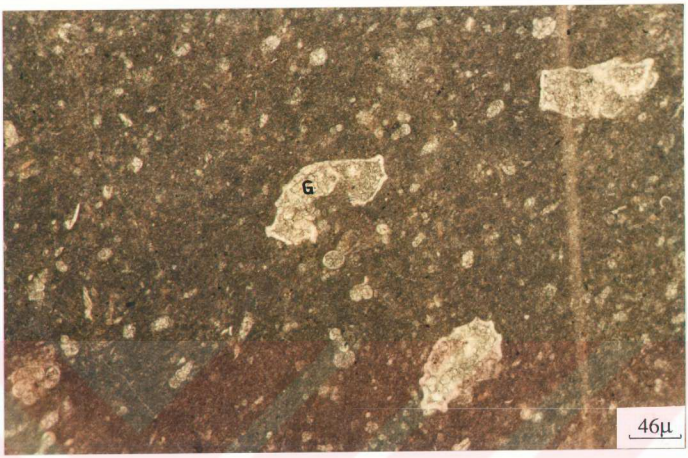
Ayrıca serbest mineral olarak (köşeli, yarı köşeli) da:

Kuvars: %1-3, plajiyoklas %1, feldspat %1, serpantin %2 ve opak mineral az miktarda bulunur. Güney zondaki kesitlerde kuzeydekilere nazaran iki-üç kat daha fazla serpantin veya serpantinit kırıntısı, iki-üç kat daha az metamorfik kayaç kırıntısı mevcuttur.

Şekil 34. Karasu güneyinde Kürünlüdağ batısından alınan fosilli kumlu kireçtaşının mikroskoptaki görünümü S: Serpantinit parçası , K: Kuvars kırıntısı, Ka: Kayaç kırıntısı (ÇN, k.no:789).

İnceleme alanında önemli bir yayılıma sahip Üst Kretase tortuları içerisinde ültrabazik kayaçlara ait kırıntıların bulunuşu, ültramafitlerin Üst Kretase'den daha yaşlı olacağını vurgular (Şekil 34 -35). Yine Karasu güneyindeki pelajik kireçtaşlarından alınan 15 kadar örneğin paleontolojik inceleme sonuçları şöyledir:

Globotruncana ventricosa WHITE
Globotruncana linneiana D'ORBIGNY
Heterohelix sp.
Radiolaria sp.
Hedbergella sp.
Textularidae
Miliolidae
Annelidae
Calcisphaerulidae
Bryozoa
Kırmızı alg
Serpulidae
Echinoderm kırıntıları



Şekil 35. Meryemdağının 1,5 km KB'sından alınan kireçtaşı içerisinde Globotruncana ve Radiolaria fosilleri. (TN, G: *Globotruncana* sp., R:*Radiolaria* sp., k.no: 805)

Bu mikro fosillerden faydalanılarak birime Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Keskin ve diğ. [11], yaptıkları çalışmada gri-bej renkli kumlu kireçtaşlarının kalınlıklarının 150-350 m arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Karasu güneyinden alınan jeolojik kesite göre de bunların arazideki görünür kalınlıklarının 450 m olduğu belirlenmiştir.

2.2.2.3. Senozoyik

İnceleme alanında Tersiyer ve Kuvaterner yamalar şeklinde oldukça geniş bir alanda yüzeylenir.

2.2.2.3.1. Tersiyer

Genelde Miyosen, az miktarda da Eosen tortularıyla temsil edilir. Daha yaşlı tortulara nazaran nispeten daha az kıvrımlı olmalarından dolayı onlardan kolayca ayrılırlar.

2.2.2.3.1.1. Eosen

2.2.2.3.1.1.1 Masif Konglomera (e)

Çalışma alanının kuzey batısında 4-5 km^2'lik bir alanda Eosen konglomera/breşlerle temsil edilir. Süphandağı civarı ve Çarkakdağı 1 km kuzeyinde D-B doğrultusunda yüzeylenirler.

Altta bulunan Paleozoik yaşlı metamorfitler ile Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine açısal uyumsuzlukla otururlar. Hemen hemen sadece konglomera ve breşlerle çok az oranda da kumtaşı ve silttaşı seviyelerinden oluşurlar. Çakılların çoğu yuvarlak bir kısmı da köşelidir.

Konglomera/breş çok kötü boylanmalı olup çakıl boyutları 1-60 cm arasında olmakla beraber ortalama 2-10 cm arasında değişir. Genelde tane desteklidirler.

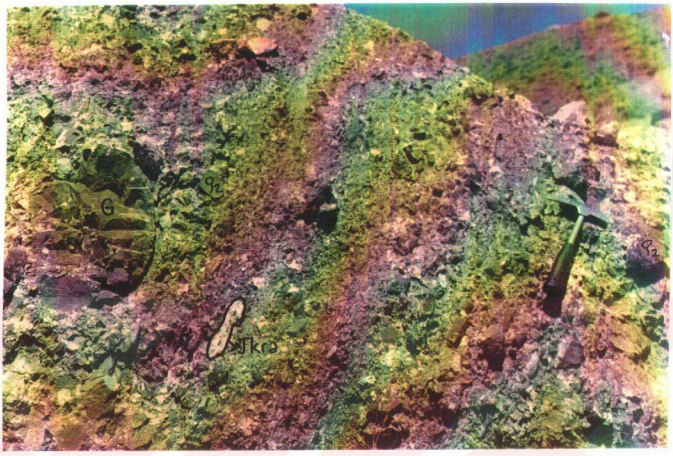
Konglomera/breşler içerisindeki bu çakılların %70'i Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı ve kumtaşlarından, %10-15'i Üst Kretase yaşlı tortul kayaçlardan, %10 kadarı ultramafik kayaçlardan (piroksenit, harzburjit, serpantinit), geri kalan bölümü de metamorfik, bazik ve asit kayaç çakıllarından oluşur (Şekil 36).

Konglomera/breşlerin, en üst seviyelerine doğru tabaka kalınlığı 5-10 cm arasında değişen kumtaşları yer alır. Bunlar bej, sarımsı yeşil, grimsi yeşil renklerinde olup, oldukça dağılgandırlar. Bunların mikroskobik inceleme sonuçları şöyledir:

Taneler köşeli, yarı yuvarlak olup bağlayıcı malzeme genelde kil, kısmen sparitik-kalsittir.

Kayaç parçaları: Genelde kireçtaşları ve kumtaşlarından, kısmen de ültrabazik, bazik, asitik ve metamorfik kayaç tanelerinden oluşurlar. Kireçtaşların içerdikleri fosillere dayanılarak Jura-Alt Kretase yaşlı ve Üst Kretase oldukları belirlenmiştir. Ultramafik kayaç kırıntıları genelde harzburjit karakterli olup oldukça serpantinleşmişlerdir. Bazik kayaçlar taneli strüktürdeki gabroik kayaçlar ve vaküoler mikrolitik strüktürde bazaltlardan oluşurlar. Asit kayaçlar ise tonalit ve dasitler kısmen de granitlerden meydana gelir. Metamorfik kayaç kırıntılarını ise iki mikalı şist, fillat ve kuvarsitler oluşturur.

Feldispat: Hem ortoklas, hemde plajiyoklaslardan (oligoklas-andezin) ibarettir. Bolca kaolenleşmiştir.



Şekil 36: Süphandağı'nın 1 km KD'sunda Eosen yaşlı konglomera/breşleri (Jkra: Jura-Alt Kretase, ρ 2:Harzburjit, G:Gabro çakılları).

Kuvars: Genelde dalgalı sönmeli, yarı köşeli bol kırıklı, ksenomorf olmalarından dolayı kuvarsit ve diğer metamorfik kayaçlardan türedikleri kabul edilmiştir.

Ferromagnezyen mineraller: Bunlar oldukça fazla kloritleşmiş, biyotit, amfibol, piroksen ve bolca serpantinleşmiş olivinlerden oluşurlar.

Serpantin mineralleri: Çok köşeli, bastit şeklinde iri ve ufak lamellerden ibarettir.

Opak mineraller: Kromit ve manyetitlerden oluşurlar.

Eosen yaşlı kumtaşı/silttaşı içerisinde herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Ancak Bayburt civarında bu kayaçların eşlenikleri içerisinde Norman [26] şu fosilleri tespit etmiştir.

Nummulites globulas LEYMENIE
Nummulites guettardı d'ARCNIOC
Assilina leymeriei d'
Assilina postulasa Doncieux

Bu fosillerden hareketle bu birime Ypresiyen-Lütesiyen (Eosen) yaşı verilmiştir.
Keskin ve diğ. [11], aynı birim içerisinde;
Assilina cf. spira (de Roissy)
Assilina cf. plecentula (Deshayes)
Nummulites sp.
Discocyclina sp.
Milliolidae sp. ve algler tespit etmişlerdir.

Bunlardan hareketle aynı birime Lütesiyen (Eosen) yaşı vermişlerdir.

Keskin ve diğ. [11]'ın aynı birime değişik alanlarda verdiği aynı Eosen yaşı tarafımızdan da benimsenmiştir.

Arazimizdeki Eosen yaşlı birimin görünür kalınlığı 140 m olarak hesaplanmıştır. Aynı formasyonu diğer araştırıcılar Bayburt civarında 200-400 m olarak hesaplamışlardır.

2.2.2.3.1.2.Miyosen

2.2.2.3.1.2.1. Jips Arakatkılı Kumlu Kireçtaşı (m)

Miyosen yaşlı tortular Kopköyü civarında Liyas ve Malm-Alt Kretase yaşlı tortul kayaçlar üzerine, Dencik köyü güneyinde, Pınarkapan köyü civarında ve Karasu çayı vadisinin kuzey yamaçlarında ultramafitler üzerine, Karasu çayı güney yamaçlarında ise (Topalçavuş, Çırmıt, Bacavut, Kurtmahmut vb.) ise Üst Kretase yaşlı tortul kayaçlar üzerine açısal uyumsuzlukla otururlar.

Miyosen yaşlı tortular, adı geçen alanlarda genelde konglomera, kumtaşı, marn, kireçtaşı ile; Güllüdağ kuzeybatısında ise kiltaşı ve marn ile temsil edilirler.

Altta bordo renkli, iyi-orta derecelenmeli konglomeratik bir seviye ile başlayan birim içerisinde hemen her türden çakıl bulunmakla beraber (metamorfit, harzburjit, diyorit, gabro, bazalt, manyezit ile Liyas, Malm-Alt Kretase, Üst Kretase yaşlı tortul kayaç) daha çok kireçtaşları ve harzburjitlerden oluşurlar. Çakıllar orta-kötü derece yuvarlaklaşmışlardır. Boyları 1-70 cm arasında değişmekle beraber genellikle 2-5 cm civarındadır (Şekil 37).

Sözkonusu taban konglomeralarının kalınlıkları da yersel değişiklikler sunar. Musakomu batısında 5 m, Kop köyü civarında 2-3 m, Pınarkapan civarında ise 10 m'ye kadar ulaşır.

Tabandaki konglomeralar üste doğru iri-orta-ince taneli kumtaşları, siltaşları, kiltaşları ve kireçtaşlarına ardalanmalı olarak geçiş gösterirler (Şekil 38)

Kumtaşları genelde gri renkli olup ortalama tabaka kalınlıkları 5-15 cm civarındadır. Tabaka kalınlıkları Musakomu batısında 2-3 cm'ye düşerken Saptıran ve Topalçavuş dolaylarında 20-25 cm'ye ulaşır. Kumtaşlarında şu petrografik veriler elde edilmiştir:

Çimento sparitik olup kayaç kırıntıları çok köşelidir. Kırıntıların %90'dan fazlasını kayaç kırıntıları, %5-10 kadarını da serbest kristaller oluşturur. Kayaç kırıntılarının %40-45'i kireçtaşlarından (Malm-Alt Kretase, Üst Kretase, az miktarda da Miyosen), %35-40'ı ultrabazik kayaç kırıntılarından, %10-15'i asit, nötr ve bazik kayaçlardan, %5-10'u da metamorfik kayaç kırıntılarından oluşur. Serbest mineraller ise bolluk sırasına göre serpantin, piroksen, kuvars, feldspatlar ve opaklardan ibarettir.

Kireçtaşları toplam 1-5 m kalınlığında genelde bir kaç kez tekrarlanırlar (Şekil 38). Oldukça yumuşak kolay dağılgan özelliğe sahip kireçtaşları genelde oolitik karakterli olup yer yer de fosil içerirler (Şekil 39).

Ancak Dencik köyü güneyindeki Miyosen dar bir alanda (1,5x0,5 km) resifal özellikte olup çok bol kavkılı kireçtaşı karakterindedir. Dencik köyü güneyi Kop geçidi ve Karasu vadisi civarından alınan örneklerin paleontolojik analizleri sonucu;

Şekil 37. Musakomu köyü batısında Miyosen konglomeralarına ait çakıllardaki kötü boylanmanın yakından görünümü (h: harzburjit, k; kireçtaşı çakılı).

Şekil 38. Pırnakapan'ın 1km batısında regresif Miyosen tortuları (Fotoğraf güneyden kuzeye doğru çekilmiştir).

Şekil 39. Miyosen yaşlı kireçtaşları içerisinde oolitik yapı (Kopdağı'nın 1 km güneyi, K.no: H.15).

Textularidae	Miliolidae
Peneroplis sp.	Alg
Cypsina sp.	Bryozoa
Arehaias sp.	Gastropoda

mikrofosilleri bulunmuştur. Bu fosillerden hareketle birimin yaşı Miyosen olarak belirlenmiştir.

Güllüdağ batısında Miyosen tortuları, tabanda bordo renkli konglomeralarla hem Malm-Alt Kretase tortuları hem de harzburjit ve metamorfik kayaçlar üzerine otururlar. Üste doğru kumtaşı, çok ince tabakalı kiltaşları ve marnlarla devam eden seri yer yer marnlı seviyeler de içeren kalın manyezit tortuları da içerir. En üst seviyelerde kiltaşı ve marnlarla son bulan bu serinin Güllüdağ batısındaki toplam kalınlığı 70 m civarındadır.

Sahadaki Miyosen tortuları üste doğru kalın konglomeratik ve yer yer de kalkerli-jipsli serilerle son bulurlar. Bu en üstteki kalın konglomeratik seri (Şekil 38) çalışma arazisinde doğudan batıya doğru azalır. Belli ki, Miyosen çökel havzası doğuya doğru derinleşmiştir. Konglomeraların üste doğru artması ve yer yer de jipsli serilerin varlığı (Pınarkapan güneyi, Topalçavuş doğusu ve batısı) Miyosen sonlarına doğru havzanın sığlaştığını (regresif karakterli olduğunu) ve buharlaşmanın arttığını belirtir. Jipsler kireçtaşlarıyla yanal geçişli olup mercek şekillidirler.

Karasu vadisinde regresif serinin en üst oluşuğu konglomeralarla temsil edilirken Kopdibi komu civarında bu konglomeraların paralelinde breşler çökelmiştir. Tek tip kayaç çakıllarından oluşan (Malm-Alt Kretase) bu breşlerin çimentosunda fosil bulunamamıştır.

Tarhan [12] Aşkale-Çat arasında yaptığı çalışmada Miyosen çökelleri içerisinde alt seviyelerde kömür, en üst seviyelerde de jipsler yanında tuz merceklerinin de varlığını belirt-miştir. Ancak arazi içerisindeki Miyosen çökellerinde tuz ve kömür birikimine rastlanılmamıştır.

Miyosen tortuları yersel olarak tektonik farklılıklar sunarlar. Karasu çayı güneyinde birime ait tabakalar hemen hemen yatay konumda iken, Karasu kuzeyinde 30-50° ile kuzeye doğru eğimlidirler. Hatta bu bölgede Miyosen tortularının kuzey sınırları tektonik olup serpantinleşmiş harzburjitler güneye doğru bu birim üzerine bindirmişlerdir (Şekil 40).

Miyosen tortuları arazinin en genç birimi olarak kabul edilirse epeyce erozyona uğradıkları aşikârdır. Dolayısıyle görünür kalınlıkları da oldukça değişkendir. Alınan jeolojik kesitlerden hareketle görünür kalınlığının 90 m den fazla olduğu hesaplanmıştır.

T.C. ... DOKUMANTASYON MERKEZİ

Şekil 40. Serpantinleşmiş harzburjitlerin güneye doğru Miyosen yaşlı tortular üzerine bindirmesi (Pınarkapan 3 km doğusu. Fotoğraf GB'dan KD'ya doğrudur).

2.2.2.3.2. Kuvaterner

İnceleme alanında kuvaterner, akarsu taracaları ve alüvyonlarla temsil edilirler.

2.2.2.3.2.1. Taraçalar

İnceleme alanındaki taraçalar, akarsu taraçalarından ibarettir. Akarsu vadilerinde veya vadi tabanından 20-50 m yükseklikte ve genellikle ültramafik kayaçlar üzerinde bulunur.

Hemen hemen yatay konumlu olan taraçalar çok sıkı çimentoludurlar (silisli, nadiren karbonatlı). Genelde ültramafik kayaç çakıllarından oluşan bu kayaçlar az miktarda tortul, manyezit ve kromit çakılları da içerirler. Çakıl boyutları 3-15 cm arasında değişmekle beraber ortalama 5-10 cm çapındadırlar.

Çakıllar kötü boylanmalı olup, köşeli ve yarı köşelidirler. Genelde 1550-2100 m kotlarında bulunur ve nadiren 2300 m kotuna erişirler. Boyları en fazla 200 m'yi bulan bu tortul kayaçların kalınlıkları en çok 40 m'dir.

2.2.2.3.2. 2. Alüvyon

İnceleme alanında alüvyon Karasu çayı vadisinde bulunur. Dere çakılı/kumu niteliğinde olan bu ayrık malzeme genelde ültramafik, kısmen de tortul kayaç kırıntılarından oluşur. Genişlikleri akarsu taban genişliğine bağlı olarak 70-300 m arasında değişir. Kalınlıkarı 20 m'yi aşmaz.

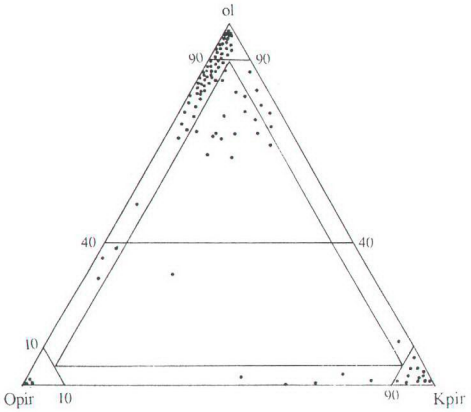
2.2.3. Magmatizma

2.2.3.1. Giriş

İnceleme alanında yüzeylenen kayaçların % 75'ini magmatik kayaçlar oluşturur. Bu magmatik kayaçların % 98'ini de ültramafik kayaçlar teşkil ederler. Geriye kalan bazik, ortaç ve asit kayaçlar magmatik kayaçların sadece % 2'lik bir bölümünü oluştururlar. Bu bölümde sözkonusu kayaçların genel jeolojik, mineralojik ve petrografik özellikleri ele alınacaktır.

2.2.3.2. Ültramafik Kayaçlar

İnceleme alanında ültramafik kayaçlar dünit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenitlerden ibarettir. Bu kayaçların çok az bir kısmı çıplak gözle birbirlerinden ayrılabilmelerine rağmen önemli bir kısmı da mikroskop yardımıyla birbirlerinden ayrılmışlardır. Bütün ültramafik kayaçlar mikroskopla incelenmiş ve modal analizleri yapılarak isimlendirilmişlerdir (Şekil 41).

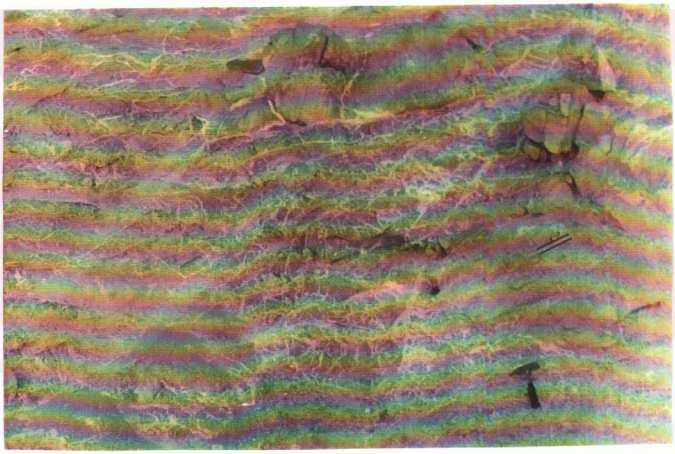


Şekil 41. Kopdağları ültramafik kayaçlarının modal analiz sınıflamaları.

2.2.3.2.1. Dünit

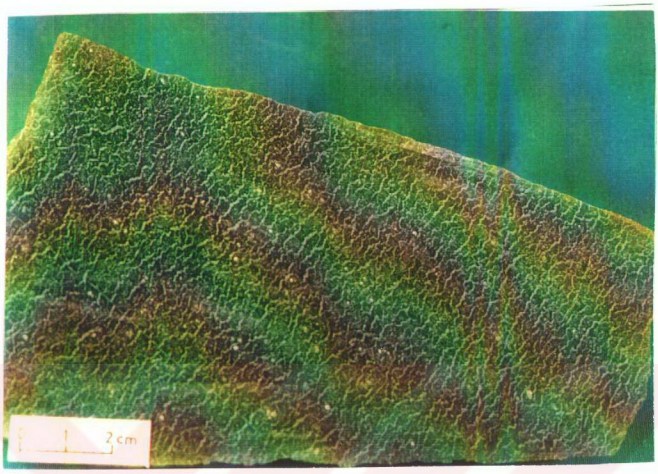
Çalışma alanında yer alan ültramafik masifin KB'sında K70D doğrultulu, masife paralel olarak 23 km boyunda 1-3 km genişliğinde bir bant şeklinde uzanım gösterirler.

Son derece serpantinleşmiş olan bu kayaçlar yer yer de olsa ilksel dokularını korurlar. Yüksek derecede ayrışmış alanlarda açık yeşilimsi gri, alacalı gri tonlarda, tamamen serpantinleşmiş kısımlarda da sarımsı beyaz renklerde görülürler. Nispeten az ayrışmış kısımlar genelde maden sahalarında dekapajdan sonra veya tektonik hatlar boyunca (Keşişsuyu deresinin kuzey yamaçlarında ve Coşan şantiyesinin 300 m batısında dere içerisinde) gözükür (Şekil 42).



Şekil 42. Keşişsuyu deresi vadisinin kuzey yamacında serpantinleşmiş dünit içerisinde nispeten az ayrışmış dünit mostralarında kısmen korunmuş yığışımlı yapı (Fotoğraf güneyden kuzeye doğru çekilmiştir).

Özellikle tektonik hatlara yakın alanlarda makroskopik olarak ikincil çek-ayır (pull-apart) yapısı gözlenmiştir (Şekil 43). Aşırı derecede tektonizmaya uğrayan dünitler ültramafik kayaçların taban kısımlarını oluştururlar. Güneye doğru bindirmelerinden dolayı harzburjitlerin üzerinde ve onlardan daha üst seviyelerdeymiş gibi gözükürler. Dünitlerin Üst Kretase yaşlı kırmızı kiltaşları (yer yer marnlar) üzerine bindirmeleri, dünitlerin bindirme yaşının Üst Kretaseden daha genç olduğunu ortaya koyar (Şekil 44).



Şekil 43. Sulu ocak 300 m güneyinde bindirme hattına yakın bir noktadan alınan dünitin parlatılmış yüzeyinde çek-ayır (yırtılma= pull-apart) tekstürü. Birbirine paralel çatlaklar serpantin mineralleriyle doludur.

Şekil 44. Keşişsuyu deresi kuzey yamacında serpantinleşmiş harzburjit ve üzerine uyumsuz olarak oturan Üst Kretase yaşlı taban konglomerası, kumtaşı, marn istifi üzerine serpantinleşmiş dünitlerin bindirmesi. Bindirme hattı boyunca kataklastik dokuda fay breşi gelişmiştir (Fotoğraf güneyden kuzeye doğru çekilmiştir).

Dünitik kayaç içinde yer alan kromitlerin (cevherleşmeler) oluşturduğu çizgisel hattın yaklaşık 300-700 m kuzeyinde harzburjitler, dünitler üzerinde devamlılık arzederler. Bu iki birimin sınırında küçük ölçekli tektonik izler bulunmasına rağmen geçişin tedrici olduğu kanısına varılmıştır.

Çalışma sahasında yer alan önemli kromit yataklarına evsahipliği yapan dünitler şu anda bilinen 15 kadar yatağı ve 30 kadar zuhuru içermektedir. Daha sonra da açıklanacağı gibi bu cevherleşmeler belli geometrik dizinim gösterirler. Jeolojik kesitlerden hareketle, dünitler 1200 m'den fazla kalınlığa sahiptirler. Yığışım (primer magmatik birikim) doğrultularının K70D ve eğimlerinin genelde 40-60 derece ile KB'ya doğru olduğu ve kromit kütleleriyle de uyum içinde oldukları belirlenmiştir. Eren ve Egemetal şirketlerinin ruhsat sahalarında KD-GB uzanımlı klinopiroksenit daykları tarafından kesilmişlerdir. Harzburjitler içerisinde bulunan hornblend andezit ve mikrodiyoritlerin dünitler içerisinde bulunmamaları ilginçtir.

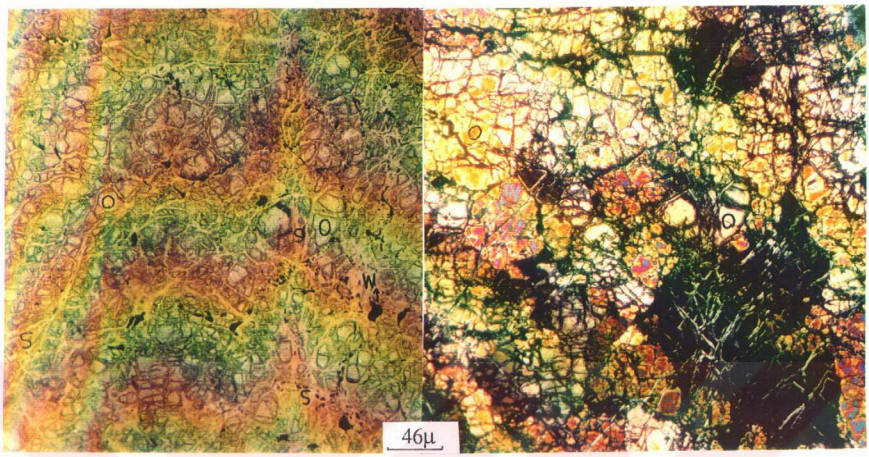
Önemli fay hatlarına ve özellikle bindirmelere yakın alanlardan alınan dünitik serpantinitlerde X-Işınları difraktometre yöntemiyle genel serpantin türünün antigorit olduğu saptanmıştır. Genelde Sivritepe civarında ve daha pek çok yerde, kalınlığı yer yer 10 cm'ye varan bir kaç metre boyunda krizotil damarları içerirler.

Dünitlerden alınan çok sayıdaki örneğin mikroskobik incelemesinden şu bulgular elde edilmiştir:

Strüktür: Panksenomorf taneli ve yığışım strüktürü hemen her alanda, otoklastik strüktür [34] ise daha ziyade tektonik hatlara yakın alanlarda görülmüştür (Şekil 45) .

Olivin: Daima çatlaklı ve kırıklı, öz şekilsiz ve genellikle orta ve küçük kristaller halindedir. Kırıkları ve kenarları boyunca kısmen veya tamamen serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmemiş kalıntı (relict) kristallerde ve nispeten ayrışmasız kristallerin tümünde dalgalı sönme mevcuttur. Bu özellik yığışım yapısına dik kesitlerde çok daha net olarak görülür.

Ayrıca yine bu kesitlerde minerallerin uzun eksenlerinin genelde birbirine parallellik gösterdiği bantlı bir strüktür oluşturdukları görülür. Bazı kesitlerde otoklastik strüktürü görmek mümkündür. Bu durumda iri olivin kristallerinin çok küçük ve bol miktarda parçalanmış olivin kristalleri tarafından sarıldığı görülür. 2V açıları ise $2Vx=80°$, $2Vz=85°$ arasında değişir . Dolayısıyle cinsleri hyalosiderit ve forsterit (%65-95 Fo) arasında değişim gösterir. Çatlakları ve kenarları boyunca yer yer çok az, yer yer de tamamen serpantinleşmişlerdir [30].



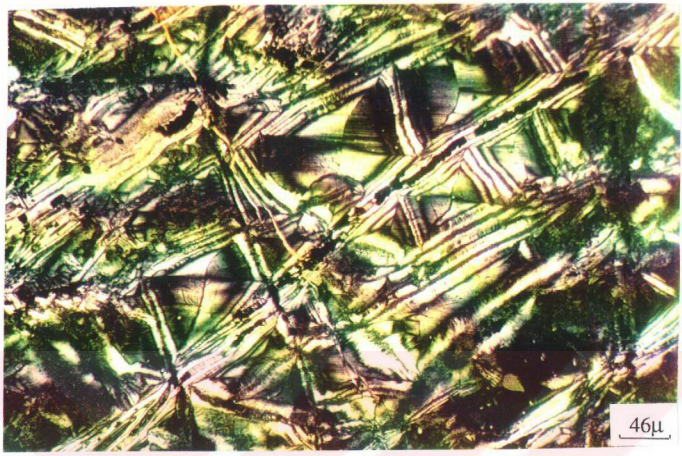
a) b)

Şekil 45. Dünit içerisinde panksenomorf taneli strüktür (k. no: 525)
(a) //N, b) +N, O: Olivin, M: Manyetit, S: Serpantin damarcıkları).

Hipersten: Çok az miktarda, modal olarak en çok %5'e kadar bulunmaktadır. (k.no: 331). Kenarları, kırıkları ve dilinimleri boyunca serpantinleşmişler bazen de tamamen bastitleşmişlerdir; 2Vx değerleri 70° civarındadır (Örnek no: 649, 635).

Diyopsit: Genelde %0.5-1 en çok %2 oranında bulunmaktadır. Genellikle ksenomorf (yabancı, özşekilsiz) şekilli olup olivinler arasındaki boşlukları doldurur. Zayıf pleokroizma gösterir. Sönme açısı 40 derece civarında olup uzantısı pozitiftir. 2Vz ~ 60 derece civarında ölçülmüştür (Ö.N: 331, 332).

Serpantin (bastit, krizotil, antigorit): Genellikle olivin daha az miktarda da piroksenlerin ayrışma ürünü şeklinde gelişmişlerdir. Piroksenlerde bu ayrışma tüm minerali kapsar ve bastitleşmelerine yol açar. Olivinlerin ayrışma ürünü olarak pozitif uzanımlı (2Vx ~10-40) ve ağ sütrüktürü oluşturacak şekilde krizotil (γ) damarlarını oluştururlar. Bazı kristallerde serpantinler antigorit türünde de olup (Şekil 46) kum saati yapısı gösterirler. (k.no: 273, 401, 426). Bunlar renksiz ve soluk sarı (ng-np ~ 0.005, 2Vx~ 50) renklerde olup genellikle tektonik hatlar veya bu hatlara yakın alanlarda görülürler.



Şekil 46. Serpantinleşmiş dünitlerdeki antigoritlerde kum saati yapısı (k. no: 401, ÇN).

Talk: Çok nadir olarak olivinlerin çatlaklarında ve kenarlarında ayrışma ürünü şeklinde bulunur (k.no: 370).

Kalsit: Birkaç kesitte çok az miktarda ayrışma ürünü ve çatlak dolgusu şeklinde bulunur.

Klorit: Yalnızca iki kesitte (405, 649) ayrışma ürünü şeklinde görülmüştür.

Klinoklor: Çatlak dolgusu şeklinde ve az miktarda bulunmaktadır (410; 415).

İddingsit: Tek bir kesitte (k.no: 312) tespit edilmiştir. Olivinin ayrışma ürünü şeklinde bulunur.

Kromit: Tamamen saçınım şeklinde ve modal olarak genelde %3-5, kısmen de % 5'den fazla bulunurlar. Genellikle öz şekilli olup (kare), vişne çürüğü renktedir. Kenarları ve kırıkları boyunca da oksitlenmeden dolayı magnetitleşmiştir.

Magnetit: Olivin, piroksen ve kromitlerin çatlaklarında dolgu şeklinde veya bu minerallerin etrafını saran opak zarflar şeklinde bulunur.

2.2.3.2.2. Harzburjitler

Çalışma alanında yüzeylenen ültramafik kayaç birliklerinin büyük bir çoğunluğunu (%85'den fazlasını) oluşturur. Bunlar da dünitler gibi K70D uzanımlı olup, doğu ve batı

sınırları çalışma alınının dışına taşar. Çalışma alanı içerisinde kalan harzburjitler boyu yaklaşık 35 km, eni de 10-20 km olan genişçe bir alanda yüzeylenirler (Ek 1)

Harzburjitler, jeolojik haritadan da görüleceği gibi, biri çok geniş olmak üzere iki bant halinde uzanım gösterirler.Yayılım genişliği yer yer 20 km'yi bulan "güney zon" harzburjitleri dünitler ile tortul birimler arasına sıkışmış gibi gözüken "kuzey zon" harzburjitlerine nazaran daha sağlam ve daha az serpantinleşmişlerdir (Şekil 47).

Şekil 47. Delavlar sırtı güneyinde bol kırıklı ve yer yer serpantinleşmiş güney zon harzburjitleri.

Kuzey zon harzburjitleri Güllüdağ'ın doğusunda ve Bayramhoca tepesinin güneyinde yüzeylenip, altta bulunan dünitler üzerine genelde uyumlu geçişli, (normal diferansiyasyon) olarak otururlar (Şekil 48). Petrografik olarak bu sınır net değil, tedricidir. Ancak yer yer tektonik etkilerle sınırda düzensizlikler de mevcuttur. Yaklaşık 1 km genişliğinde 10-15 km. boyundaki bir alanda yüzeylenen kuzey zon harzburjitleri de genel doğrultuya paralellik gösterir (Ek. 1).

Kuzey zon harzburjitlerinin yığışım yüzeylerinin eğimleri genelde 40-70° ile KB'ya, güney zon harzburjitlerininki ise genelde 10-40° ile KB'ya nadiren de 20-50° ile GD'ya doğrudur.

Şekil 48. Serpantinleşmiş dünit ile kuzey sonu harzburjitlerinin dokanağı (Eren ocağın 800 m kuzeyi).

Güney zon harzburjitleri Karasu ırmağının güneyinde de devamlılık gösterirler. Ancak bu kısımda değişik yaştaki tortullarla uyumsuz olarak üstlenirler. Çırmıt köyünün hemen güneyinde söz konusu bu örtü kayaçlarının aşınmasıyla 2 km genişliğinde 5-6 km boyunda dar bir alanda da yüzeylenme gösterirler.

Kuzey ve güney zon harzburjitleri muhtemelen aynı tip olup kuzey zon harzburjitleri güney zon harzburjitlerinin alt seviyelerini oluşturur. Bu iki harzburjit seviyesi büyük bir bindirme hattının coğrafik olarak ikiye ayırdığı harzburjitlerdir. Güney zon harzburjitlerinin ültramafik birlik içerisinde kuzeydekilere nazaran şu nedenlerden dolayı daha üst seviyelerde olduğu kanısına varılmıştır:

1- Dünitler ile kuzey zonu harzburjitlerinin sınırı yersel anlamda tektonizmadan etkilenmiş olsada genellikle tedrici geçişlidir. Yani petrografik anlamda dünitlerden harzburjitlere geçişte ortopiroksen oranı gittikçe artarken olivin miktarı azalır.

2 - Güney zon harzburjitleri özellikle Karasu güneyinde, içerisinde serpantinit çakıllarının da bulunduğu taban konglomerası ile başlayan Üst Kretase yaşlı tortullarla örtülürler. Kuzey zon harzburjitleri ise güneye doğru bindiren Malm-Alt Kretase ve Üst Kretase yaşlı tortullarla tektonik dokanak oluşturmaktadır.

Oldukça sağlam harzburjitlerin taze kırık yüzeyleri koyu yeşilimsi gri, yüzeysel ayrışmadan dolayı da kahverenklidirler. Bu özelliklerinden ve nispeten sağlam yapılı olmalarından dolayı diğer kayaçlardan kolayca ayrılırlar.

Ancak serpantinleşmiş harzburjitleri veya harzburjitlerden türemiş serpantinitleri diğer ayrışmış ultramafik kayaçlardan ayırmak son derece zordur. Harzburjitlerden türeyen serpantinitler yeşilimsi-açık gri renklerde olmaları ve yer yer serbest iri piroksenler içermeleriyle diğerlerinden ayrılırlar. Haritalama yaparken bu arazi gözlemleri yanında sistematik örneklerin mikroskobik incelenmesiyle formasyon sınırları belirlenmiştir.

Sağlam harzburjitlerde çatlaklar boyunca kalınlığı milimetre boyutundan birkaç on santimetreye varan serpantinit damarları gelişmiştir. Bazen fay hatlarında bu serpantinit damarları "serpantinit" adı altında haritalanacak kadar yoğun olur. Ancak yine bu durumda köken kayaç tespit edilebildiğinden "serpantinleşmiş harzburjit" deyimi kullanılmış ve harzburjit adı altında haritalanmışlardır.

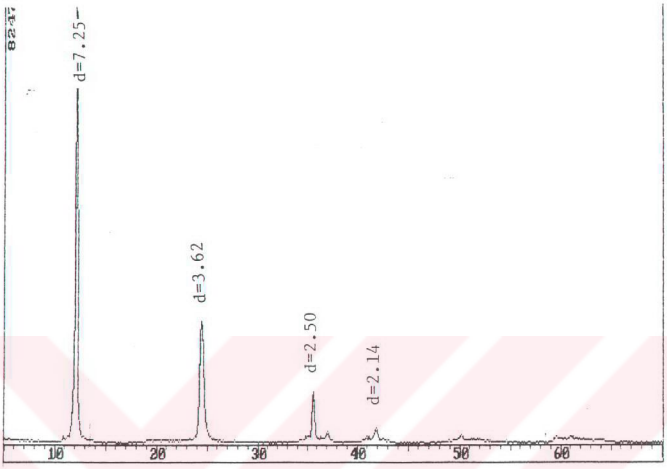
Kuzey zon harzburjitlerinin bindirme hattına yakın kısımlarında serpantinleşmenin antigorit türünde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 49).

Antigorit türündeki serpantinitleşmeye güney zon harzburjitlerinde sadece fay hatlarına yakın alanlarda rastlanılmıştır.

Yine kuzey zon harzburjitleri içerisinde tektonik hatta yakın kısımlarda kalınlığı 15-20 cm ye varan ve birbirine paralel pek çok manyezit damarı tespit edilmiştir. Bunlar çok az da olsa birkaç santimetreye varan çatlak dolguları şeklinde güney zon harzburjitlerinde de görülür. Ancak dünitler içerisinde hiç bir zaman bu ölçüde bulunmazlar.

Cevherleşme açısından, harzburjitlerin dünitlerden olan önemli bir farkını da kromitler oluşturmaktadır. Daha sonra detaylı olarak üzerinde durulacağı gibi harzburjitler içerisindeki kromitler diğerlerine nazaran daha masif dolayısıyle de daha yüksek tenörlü (%50-64 Cr_2O_3) ancak çok küçük rezervlidirler (zuhur oluşturacak bir kaç kilogramdan yatak oluşturacak 2000 ton'a kadar).

Makroskopik olarak içerdikleri iri piroksen, olivin ve saçınım halindeki kromit kristalleri genelde yığışımlı duruşa paralellik gösterir.



Şekil 49. Kuzey zon harzburjitlerinin bindirme hattına yakın kısmından alınan bir serpantinit örneğinin X-Işınları difraktogramı (Küçükgüllüdağın 1 km doğusu).

Harburjitler genelde üç yönde gelişmiş çatlaklar içerirler. Bundan dolayı yer yer yığışımlı duruşlarının tespiti zor olmuştur. Ancak alınan yönlü örneklerin mikroskopik incelemeleriyle bu gibi problemler çözülmüştür. Serpantinleşme çatlaklar ve yığışımlara paralel gelişmiştir. Serpantinleşmiş harzburjitlerde mikroskop altında görülen ağsal sütrüktür bazı yerlerde makroskopik olarak da tespit edilmiştir (Şekil 50). Geniş yayılım alanı gösteren harzburjitler özellikle fay hatlarında, diğer kayaçlarla olan dokanaklarında ve akarsu vadi ve yamaçlarında oldukça fazla (% 90'a kadar) serpantinleşmişlerdir.

Harburjitlerde dikkate değer önemli bir husus da bol miktarda hornblend mikrodiyorit ve hornblend andezit stokları/dayklarının tarafından kesilmiş olmalarıdır. Bunlar belli bir hat boyunca dizilmiş olup uzun eksenleri bir kaç metreden iki yüz metreye kadar değişir.

Çalışma alanında yer alan listvenitler de harzburjitler içerisinde gelişmişlerdir. Bunlar genelde hornblendli diyorit/andezit sokulumları civarında veya bazı tektonik hatlarla ilişkili olarak gelişim gösterirler.

Şekil 50. Harzburjit içerisinde ağsal serpantinit damarları (Kopköyü'nün 1km GD'su).

Ayrıca harzburjitler içerisinde mercek şeklinde ve boyutları ortalama 1m (en çok 5 m) olan dünitler yer almaktadır. Genelde kromit içeren bu dünit merceklerinin normal diferansiasyonla oluştuğu ve harzburjitlerle eş yaşlı oldukları, kanısına varılmıştır.

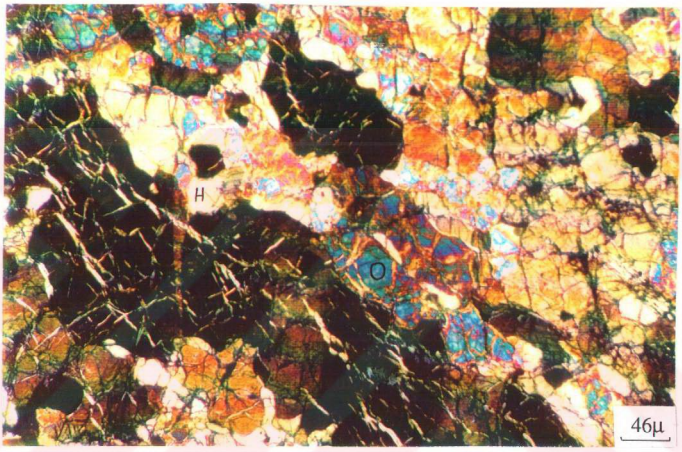
Kuzey zon harzburjitleri ile (Güllüdağ doğusu) güney zon harzburjitlerinin (Güllüdağ güneyi) amfibolitlerle yaptığı sınır tektoniktir. Aynı şekilde güney zon harzburjitleri Abide civarında da tektonik bir sınırla amfibolitlerle yanyana gelir. Söz konusu bu metamorfitler güneye doğru ultramafitler üzerine bindirmişlerdir. Bindirme az çok net olup bindirme hattı boyunca harzburjitlerde genişliği yer yer 50 m'ye varan breşik ve son derece serpantinleşmiş bir zon gelişmiştir. Güllüdağ tektonik hattı Malm-Alt Kretase ve Üst Kretase yaşlı tortul kayaçlarla harzburjitleri yanyana getirmiş, aynı şekilde bu tortul kayaçlar da güneye, yani harzburjit üzerine, net olarak bindirmişlerdir.

Çalışma alanında tortul kayaçlarla dokanak oluşturan tek ültramafik birim harzburjitlerdir. Bu dokanak Liyas ve Alt Kretase yaşlı tortullarla tektonik, Üst Kretase ve Miyosen yaşlı olanlarla da aşınma uyumsuzluğu şeklindedir. Bu sonuncular değişik yerlerde

ve özellikle Karasu Çayı güneyinde genişçe bir alanda taban konglomerası ile harzburjitler üzerine otururlar.

Harzburjitlerin mikroskopik incelemelerinde aşağıdaki bulgular elde edilmiştir:

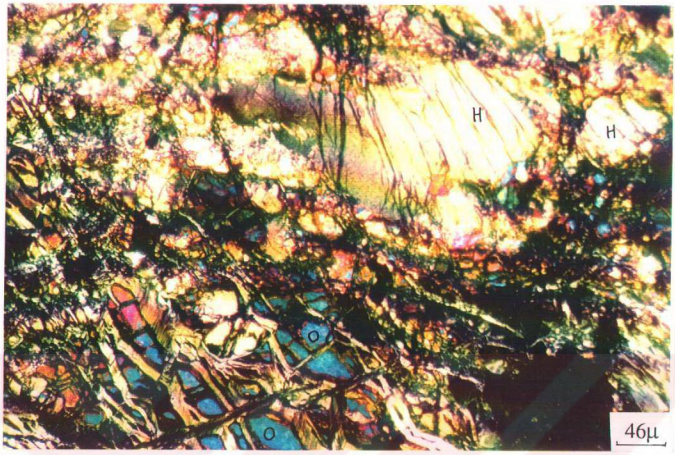
Strüktür: Genelde panksenomorf taneli ve yer yer buna ilâveten bantlı ve otoklastik olmak üzere bazen biri bazen de her üçü aynı anda gözükürler (Şekil 51).



Şekil 51. Harzburjit içerisinde bantlı-panksenomorf taneli strüktür. (+N, O: Olivin, H: Hipersten, k.no: 406).

Panksenomorf taneli ve bantlı strüktür hemen hemen tüm harzburjitlerde görülmektedir. Otoklastik strüktür ise daha çok ana fay hatlarına yakın alanlarda tespit edilmiştir (Şekil 52).

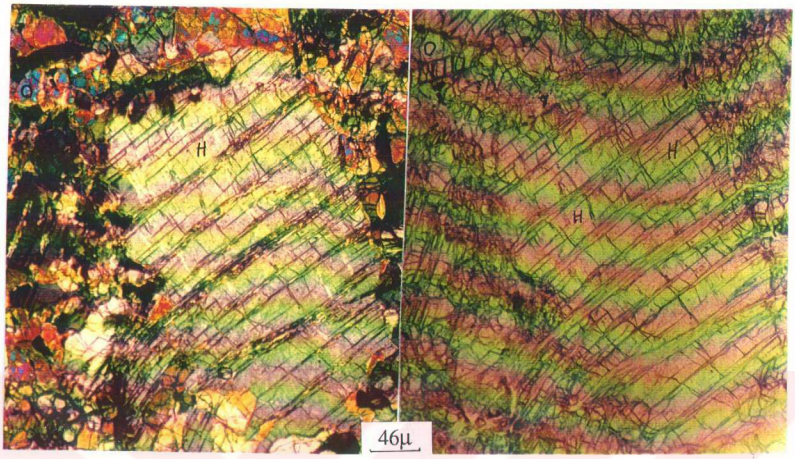
Olivin: Modal olarak % 50-90 aralığında tamamen ksenomorf kristaller halinde bulunur. İçerisindeki kırıklar ve kenarları boyunca kısmen veya tamamen serpantinleşmişlerdir. Oldukça renksiz, çapraz nikolde ise iki ve üçüncü sıra renklerinde polarize olurlar. Nadiren dilinim gösterip genelde bol kırıklı ve hemen her zaman dalgalı sönmelidirler. 2V değerleri 2Vx= 85° ile 2Vz= 85° arasında değişip, bileşimin forsterit-krizolit (%95-75 Fo) sınırında oynadığı anlaşılmıştır.



Şekil 52. Harzburjitlerde otoklastik strüktür (Akdağ 500 m kuzeyi, O: Olivin, H: Hipersten).

Mekanik olaylarla olivin -piroksen, olivin-olivin kristal sınırları boyunca otoklastik strüktür gelişmiştir. Bunlar ilksel taneli strüktüre ters düşecek kadar küçük taneler olup katı deformasyon (bindirme) izlerini oluştururlar. Bu küçük olivin tanecikleri oldukça az serpantinleşmişlerdir. Bu durum katı haldeki deformasyonun oldukça genç olduğunu (Miyosen sonrası?) gösterir. Zaten arazi gözlemleri de bunu doğrulamaktadır.

Hipersten: Harzburjit diye adlandırılan bütün kesitlerde birincil ferromagnezyen minerallerin %10-50'sini oluşturur. Genellikle yarı öz şekilli, kısmen de ksenomorf (yabancı) şekillidir. Tek nikolde renksiz, çok açık yeşilimsi kahve renktedir. Paralel sönmeli kesitler çok ender bulunur. Deformasyondan dolayı 8-9° ye kadar sönme açısı gösterirler. Hemen her zaman dalgalı sönmeli olmalarına rağmen az kırıklıdırlar. Sıkça bükülmüş kristaller halinde görülürler (Şekil 53). Bundan dolayı henüz tamamen soğumadan, ağdalı halde deformasyona uğradıkları (belkide yerleşim esnasında) kanısına varılmıştır. Ancak bunun yanında katı deformasyon izi olarak kabul edilen otoklastik parçalanma da gösterirler (otoklastik strüktür). Serpantinleşmeleri genelde bastitleşme şeklindedir. Ekseriya pösilitik olarak olivin kristallerini sararlar. Hemen her kesitte olivine nazaran daha az serpantinleşme gösterirler. Hiperstenin c eksenine paralel kesitlerinde serpantinleşme bastit şeklinde olup c eksenine dik ana (bazal) kesitlerinde ise kafes yapı verir (Şekil 54).



a b

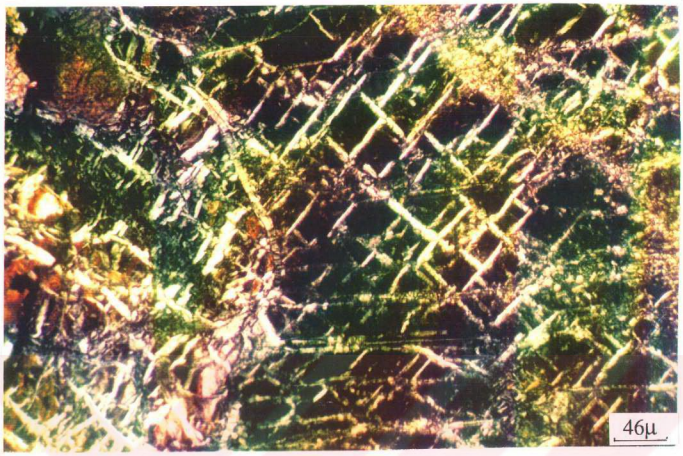
Şekil 53. Harzburjitlerde plastik deformasyon ürünü bükülmüş hiperstenler (a; +N, b: //N, O: Olivin, H: Hipersten, k.no: 374).

Ojit (Diyallaj): Modal olarak en çok %10, genelde %5 oranında bulunur ve karakteristik olarak üçüncü yönde dilinim göstermeleriyle ayrılırlar. Genelde ksenomorf olup, çok serpantinleşmiş kesitlerde bile diğer minerallere nazaran daha az ayrışma gös-terirler. 2Vz=30-70 (genelde 50°), uzantı pozitif, hafif yeşilimtrak kahve, sönme 35-40° ikin-ci sıra renklerinde polarize olurlar. Olivin ve hipersten minerallerini saran özellik sunarlar.

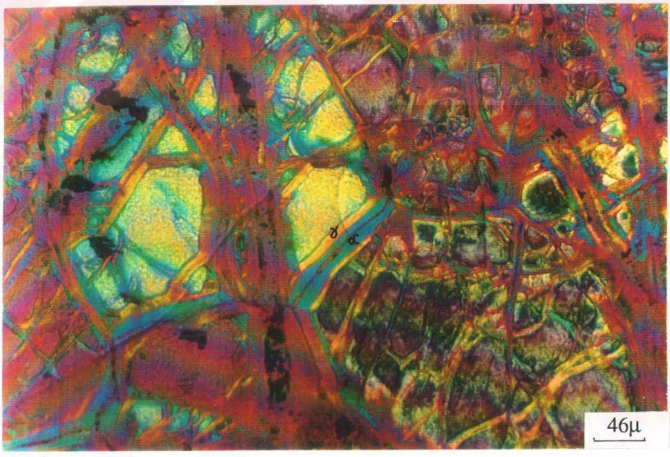
Pijonit: Tek bir kesitte (k.no: 422) bir iki ksenomorf kristal halinde görülmüştür, uzantı pozitif, $2V_Z$=5°, kısmen serpantinleşmişlerdir.

Krizotil (γ): Genelde olivinlerin, kısmen de piroksenlerin çatlak ve kenarlarında veya onların yerini almış olarak, bazen de damarlar şeklinde kayacı kesmiş olarak bulunmaktadır (Şekil 55). Mikroskopik gözlemlere göre krizotil α 'dan daha sonra oluştuğu kanısına varılmıştır.

Krizotil α: Krizotil γ'ya nazaran çok daha az ve krizotil γ liflerinin dış kısmında (taze mineral tarafında bulunmaktadır (Krizotil α, $2V_Z$= 40°, uzanım (+)).



Şekil 54. Harzburjit içerisindeki hiperstenlerde kafes strüktürü gelişimi (k.no: 420, +N).



Şekil 55 . Harzburjitlerde olivin tanelerinin çatlakları boyunca gelişen krizotil(γ) ve krizotil(α) damarcıkları (+N ve kuvars kaması devrede, γ : krizotil γ, α: krizotil α).

Bastit: Yalnızca hiperstenlerin serpantinleşme ürünü olarak ve onların yerini almış durumda görülür. Kuştüyü yapılı ve paralel sönmeli olup iri lameller halinde bulunurlar. Doğal ışıkta renksiz veya yeşilimsi çok açık sarı renkli, kırılma indisi kanada balzamınınkinden daha büyüktür. Birinci sıra renklerinde polarize olurlar. Harzburjitler içerisinde daha çok tektonik hatlardan uzak alanlarda görülürler. Türediği piroksenin tektonik izlerini taşımalarından dolayı bazen birkaç derecelik sönme açısı gösterirler.

Bovlenjit: Olivin ve piroksenlerin çatlak ve dilinimleri boyunca kısmen de mineral sınırları boyunca ikincil olarak bulunur. Bazen de birbirine dik damarcıklar şeklinde (mikrokırıklar boyunca) yeşilimsi kahve hafif pleokroik, paralel sönmeli lifler halinde bulunur (uzanım (+), 2Vx>60) .

Klorit (Pennin): Piroksenlerin ayrışma ürünü olarak ve çok az miktarda görülmüştür. Pleokroizmasıyle serpantinden ayrılmıştır (uçuk yeşil renkte olup, Ng-Np=0.001-0.003, uzanım (+), üniaks (-), kırılma indisi kanada balzamınınkinden büyük, sönme paraleldir).

Klinoklor: Bolluğu serpantinleşme ile hemen hemen paralellik gösterip bir çok kesitte tespit edilmiştir. Hem ağsal damarcıklar hem de magnetit tanelerinin etrafında lifi zarflar şeklinde (Şekil 56) gelişmişlerdir. (Sönme 3-5°, 2Vz=0-30°, uzanım (-), sarısımsı çok açık yeşil ve renksiz olup birinci sıra renklerinde polarizasyon gösterir).

Talk: Görüldüğü tüm kesitlerde çok az miktarda, hem piroksenlerin hem de olivinlerin çatlak ve dilinimleri boyunca gelişmiştir.

Kalsit: Serpantinleşmiş ve genellikle tortul kayaçlara ve tektonik hatlara yakın örneklerde ince ve ikincil damarcıklar şeklinde bulunur.

Pikotit: Bir kaç kesitte genelde ksenomorf şekilli ve saçınım halindedir. Sarımsı yeşil, kahverengimsi yeşil renklerde, röliyefi oldukça yüksek izotrop küçük taneler halinde nadiren de opak zarflarla çevrilmiş olarak bulunur.

Kromit: Otomorf, subotomorf ve ksenomorf kristaller şeklinde hemen her kesitte bulunur. Bazı kesitlerde modal olarak % 5'e kadar, bazı kesitlerde de eser miktarda gözükür. Vişne çürüğü renkte olup, pikotit gibi siyah manyetit zarfıyla çevrilidir.

Manyetit: Hemen her kesitte ve ikincil olarak bulunur. Hem olivin ve piroksenlerin hem de kromitlerin ayrışma ürünü olarak gelişir. Kayaçta bollukları serpantinleşme ile az çok paralellik gösterir. Modal olarak hiç bir zaman %5'den fazla bulunmaz. Tektonik hatlara yakın örneklerde serpantinleşmeyle birlikte manyetitin de bollaştığı gözlenir.

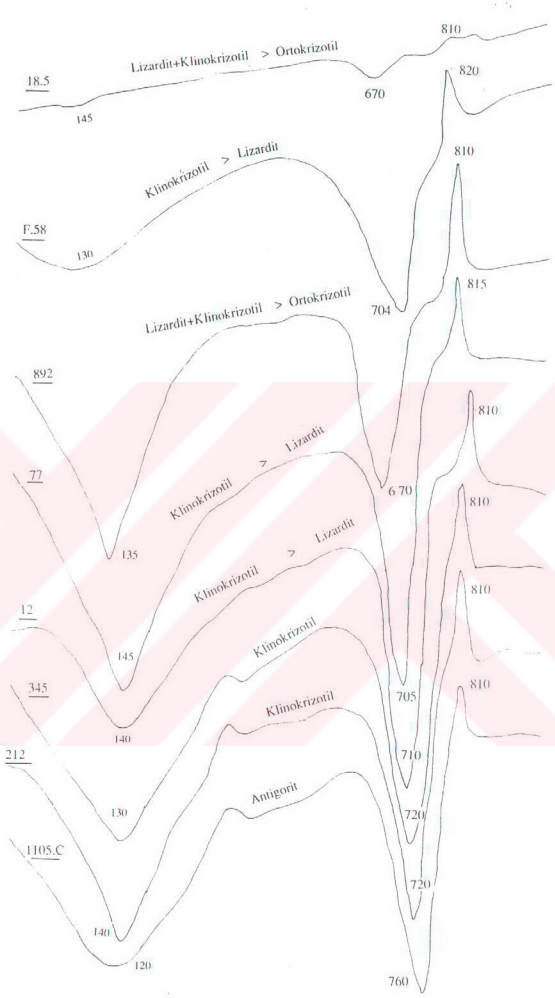
Demiroksit: Koyu-açık kahve renkte opak minerallerin etrafında yaygın olarak bulunur. Röliyefinin yüksek olması ve pleokroizmasının yokluğuyla kloritten ayrılmıştır.

Hem harzburjit, hem de dünit ve lerzolitlerden türeyen serpantinitlerin DTA verileri diğer araştırıcılarınkilerle [36, 37] karşılaştırılarak değerlendirilmiştir [38]. Buna göre 6 serpantinit örneğinin birinde antigorit, iki tanesinde klinokrizotil, iki tanesinde krizotil ve lizardit ve bir tanesinde de lizartit-klinokrizotil-ortokrizotil belirlenmiştir (Şekil 56).

Serpantin minerallerinin varlığı ve bolluğu kayaç cinsinden bağımsızdır. Tek bir örneğin antigorit türünde olması ve bu örneğin (k.no: 1105-C) büyük bindirme hattına yakın yerden alınması antigoritin daha çok tektonizma ile oluşabileceğini gösterir. Zaten diğer araştırmacıların çalışmaları da bunu destekler niteliktedir [36, 37, 39].

Antigorit örneğinin endotermik piki 760°, ekzotermik piki 810°'dir. Ancak saf antigorit de ekzotermik pik yoktur [36, 39]. Dolayısıyle örneğin saf antigorit olmayıp, diğer serpantin mineralleri ile karışmış olduğu anlaşılmıştır. Benzer bir durum da Sivas bölgesinde görülmüş olup, antigoritlerin endotermik pikleri 735-760°, ekzotermik pikleri ise 815-820° arasındadir [37].

Diğer birden fazla serpantin minerali içeren örneklerde endotermik pikler 670-720°, ekzotermik pikler ise 810-815° arasında değişim gösterirler. Endotermik piklerin minimun dereceleri ile ekzotermik piklerin maksimum dereceleri arasındaki fark ise 90-140° arasındadır. Bu sonuçta diğer araştırıcılarınkilerle uyum içerisindedir [36, 39].



Şekil 56. Kop dağı peridotitlerinden türeyen serpantinitlerin DTA verilerinin benzer bulgularla [36, 37] karşılaştırılarak değerlendirilmesi [38]. 18.5 nolu örnek [36] dan, F.58 nolu örnek [37] den alınmıştır. 892, serpantinize lerzolit; 12, serpantinize dünit; 77, 345, 212 ve 1105'ce serpantinize harzburjitlere aittir.

2.2.3.2.3. Lerzolit

Ültramafik masifin kuzeyinde harzburjitlerin üst seviyeleriyle normal geçiş oluştururlar. Akdağ'ın 500 m kuzeyinden başlayıp Dencik köyünün GD'suna kadar K70D doğrultusunda uzanırlar. Bu yayılım alanının uzunluğu yaklaşık 10 km, genişliği ise, 3-4 km'dir (Ek 1). Dencik köyünün güneyinde sağ yönlü, KB-GD doğrultu atımlı bir fayla bölünmüştür. Tıpkı harzburjitler gibi taze kırık yüzeyi yeşilimsi gri, grimsi yeşil, ayrışma yüzeyi kahve (pas rengi) rengidir. Harzburjitlere nazaran daha az kırıklı ve parçalıdırlar. Altta bulunan harzburjitlerle olan dokanağı tedrici olmakla beraber yer yer tektonik geçişlidir. Üst seviyeleri amfibolit ve Malm-Alt Kretase yaşlı tortul kayaçlarıyla tektonik dokanaklıdır. Sığınak (Kop geçidi) civarında iri kristalli piroksenit sokulumlarıyla/ dayklarıyla kesilmişlerdir. Yine yayılım alanı içerisinde sayısız küçük (1x3 m) ve pek az miktarda da büyük amfibolit kütleleri içerirler. Bu amfibolit kütlelerinin de uzun eksenleri masifin genel uzanımına uyum gösterir. Lerzolitlerde, harzburjitlerde görülen hornblend mikrodiyorit/ andezit stok/dayklarına bunlarda rastlanılmamıştır. Harzburjit ve dünitlere nazaran daha az kırıklı ve daha az serpantinleşmişlerdir. Genel duruşları K(60-70) D(25-40) KB'dır. Görünür kalınlıklarının 800 m'den fazla olduğu belirlenmiştir. Makroskopik olarak, yer yer plajiyoklas veya plajiyoklasın alterasyon ürünü olan hidrogranat içermeleriyle, harzburjitlerden kolay ayrılırlar. Ancak taban kısımlarda bulunan ve plajıyoklas içermeyen lerzolitleri, harzburjitlerden çıplak gözle ayırmak imkânsızdır. Mikroskobik incelemelerle şu bulgular elde edilmiştir:

Strüktür: Genelde panksenomorf taneli ve yer yer de otoklastik ve pösilitiktir (Şekil 57). Bazen bu strüktürlerden sadece birini, bazen de her üçünü aynı anda içerirler.

Forsterit: Lerzolitlerde hakim mineral olarak bulunur (Modal olarak %40-60). Oldukça serpantinleşmiştir (%70-90 oranında). Ancak alterasyon artığı kristallerde de deformasyon izi olarak dalgalı sönme ve bol kırık mevcuttur. Özellikle otoklastik strüktür gösteren kesitlerde bu durum daha da belirgindir (2Vz= 85°, %95 Fo).

Hipersten: Kayaçta modal olarak %6-40 oranında bulunur. Genelde ksenomorf, nadiren de subotomorf şekillidir. Değişik yönlerde hafif pleokroizmaya sahiptir. (x= pembemsi kahve, y= renksiz, z= soluk yeşil) 2Vx= 50-60° ölçülmüştür. Deformasyondan dolayı tamamen dalgalı sönmeli olup yer yer 5°'ye kadar sönme gösterir. Kısmen bükülmüş kristaller halinde olmaları yarı katı ortamdaki (yüksek P ve T) deformasyonu yansıtır. Olivinlere nazaran daha az serpantinleşmiştir (bastitleşme).

Enstatit: Modal olarak %10-30 oranında, yer yer bastitleşmiş olarak bulunur. Tamamen ksenomorf şekillidir (2Vz=60-70°, uzanım (+), sönme: paralel).

Ojit: Genelde %10-20 oranında bulunur. Daima dalgalı sönmeli olup %50-90 oranında serpantinleşmişlerdir. Hem olivin, hem de ortopiroksenleri pösilitik olarak sararlar (uzanım +, sönme açısı 35-41°, 2Vz=40°) .

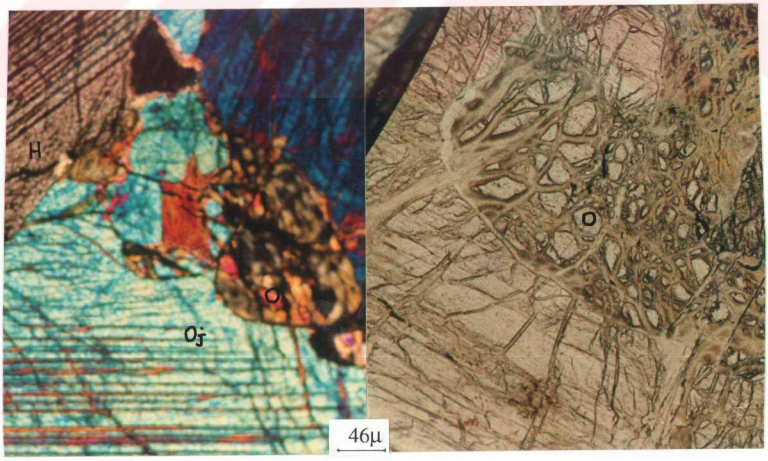
Labradorit: Kayaç içerisinde modal olarak %0-5 oranında olivin ve ortopiroksenleri pösilitik olarak sarmış şekilde bulunur. Albit ikizi alterasyondan dolayı çok az belirgindir. Kısmen veya tamamen hidrogranata dönüşmüştür (Şekil 58).

Aktinolit-tremolit: Mineralleri çok az miktarda ve piroksenlerin ayrışma ürünü şeklinde ve onların kenarlarında yer alır.

Antigorit: Genelde olivinlerin ayrışma ürünü şeklinde ve daha çok tektonik hatlara yakın alanlarda görülür. Sarımtrak yeşil renkli olması demir oranının fazlalığını belirtir [28]. Antigorit içeren kesitlerde serbest manyetit yok veya yok denecek kadar azdır. (Polarizasyon rengi birinci sıranın grisi, sönme paralel, uzanım +, 2Vz =30°) Bol miktarda krizotil (α) damarcıklarıyla kesilmişlerdir.

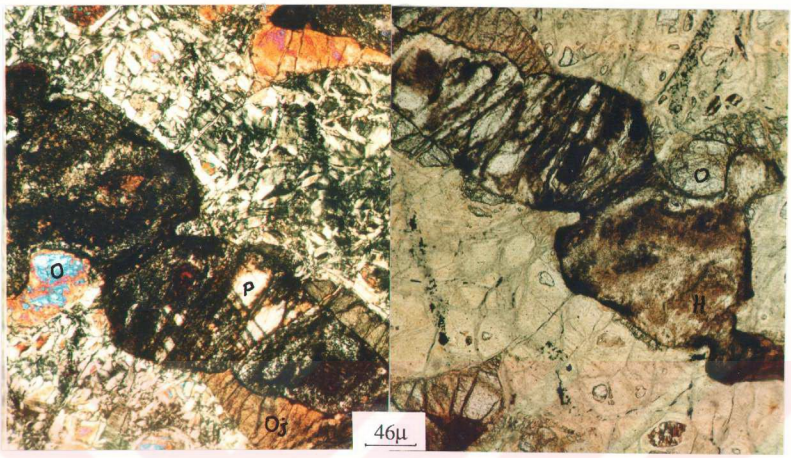
Krizotil (α): İkinci derece bol serpantin mineralidir. Antigorit minerallerini ağsal şekilde kesen damarcıklar şeklinde ve sadece olivinlerin ayrışma ürünü olarak bulunur.

Manyetit: Genelde olivinlerin ayrışmasıyla oluşmuştur. Tüm kayaçta, serpantinleşme arttıkça miktarı azalır.



(a) (b)

Şekil 57. Lerzolitlerde pösilitik strüktür (k.no: 937) (a: +N, b: //N, O: Olivin, H: Hipersten, Oj: Ojit).



(a) (b)

Şekil 58: Lerzolit içerisinde yer yer hidrogranata dönüşmüş plajiyoklas kristalleri (a) +N, b) //N, P: plajiyoklas, O: olivin, Oj: ojit, H: hidrogranat).

2.2.3.1.4. Verlit

Kop ültramafik masifinin kuzeyinde, Cankurtaran mevkiinin 500 m KD'sunda Lerzolitler içerisinde küçük segregasyon mercekleri halinde (5x20-200x50 m) yüzeylenirler (Ek 1). Lerzolitler içerisinde mercek şeklinde bulunan bu birimi gözle ayırdetmek son derece güç, hâtta imkânsızdır. Lerzolitle olan sınırları tedrici geçişlidir. Ancak, ince kesitlerin incelenmesiyle formasyon sınırları çizilebilmiştir. Bunlar da lerzolitler gibi harzburjitlerin üst seviyelerinde yığışım gösterirler. Serpantinleşme oranları lerzolitler gibidir (%20-50). Ancak, mikroskopta ojit bolluğu ve plajiyoklas içermemesi ile lerzolitten ayrılırlar.

Mikroskopta panksenomorf taneli, pösilitik ve yer yer de bantlı strüktür gösterirler (Şekil 59).

Fosterit: Oldukça fazla serpantinleşmiştir (%10-80). Hemen her zaman dalgalı sönmelidirler. Pösilitik olarak klinopiroksenler tarafından sarılmışdır. Modal olarak %40-50 oranında bulunur. Ağsal ve balık pulu strüktüründe serpantinleşmişlerdir (2Vz=85-90°, % 95-86 Fo).

Şekil 59. Verlitlerde pösilitik strüktür. (Cankurtaran kuzeyi, +N, Oj: ojit, O: olivin).

Ojit: Modal olarak %50-55 oranında bulunur. Bir kısmı üç yönde dilinim göstermesiyle diyallaj olarak isimlendirilmiştir. Daima dalgalı sönmelidirler. Genelde pösilitik olarak olivin ve ortopiroksenleri sararlar (c: Z; 40-42° , uzanım (+), 2Vz=60°).

Hipersten: Klinopiroksenler içerisinde kapanım halinde ve az miktarda bulunur (modal olarak %2-3). Kısmen veya tamamen bastitleşmiştir. Diğer mineraller gibi deformasyondan dolayı dalgalı sönme gösterir (uzanım (+), 2Vz =70°).

Krizotil (α): Tamamen olivinlerin çatlaklarında veya kenarlarında ayrışma ürünü şeklinde bulunur. Hemen her zaman çatlaklarda manyetit ile beraber bulunur. Genelde paralel sönmeli olmasına rağmen deformasyon etkisiyle 7-8°'ye kadar eğik sönme göstermektedir.

Antigorit: Olivinlerin ayrışma ürünü şeklinde bulunur. Genelde gözlü strüktürdeki serpantinin merkezi kısmında ve sarımsı yeşil renktedir. Hemen her zaman krizotil damarcıklarıyla kesilmiştir.

Kromit: Eser miktarda ve vişne çürüğü renkte olup bu rengiyle manyetitten ayrılır.

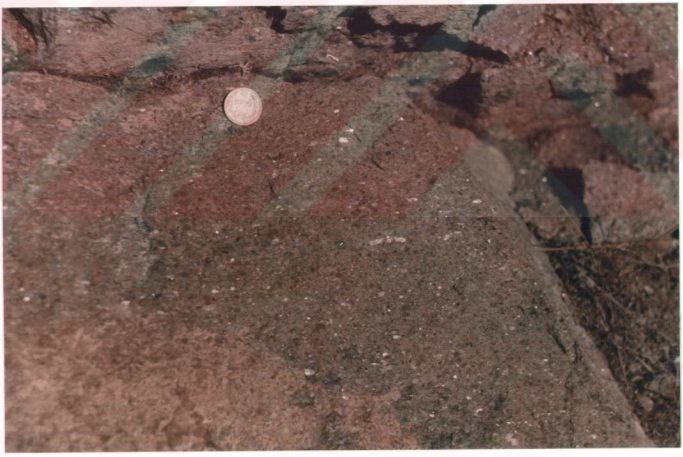
Manyetit: Olivin tanelerinin çatlaklarında krizotile eşlik eder. Miktarları serpantinleşme ile artar.

2.2.3.2.5. Piroksenitler

Ültramafik birliğin en son ürünü olarak kabul edilen bu kayaçların boyutları 0,5x1 metreden 40x120 metreye kadar değişmesine rağmen genelde 2x5 m' lik dayklar halinde yüzeylenirler. Sadece ültramafitleri kesen piroksenitler dünit, harzburjit ve lerzolit içinde yüzlerce dayk oluştururlar (Ek 1).

Merceğimsi piroksenit kütleleri içerisinde kristal boyutlarının kenarlara doğru azaldığı ve kendisini çevreleyen (ev sahipliği yapan) kayaçlara nazaran çok daha sağlam yapılı oldukları dikkate alınırsa şimdiye kadar sözkonusu olan ultramafik kayaçlardan daha genç oldukları sonucuna varılır.

Sadece ültramafik kayaçlar içersinde gözlenmeleri ve yan kayaç dokanağında herhangi bir yanmanın olmayışı da sokulum esnasında yan kayaçın da oldukça sıcak ve ağdalı olduğunu düşündürmektedir. Keza bu kayaçların diğer ültramafik kayaçlar gibi makro ölçekte yığışımlı bir tekstür sergiledikleri belirlenmiştir (Şekil 60).



Şekil 60. Sığınak civarındaki piroksenitlerde yığışımlı tekstür.

Merceksi (dayk) yapının az çok net olduğu yerlerde yapılan gözlemlere göre merceğin uzun ekseni kısa eksenine nazaran 2-5 kat daha uzundur.

Piroksenitleri, ortopiroksenit, klinopiroksenit ve vebsteritlerden oluşan üç alt gruba ayırmak mümkündür.

2.2.3.2.5.1 Ortopiroksenit

İrili ufaklı merceksi kütleler şeklinde yüzeylenirler. Pek çoğu 2x5 m den daha küçük alanlarda yüzeylendiği için haritada gösterilememiştir. Ancak çok az bir kısmı da abartılarak haritaya geçirilmiştir.

Ortopiroksenit mercekleri ültramafik topluluk içinde sadece harzburjitler içerisinde bulunurlar. Ayrıca bunlar Karasuçayı kuzeyinde harzburjit sahalarının tam ortasında Cancık'ın 800 m GB'sında, Ortatecer'in 1,5 km KB'sında Delavlar dağının 2 km GB'sında ve Büyük Sivritepe'nin 1 km GD'sunda mercek/dayk halinde yüzeylenirler. Doğrultuları, genel doğrultuya paralellik gösterip K65D/60KB ilâ K70D/60KB arasındadır.

Bunların makroskopik özellikleri birbirinin hemen hemen aynı olup, yer yer son derece serpantinleşmişlerdir. Taze kırık yüzeyi renkleri elma yeşili olup, ayrışma yüzeyleri sarımsı kahvedir. Kristal boyutları 1-12 cm arasında değişir.

Büyük Sivritepe'nin 1 km GD'sunda yüzeylenen ortopiroksenitler diğerlerine nazaran hem daha kuzeyde (dünit-harzburjit sınırına yakın alanda) hem daha genişçe bir alanda (40x120 m) yüzeylenirler. İçerisine sokulum yaptığı harzburjitler dokanakta oldukça fazla serpantinleşmişlerdir. Diğerlerinden en önemli farkları da çok iri kristalli (megakristalli) olmalarıdır. Öyleki kristal boyutları 12 cm'ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 61) ortalama kristal boyutu ise 4-5 cm civarındadır. Kristaller makroskopik olarak doleritik strüktürü andırır şekilde dizilmişlerdir (Şekil 61).

Şekil 61. Büyük Sivritepe GD'sunda tamame büyük hipersten kristallerinden oluşan hiperstenit.

Bu kayaçların taze kırık yüzeyi renkleri koyu veya açık yeşil olup ayrışma yüzeyi kahverengidir. Küçük boyutlu olan ortopiroksenit dayklarının (0,5x1-3x10 m) hakim minerali enstatit olup yan kayaçlara nazaran biraz daha sert topoğrafya sergilerler. Genel mikroskobik özellikleri şöyledir:

Strüktür: Genelde subotomorf, yer yer de ksenomorf taneli.

Enstatit, kayacın %95-100'ünü oluşturur. Genelde subotomorf olup %80-98 oranında bastitleşmişdir. Kenarları boyunca yer yer opak zarflarla çevrelenmiş ve bükülmüş kristaller halinde bulunur.

Ojit: Ksenomorf kristaller halinde en çok %5 oranında bulunur. Yer yer serpantinleşmişlerdir (2Vz=50-55°, c:Z=39-41°, uzanım (+)).

Antigorit: Piroksenitlerde çok az miktarda belirlenmiştir .

Krizotil γ: Hemen hemen her kesitte az çok bulunur. Genelde piroksenlerin çatlak ve kenarları boyunca gelişmiştir.

Klorit (Pennin): Az miktarda opak minerallerin etrafında belirlenmiştir (Uçuk sarı renkli olup normal polarizasyon rengi gösterir).

Vermikülit: Az miktarda ve yeşilimsi sarı renklerde görülür (2Vx=20°).

Klinoklor: Opak minerallerin (manyetit) etrafında nadiren görülür (Paralele yakın sönme, uzanım (-), 2Vx=15°).

Manyetit, alterasyon sonucu gelişmiş olup serpantin minerallerine eşlik eder.

2.2. 3.2.5.2. Klinopiroksenit

Klinopiroksenitler bütün ültramafik istifi keserek irili ufaklı (0,5x1-20x50 m) mercekler şeklinde yüzeylenirler. Bunların bazıları 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaya abartılarak çizilmişlerdir. Harzburjit içinde genel konumları K70D/50KB olup ultramafitlerin duruşuna paralellik gösterir.

Klinopiroksenitlerin dünitler içerisindeki dizilimleri de kabaca K70D istikametindedir. Öyle ki kromit yataklanmalarına kılavuzluk edecek şekilde yerleşim gösterirler (Ek 1 ve Şekil 62). Kromit sahalarında genellikle dekapajdan sonra yüzeylenirler. Bu alanlarda kristal boyutları genelde 1-2 mm olup kayaç %90'a varan oranda serpantinleşmiştir. Genellikle yüzeylenme alanları ve kristal boyutları kromit kütlelerinden

uzaklaştıkça artar, serpantinleşme miktarları azalır. Renkleri elma yeşilinden sarımsı yeşile değişim gösterir.

Harzburjit içerisinde yüzeylenen klinopiroksenitler, hemen her alanda gözükmelerine rağmen, daha çok Güllüdağ'ın güney eteklerinde, Kelvezi Komu'nun 500 m kuzeyinde yoğunlaşma gösterirler.

Sokulum yaptıkları yan kayaçlarda herhangi bir deformasyon izine rastlanmamıştır. Ancak piroksenit kütlelerinde tane boyu yan kayaca doğru bariz bir şekilde küçülür.

Lerzolit içerisinde yüzeylenen klinopiroksenitler genellikle Akdağ'ın 500 m kuzeyinde Lerzolit-harzburjit sınırına yakın alanlarda yoğunlaşırlar. Nadiren plajiyoklaslı lerzolitler içerisinde de bulunurlar.

Harzburjit ve dünit içerisinde yüzeylenen klinopiroksenitlerde kristal mertebesinde herhangi bir yönlenme yokken, kuzeye doğru lerzolitler içerisinde belirgin bir yönlenme gözlenmiştir . Ayrıca dünitler içerisinde yüzeylenenlerde %10-15'e kadar olivin bulunurken bu oran harzburjitlerdekilerde % 5-10, lerzolitlerdekilerde ise %3-5 civarındadır.

Klinopiroksenitlerin mikroskobik analiz sonuçları şu şekildedir:

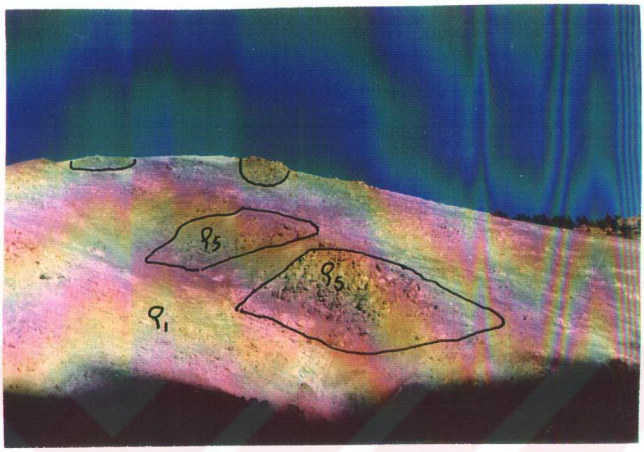
Strüktür: Genelde subotomorf, kısmen de ksenomorf taneli ve yer yer pösilitiktir (Şekil 63).

Ojit: Genelde subotomorf kristaller halinde olup modal olarak %75-98 oranındadır. Yer yer %5-90 oranında serpantinleşmişlerdir. Olivin ve hipersten içeren kesitlerde bu mineralleri çevrelerler. Sıkça dalgalı sönmeli, kısmen yönlenmeli olup uzun eksenleri hemen hemen birbirlerine paralellik gösterir ($2Vz=35°-65°$, c:Z;35-43°, Δ= 0,025-0,30, X yönünde açık elma yeşili, Z yönünde sarımsı kahve, uzantı (+)). Bazan üç yönlü dilinim gösterirler.

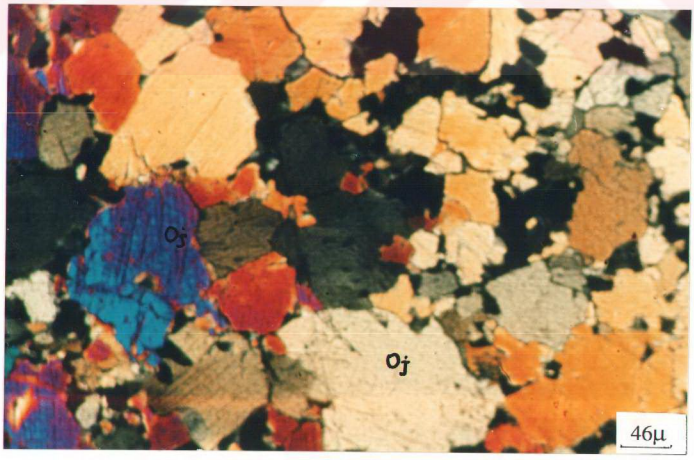
Pijonit: Sadece bir kesitte (k.no; 633) %45 oranında belirlenmiştir. Bükülmüş, dalgalı sönmeli kristaller halinde ve subotomorfturlar ($2Vz= 20$, c: z= 40°).

Olivin (Forsterit): Kayaç içinde % 3-5 oranında bulunur. Tamamına yakını serpantinleşmiştir. Piroksen mineralleriyle pösilitik olarak çevrilmişlerdir. Sağlam kristallerde dalgalı sönme mevcuttur ($2Vz= 5$, % 95 Fo).

Enstatit: Modal olarak %3-10 oranında bulunur. Genelde bastitleşmişlerdir. Bükülmüş kristaller halinde olanlar ekssolüsyon (ayrılım) ürünü olarak diyopsit lamelleri içerir.



Şekil 62. Dünit içerisinde klinopiroksenitler (Arapçayırı deresi doğu yamacı, ρ1= dünit, ρ5= klinopiroksenit).



Şekil 63. Klinopiroksenitlerde ksenomorf taneli strüktür (Oj: ojit, +N).

Antigorit: Olivinlerin yerini kısmen veya tamamen almış olarak bulunur.

Krizotil (γ): Ağ şeklinde damarcıklar, nadiren de piroksenlerin kenarlarında onları çevrelemiş olarak bulunurlar.

Hidrogranat: Çok az miktarda ve Akdağ'ın kuzeyindeki klinopiroksenitlerde belirlenmiştir.

Kalsit: Çatlaklarda dolgu şeklinde görülür.

Klorit (Vermikülit): Ayrışma ve çatlak dolgusu şeklinde ve az miktarda bulunmaktadır.

Klinoklor: Az miktarda olivinli klinopiroksenitlerde bulunur.

Pikotit: Bazı kesitlerde en çok %1 oranında (dilinimsiz, koyu yeşil, izotrop), kare veya yuvarlağımsı kristaller halinde ve daha çok dünit içerisindeki klinopiroksenitlerde görülür.

Kromit: Yarı öz şekilli olup nadir olarak bulunmaktadır.

Manyetit: Kayaç içindeki miktarları serpantinleşme ile orantılı olarak artar. Piroksenlerin çatlak, dilinim ve kenarları boyunca yığışım gösterir.

2.2.3.2.5.2.1. Diyallajit

Karasu güneyinde Çırmıt köyünün 1 km güneyinde dar bir alanda (10x30 m) yüzeylenir (Haritaya abartılarak geçirilmiştir). Kristal boyutları 3-7 cm arasında değişmektedir. Koyu zeytin yeşili renkte olup nispeten ayrışmasızdır. Sadece yan kayaçla olan dokanağı kısmen serpantinleşmiştir. Kristallerin üç yöndeki dilinimleri çıplak gözle iyi görülmektedir.

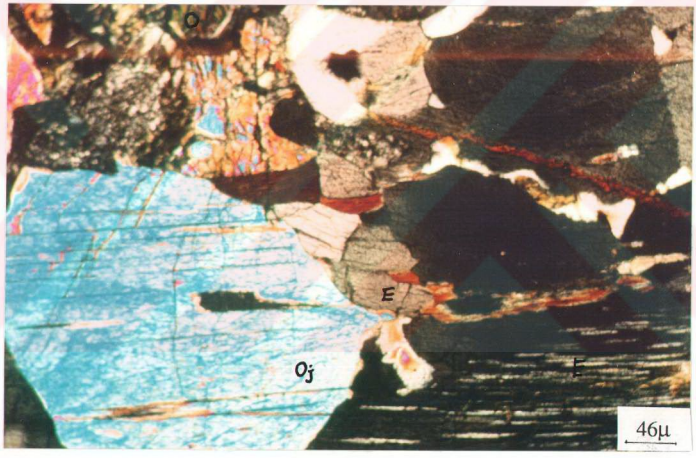
2.2.3.2.5.3. Vebsterit

Vebsteritler de diğer piroksenitler gibi yaygınca ve irili ufaklı mercekler şeklinde yüzeylenirler. Boyutları da genelde diğer piroksenitler gibi olup ortalama olarak 5x15 m arasındadır. Diğer piroksenitlerden mikroskobik incelemelerle ayırtlanmışlardır. Bazıları

haritaya abartılarak geçirilmiştir. Tüm ültramafitler içerisinde gözükürler. Cancık köyü'nün 1 km GB'sında harzburjitler içerisinde, Eren krom şantiyesinin 1 km batısında ve Sıçankale mezraasının 500 m batısında dünitler içerisinde, Kop geçidi civarında sığınağın 1 km doğusunda lerzolitler içerisinde yüzeylenirler.

Arazide koyu yeşil renkli olup çıplak gözle diğer piroksenitlerden ayrılamazlar. Kristal boyutları 2-5 mm civarındadır. Oldukça sert röliyefe sahip olup kendilerini çevreleyen yan kayaçlardan kolayca ayrılırlar. Genelde olivin çok az miktarda bulunmasına rağmen bazan % 20'ye kadar ulaşır. Bu durumda kayaca "Olivinli Vebsterit" adı verilmiştir. Genel mikroskobik özellikleri şöyle belirlenmiştir:

Strüktür: Ksenomorf ve subotomorf taneli ve yer yer pösilitik (Şekil 64).



Şekil 64. Olivinli vebsteritlerde ksenomorf taneli strüktür (+N, E: enstatit, Oj: ojit, O: olivin).

Enstatit: Kayaçta modal olarak %8-40 oranında bulunur. Miktarları olivinle ters orantılıdır. Pösilitik olarak olivin (hortonolit) içermektedir. Genelde dalgalı sönmeli olup, klinopiroksenlere nazaran daha subotomorfturlar. Yer yer bastitleşmişlerdir. Dilinimleri boyunca yer yer ekssolisyon (ayrılım) ürünü klinopiroksen lamelleri içerirler (2Vz= 60° - 70°, uzanım (+), c: Z: 0- 8°).

Ojit: Modal olarak %60-85 oranında bulunur. Enstatitlere nazaran daha ksenomorf şekillidir. Hemen her zaman miktarları ortopiroksenlerden daha fazladır. Nadiren

serpantinleşmiştir (2Vz=50-60°, c:Z: 39-41°). Olivin ve ortopiroksenleri pösilitik olarak içerir.

Olivin (hortonolit): Modal olarak %20'ye kadar değişik oranda bulunur. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir. Forsterit oranı %45 civarındadır (2Vx=70°).

Krizotil γ: Olivinlerin çatlaklarında ayrışma ürünü şeklinde bulunurlar (uzanım (+)).

Bastit: Ortopiroksenlerin ayrışma ürünü şeklinde ve daha çok dünit içerisindeki vebsteritlerde görülürler.

Kalsit: Az miktarda ve çatlak dolgusu şeklinde gözükür.

Hidrogranat: Tek bir örnekte eser miktarda görülmüştür (k. no; 404).

2.2.3.3. Bazik, Ortaç ve Asit Magmatik Kayaçlar

Bazik, ortaç ve asit magmatik kayaçlar genel olarak ültramafik kayaçların kuzeyinde amfibolitler içerisinde, kısmende değişik alanlarda ve bu ültramafitleri keserek yüzeylenirler.

Arazi gözlemleriyle ültramafitlerin kuzeyinde kalanlar gabro, diyorit, kuvarslıdiyorit, tonalit, diyabaz ve dasitlerden ibaret olup muhtemelen aynı bir magmanın diferansiasyon ürünüdürler.

2.2.3.3.1. Gabro

Ultramafik masifin kuzeyinde, Kop geçidi Cankurtaran civarında amfibolitleri keserek yüzeylenmişlerdir. Toplam olarak 1km^2'lik bir alanda ve irili ufaklı stoklar halinde (1x3 ila 200x1000 m) yüzeylenirler (Şekil 65). Belirgin bir yönelimleri olmamakla beraber daha çok lerzolitlere yakın alanlarda yüzeylenirler (Ek 1)). Net olmamakla beraber kuzeye doğru diyoritik kayaçlara geçiş gösterirler. Diyoritlerle ayrı ayrı haritalanamayacak kadar girift beraberlik gösterirler.

Arazi gözlemleriyle genelde alacalı, yeşilimsi gri, yeşilimsi kirli beyaz renklere sahip olup bu renkleri kuzeye doğru açılır.

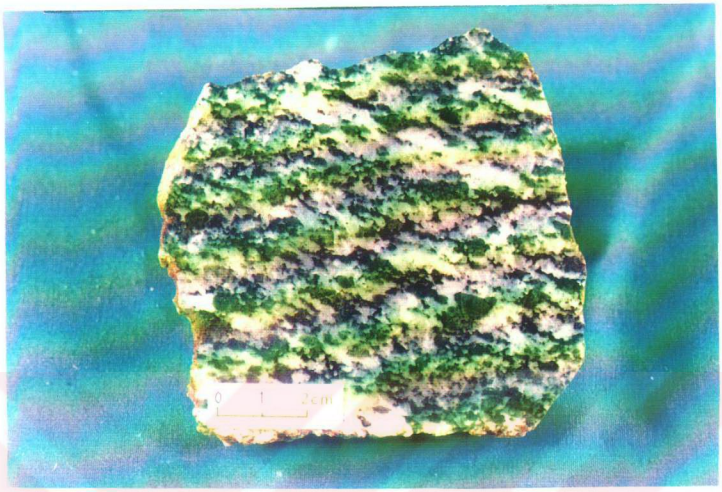
Sığınağın 100 m güneyinde megaskopik olarak bantlı yapı sunarlar (Şekil 66). Bu yapı kuzeye doğru izotropik bir yapıya dönüşür. Kristal tane boyu aynı bir stokta yan kayaca (amfibolitlere) doğru, genel anlamda da kuzeye doğru azalır. Bunun yanında ferromagnezyen mineral içeriği aynı bir stokta yan kayaca doğru artarken, global olarak kuzeye doğru azalır. Özellikle amfibolitlerle olan dokanaklarına yakın alanlarda amfibolit kapanımları (anklavları) içerirler.

Gabrolardan alınan örnekler mikroskobik olarak incelenerek modal analizlerden hareketle sınıflamaları yapılmıştır (Şekil 67).

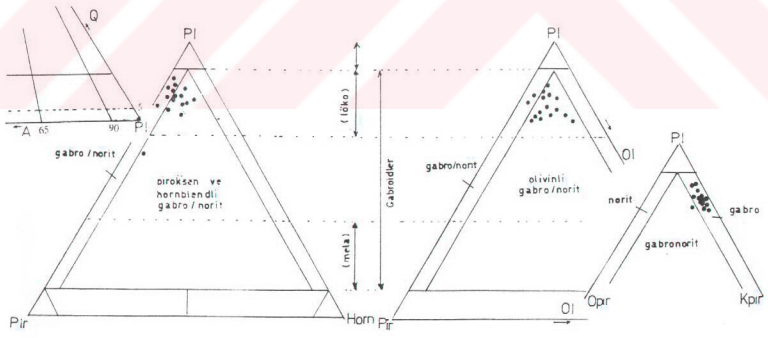
Şekil 65. Amfibolitler içerisinde gabro sokulum/stokları (Kop-Abide'nin 1 km KB'sı).

Strüktür, genelde subotomorf (yarı öz şekilli) taneli, ültramafik kayaçlara doğru yer yer bantlı ve pösilitiktir (Şekil 68).

Plajiyoklas: Gabrolarda modal olarak %25 (lerzolitlere yakın alanlarda) ilâ % 90 oranında bulunur. Genelde ksenomorf (öz şekilsiz), nadiren de subotomorf (yarı öz) şekillidirler. Çoğunlukla olivinleri pösilitik olarak sararlar. Bu alanlarda yer yer yığışım dokusu gösterip uzun eksenleri az çok birbirine paralellik gösterir. Ancak plajiyoklaslardaki bu doku kuzeye doğru kaybolur. Plajiyoklaslardaki anortit içeriği %52 (labradorit) ile %71 (bitovnit) arasında değişir. Anortit içeriği lerzolitlere doğru artar. Yer yer serisitleşme ve kalsitleşme, nadiren de amfibolitlere yakın alanlarda hidrogranata dönüşüm gösterirler. Hemen her zaman yoğun deformasyonu ifade eden bol kırık içerirler.



Şekil 66. Gabrolarda bantlı yapı (Kop Cankurtaran binasının 100 m güneyi).



Şekil 67. Gabroların modal sınıflamaları.

Olivin: Modal olarak genelde çok az, kısmen de lerzolitlere yakın alanlarda % 25-30 oranına kadar yükselir. Miktarları kuzeye doğru azalır. Sıkça dalgalı sönme gösterirler. Bol çatlaklı olup çatlakları boyunca serpantinleşmişlerdir. Bileşimleri % 85-64 Fo arasında (krizolit-hyalosiderit) arasında değişir (2Vx=70-80°).

Şekil 68. Gabrolarda subotomorf taneli strüktür (+N, O:ojit, H: hornblend, P: plajiyoklas).

Pijonit: Hemen hemen sadece Abide'nin 500 m kuzeyindeki gabroik kayaçlarda ve modal olarak %3-5 oranında ve subotomorf (yarı öz şekilli) olarak bulunur (2Vz=20-25°, uzanım (+), c:Z:= 22-25°).

Egirin-Ojit: Az çok tüm ince kesitlerde belirlenmiştir. Hafif yeşil pleokroik ve biaks negatif karakteriyle ojitten ayrılır. Genellikle yarı derinlik kayaçlarına yakın alanlarda görülüp subotomorfturlar.

Ojit: Tüm incekesitlerde ve modal olarak %5-12 oranında bulunur. Egirin-ojit tanelerini çevreler. Genellikle ksenomorfturlar. Kısmen pösilitik olarak plajiyoklas içerir.

Enstatit: Modal olarak %5'e kadar bulunur. Genelde klinopiroksenler tarafından sarılmış kristaller halindedir. Daha çok eski Karayolları bakımevinin 200 m KD'sundaki gabrolarda görülürler. Yer yer bastitleşmişlerdir. Kısmen olivin nadiren de plajiyoklas minerallerini pösilitik olarak sararlar (2Vz≅50°-60°, uzanım (+),c:Z=0°).

Hipersten: Sadece iki kesitte %2 oranında görülmüştür. Klinopiroksenler tarafından yer yer çevrelenmişlerdir. Nadiren kloritleşmişlerdir.

Hornblend: Gabroik kayaçlarda %2-11 oranında bulunur. Miktarları kuzeye doğru artar. Genelde klinopiroksenlerin etrafında bulunup onları zarflar şeklinde sararlar.

Klinoklor: Damar dolgusu şeklinde az miktarda bulunur.

Prehnit: Az miktarda ve damar dolgusu şeklindedir.

Krizotil (α): Olivinlerin çatlakları boyunca ve onların ayrışma ürünü şeklinde bulunur (uzanım (-)).

Albit: Plajiyoklasların kırık ve çatlaklarında ikincil olarak ve eser miktarda bulunur.

2.2.3.3.2. Kuvarslı Diyorit/Diyorit

Kuvarslı diyoritler, tonalitler gibi sadece Güllüdağ civarında yüzeylenmişlerdir. Diyoritler ise hem Güllüdağ, hem de Kop-Abide civarında yüzeylenirler.

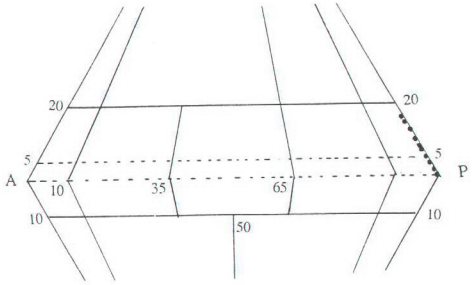
Kuvarslı diyoritler tonalitik derinlik kayaçlarının dış kısmında kalınlığı 100-200m'ye varan zarflar şeklinde içerisine sokulum yaptıkları amfibolitlerle yakın alanlarda yüzeylenirler. Makroskopik olarak tonalitlere çok benzer, ancak onlardan daha ince tanelidirler. Bazen de birbirinden çıplak gözle ayrılmaları imkânsız olup mikroskobik çalışmalarla ayırtlanmışlardır. Tonalitlere nazaran daha bol ferromagnezyen mineral içerirler. Buna karşılık kuvars oranları o nispetle azalır. Güllüdağ'da zirve civarında çapları 5-25 cm arasında değişen amfibolit kapanımları içerirler.

Güllüdağ zirvesinin 500-1000 m kuzeyinde tonalitlerden bağımsız olarak boyutları 50x100 m civarında, zirvenin 2 km batısında diğer batı eteklerinde de 10x20 -100x400 m boyutunda çok sayıda stoklar şeklinde bulunurlar. Amfibolitlerle olan dokanaklarında da yer yer granofirik kayaçlara geçiş gösterirler.

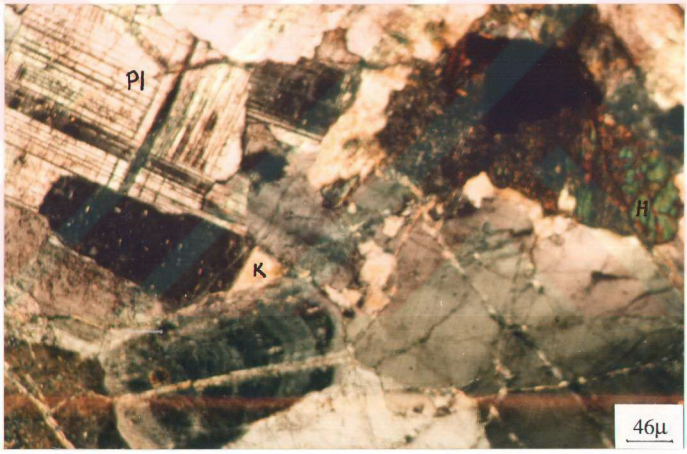
Mikroskopta ksenomorf taneli, ince taneli ve ince taneli porfirik strüktür sunan bu kayaçlar modal analizlerle isimlendirilmişlerdir (Şekil 69-70).

Plajiyoklas: Modal olarak %75-90 oranında olup genelde subotomorf şekillidir. Sıkça normal zonlanma gösterir. Tamamına yakını oligoklas-andezin (%22-32 An) bileşimindedir. Yer yer yoğun bir şekilde serisit ve zeolite dönüşmüşlerdir. Kısmen pösilitik olarak hornblendle sarılmışlardır.

Kuvars: Modal olarak 0-15 oranında bulunur. Tamamen otomorf şekilli bol kırıklı olup, belirgin dalgalı sönme gösterir. Genelde plajiyoklasların aralarını doldurur.



Şekil 69. Kuvarslı diyorit ve diyoritlerin modal sınıflamaları [40].



Şekil 70. Kuvarslı diyoritlerde taneli strüktür (Pl: plajiyoklas, K: kuvars, H: hornblend, +N).

Hornblend: Hemen her kesitte ve %3-13 oranında bulunur. Otomorf şekilli olup, kısmen kloritleşmiştir. Miktarları stokların kenarlarına doğru artar.

Egirin-ojit: Genelde %1-3 oranında bulunur. Tek bir kesitte (k.no; 679) %25 oranında görülmüştür. Bükülmüş, parçalanmış, kalsitleşmiş ve kloritleşmişlerdir (koyu-açık yeşil renklerde pleokroizma, 2Vx= 50°, c:Z:= 17-20, uzanım (+)).

Biyotit: Tek bir kesitte %1 oranında görülmüştür. Bu kesitte hornblend miktarlarlarında azalma görülmüştür.

Sfen: Tali mineral olarak tek bir kesitte görülmüştür.

Apatit: Çok az miktarda bulunur.

Zoisit: Kesitlerde ender olarak belirlenmiştir.

Laumontit: Plajiyoklasların kenarlarında ve ayrıca çatlaklarda dolgu şeklinde bulunur (2Vx= 35°, c:Z 20°).

Prehnit: Tek bir kesitte çatlak dolgusu şeklinde tespit edilmiştir.

Klorit: Nispeten bol olarak, hem çatlak dolgusu hem de ferromagnezyen minerallerin ayrışma ürünü olarak bulunur.

Kalsit: Az miktarda ve çatlak dolgusu halinde görülür.

Serisit: Plajiyoklasların ayrışma ürünü şeklinde ve çok bol miktarda belirlenmiştir.

2.2.3.3.3. Tonalit

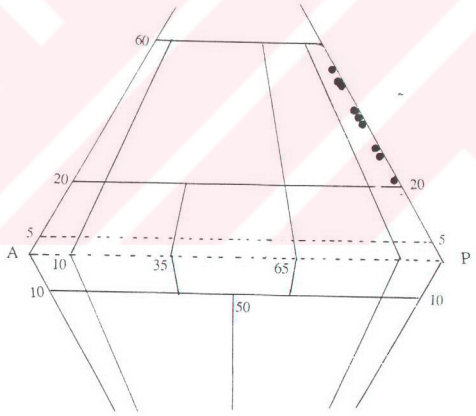
Ultrabazik masifin KB'sında Güllüdağ civarında amfibolitik kayaçlar içerisine sokulum yapmış asit-ortaç plütonik kayaçların merkezî kısımlarında stoklar şeklinde bulunurlar (Şekil 71).

Şekil 71. Amfibolit (şta) içerisine sokulum yapmış tonalit stokları (σ2) (Güllüdağ civarı, fotoğraf batıdan doğuya doğru çekilmiştir.

Yaklaşık olarak 1,5 km^2'lik bir alanda yüzeylenen tonalitler, yanal olarak kuvarslı diyoritlere ve granofirik yarı derinlik kayaçlarına geçiş gösterirler.

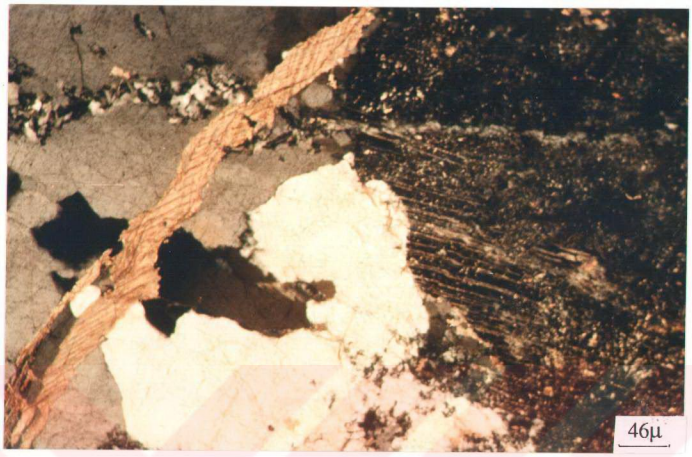
Genelde Güllüdağ zirvesinin kuzey ve batı yamaçlarında yüzeylenirler. Yer yer aynı bileşimli pegmatitik damarcıklar (5-15 cm kalınlığında) tarafından kesilmişlerdir. Kendi içlerinde oldukça faylı, kırıklı ve çatlaklıdırlar. Deformasyonun hakim olduğu ültramafitlere yakın alanlarda yoğun alterasyon (arenalaşma) gösterirler. Bu yüzden kolay dağılgan olup blok vermezler. Taze kırık yüzeyleri kirli beyaz, yeşilimsi kirli beyazdır. Ayrışma yüzeyi renkleri ise kahverengimsi-sarımsı kirli beyazdır. Makroskobik olarak iri kuvars kristalleri içermesiyle çevre kayaçlardan kolayca ayrılırlar. Yanal olarak kuvars oranının azalmasıyle kuvarslıdiyoritlere, tane boyunun küçülmesiyle de granofirlere geçiş gösterirler.

Mikroskopik çalışmalar sonucunda hem löko (açık renkli), hem de hornblendli tonalit olarak isimlendirilmişlerdir (Şekil 72). Genelde subotomorf (yarı öz şekilli), kısmen de ksenomorf (öz şekilsiz) taneli strüktüre sahiptirler (Şekil 73).



Şekil 72.Tonalitlerin modal sınıflaması.

Plajiyoklas: Modal olarak %50-75 oranında subotomorf (yarı öz şekilli) ve ksenomorf (öz şekilsiz) kristaller halinde bulunur. Yoğun bir şekilde normal zonlanma gösterip tektonik etkilerden dolayı da bol kırıklıdır. Ezilmenin bol olduğu alanlardan alınan örneklerde bol miktarda serisitleşme ve epidotlaşma görülür. Nadiren albitleşmiş ve zeolitleşmiştir. (010)'a dik kesitlerde yapılan tayinle cinslerinin oligoklas-andezin olduğu (%28-36 an) belirlenmiştir.



Şekil 73. Tonalitlerdeki ksenomorf taneli strüktür (+N). P: Plajiyoklas, K: Kuvars, Ka: Kalsit).

Kuvars: Modal olarak %18-40 oranında bulunur. Ksenomorf olup, plajiyoklasların arasında düzensiz kristaller halinde yer alırlar. Ekseriya dalgalı sönmelidir. Kısmen kenarları boyunca otoklastik strüktürü andıran ufalanma gösterir.

Hornblend: Ortalama olarak %2-3, en çok %12 oranında bulunur. Plajiyoklas ve kuvars ile çevrilmiştir. Özellikle tektonik hatlara yakın alanlarda bolca kloritleşmiştir.

Egirin-Ojit: Az miktarda olup hornblend ile sarılmışdır (2Vx≈40, yeşil pleokroizma, c:Z= 10-18°) .

Biyotit: Az miktarda ve kloritleşmiş olarak gözükür.

Zirkon: Sadece bir kesitte ve kuvars içerisinde kapanım halinde tespit edilmiştir.

Apatit: Nadiren ve kuvars içerisinde otomorf kristaller halinde bulunur.

Epidot: Genelde plajiyoklasların ayrışma ürünü şeklinde ve daha çok tektonizmanın yoğun olduğu ültramafik kayaçlara yakın alanlarda görülür.

Serisit: Plajiyoklasların ayrışması ile gelişmiştir. Bol miktarda bulunurlar.

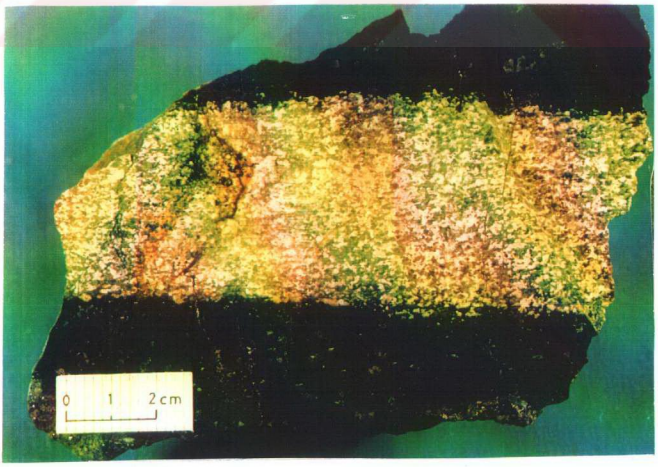
Klorit: Genelde hornblend ve biyotitlerin ayrışma ürünü şeklinde görülür. Kısmen de çatlaklarda dolgu şeklinde bulunur.

Prehnit: Çok az miktarda ve plajiyoklasların çatlaklarında gelişmiştir.

2.2.3.3.4. Granofir

Sadece Güllüdağ civarında asit-ortaç plütonik kayaçların kenar fasiyeslerinde veya yan kayaç olan amfiboliteri kesen damarlar şeklinde bulunurlar. Damar /apofiz şeklindeki granofirler küçük kütleler halinde uzun eksenleri en çok 10-15 m, genişlikleri 1-2 m civarındadır. Daha küçük, ve santimetre boyutunda olanları da mevcuttur (Şekil 74).

Bu yüzden 1/25.000 ölçekli haritaya işaretlenmeleri mümkün olmamıştır. Kirli sarı, bej, kirli beyaz renktedirler. Makroskopik olarak çok ince taneli bir yapı gösterirler. Mikroskopta sferolitik ve mikropegmatitik strüktür sunarlar (Şekil 75). Mineralojik bakımdan tonalit ve kuvarslı diyoritlere benzerler. En çok %5-10 oranında ortoklas içerirler. Kuvars taşın hemen hemen 1/3'ünü oluşturur. Plajiyoklaslar hakim feldspat olup cinsleri oligoklas-andezindir. Hornblend miktarları tonalit ve kuvarslı diyoritlere nazaran daha azdır.



Şekil 74. Güllüdağ civarında amfiboliti kesen bir granofir damarının el örneği.

Şekil 75. Güllüdağ civarında yüzeylenen granofirlerde mikrografik ve sferolitik strüktür (+N, K: kuvars, Pl: plajiyoklas, Or: ortoklas, P: pistaşit, K.no: 389).

2.2.3.3.5. Diyabaz

Diyabazlar sadece Kop geçidi, Karayolları bakımevi civarında metamorfik kayaçları (amfibolit, mikaşist, kloritşist, kalkşist vb.) keserek, boyutları 0.5x2 m ile 5x20 m arasında değişen dayklar şeklinde yüzeylenmişlerdir. Bu dayklar, metamorfitlerin üst seviyelerinde, genişliği yaklaşık 200 m, boyu 1-2 km'ye varan genişçe bir sahada yoğunlaşırlar. Daykların genel konumları KD-GB olup kısmen de olsa kestikleri kayaçların şistozitesine paralellik gösterirler.

Diyabazlar, yan kayaçlarda mekanik bükülmelere neden olmuşlardır. Bu nedenle de metamorfitlerin şistozite yüzeylerinde ters yönde bükülmeler gelişmiştir (Şekil 76).

Megaskopik olarak ince taneli, ayrışmadan dolayı da dağılgan bir yapıya sahiptirler. Taze kırık yüzeyi rengi sarımsı yeşil, ayrışma yüzeyi rengi de sarımsı kahvedir. Yer yer de kılcal limonit damarcıkları içerirler.

Şekil 76. Karayolları bakımevi civarında metamorfitleri kesen diyabaz dayk ve sokulum esnasında metamorfitlerde gelişen ters bükülme.

Diyabaz daykları, güneydoğuya doğru bunların derinlik kayaçları olan gabroik stoklara geçiş gösterirler. Nitekim gabrolar tamamen amfibolitler, diyabazlar ise amfibolitler ve daha düşük derece metamorfik kayaçlar içerisine sokulum yapmışlardır.

Diyabazlar ve beraber bulundukları metamorfitler üzerine taban konglomerası ile Üst Kretase tortuları oturur. Konglomera içerisinde diyabaz çakıllarının bulunması sonucu bu sokulumun Üst Kretase öncesi olduğu kanısına varılmıştır. Sözkonusu birim mikroskopta doleritik strüktür (ofitik, nadiren de entersertal) gösterir (Şekil 77).

Plajiyoklas: Birincil açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Genelde birbirine yaslanmış latalar halinde olup, aralarındaki çok köşeli boşlukları ferromagnezyen mineraller doldururlar. (010)'a dik kesitlerinde yapılan tayinlerde cinslerin %7-25 an ile albit oligoklas olduğu belirlenmiştir. Yoğun alterasyondan dolayı kalsitleşmiş, zeolitleşmiş, serisitleşmiş ve epidotlaşmışlardır.

Hornblend: Kayaç içerisinde %10-40 oranında bulunur. Tamamına yakını kloritleşmiştir (%90'dan fazlası). Subotomorf şekilli olup kısmen doleritik strüktürü andıracak şekilde birbirlerine yaslanmış olarak bulunurlar.

Biyotit: Genelde az miktarda, bulunmasına rağmen tek bir kesitte %15 civarında ve amfibolden daha fazla olarak bulunur. Ancak genelde klorite (vermikülit) dönüşmüştür.

Aktinolit-tremolit: Hornblendlerin ayrışma ürünü şeklinde, kısmen de zeolit kristalleri içerisinde pösilitik olarak iğnemsi kristaller halinde bulunur.

Epidot (pistaşit): Yer yer bol miktarda hem plajiyoklasların ayrışma ürünü şeklinde, hem de plajiyoklasların aralarındaki çok köşeli boşluklarda ferromagnezyen minerallerin yerini almış olarak bulunur.

Zoisit: Aktinolit ve tremolitlerin bol olduğu kesitlerde otomorf kristaller halinde bulunur.

Kalsit: Kayaçta en çok %10'a kadar bulunur. Genelde plajiyoklasların etrafında kısmen de çatlak dolgusu şeklinde bulunur.

Vermikülit: Genelde hornblend ve biyotitlerin ayrışmasıyla oluşmuştur. Nadiren de çatlaklarda dolgu şeklinde bulunur (Üniaks (-), bazan $2Vx \approx 5°$, uzantı (+)).

Magnetit (manyetit): Ferromagnezyen minerallerin ayrışma ürünü olarak onların çatlak, dilinim ve kenarları boyunca gelişmiştir.

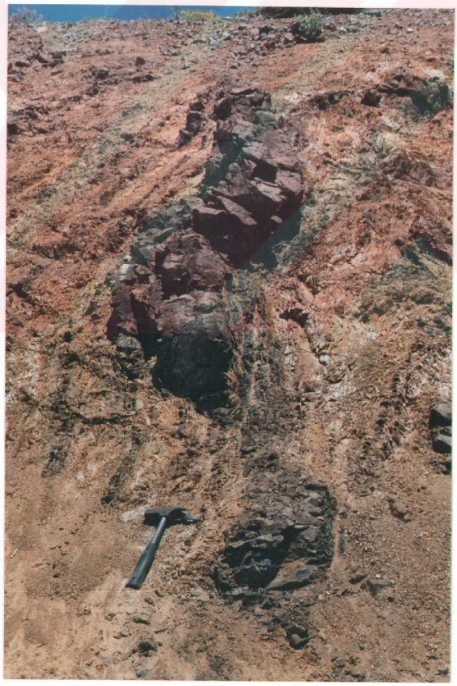
Şekil 77. Diyabazlarda doleritik strüktür ((+N), Kop-Karayolları bakımevi civarı) Pl: plajiyoklas, Oj: ojit, Kl: klorit, O: opak (manyetit).

2.2.3.3.6. Dasit

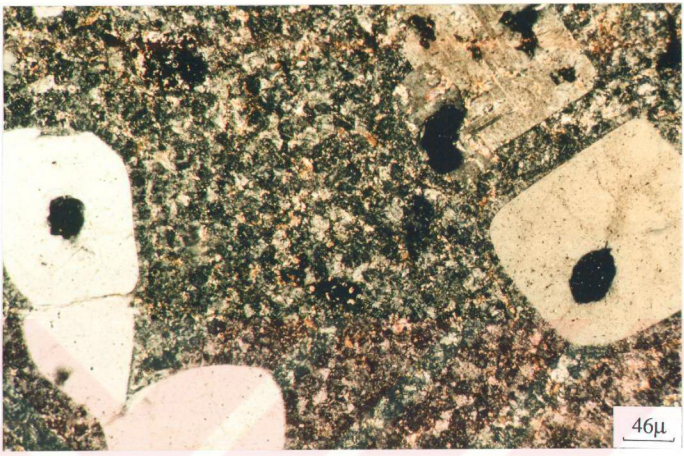
Dasitler, genelde Güllüdağ nadiren de Kop geçidi civarında metamorfitlerin en üst seviyelerinde çok küçük dayklar (ortalama 1x3 m) şeklinde yüzeylenirler. Genel doğrultuları diyabazlar ile aynı olup onlara nazaran daha az (bir kaç dayk halinde) görülürler (Şekil 78). Daha sert olmaları iri kuvars kristali içermesiyle diyabazlardan ayrılırlar. Sarımsı-açık kahve renklidirler.

Dasitlerin, tonalitler, kuvarslıdiyorit ve diyoritler ile beraber bulunmaları, bunlarla aynı magmanın ürünü olduklarını düşündürür. Mikroskobik özellikleri ise şu şekildedir:

Strüktür: Genelde mikrogronü (ince taneli) porfirik (Şekil 79) .



Şekil 78. Abide civarında yüzeylenen limonitleşmiş dasit daykları.



Şekil 79. Dasitlerde mikrogronü (ince taneli) porfirik strüktür (+N, K: kuvars, Pl: plajiyoklas).

Andezin (32 An): Yoğun bir şekilde serisitleşmiş, nadiren de kalsitleşmiş, zeolitleşmiş ve albitleşmişdir. Fenokristaller subotomorf ve otomorf şekillidir. Kayacın yaklaşık 2/3 ünü oluşturur.

Kuvars: Kayacın yaklaşık 1/3'ünü oluşturur. Hem kenarları korrode (aşınmış) olmuş fenokristal, hem de plajiyoklas mikrolitleriyle iç içe büyümüş küçük taneler halinde bulunur. İri kristaller yarı subotomorf (öz şekilli), bol kırıklı ve dalgalı sönmelidirler.

Biyotit: Az miktarda (%1-2) ve kloritleşmiştir.
Zirkon: Bir kesitte tek bir kristal halinde görülmüştür.
Klorit (Vermikülit): Biyotit etrafında ve bunların ayrışma ürünü olarak bulunur.
Serisit: Çok bol ve plajiyoklasların ayrışmasıyla oluşmuştur.
Epidot: Az miktarda ve plojiyoklaslar üzerinde gelişmiştir.
Manyetit: Saçınım halinde, özşekilsiz olarak (en çok %1) bulunur.

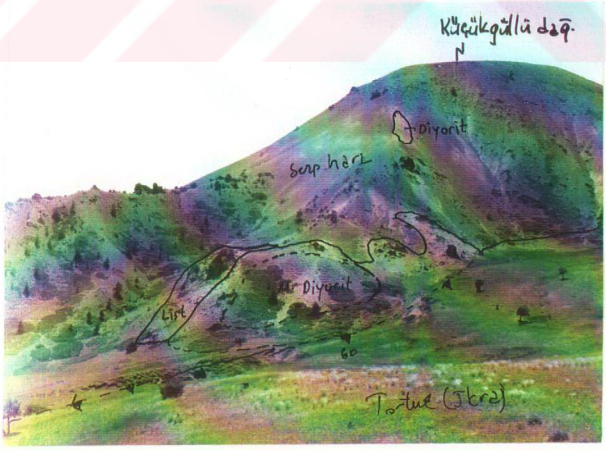
2.2.3.3.7. Hornblendli Mikrodiyorit ve Hornblendli Andezit

Hornblendi mikrodiyorit ve hornblendli andezitler çalışma sahasının ortasında masifin genel doğrultusuna paralel ve harzburjitler içerisinde dayk ve küçük stoklar şeklinde yüzeylenirler. Kabaca 4-5 km genişliğinde 30 km boyunda dar ve uzunca bir alanda yüzden fazla küçük mostra halinde yüzeylenirler. Uzun eksenleri birbirlerine paralel olup genelde uzun eksenleri kısa eksenlerinin 2-3 katı kadardır (Ek 1).

Daha çok Sazlı köyün 2-3 km KD'sunda ve Pırnakapan köyünün 2-3 km KB'sında yoğunlaşmışlardır. Ancak daha az miktarda da Kösekomu ve Çırmıt köyleri 2 km GB'sında ve Küçükgüllü dağının doğusunda tortul kayaçlarla harzburjitlerin dokanağına yakın yerlerde yüzeylenirler.

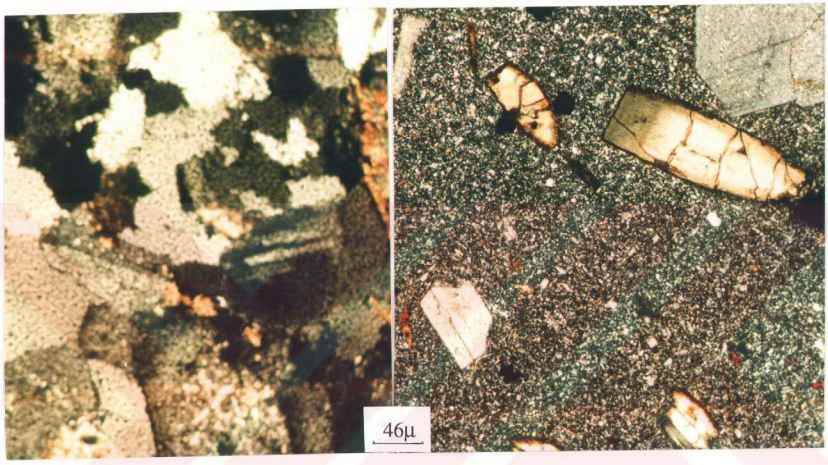
Sokulum yaptıkları harzburjitler içerisinde aşırı serpantinleşmeye (ve yer yer listvenitleşmeye) neden olmuşlardır (Şekil 80).

Stok ve daykların boyutları 5x10 m ilâ 50x150 m arasında değişir. Kirli beyaz, pembemsi kirli beyaz ve alacalı renklerde gözlenen bu kayaçlar içerisinde makro ölçekte uzun eksenleri birbirine paralel amfibol mineralleri gözlenir. Yan kayaç olan harzburjitlere doğru metazomatik değişimlerle Na'ca zenginleşmişlerdir. Ayrıca Kösekomu GB'daki andezitler çapları 1 ile 40 cm arasında değişen serpantinize harzburjit anklavları (kapanımları) içerirler.

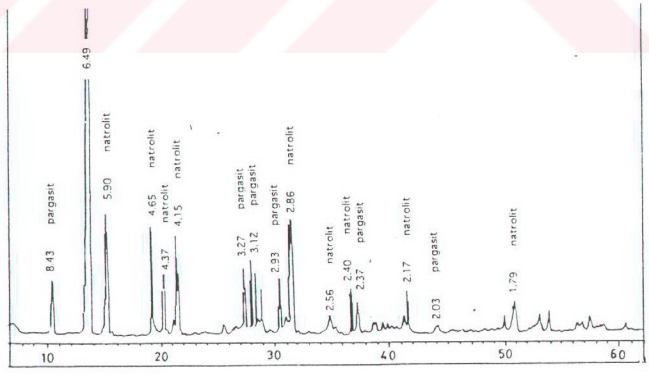


Şekil 80. Küçükgüllü dağının 2 km kuzeydoğusunda hornblendli andezit/diyoritlerin harzburjitleri keserek yüzeylenmeleri.

Mikrodiyoritler, andezitlere nazaran daha az oranda yüzeylenirler. Yüzeylenen stok veya daykların orta kesimleri mikrodiyoritik, kenar kısımları ise andezitik karakterlidir. Dolayısıyle devamlı olarak birbirlerine geçiş gösterirler. Bu durum mikroskopta da net olarak belirlenmiştir. Stok veya daykların kenar zonlarından alınan örnekler ince kristalli, porfirik strüktüre sahipken, orta kesimler daha çok entersertal strüktür arzeder (Şekil 81) .



a) b)



c)

Şekil 81. a) Mikrodiyoritlerin, b) andezitlerin mikroskobik görünümleri. (+N), P: plajiyoklas, h: hornblend, n: natrolit); c) mikrodiyorit/ andezitlerde natrolit mineralinin X ışınları difraktogramı.

Bu kayaçların mikroskopta gözlenen diğer özellikleri şöyledir:

Plajiyoklas: andezit ve mikrodiyoritlerde modal olarak %85-95 oranında bulunur. Mikrodiyoritlerde yarı öz şekilli kristaller halinde, andezitlerde yarı öz şekilli iri kristaller ve mikrolitler halinde, bulunurlar. Fenokristallerde sıkça normal zonlanma ve deformasyon izi olarak da bol çatlak mevcuttur. Kısmen amfibol kristallerini çevreler durumdadır. Mikrodiyoritlerde andezin, andezitlerde oligoklas-andezin bileşimindedirler. Nadiren serisitleşmişlerdir.

Yeşil hornblend: andezit ve mikrodiyoritlerde hemen hemen eşit orandadırlar (%5-15). Hemen her zaman iki nesil halinde bulunur. Genelde otomorf olup her zaman zonlanma gösterirler. Ayrıca deformasyonun etkisiyle de hafifçe dalgalı sönmelidirler. Genelde iki farklı yönde, birbirine paralel çizgisellik oluşturacak şekilde dizilim gösterir. Bu iki farklı yön arasındaki açı andezitlerde 80°, mikrodiyoritlerde 75° civarındadır. Kenarları boyunca az çok kloritleşmişlerdir. Net bir pleokrizma gösterirler (x; yeşilimsi kahve, z; morumsu kahve, 2Vz= 65°, uzantı (+), c:z= 17°).

Ortoklas: sadece bir kesitte %3 oranında görülmüştür.

Zoisit: pljiyoklaslar tarafından çevrelenmiş olarak az miktarda görülmüştür (k.no: 836).

Sfen: az miktarda tespit edilmiştir (k.no: 836).

Vermikülit: amfibollerin ayrışma ürünü şeklinde ve bol miktarda bulunur.

Kalsit: az miktarda ve ikincil olarak görülmüştür.

Natrolit: Plajiyoklasların kısmen veya tamamen yerini almış olarak bulunurlar. Dolayısıyla onların metazomatik değişimi ile oluştukları anlaşılmıştır. Genelde stok/dayklarının kenar fasiyesinde görülür. Natrolit minerallerinin varlığı X-ışınları difraktogramı (Şekil 81, c) ile de teyit edilmiştir [41].

2.2.3.3.8. Abide Bazaltları

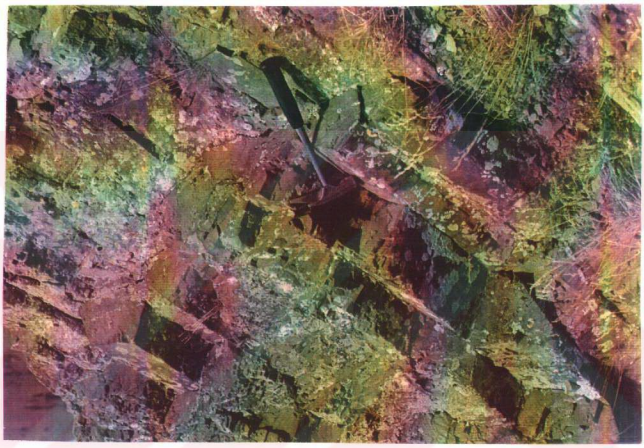
İnceleme alanımızda sadece Kop geçidi, Abide civarında yüzeylenen Üst Kretase yaşlı kırıntılı tortular içerisinde sil şeklinde bulunurlar. Genelde prizmatik debi gösteren bu kayaçlar, diğer kayaçlara oranla daha sağlam görünüşlüdür. Kumtaşı ve marnlarla olan dokanağında çok az belirgin bir yanma mevcuttur.

Dayklarının uzun eksenleri melanja ait marnların doğrultularına paraleldir. Dayklarının prizmatik kolanları da yan tortul kayaçların tabaka yüzeyine diktir. Bol gözenekli olmalarından dolayı vaküoler bazalt olarak da adlandırılan bu kayaçlar jeolojik haritaya

abartılarak işlenmiştir. Koyu yeşil-kahverengi olup çıplak gözle görülebilen ferromagnezyen mineral içerirler. Bu kayaçların mikroskobik analiz sonuçları şöyledir;

Strüktür vaküoler (gözenekli) mikrolitiktir.

Plajiyoklas: Birincil açık renkli minerallerin tamamına yakınını oluştururlar. Anortit içeriklerinin % 35-55 (andezin-labrador) olduğu belirlenmiştir. Bazı kesitlerde kısmen veya tamamen albitleşmiş ve zeolitleşmiştir.



Şekil 82. Kızıleşme tepenin güney yamacında vaküoler bazaltlarda prizmatik debi.

Ferromagnezyen mineral: Bol miktarda bulunup tamamen kloritleşmişlerdir. Korunmuş dış şekillerinden hareketle amfibol (altıgen) ve piroksen (sekizgen) oldukları kanısına varılmıştır. Kayaçta modal olarak % 25'den fazla bulunur.

Kuvars: Tamamen ikincil olarak (en çok % 5) bulunur. Genelde boşluklarda ve otomorf şekilde gözükür.

Kalsit: Çok bol miktarda hem birincil minerallerin ayrışma ürünü şeklinde, hem de gözeneklerde dolgu şeklinde yer alır.

Analsim: Az miktarda ve boşluk dolgusu şeklinde bulunur.

Vermikülit: Açık sarımsı yeşil renkte, çok bol miktarda hem ferromagnezyen minerallerin ayrışma ürünü, hem de hamurda sıvama şeklinde bulunur.

Ayrıca bu kayaçlar mikroskobik ölçekte diyabaz anklavları (kapanımları) da içerirler. Bu anklavlarda kloritleşme oldukça azdır.

Sözkonusu kayaçlar ilksel olarak bazaltik karakterli olup daha sonra yer yer albitleştikleri anlaşılmıştır. Renk indisinin % 25 civarında kabul edilmesiyle ve yer yer andezin karakterli plajiyoklas içermeleriyle sözkonusu vaküoler volkanik kayaçlara "vaküoler andezitik bazalt" adı uygun görülmüştür.

2.3. Jeokimya ve Petroloji

2.3.1. Giriş

Jeokimyasal analizler değişik yöntem ve tekniklerle, değişik laboratuvarlarda gerçekleşmiştir. KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü X-ışınları spektrofotometri laboratuvarında 80 kadar örneğin ana ve iz element analizleri, DTA laboratuvarında da 10 kadar serpantin örneğinin DTA analizleri yapılmıştır. Fizik bölümü X-ışınları difraktrometre laboratuvarında bir kısım örneğin difraktogramları çekilmiştir.

Paşabahçe Cam Sanayi A.Ş. mikrokimyasal analiz laboratuvarında genelde kromit olmak üzere bir çok örneğin mikrokimyasal (mikroprob) analizi yapılmıştır.

Kanada "ACME Analytical Laboratories LTD." analitik kimya laboratuvarında 20 adet örneğin X-ışınları spektrometre yöntemiyle ana ve iz element analizleri, "Inductively coupled plasma" (ICP) yöntemiyle de Nadir Toprak Element (NTE) analizleri yapılmıştır.

KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünde bulunan X-ışınları spektrofotometresinde analiz edilecek kayaçlar önce öğütülüp toz haline getirildikten sonra tablet şekline sokulmuşlardır. Değişik kayaç standartları kullanarak analiz edildikten sonra ateşte kayıp miktarları 900 °C de gerçekleştirilmiştir. Ana element analiz sonuçlarından CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri hesaplanmıştır.

Ana oksit analizlerinde demir oksit değerleri total demir oksit (FeO*) olarak hesaplanmıştır. Fe_2O_3 değerleri ise matematiksel hesapla bulunmuştur. Bu hesaplamada değişik araştırıcılar değişik formüller kullanmışlardır. Irvine ve Baragar [42]' e göre $(\%)Fe_2O_3=(\%)TiO_2$ + 1.5 olarak kabul edilmiş, Lippart ve Truckle [43]'e göre $Fe_2O_3(\%)=(\%)$ 0.2 FeO olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada son formülü kullanmak daha uygun bulunmuştur.

CIPW normlarının hesaplanmasında (Fe_2O_3/FeO)= 0.2 alınarak hesaplama yapılmıştır. CIPW normlarında ve Niggli [44] parametrelerine ait tablolarda yapılan kısaltmalar aşağıda sunulmuştur.

Q: Kuvars	Ol: Olivin
C: Korendon	Hy: Hipersten
Or: Ortoklas	Pr: Pirit
Ab: Albit	Ap: Apatit

An: Anortit	Cm: Kromit
Hm: Hematit	Mt: Manyetit
Ne: Nefelin	Di: Diyopsit
İl: İlmenit	Ca: Kalsit

DI: Diferansiyasyon İndisi (Q+Or+Ab+Ne)
RI: Renk İndisi (Kpir+Opir+Ol+Mt+İl+He+Ap)

2.3.2. Metamorfik Kayaçlar

Metamorfitler: Amfibolit, gnays, mikaşist, kloritşist gibi rejyonal metamorfik kayaçlardan oluşurlar. Jeokimyasal incelemelerle bu kayaçların köken kayaçlarının tespitine çalışılmış, analiz sonuçları yardımıyla kimyasal değişimler irdelenmiştir.

2.3.2.1. Amfibolitlerin Jeokimyasal Açıdan İncelemeleri

Daha önceki bölümde de belirtildiği gibi ültramafik kayaçlar içerisinde hem küçük blok veya mercek, hem de bu ültramafitler üzerine bindirmiş yarı otokton büyük kütleler halinde bulunurlar.

Amfibolitlerden 6 adet örneğin ana ve iz element analizi, 2 adet örneğin de NTE analizi yapılmıştır. Bu örneklerden ikisi (k.no: D.99 ve 980) amfibolit bloklarından (anklavlarından) altısı ise geniş yüzeylenme gösteren amfibolitlerden alınmıştır. Ana ve iz element analiz sonuçları tablo 1, CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri tablo 2'de sunulmuştur.

2.3.2.1.1. Amfibolitlerin Ana Oksit Özellikleri

Amfibolitlerin jenetik ayrımlanmalarında değişik yazarlara göre değişik diyagramlar kullanılmıştır. Bunlardan en önemlileri Niggli Parametrelerine göre düzenlenmiş olan c-mg, (al-alk) - si [45 ve 46] diyagramları ile ana oksit analizlerine dayanan K_2O-Na_2O [47] ve {(Al+Fe+Ti)/3-K} - {(Al+Fe+Ti)/3 - Na}, [48 ve 49] diyagramlarıdır.

Tablo 1. Amfibolitlerin ana(%) ve iz (ppm) element içerikleri

Örnek No	S.30	D.99	672	1123	1021	980
SiO_2	49.74	48.95	45.33	46.62	49.57	47.92
TiO_2	0.44	1.89	0.62	0.42	0.93	0.62
$AL2O_3$	9.93	11.52	12.75	7.55	14.36	10.10
FeO	9.92	11.05	13.74	10.53	9.09	9.62
MnO	0.17	0.29	0.23	0.15	0.16	0.20
MgO	10.78	8.60	9.17	22.79	8.18	15.41
CaO	10.86	7.56	8.15	4.17	10.0	5.22
Na_2O	2.10	4.12	1.63	0.62	3.42	2.01
K_2O	0.30	0.60	0.52	0.10	0.26	0.24
P_2O_5	0.07	0.17	0.06	0.06	0.10	0.14
H2O	5.48	4.72	6.83	6.16	3.04	6.71
Toplam	99.79	99.47	98.03	99.17	99.11	98.19
	İz Elementler					
Rb	7.4	11.2	20.6	3.5	10.8	13.8
Sr	7.2	199.6	269.9	135.3	126	156.4
Zr	2.0	120.1	29.6	86.0	43	78.2
Y	12.5	53.6	31.7	12.4	27.3	42.3
La	1.9	9.1	4.5	9.3	3.5	5.2
Ba	113.1	127.2	163.9	200.8	40.0	151.1
Ce	92.9	5.9	62.6	37.9	14.1	20.3
Nb	1.8	6.5	2.7	2.0	2.8	3.9
Th	0.3	3.8	5.2	0.6	1.0	2.0
Cr	388.8	5.4	15.8	1631.3	560.0	581.6
Ni	75.3	28.3	24.5	1006.2	107.0	221.2

Tablo 2. Amfibolitlerin CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

Örnek No	S.30	D.99	672	1123	1021	980
Q	0	0	0	0	0	0
Or	1.78	3.55	3.08	0.59	1.54	1.42
Ab	17.77	34.86	13.79	5.25	28.94	17.01
An	16.79	11.18	25.95	17.54	24.71	17.84
Ne	0	0	0	0	0	0
Di	29.73	20.63	11.71	2.28	19.76	5.82
Hy	22.14	0.92	25.82	48.57	5.06	36.79
Ol	2.89	17.18	7.50	15.52	12.61	10.28
Mt	2.40	2.67	3.32	2.55	2.20	2.74
il	0.84	3.59	1.18	0.80	1.77	1.18
Ap	0.17	0.40	0.14	0.14	0.24	0.33
Ca	0	0	0	0	0	0
	Niggli Parametreleri					
Si	112.32	117.66	104.10	88.53	116.31	103.38
al	13.19	16.28	17.22	8.43	19.82	12.81
alk	5.02	10.50	4.38	1.26	8.15	4.52
fm	55.50	53.73	58.33	81.82	46.88	70.58
C	26.27	19.47	20.05	8.48	25.14	12.06
ti	0.74	3.40	1.06	0.59	1.63	1.00
k	0.08	0.08	0.17	0.09	0.04	0.07
mg	0.65	0.57	0.54	0.79	0.61	0.70
h	41.25	37.82	52.28	38.99	23.77	41.06

Tablo 3. Amfibolitlerin NTE içerikleri (ppm)

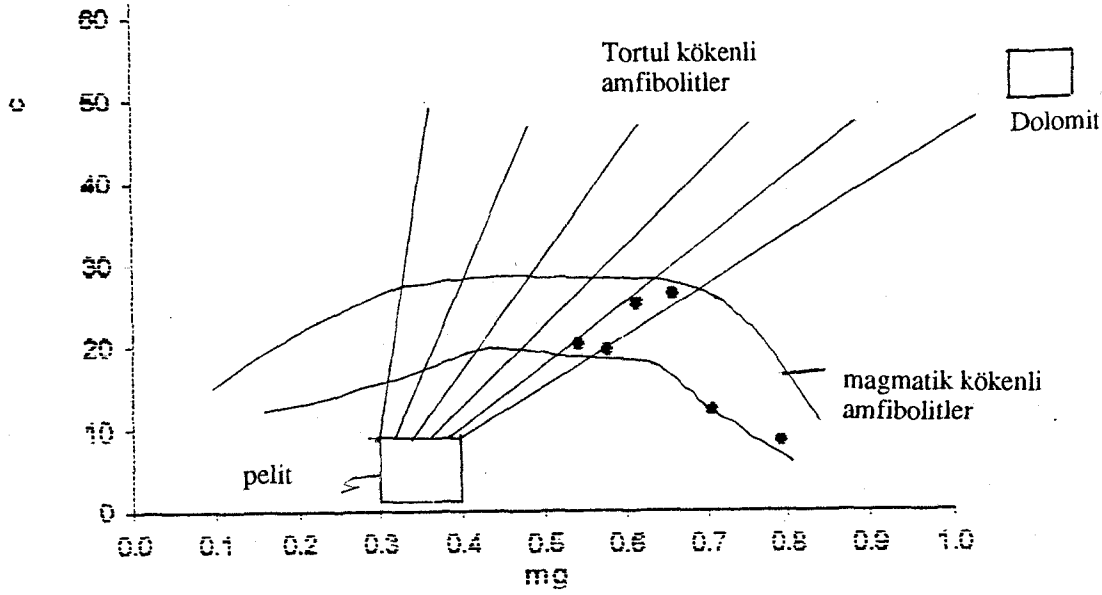
Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
S.45 :	52.4	8.9	27	3.8	13.8	3.5	2.1	6.8	2.2	8.9	2.1	3.8	0.5	5.3	0.9
1021 :	27.3	3.5	14.1	0.8	5.3	2.1	1	3.4	1	4.4	1.2	3.4	0.2	2.7	0.6

c-mg Niggli parametre diyagramında Kop amfibolitlerinin c değerleri 8-30, mg değerleri 0.5-0.8 arasında değişim gösterip magmatik kökenli "ortoamfibolit" alanına düşerler (Şekil 83). (al-alk) - si diyagramında da yine benzer bir durum gözlenip, bütün amfibolitler magmatik kökenli alana düşerler (Şekil 84).

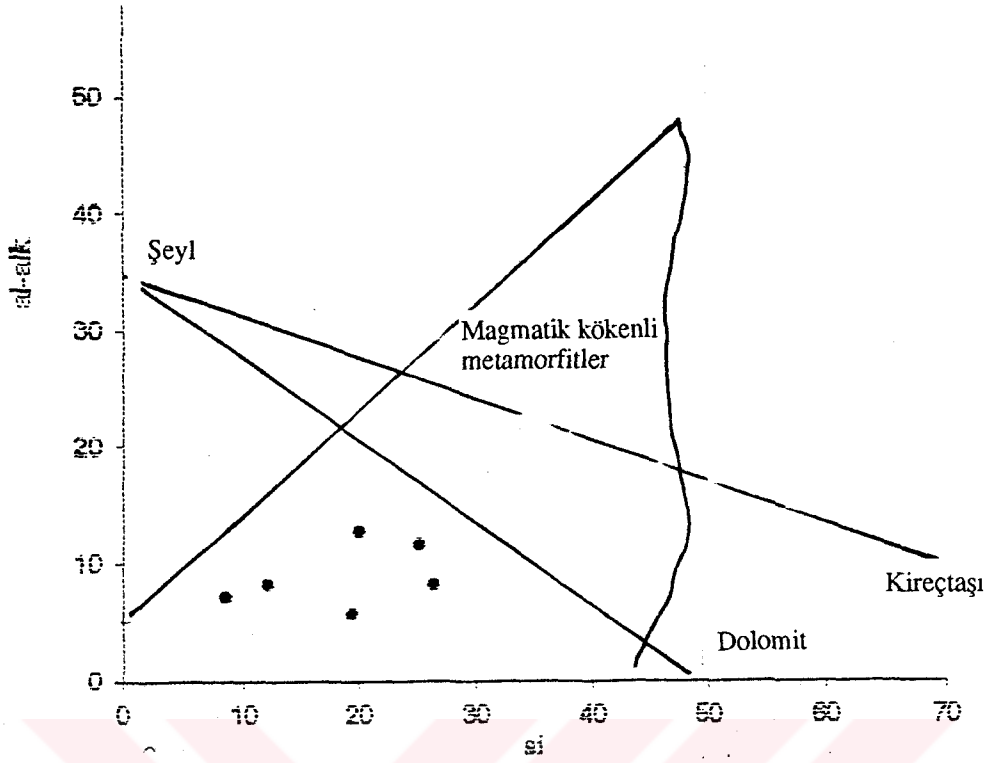
Peridotitlerle beraberlik gösteren bazik kayaçların Na_2O içerikleri diğer ortamdakilere oranla daha yüksek, buna karşın K_2O içerikleri daha düşüktür. Kırıntılı tortul kayaçların K_2O içeriklerinin nispeten yüksek olmasından hareketle hazırlanan K_2O-Na_2O diyagramında Kop amfibolitlerinin "orto" karakteri bir kez daha teyit edilmiştir (Şekil 85).

{(Al+Fe+Ti)/3 - K} - {Al+Fe+Ti)/3 - Na} diyagramında da amfibolitlerin ilksel kayaçlarının genelde bazaltik bileşimde olduğu belirlenmiştir (Şekil 86). Ancak tek bir örnek (k.no.1123) hafif bir sapma göstermektedir.

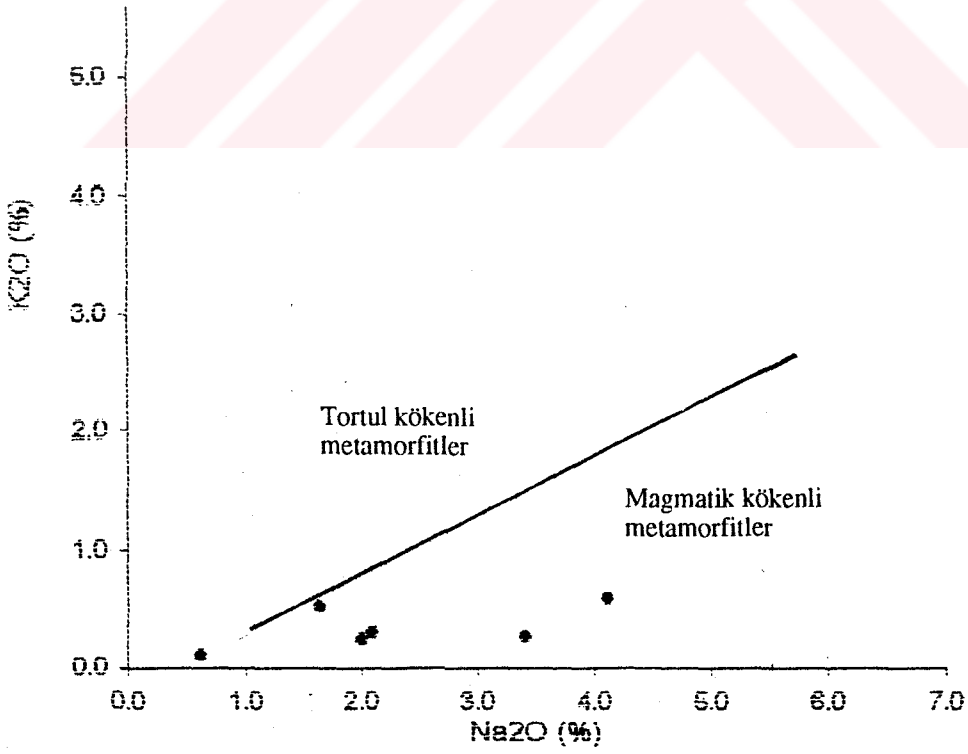
Amfibolitlerin SiO_2'ye karşılık ana oksit değerleri karşılaştırılmış; SiO_2 ile Al_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2 ve CaO arasında pozitif ilişki, SiO_2 ile Fe*O ve MgO değerleri arasında da negatif bir ilişki belirlenmiştir (Şekil 87). SiO_2'ye karşılık MnO dağılımlarında ise düzensizlik görülmüştür.



Şekil 83. Kop metamorfik kayaçlarının c-mg parametrelerine göre jenetik ayrılımları [45]. (•: Amfibolitler).

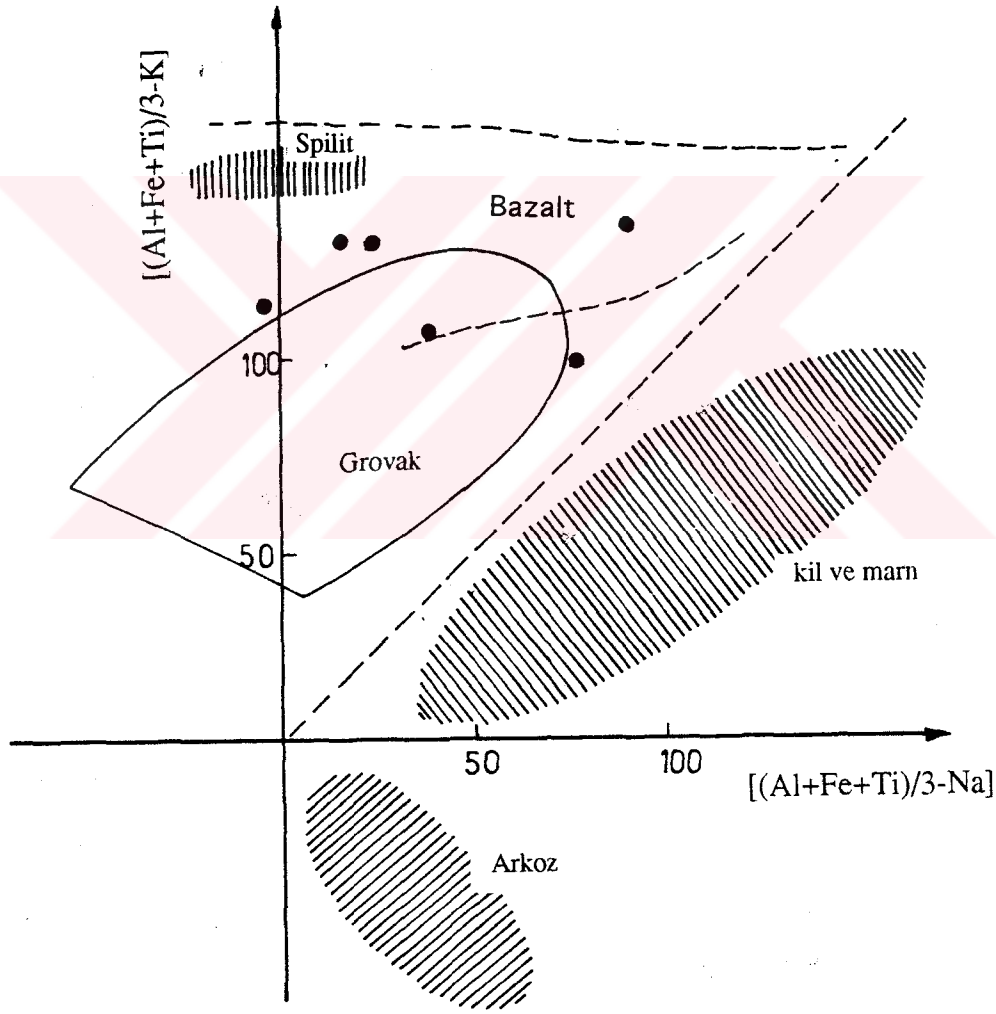


Şekil 84. Kop metamorfitlerinin (al-alk) - si parametrelerine [46] göre jenetik ayrımları. (• Amfibolitler).

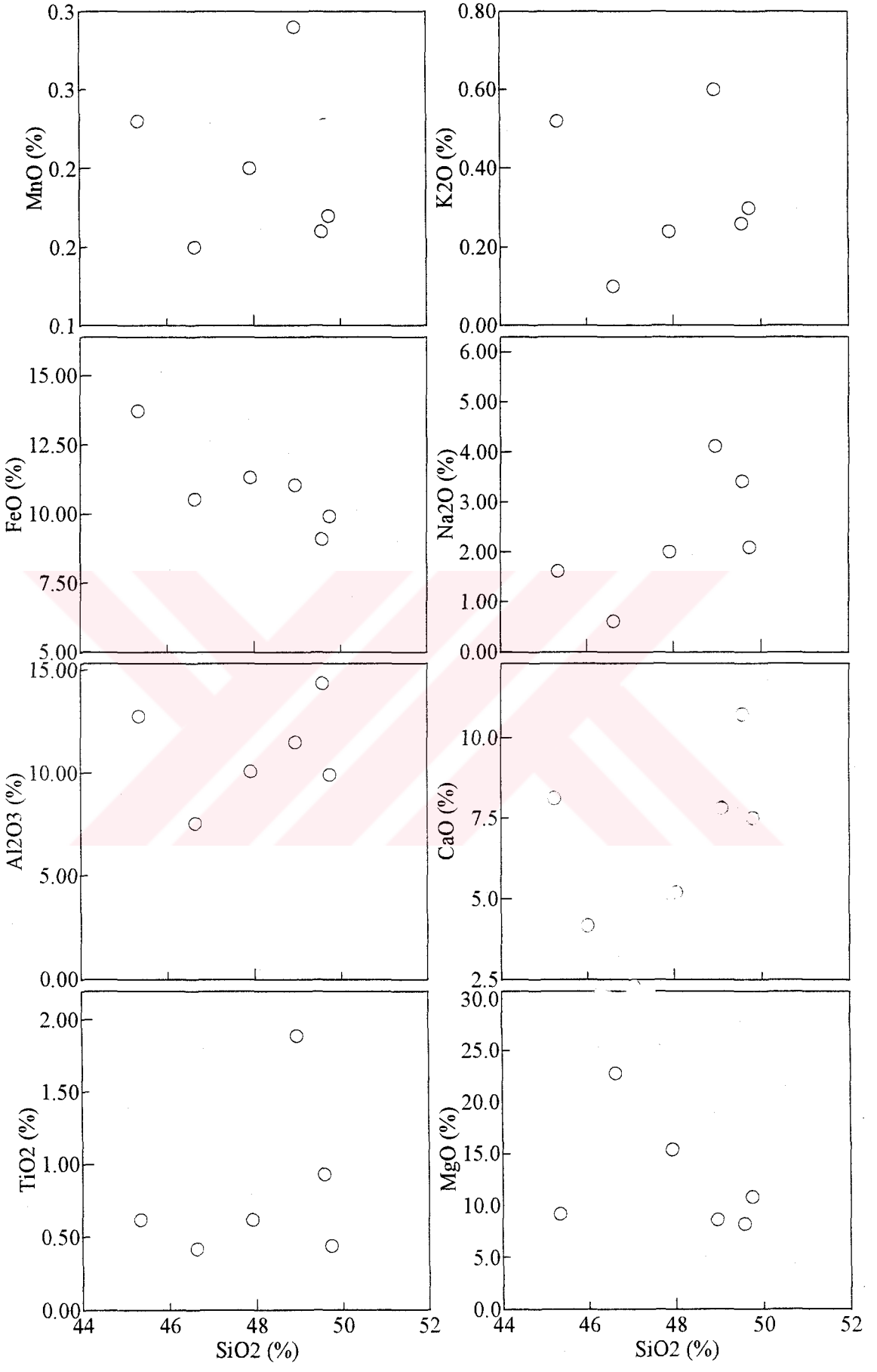


Şekil 85. Kopdağı metamorfitlerinin K_2O-Na_2O [47] diyagramında jenetik sınıflaması (• Amfibolit).

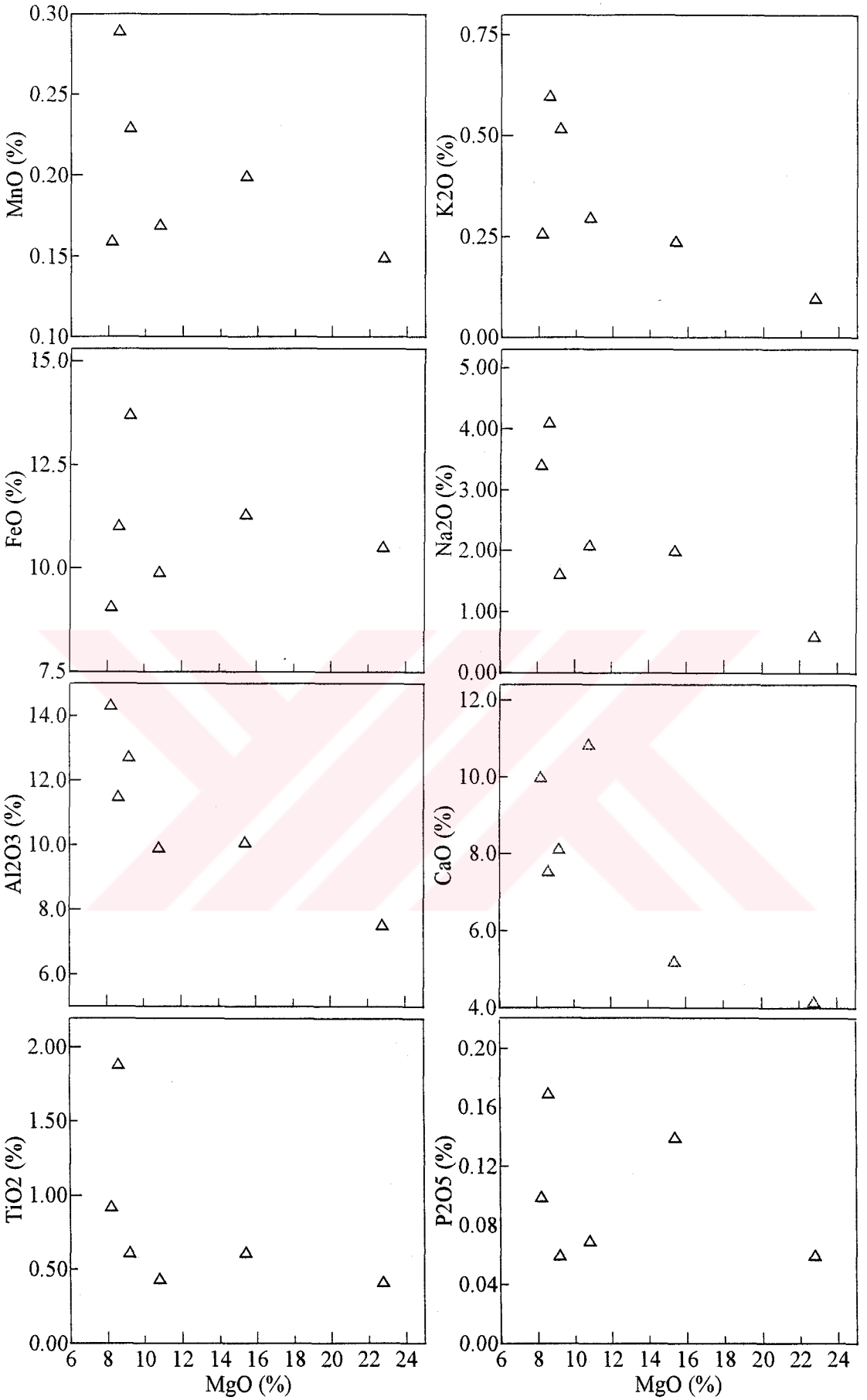
MgO'e karşılık diğer oksit değerleri de incelenmiş, SiO_2'nin hemen hemen tersine bir ilişki bulunmuştur. MgO'e karşı TiO_2, Al_2O_3, MnO, K_2O, Na_2O, CaO değerlerinde azalma, FeO ve P_2O_5 değerlerinde de kötü dağılım mevcuttur (Şekil 88). SiO_2 ile Al_2O_3, Na_2O, CaO ve K_2O arasındaki pozitif ilişki SiO_2 ile plajiyoklas arasındaki ilişkiye bağlanılabilir. SiO_2 hornblendden çok plajiyoklaslar içerisinde bulunur. SiO_2 ile MgO ve FeO arasındaki negatif ilişki de hornblend miktarının artışına bağlanmştır. MgO ile diğer ana oksitler arasındaki SiO_2'nin tam tersine ilişkilerin varlığı SiO_2 ile MgO arasındaki ters ilişkiye bağlanabilir. Zira plajiyoklas artışı SiO_2'yi, hornblend artışı da MgO'nun artışını gerektirir.



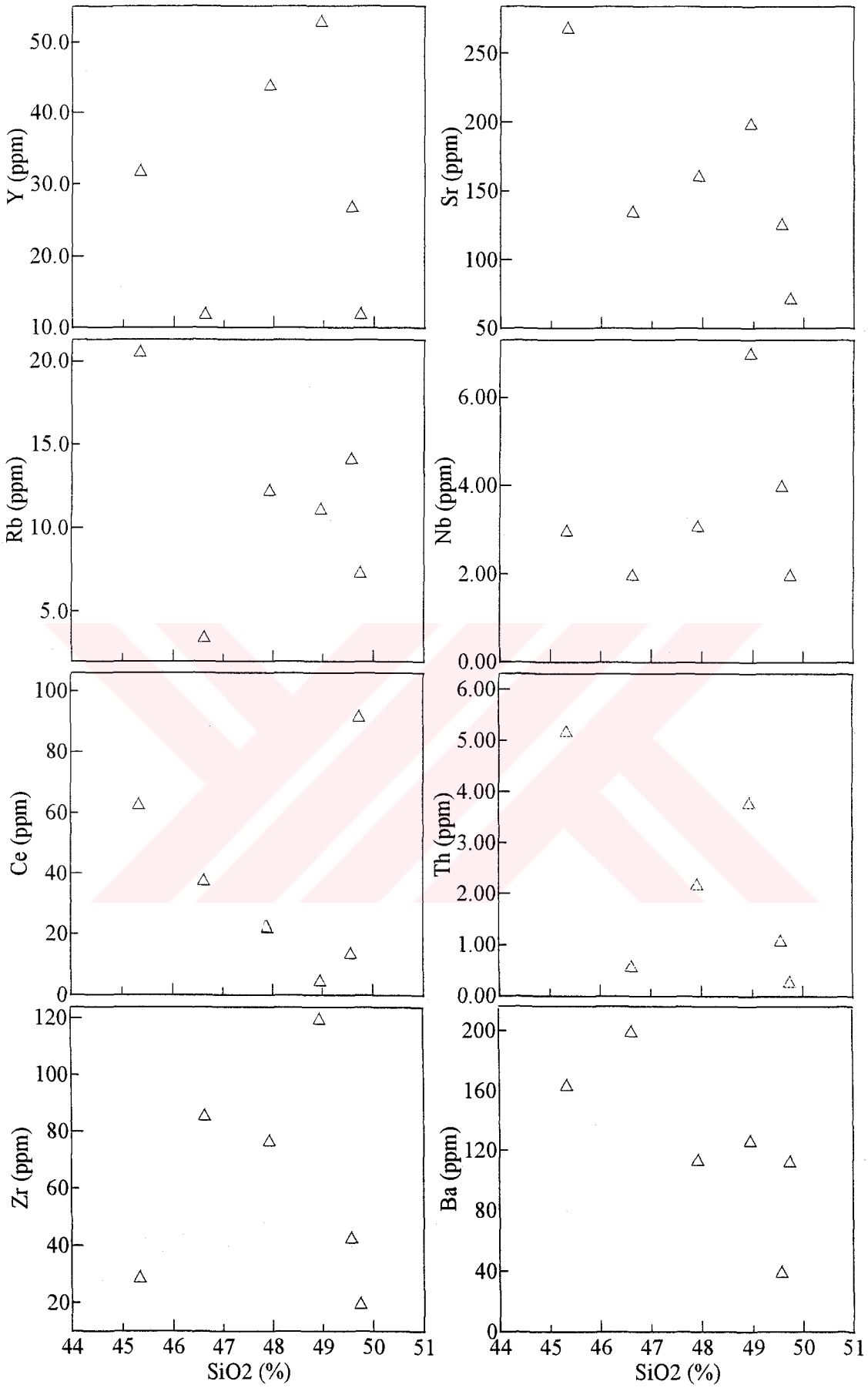
Şekil 86. İncelenen amfibolitlerin "köken kayaç diyagramındaki" [48] konumları.



Şekil 87. Amfibolitlerde ana oksitlerin SiO_2' ye bağlı değişim diyagramları.



Şekil 88. Amfibolitlerin MgO'e bağlı ana oksit değişim diyagramları.



Şekil 89. Amfibolitlerin SiO_2'ye bağlı iz element diyagramları.

2.3.2.1.2. İz Element ve NTE Dağılımları

Amfibolitlerin SiO_2' ye karşılık iz element değerleri grafik halinde sunulmuştur. SiO_2'ye bağlı iz element grafiklerinde genelde kötü dağılım mevcuttur (Şekil 89). Ancak SiO_2-Ba, SiO_2-Ce, SiO_2-Sr diyagramlarında negatif ilişki (ters orantı), SiO_2 - Nb diyagramında da pozitif ilişki (normal orantı) mevcuttur.

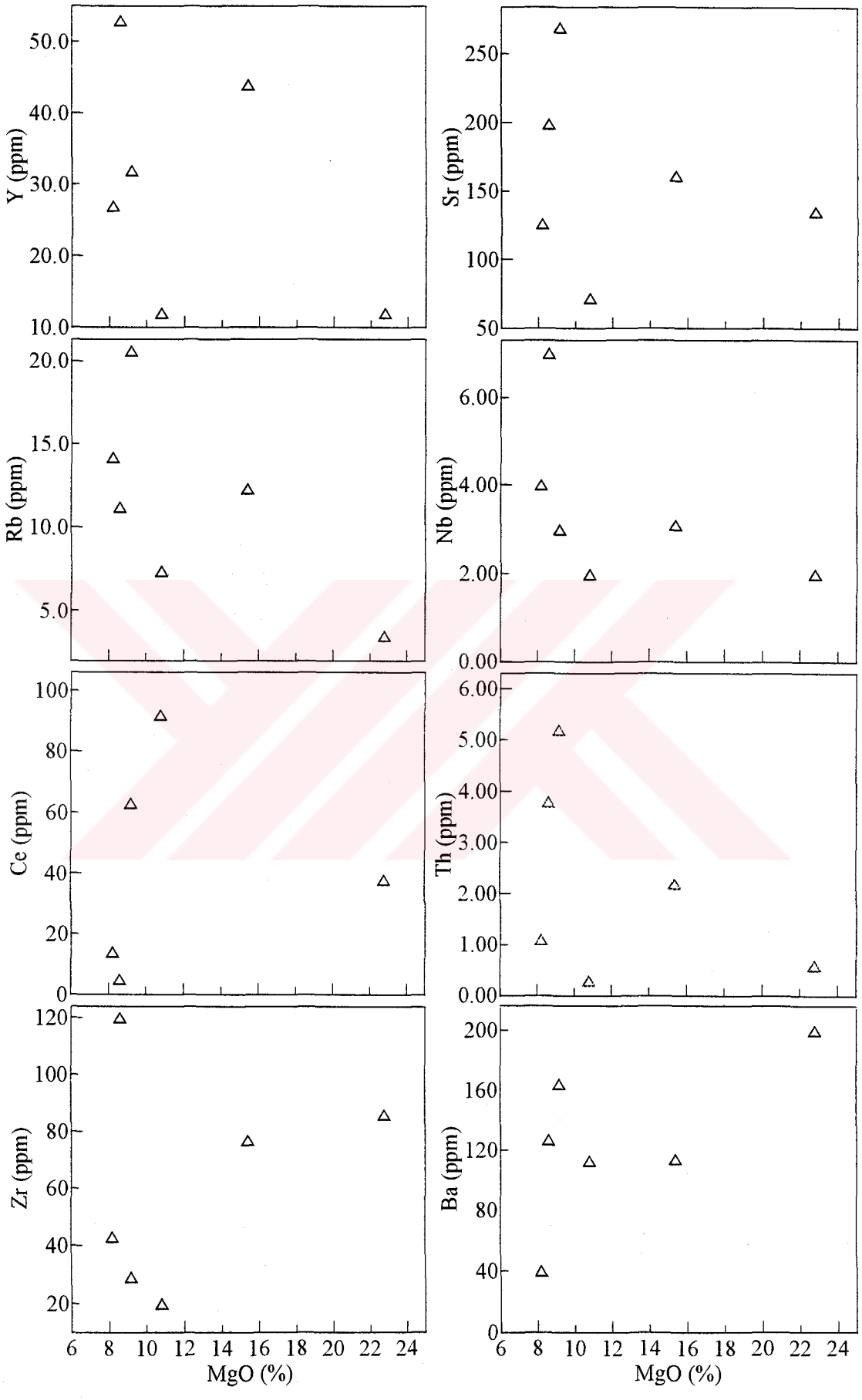
MgO-iz element değerleri SiO_2-iz element değerlerine oranla daha düzenlilik arzeder (Şekil 90). MgO'e karşılık Zr, Ba, Ce değerlerinde artış; Th, Nb, Rb değerlerinde de azalma mevcuttur. Bunun yanında iz elementler de kendi aralarında kısmen düzenlilik mevcuttur. Zr-La değerleri pozitif, Nb-(La+Ce), Zr-Ce, La-Ce negatif ilişki sunarlar (Şekil 91).

SiO_2 ile Ba, Sr ve Ce arasındaki negatif ilişki; MgO ile Zr, Ba, Ce arasındaki pozitif ilişki magmatik kayaçlardakinin tersine bir durum sergiler. Bu durum pek açığa kavuşturulamamıştır. Ancak katı halde iyon alış verişi (metazomatizma) ile bu durumu açıklamak mümkün olabilir.

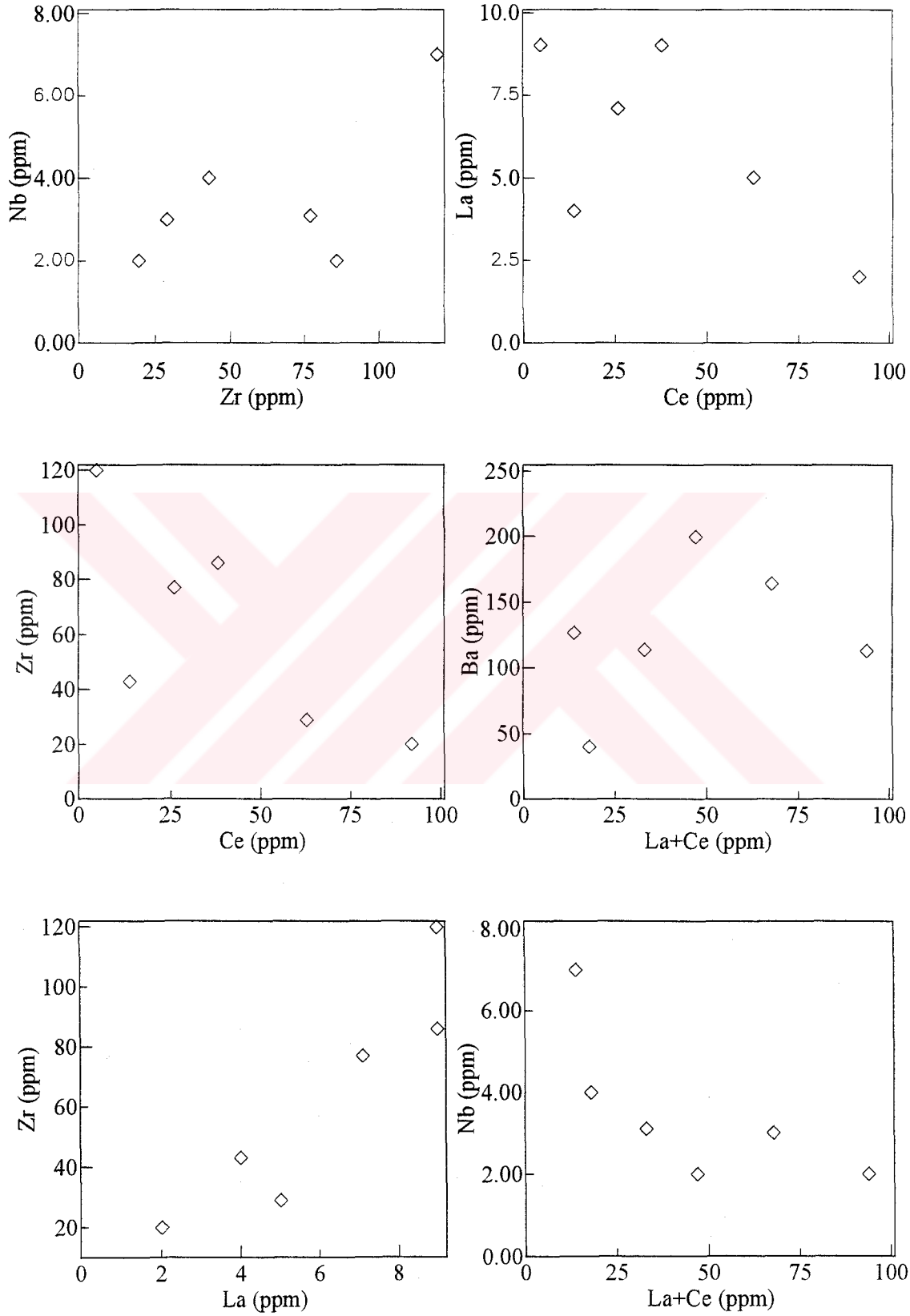
Amfibolitlerin iz ve NTE spider (örümcek) diyagramları hazırlanmıştır. İz elementler MORB ve primitiv montayo göre normalleştirilmişlerdir (Şekil 92-93). NTE'ler ise sadece kondridite göre normalleştirilmişlerdir (Şekil 94). İz elementlerin normalleştirilmiş değerleri MORB'a göre 0.1-30 aralığında, primitiv mantoya göre 0.01-100 aralığında bulunurlar. Amfibolitlerin normalize edilmiş bu değerlerinin çok yüksek olması bunların kıta kabuğuna ait olmasından kaynaklanmaktadır.

NTE'lerin normalleştirilmiş değerleri (Şekil 94) kıtasal kökenli ZEV (Almanya) peridotitlerinin içine sokulum yaptığı amfibolitler ile uyum gösterirler [50].

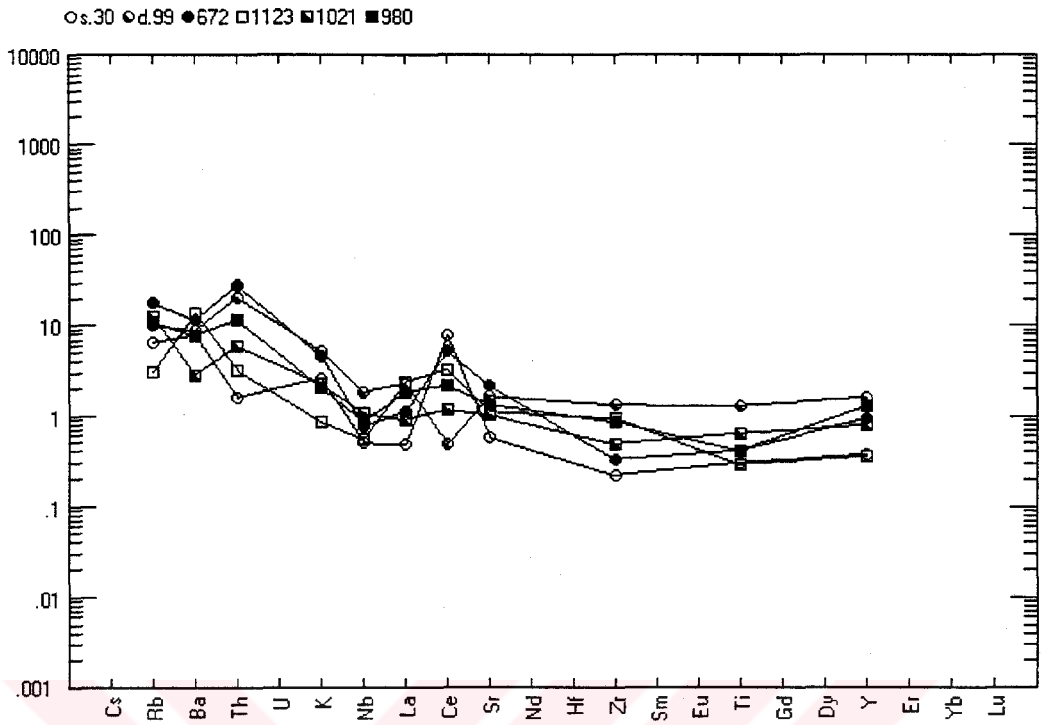
T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



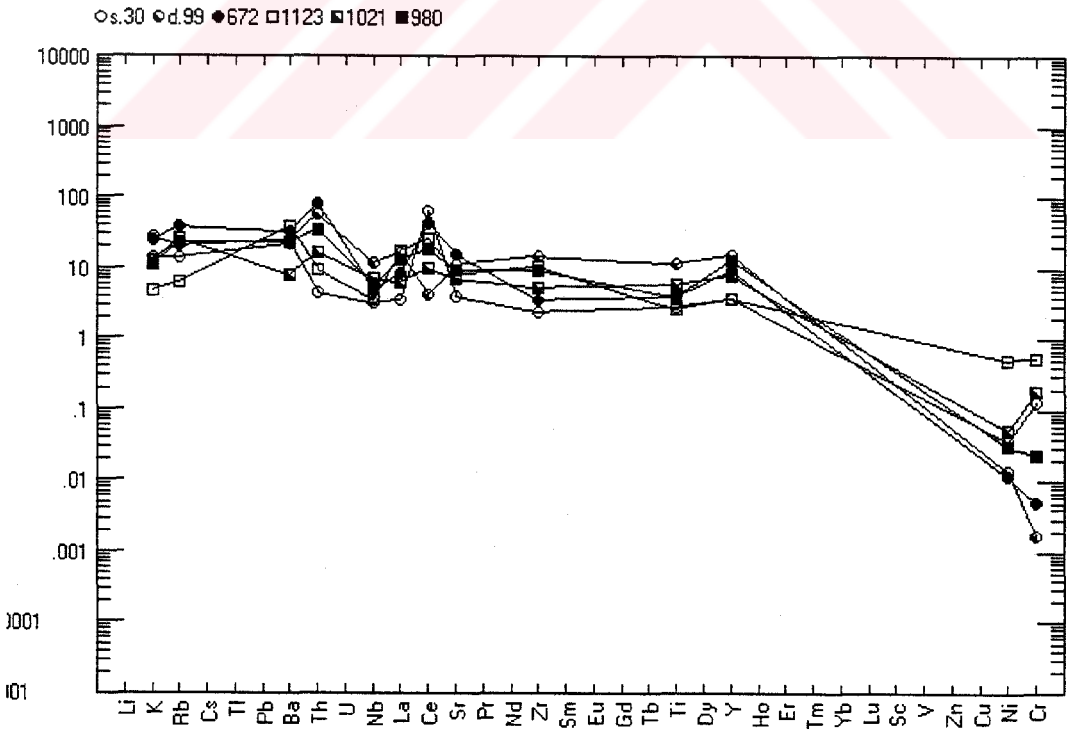
Şekil 90. Amfibolitlerin MgO'e bağlı iz element değişim diyagramları.



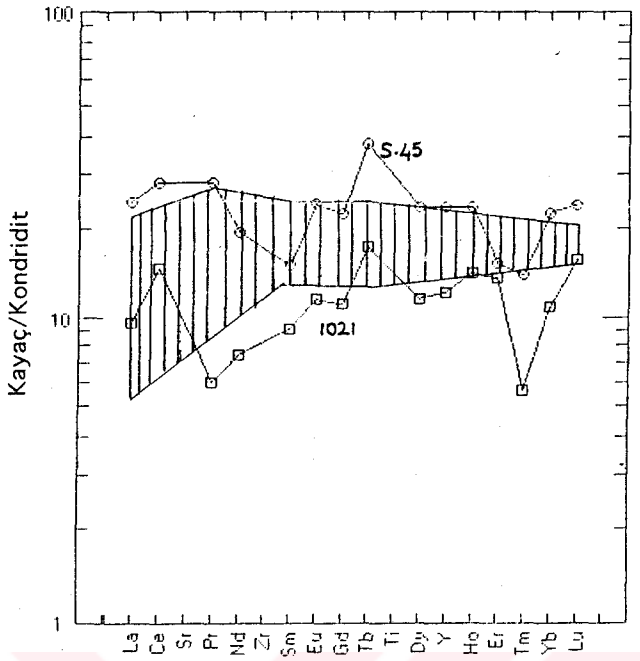
Şekil 91. Amfibolitlerde iz elementlerin değişim diyagramları.



Şekil 92. Amfibolitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element içerikleri.



Şekil 93. Amfibolitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element içerikleri.



Şekil 94. Amfibolitlerin kondridite göre normalleştirilmiş NTE içerikleri. Taralı alan ZEV (Almanya) kontinental peridotitlerinin içerisine sokulum yaptığı amfibolitleri göstermektedir [50].

2.3.2.1.3. Sonuç

Amfibolitlerin köken kayacının belirlenmesinde değişik diyagramlar kullanılmıştır. Amfibolit örneklerinin çoğu magmatik kökene işaret etmektedir. Jeotektonik konumun belirlenmesinde kullanılan NTE değerleri kıtasal kökenli (subkontinental) peridotitlerin içine sokulum yaptığı amfibolitlerinkine uyum gösterirler. Bu durum daha sonra ele alınacağı gibi ültramafik kayaçların jeotektonik konumuna paralellik gösterir.

2.3.2.2. Gnays ve Mikaşistlerin Jeokimyasal Özellikleri

Gnayslar, amfibolitlerden uzak bir alanda, mikaşistler ise hem gnayslar ile beraber ve bunların üst seviyelerinde, hem de ortoamfibolitlerin üzerinde bulunurlar.

Gnayslardan 4, mikaşistlerden 3 olmak üzere toplam 7 adet örneğin ana ve iz element analizleri yapılmış olup tablo 3'de sunulmuştur. Bu kayaçlara ait CIPW normları ve Niggli parametreleri de tablo 4'de verilmiştir.

2.3.2.2.1. Gnays ve Mikaşistlerin Ana Oksit Özellikleri

Metamorfitlerin jenetik ayrımında daha önce de belirtildiği gibi jenetik diyagramlar kullanılır. Bunların en önemlileri c-mg, (al-alk)-si, gibi Niggli parametrelerine dayanan diyagramlardır. Ana oksit analizlerine dayanan K_2O-Na_2O ve [(Al+Fe+Ti)/3-K] - [(Al+Fe+Ti)/3-Na] diyagramları da kullanılmaktadır.

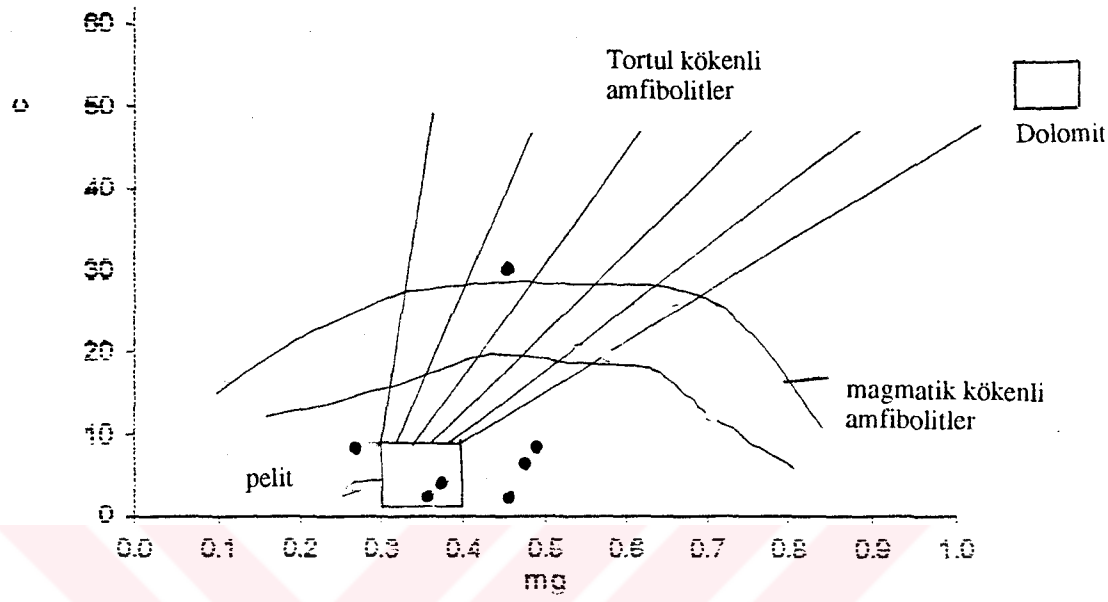
c-mg diyagramında Kop gnays ve mikaşistlerinin ilksel kökenlerinin pelitik kayaçlara yakınlık gösterdiği görülür (Şekil 95). (al-alk)-si diyagramında da yine magmatik kökenden uzak tortul kökenli oldukları gözlenip şeyl türü alüminyumca zengin kayaçları işaret ederler (Şekil 96). K_2O-Na_2O diyagramında da yine bariz bir şekilde sedimanter kökeni işaret ederler (Şekil 97). [(Al+Fe+Ti)/3-K)-[(Al+Fe+Ti)/3-Na] diyagramında mikaşistlerin köken kayaçlarının kil veya marn türü sedimanter kayaç, gnaysların ise 2 tanesinin kil veya marn, diğer 2 tanesinin de grovak oldukları belirlenmiştir (Şekil 98).

Tablo 3. Mikaşist ve gnaysların ana ve iz element (ppm) analiz sonuçları. (Y.25, S.72, 1300 mikaşist, diğerleri gnayslara aittir).

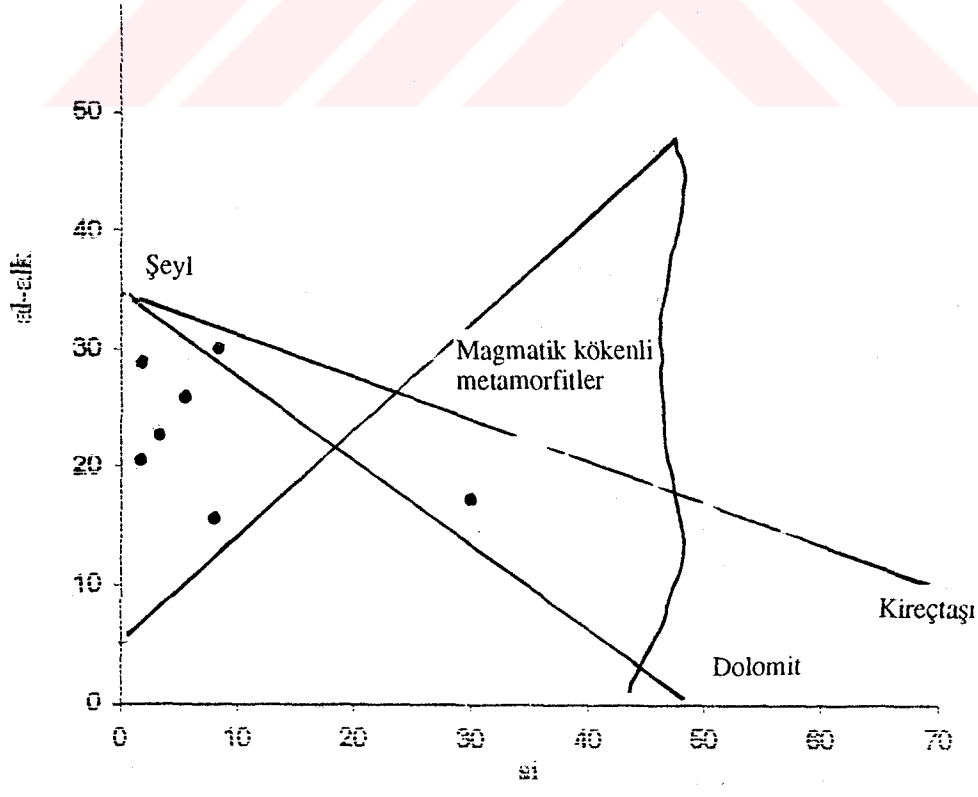
Örnek No	1122.D	11.22.E	1122.G	1122.F	1300	S.72	Y.25
SiO_2	62.99	64.36	65.83	73.02	77.84	81.18	58.0
TiO2	0.79	0.45	0.41	0.69	0.27	0.28	0.72
AL_2O_3	19.09	15.87	16.43	14.97	7.95	8.19	21.24
FeO	6.22	5.12	3.52	4.33	3.56	3.41	6.27
MnO	0.11	0.08	0.04	0.07	0.07	0.06	0.09
MgO	3.30	1.09	1.11	2.03	1.67	1.16	3.19
CaO	2.06	1.70	0.38	0.33	4.81	0.39	1.72
Na_2O	1.25	3.99	3.69	1.36	0.82	0.99	2.44
K_2O	3.03	2.82	2.98	3.07	1.42	1.73	3.76
P_2O_5	0.09	0.17	0.11	0.10	0.08	0.09	0.12
H_2O	2.02	3.19	5.25	0.66	1.88	2.10	3.18
Toplam	100.95	98.84	99.75	100.63	100.37	99.58	100.73
	İz Elementler						
Rb	161.3	82.5	122.4	124.5	91.4	89.8	81.4
Sr	123.3	286.1	121.7	65.8	6.4	29.9	195.2
Zr	270.4	224.1	173.4	294.1	63.4	58.2	178.6
Y	24.7	22.3	16.4	24.2	12.0	8.8	30.6
La	22.8	28.1	57.2	18.6	10.1	11.2	21.4
Ba	750.1	563.2	435.6	869.6	319.3	402.2	608.1
Ce	28.3	46.2	97.8	41.1	61.0	17.3	40.1
Nb	12.9	14.6	12.4	3.9	4.2	1.8	16.5
Th	12.0	11.2	40.8	15.5	6.3	6.5	15.9
Cr	187.2	9.3	34.5	98.9	18.5	24.3	107.8
Ni	6.1	14.7	16.8	9.1	13.7	13.9	46.5

Tablo 4. Mikaşist ve gnaysların CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

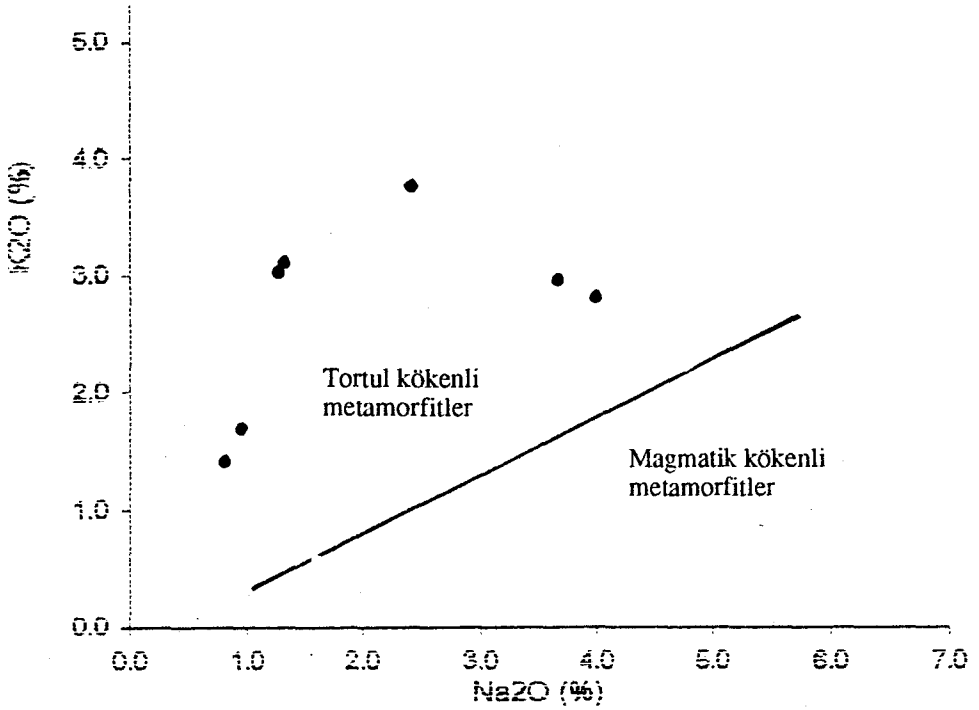
Örnek No	1122D	1122E	1122G	1122F	1300	S.72	Y.25
Q	31.39	22.36	28.70	47.43	54.92	64.38	17.61
Or	17.87	16.70	17.66	18.19	8.43	10.26	22.25
Ab	10.58	33.76	31.22	11.51	6.94	8.38	10.64
An	9.88	7.68	1.32	1.22	13.82	1.46	7.98
Ne	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	8.01	0	0
Hy	15.95	9.41	7.17	10.20	4.93	7.39	17.84
Ol	0	0	0	0	0	0	0
Mt	1.50	1.24	0.85	1.05	0.86	0.82	1.52
il	1.50	0.85	0.78	1.31	0.51	0.53	1.37
Ap	0.22	0.41	0.27	0.26	0.19	0.22	0.29
Ca	0	0	0	0	0	0	0
	Niggli Parametreleri						
Si	234.97	282.43	326.26	381.35	456.2	680.4	198.7
al	41.89	40.96	47.89	45.98	27.41	40.38	42.81
alk	11.72	24.84	27.12	17.10	9.96	17.28	16.31
fm	38.14	26.19	22.95	35.05	32.41	38.82	34.55
C	8.23	7.99	2.01	1.84	30.20	3.50	6.31
ti	2.21	1.48	1.52	2.70	1.18	1.76	1.85
k	0.61	0.31	0.34	0.59	0.53	0.53	0.50
mg	0.48	0.27	0.35	0.45	0.45	0.37	0.47
h	25.11	46.66	86.73	11.48	36.73	68.67	36.32



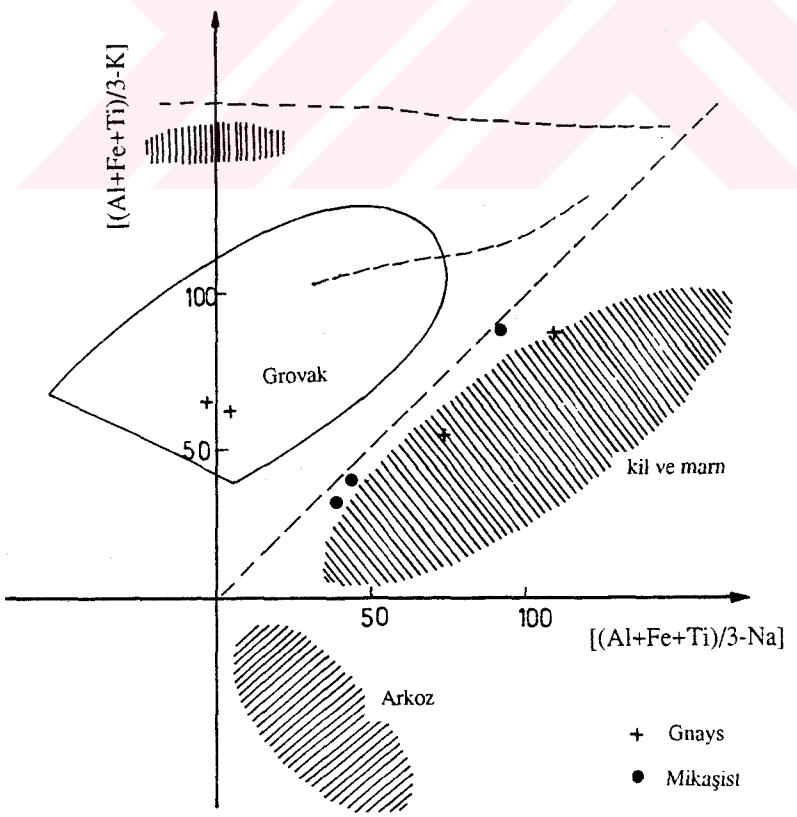
Şekil 95. Gnays ve mikaşistlerin mg-c diyagramı (●: mikaşist ve gnays).



Şekil 96. Gnays ve mikaşistlerin si-(al-alk) diyagramı [46].



Şekil 97. Gnays ve mikaşistlerin K_2O-Na_2O diyagramında köken kayaçlarının tespiti [47].



Şekil 98. Gnays ve mikaşistlerin [(Al+Fe+Ti)/3-K] - [(Al+Fe+Ti)/3 - Na] diyagramında köken kayaçlarının belirlenmesi [48].

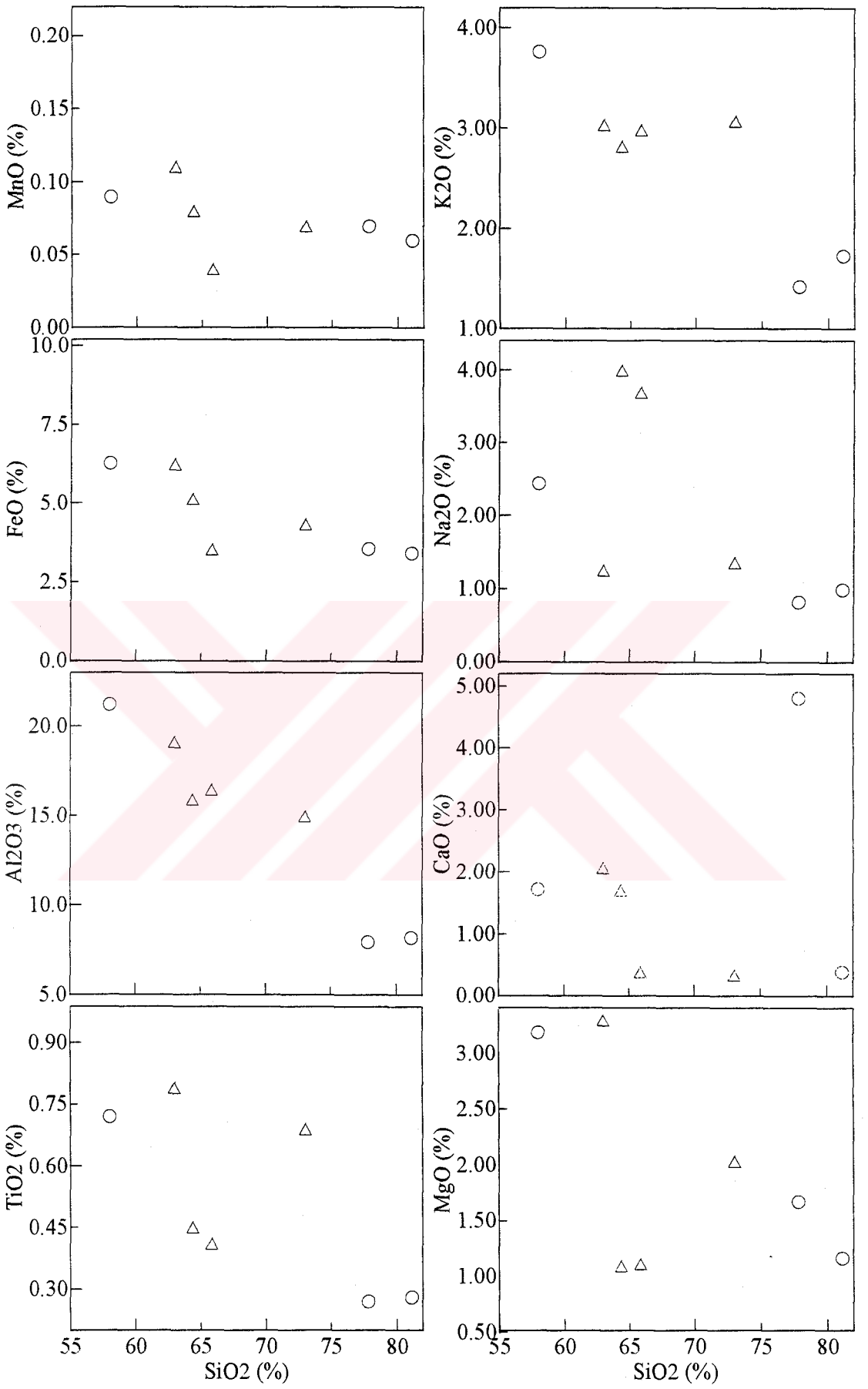
Gnays ve mikaşistlerin SiO_2 'ye karşılık ana oksit değerleri karşılaştırılmış; SiO_2 ile TiO_2, Al_2O_3, FeO ve MgO arasında negatif bir ilişki (ters bağıntı) tespit edilmiştir (Şekil 99). MgO değerlerinde daha farklı bir durum sergilenir. MgO ile TiO_2, Al_2O_3, FeO, MnO, K_2O değerlerinde pozitif ilişki mevcutken SiO_2 ye karşılık Na_2O, MnO, K_2O, CaO ve P_2O_5 değerlerinde dağılım düzensizlik gösterir (Şekil 100).

Gnays ve mikaşistlerde SiO_2 ile Al_2O_3 arasındaki ters, MgO ile Al_2O_3 arasındaki pozitif bağıntı bu metamorfitlerin ilksel kayaçlarının tortul kökenli olmasına bağlanabilir. Grovak kökenli olan metamorfitlerde SiO_2 oldukça yüksek, kil ve marn kökenli olanlarda ise Al_2O_3 hakim olacaktır. Dolayısıyle Al_2O_3'ün SiO_2 ile negatif, MgO ile pozitif ilişkili olması normal karşılanabilir.

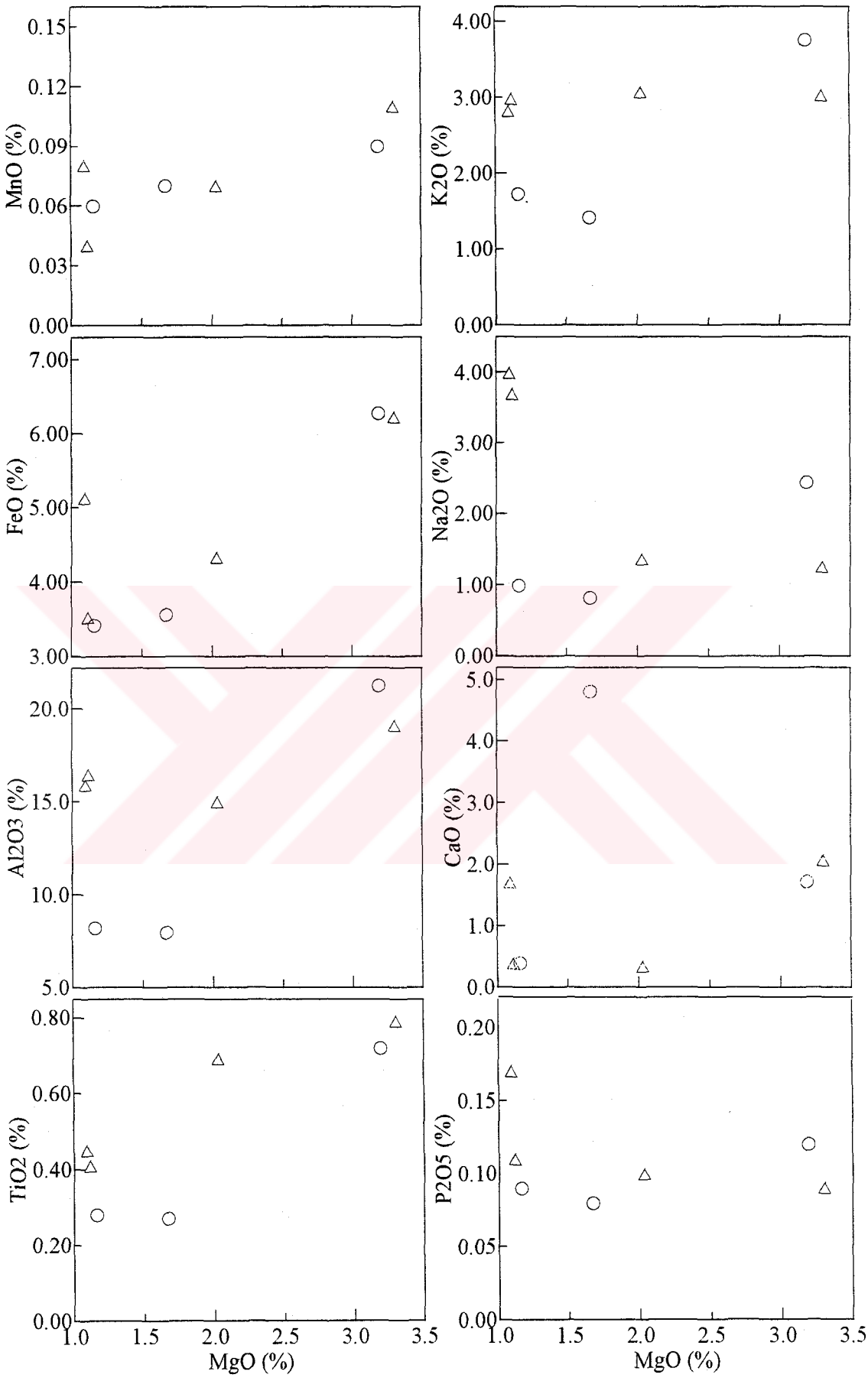
2.3.2.2.2. İz Element İçerikleri

Gnays ve mikaşistlerin iz element dağılımları genelde düzensizlik gösterir.

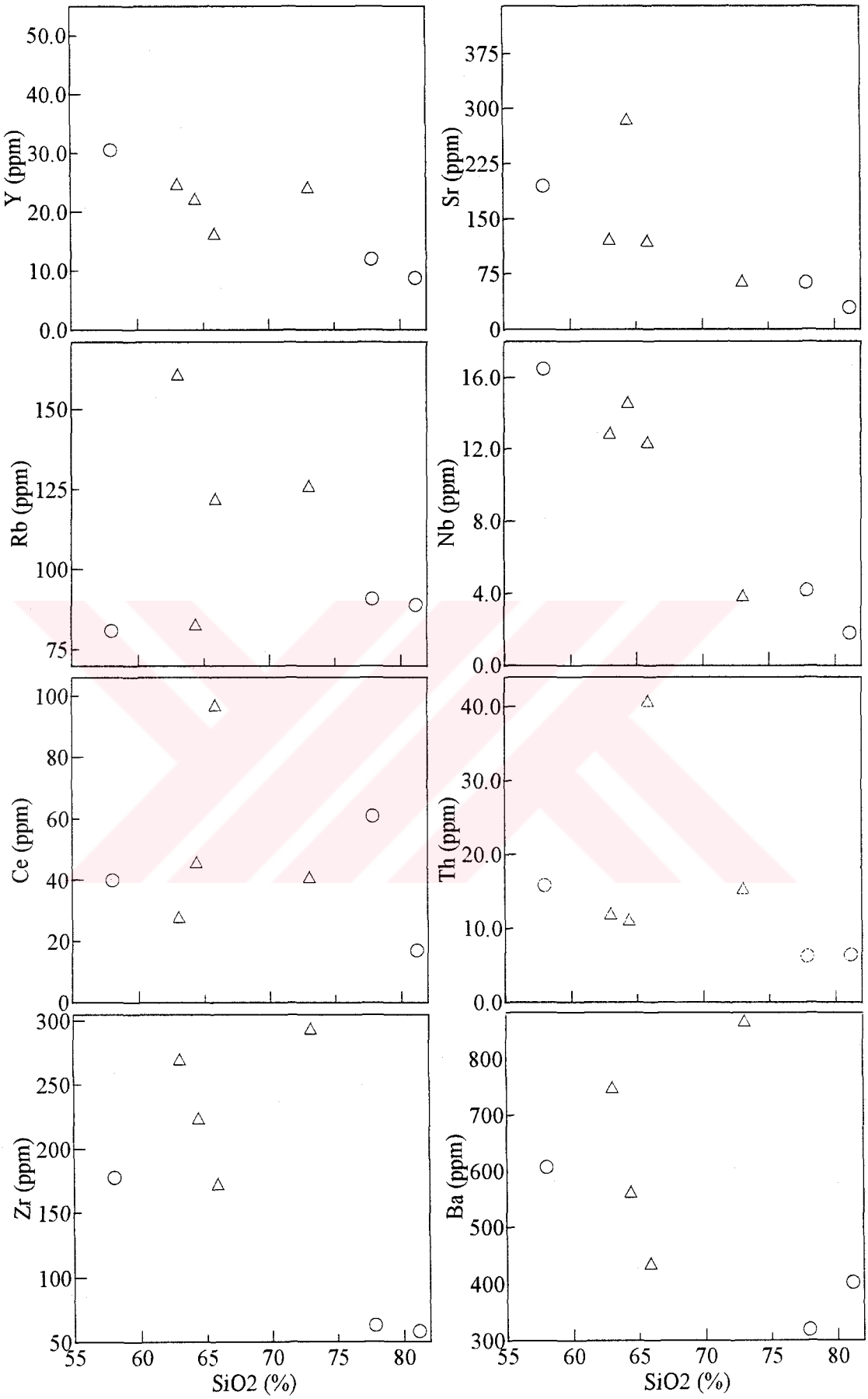
SiO_2 ye karşılık Zr, Ce, Rb, Th, Ba değerlerinde kötü dağılım mevcutken Y, Sr, Nb değerlerinde negatif düzenli bir dağılım mevcuttur (Şekil 101). MgO'e karşılık Y değerlerin de pozitif düzenli bir dağılım mevcut iken, diğer iz elementlerin dağılımlarında düzensizlik görülür (Şekil 102). İz elementler de kendi aralarında kötü dağlım sergilerler (Şekil 103). Bütün magmatik kayaçların tersine olan bu bağıntılar, sözkonusu kayaçları oluşturan malzemenin çok değişik kökenli olmasına bağlanabilir.



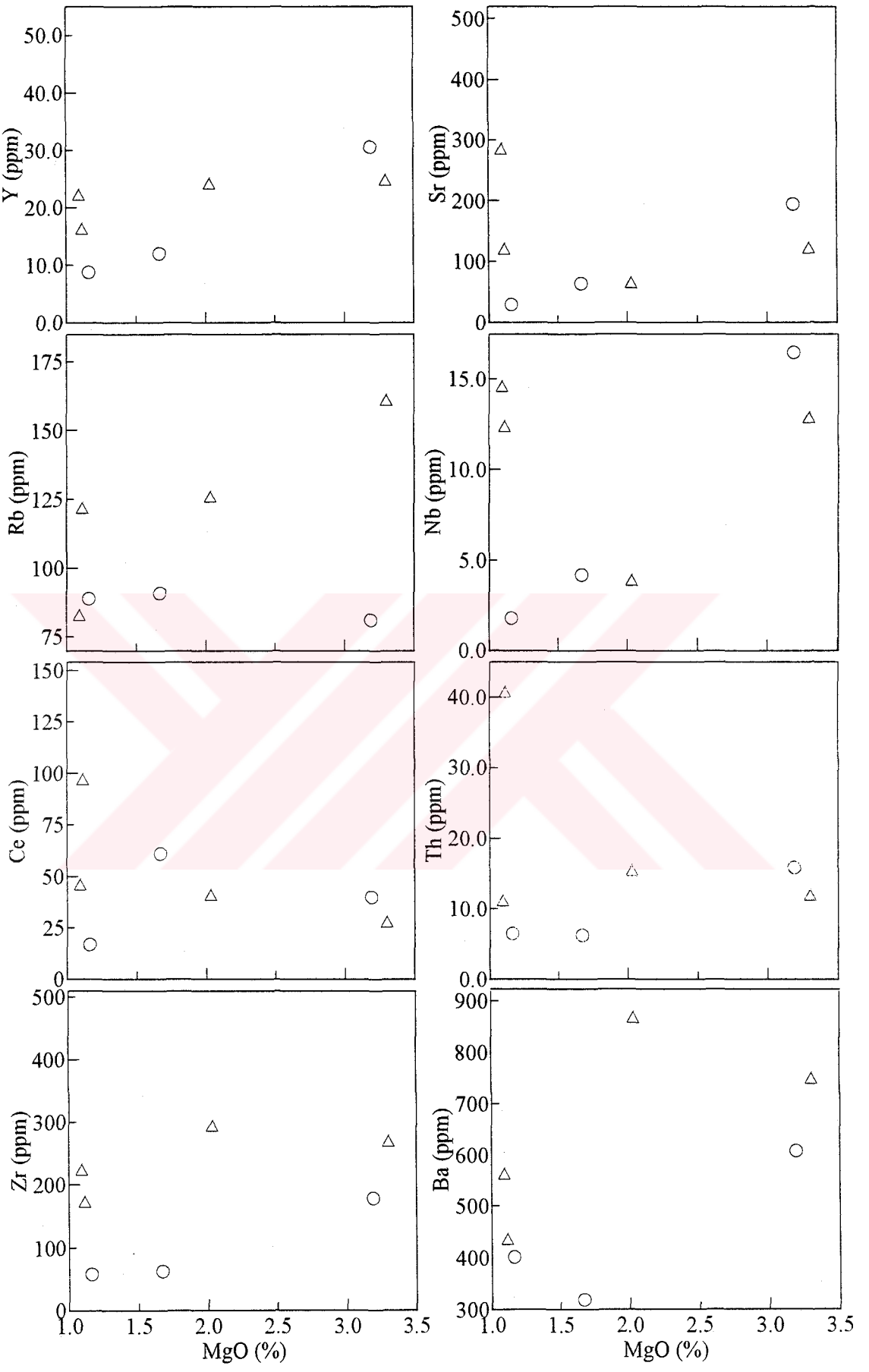
Şekil 99. Gnays ve mikaşistlerin SiO_2 ye bağlı ana oksit diyagramları (o: mikaşist, Δ: gnays).



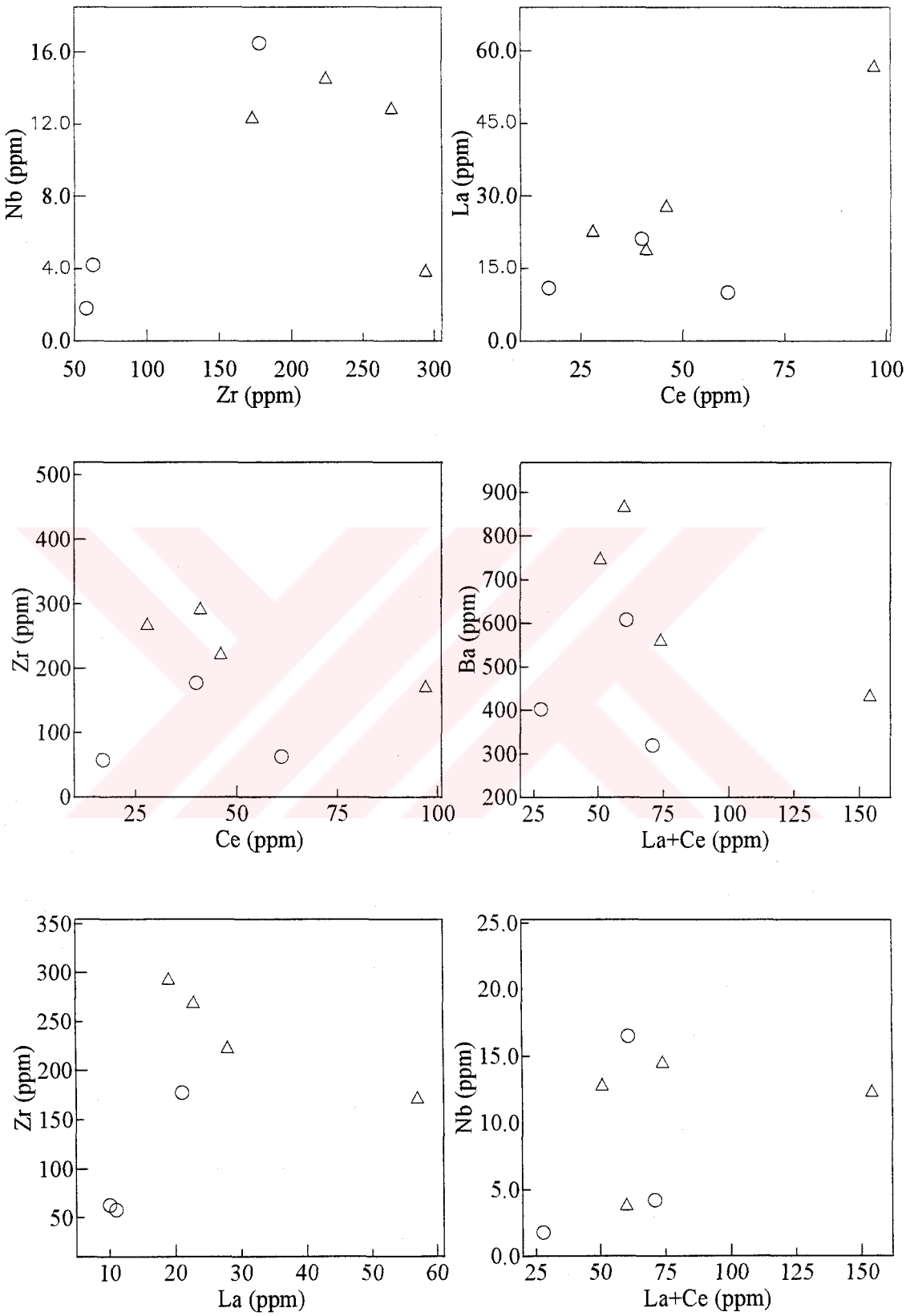
Şekil 100. Gnays ve mikaşistlerin MgO'e bağlı ana oksit diyagramları
(o: mikaşist, Δ : gnays).



Şekil 101. Gnays ve mikaşistlerin SiO_2'ye bağlı iz element değişim diyagramı (o: mikaşist, Δ : gnays).

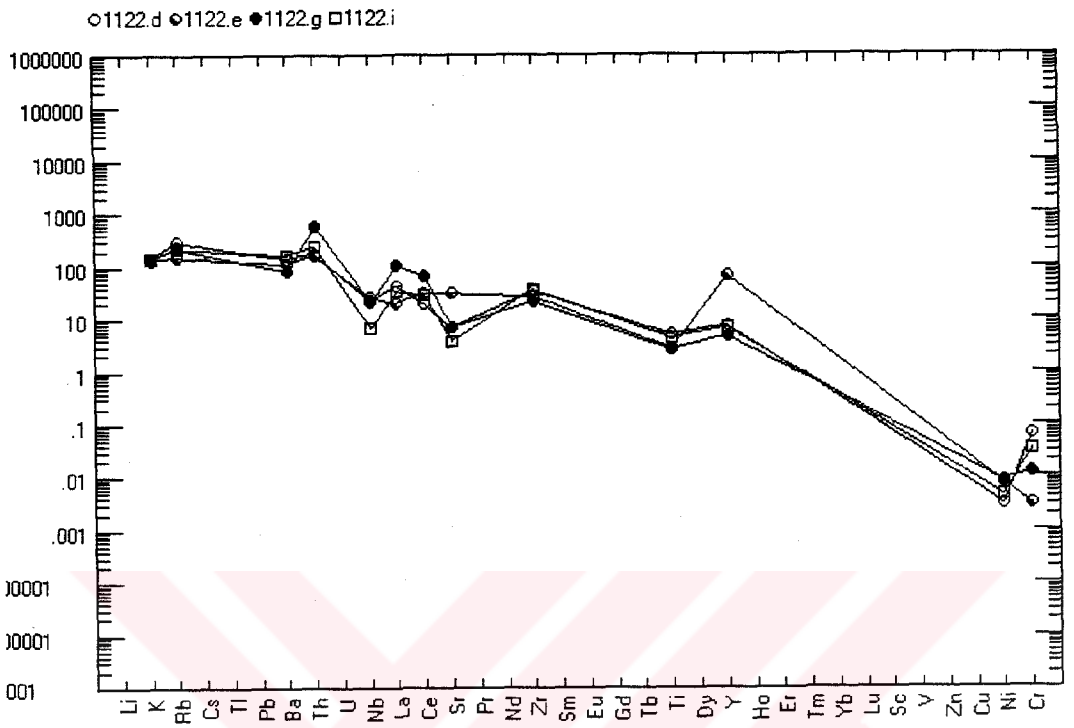


Şekil 102. Gnays ve mikaşistlerin MgO'e bağlı iz element değişim diyagramları. (o:mikaşist, Δ : gnays).

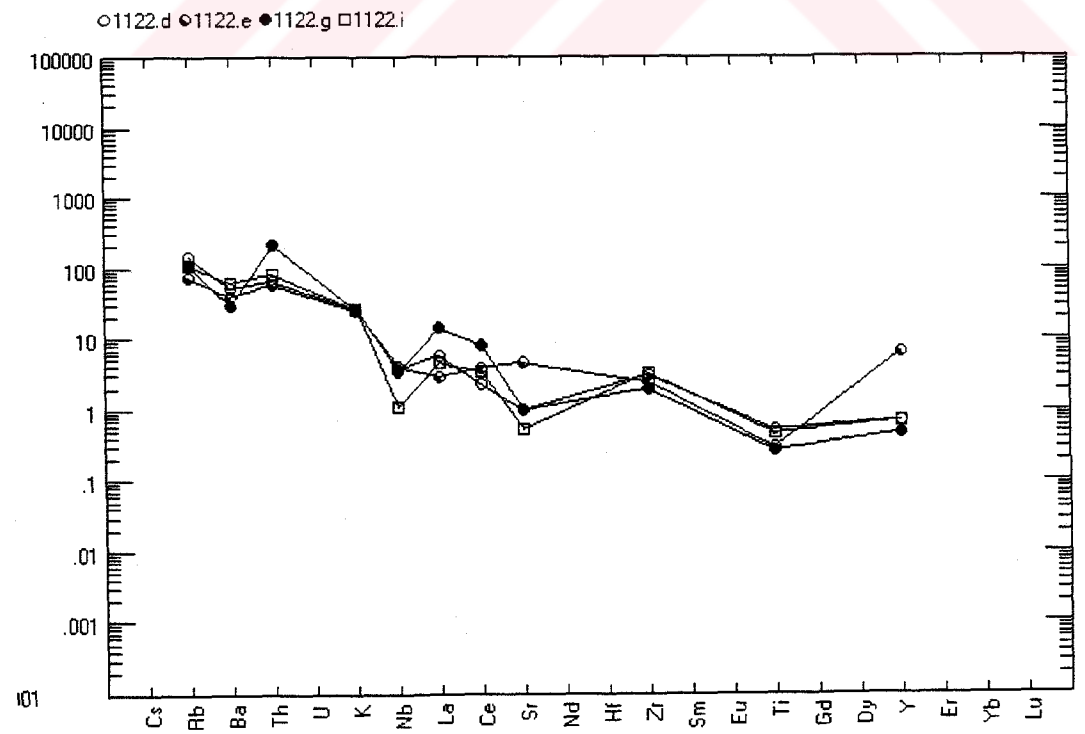


Şekil 103. Gnays ve mikaşistlerde iz element değişim diyagramları.
(o: mikaşist, Δ : gnays).

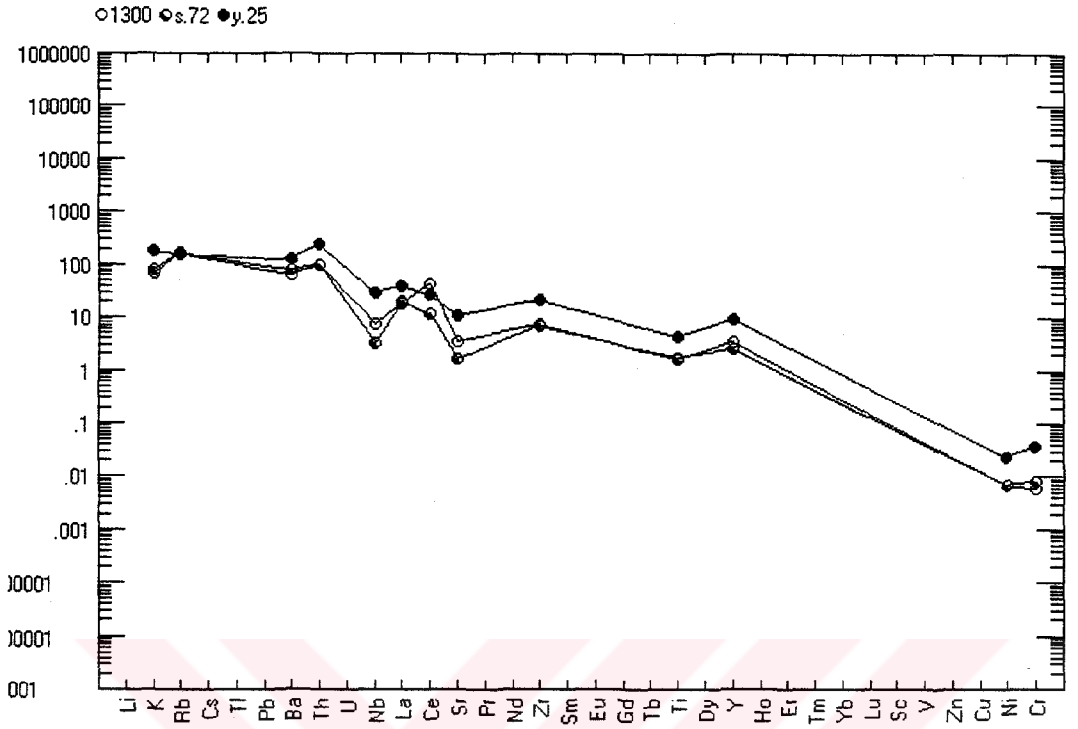
Gnays ve mikaşistlere ait örümcek diyagramlar hazırlanmış olup iz element değerleri MORB ve primitiv mantoya göre normalleştirilmiştir (Şekil 104, 105, 106, 107).



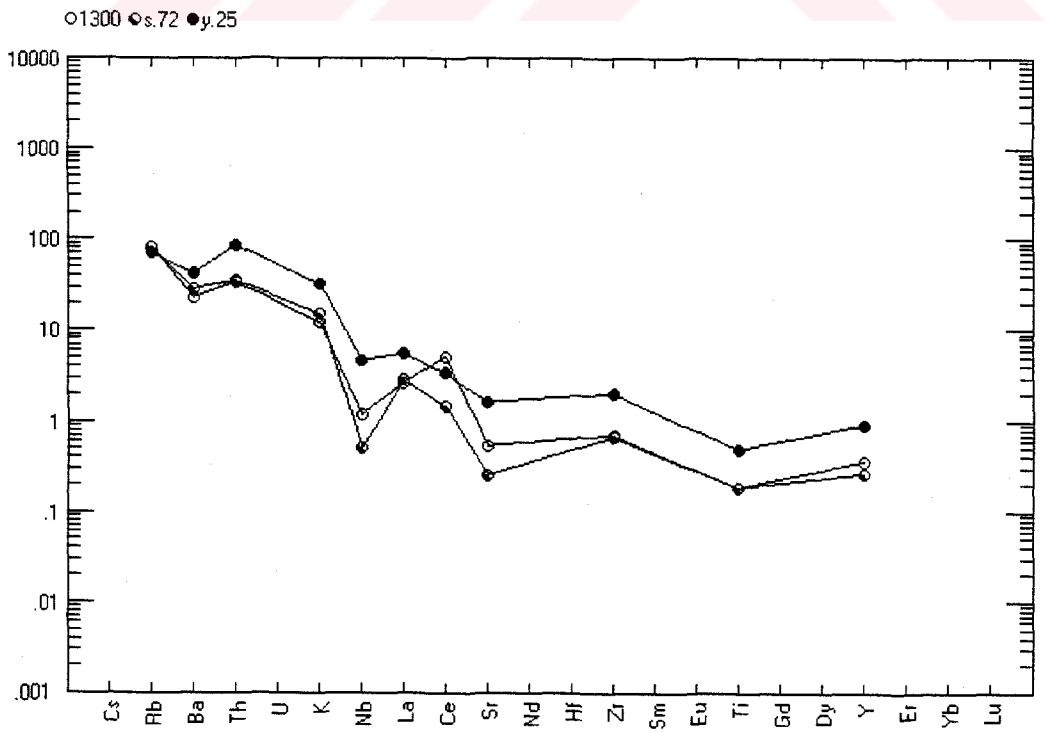
Şekil 104. Gnaysların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 105. Gnaysların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 106. Mikaşistlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 107. Mikaşistlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

Gnayslarda primitiv mantoya göre normalize değerler 0.001-1000 aralığında, MORB'a göre normalize değerler 0.1-300 aralığında değişim gösterir. Mikaşistlerde primitiv mantoya göre normalize değerler 0.001-300, MORB'a göre normalize değerler de 0.1-100 aralığında değişmektedir. Bütün iz ve NTE'lerin çok yüksek değerler vermesi, bunların ilksel kayaçlarının bu elementlerce çok zengin olmasına bağlanabilir. Zira açık renkli mineraller bu elemetlerce oldukça zengindirler.

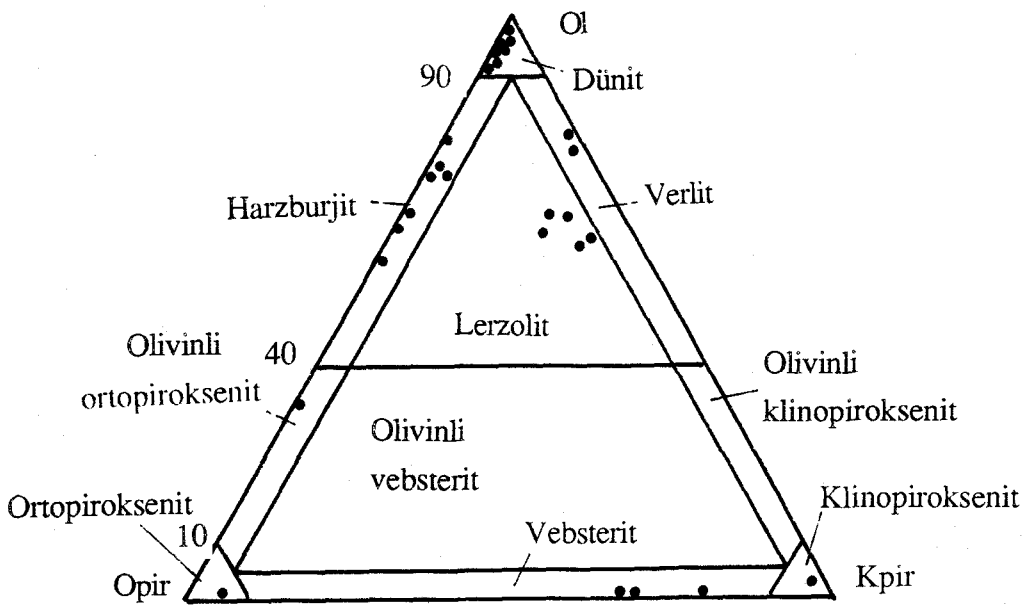
2.3.2.2.3. Sonuç

Gnays ve mikaşistler tortul kökenli (kiltaşı-marn-grovak) rejyonal metamorfik kayaç olup, amfibolitlere nazaran c, mg ve si parametreleri düşük, buna karşın al parametreleri ile Na_2O içerikleri yüksektir. NTE ve iz element içerikleri son derece yüksek olup tam bir kıtasal kabuk karakteri sunarlar.

2.3.3. Ültramafik Kayaçlar

Ültramafik kayaçlar peridotit ve piroksenitlerden oluşurlar. Dünitlerden 7, harzburjitlerden 7, lerzolitlerden 5, verlitlerden 2 ve piroksenitlerden 6 olmak üzere ültramafik kayaçlardan toplam 27 adet kayacın ana ve iz element; dünit, harzburjit ve piroksenitlerden de ikişer örneğin NTE analizi yapılmıştır.

Bütün bu kayaçların kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan CIPW normatif değerleri (Tablo 6, 8, 10, 12). Ol-Opir-Kpir diyagramında toplu olarak gösterilmiştir.



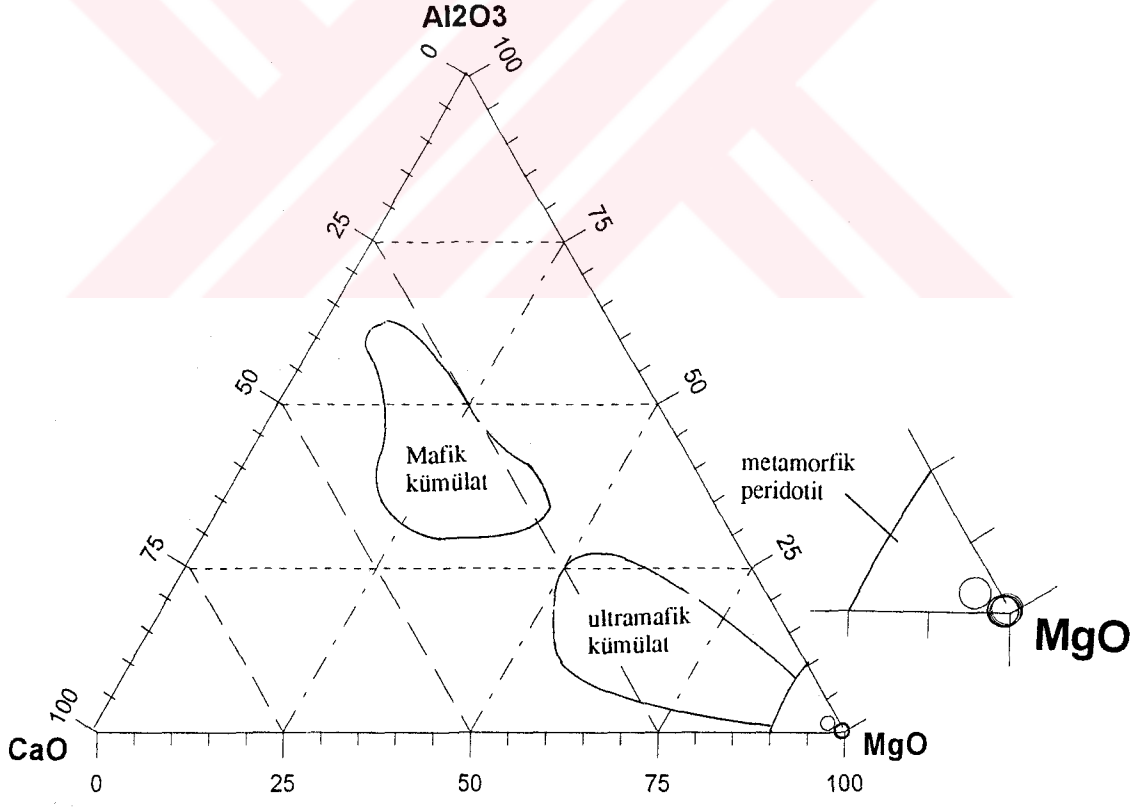
Şekil 108. Dünitlerin hesaplanan CIPW normatif değerlerine bağlı Ol-Opir-Kpir diyagramı.

2.3.3.1. Dünitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri

Dünite ait 7 adet kayacın ana oksit, iz ve NTE içerikleri tablo 5'de, CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri de tablo 6'da verilmiştir. CIPW normatif değerleri Ol-Opir-Kpir diyagramında "Dünit" alanına düşerler (Şekil 108).

2.3.3.1.1. (Al_2O_3- CaO - MgO) ve (FeO - (Na_2O + K_2O) - MgO) Diyagramları

Dünitler Al_2O_3- CaO - MgO üçgeninde [51] Moho sınırı altında kalan metamorfik peridotit alanına düşerler (Şekil 109). FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramında da [51] yine metamorfik peridotit alanına düşerler (Şekil 110).



Şekil 109. Kopdağı dünitlerinin Al_2O_3 - CaO - MgO diyagramında [51] jeotektonik konumları .

Tablo 5. Dünitlerin ana (%), iz ve NTE (ppm) içerikleri.

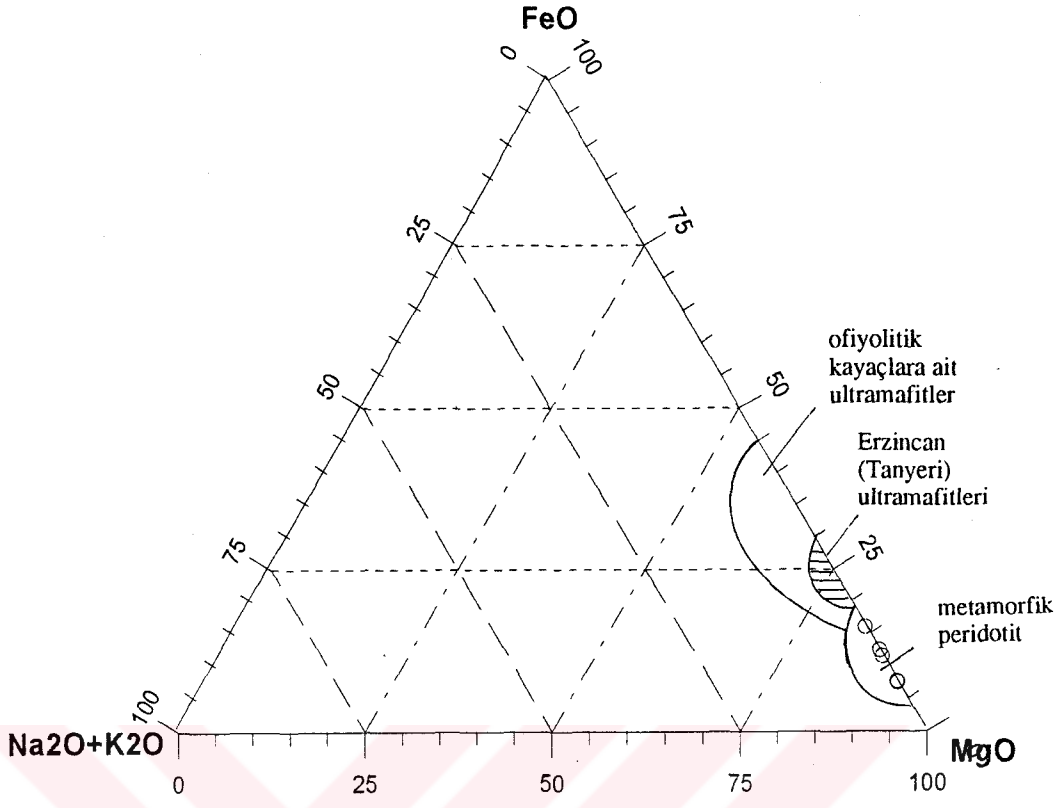
Örnek No	426	377	288	730	765	134	332
SiO_2	38.83	40.22	41.24	40.25	40.21	40.26	39.64
TiO_2	0.0	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01
AL_2O_3	0.03	0.06	0.57	0.07	0.06	0.06	0.11
FeO	6.51	4.07	7.66	4.01	4.06	3.98	5.24
MnO	0.14	0.07	0.13	0.07	0.05	0.08	0.08
MgO	45.81	49.46	40.19	49.42	49.52	49.55	40.15
CaO	0.13	0.10	0.62	0.18	0.20	0.10	0.02
Na_2O	0.02	0.03	0.06	0.00	0.00	0.05	0.04
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
H_2O	9.22	6.36	10.34	7.19	7.16	6.94	13.10
Toplam	100.7	100.4	100.84	101.23	101.19	101.03	98.48
			İz Elementler				
Rb	5.1	0.7	0.2	1.6	4.1	2.4	2.4
Sr	0.8	1.3	0.4	1.0	0.7	1.1	1.8
Zr	9.9	4.9	5.2	11.7	12.4	8.8	10.0
Y	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.2	0.2
La	0.1	1.1	4.1	0.5	0.2	3.7	4.1
Ba	4.9	7.5	1.9	0.1	6.0	2.2	5.0
Ce	0.1	2.3	4.5	2.3	0.0	6.2	11.1
Nb	1.3	1.6	1.2	2.6	1.4	1.4	1.0
Th	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
Cr	4162	7739	2337	7280	7686	7238	2540
Ni	2002	2382	2180	2186	2312	2386	2498

Nadir Toprak Elementler

Ö.No.\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
134	0.2	3.7	6.2	2	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	1	0.2	0.1	0.2
377	0.2	4.1	4.5	3.6	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.1	0.2

Tablo 6 . Dünitlerin hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

Örnek No	426	377	288	730	765	134	332
C	0	0	0	0	0	0	0.08
Ab	0.10	0.25	0.51	0	0	0.25	0.34
An	0	0.03	1.26	0.16	0.16	0	0
Di	0.51	0.37	1.43	0.57	0.65	0.39	0
Hy	7.44	6.04	4.64	6.26	5.88	5.56	6.01
Ol	81.84	86.15	80.95	85.80	86.22	86.63	77.77
Mt	1.54	0.98	1.85	0.97	0.98	0.89	1.27
Hm	0	0	0	0	0	0	0
İl	0	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06	0.02
Ap	0	0	0	0	0	0	0.12
Pr	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0
Cm	0.90	1.67	0.50	1.57	1.66	1.56	0.55
			Niggli Parametreleri				
Si	52.162	51.68	60.78	51.75	51.58	51.67	61.16
al	0.023	0.04	0.49	0.05	0.04	0.04	0.09
alk	0.034	0.03	0.09	0.008	0	0.07	0.09
fm	99.754	99.77	98.43	99.69	99.67	99.74	99.76
C	0.187	0.13	0.97	0.24	0.27	0.13	0.03
ti	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
k	0.248	0	0.09	1	0	0.11	0.39
mg	0.925	0.95	0.90	0.95	0.95	0.95	0.93
h	41.285	27.24	50.80	30.81	30.61	29.69	67.37



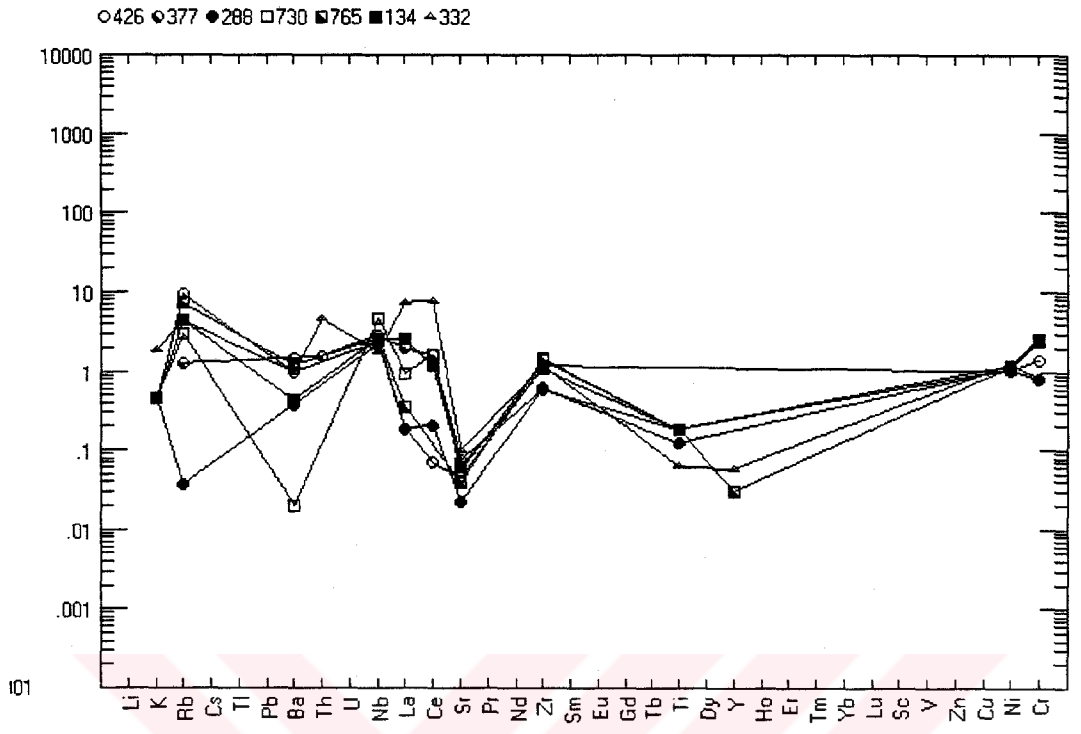
Şekil 110. Kopdağı dünitlerinin FeO - (Na_2O+K_2O) - MgO diyagramında [51] jeotektonik konumları ve Erzincan ültramafitleri [52] ile (taralı alan) karşılaştırılması.

2.3.3.1.2. Dünitlerin İz ve NTE'ne Ait Örümcek (Spider) Diyagramları

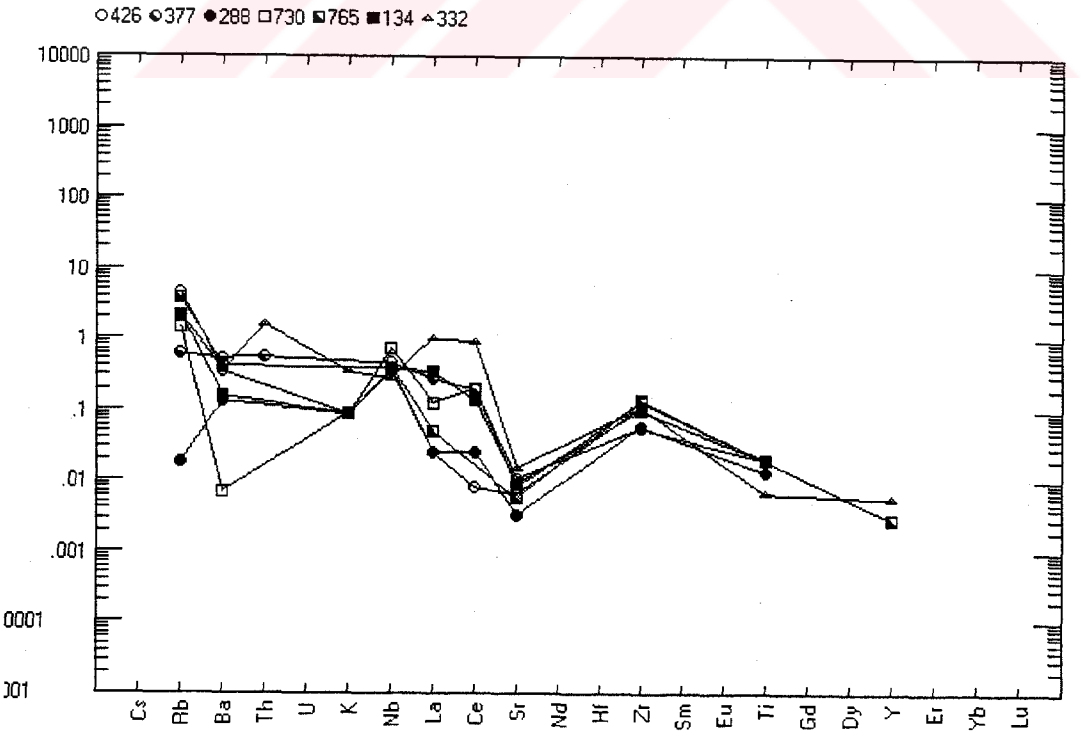
Dünitlerin primitiv manto [53] ve MORB'a [54] göre normalleştirilmiş iz element diyagramları Şekil 111 ve 112'de verilmiştir.

Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler 0.01 - 10 aralığında değişim gösterir (Şekil 111). Sr haricindeki diğer iz elementlerin normalize değerleri ortalama olarak 1 civarında (yani primitiv mantoya yakın) oldukları görülür. Bu durum Kop dünitlerinin primitiv mantoya göre fazlaca tüketilmediğini gösterir. Ba ve Sr'un negatif anomali vermesi bu kalıntı peridotitik kayaçların bölümsel ergimeye uğramasıyle açıklanabilir. Sözkonusu elementlerin Ca ile benzer davranışlar gösterip ve plajiyoklaslar içinde yoğunlaşarak daha sığ derinliklere yani, gabroik kayaçlara taşınmış olmaları kuvvetle muhtemeldir.

MORB'a göre normalleştirilmiş değerler 0.001-10 aralığında seyrederler (Şekil 112). Dünitlerin MORB'a göre negatif (1 çizgisinin altında) anomaliler vermesi bölümsel ergime ile açıklanabilir. MORB'a göre normalleştirilmiş değerlerde Rb ucunun Y ucuna oranla daha



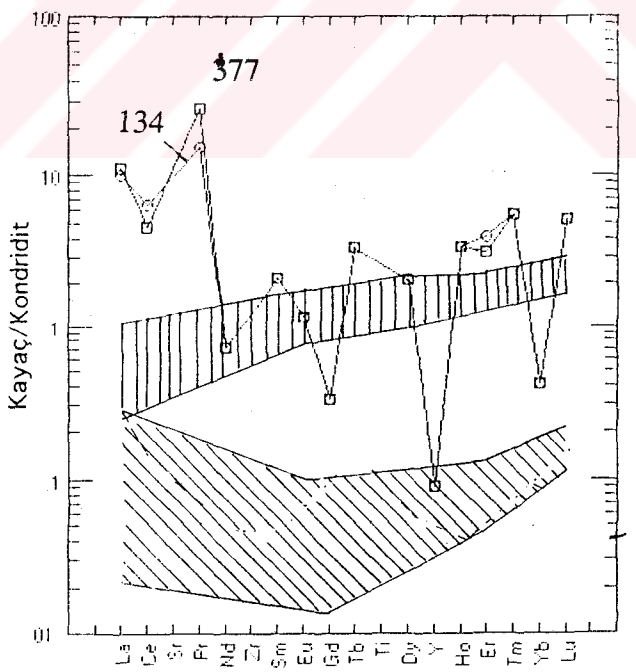
Şekil 111. Dünitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 112. Dünitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

yüksek değerler vermesi kıta kabuğundan dolayı kirlenme ile açıklanabilir. Rb ucuna yakın elementler büyük çaplı litofil elementler olup kabukta daha zengindirler.[55, 56].Sr ve Ba ın bir bazik kayaç olan MORB'a göre negatif değer sunması normal karşılanabilir. Ancak, düşük anomali vermesi dünitlerde yoğun gözüken serpantinleşme ile beraber listvenitleşmeye (kalsitleşmiş, silisleşmiş peridotit) bağlanabilir.

Dünitlerin NTE içerikleri kondridite göre normalleştirilmiş olup subkontinental ve ofiyolitik (suboseanik) peridotitlerle karşılaştırılmışlardır (Şekil 113). Subkontinental peridotitlerin normalize NTE içerikleri ofiyolitik peridotitlere oranla daha yüksektir [51]. Bu durum, subkontinental peridotitlerin okyanusal peridotitlere oranla daha az tüketilmiş olmasını gerektirir. Normalize NTE içeriklerinin La, Ce, Pr haricinde La ucundan Lu ucuna doğru artar bir şekilde yönsemesi NTE'lerin karakterleriyle açıklanabilir. NTE'lerde La ucu, Lu ucuna oranla daha uyumsuz olup La ucuna yakın elementler kısmî ergimeye uğrayan bazik magmaya daha hızlı ve daha fazla miktarda katılırlar. Geri kalan dünitik kalıntı magma La ucuna yakın elementlerce fakirleşmiş olur. Ancak Kop dünitlerinde La, Ce, Pr'un kondritite göre yüksek olması kıta kabuğunda bol bulunan bu elementlerce kirlenmeyi ifade eder.



Şekil 113. Kopdağı dünitik kayaçlarının kondridite göre normalleştirilmiş [51] NTE diyagramı. Düşey taralı alan subkontinental, verev taralı olan ofiyolitik peridotitleri göstermektedir.

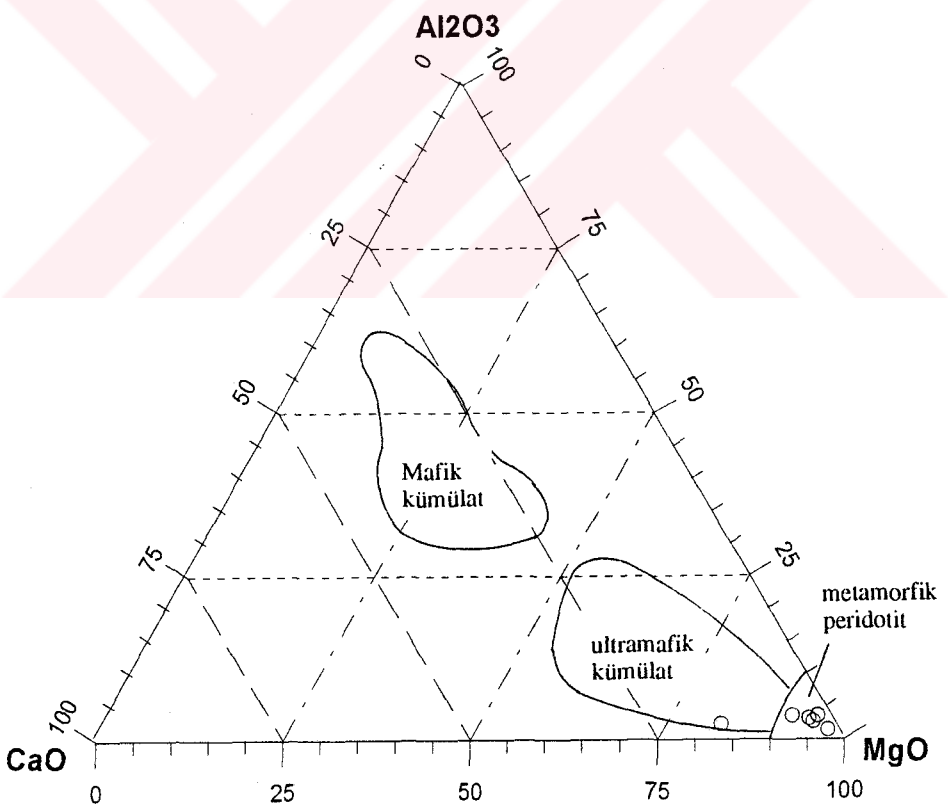
2.3.3.2. Harzburjitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri

Harzburjitlere ait 7 örneğin ana ve iz element analiz sonuçları tablo 7'de, CIPW normatif değerleri ve Niggli parametreleri tablo 8'de sunulmuştur. CIPW normatif değerlerine göre Ol-Opir-Kpir diyagramında "Harzburjit" alanına düşerler (Şekil 108).

2.3.3.2.1. Al_2O_3-CaO-MgO ve FeO-(Na_2O+K_2O) - MgO Diyagramları

Kop harzburjitleri Al_2O_3-CaO-MgO üçgen diyagramında [51], dünitler gibi metamorfik peridotit alanına düşerler (Şekil 114).

FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramında da ofiyolitik kayaçlardan jeotektonik anlamda uzak ve genelde "metamorfik peridodit" alanına düşerler (Şekil 115).



Şekil 114. Kop harzburjitlerin Al_2O_3-CaO-MgO diyagramındaki [51] jeotektonik konumları .

Tablo 7. Harzburjitlerin ana (%), iz ve NTE (ppm) içerikleri.

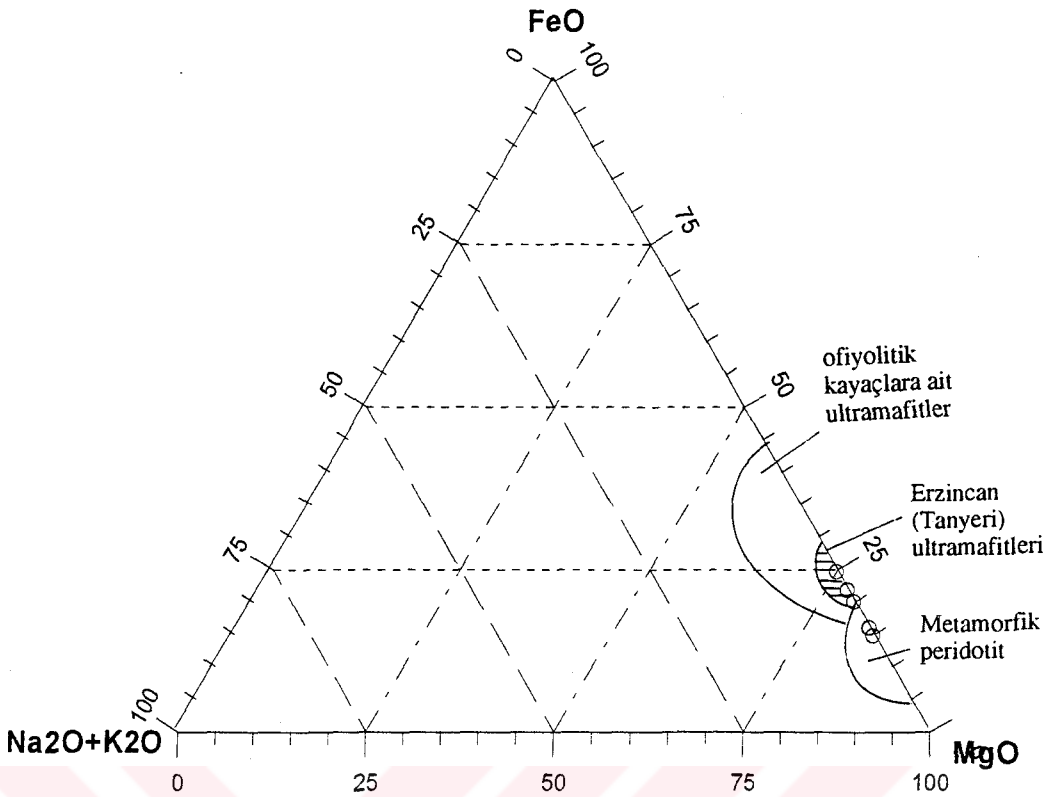
Örnek No	892	851	851.3	377	353	517	282.1
SiO_2	41.31	41.28	41.38	42.09	37.66	42.28	40.14
TiO_2	0.13	0.02	0.13	0.05	0.03	0.04	0.16
AL_2O_3	1.35	0.57	1.37	1.58	1.08	0.92	1.27
FeO	10.10	7.68	10.13	7.53	6.56	10.77	9.63
MnO	0.12	0.13	0.12	0.12	0.10	0.16	0.11
MgO	35.98	40.08	36.02	39.53	37.77	32.77	38.22
CaO	0.67	0.62	0.67	2.23	1.15	6.12	1.32
Na_2O	0.07	0.10	0.08	0.07	0.08	0.07	0.06
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.16	0.04	0.02
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.04
H_2O	11.11	10.52	10.77	7.91	13.70	5.92	8.35
Toplam	100.85	101.01	100.68	101.12	98.36	99.14	99.32
	İz Elementler						
Rb	2.0	1.1	3.1	3.0	1.2	1.7	1.3
Sr	3.6	0.3	3.9	0.5	2.1	1.2	2.0
Zr	58.2	7.5	31.1	8.4	5.1	7.3	6.2
Y	0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.1
La	0.1	0.8	0.2	0.7	3.6	2.3	2.7
Ba	5.5	7.2	4.5	7.5	7.0	9.0	8.4
Ce	2.7	0.2	0.1	0.0	7.3	6.5	11.0
Nb	0.8	0.7	1.0	1.3	0.9	1.1	1.0
Th	1.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.2	0.1
Cr	2335	2354	2306	3442	3010	6490	2820
Ni	2326	2382	2323	2192	1844	799	2014

Nadir Toprak Elementler

Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
353	0.2	3.6	7.3	2.1	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.1	0.5
517	0.4	2.3	6.5	2.8	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.2	0.2

Tablo 8. Harzburjitlerin hesaplanan CIPW normatif değerleri ve Niggli parametreleri.

Örnek No	892	851	851.3	377	353	517	282.1
C	0	0	0.01	0	0	0	0
Ab	0.59	0.85	0.68	0.59	0.68	0.59	0.51
An	3.33	1.08	3.33	3.97	2.41	2.08	3.14
Di	0	1.58	0	5.59	2.23	22.15	2.49
Hy	32.10	24.28	32.01	19.47	16.03	13.69	19.73
Ol	51.27	61.03	51.44	61.79	61.18	51.51	62.48
Mt	2.44	1.86	2.45	1.82	1.59	2.60	2.33
Hm	0	0	0	0	0	0	0
İl	0.25	0.04	0.25	0.10	0.06	0.08	0.30
Ap	0	0	0	0	0.17	0.12	0.09
Pr	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0
Cm	0.50	0.51	0.50	0.74	0.65	1.40	0.61
			Niggli Parametreleri				
Si	64.47	60.94	64.47	60.94	58.67	64.59	59.30
al	1.23	0.49	1.25	1.34	0.98	0.82	1.10
alk	0.11	0.15	0.13	0.10	0.18	0.14	0.10
fm	97.52	98.37	97.49	95.08	96.91	89.01	96.70
C	1.12	0.98	1.11	3.45	1.91	10.01	2.08
ti	0.15	0.02	0.15	0.05	0.03	0.04	0.17
k	0.08	0.06	0.07	0.08	0.33	0.27	0.18
mg	0.86	0.90	0.86	0.90	0.91	0.84	0.87
h	57.79	51.77	55.93	38.17	71.14	30.14	41.12



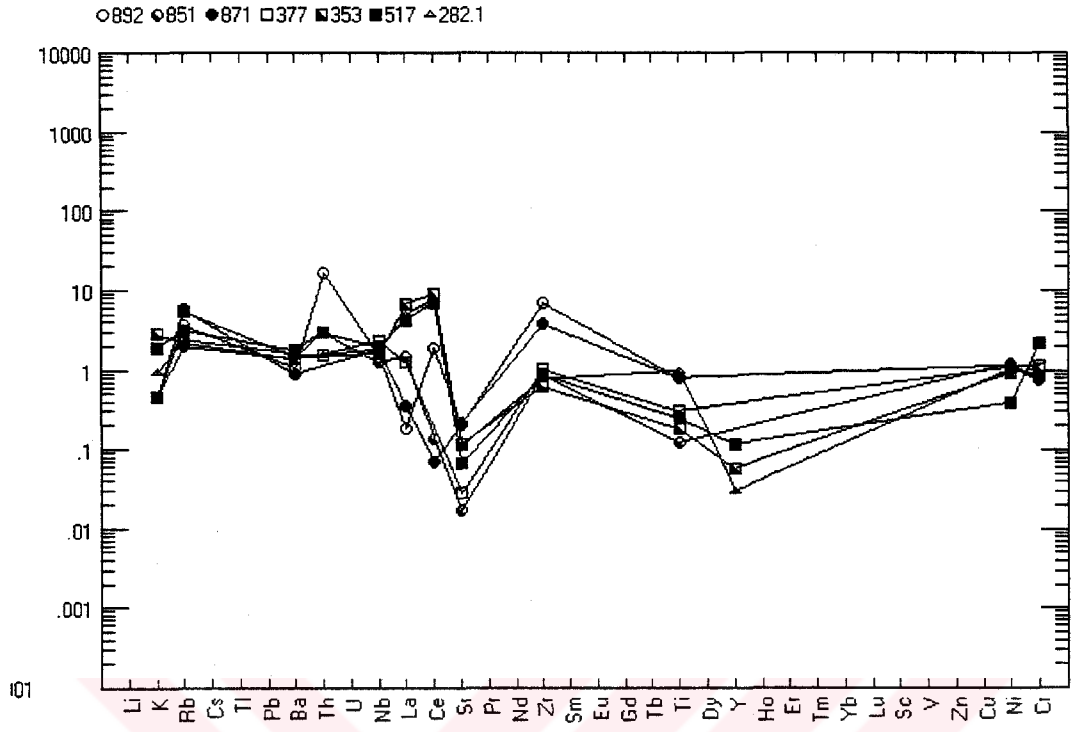
Şekil 115. Kop harzburjitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramındaki [51] Jeotektonik konumları ve ofiyolitik karakterli peridotitlerden [52] Erzincan (Refahiye) peridotitleri ile karşılaştırılması.

2.3.3.2.2. Harzburjitlerin İz ve NTE Örümcek Diyagramları

Harzburjitik kayaçların iz elementlerinin primitiv manto [53] ve MORB'a [54] göre normalleştirilmiş değerlerine ait diyagramlar Şekil 116 ve 117'de sunulmuştur. Buna göre, primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler Şekil 116'de 0.01-20 aralığında yeralırken, MORB'a göre normalleştirilmiş değerler de 0.001-10 aralığında bulunurlar (Şekil 117).

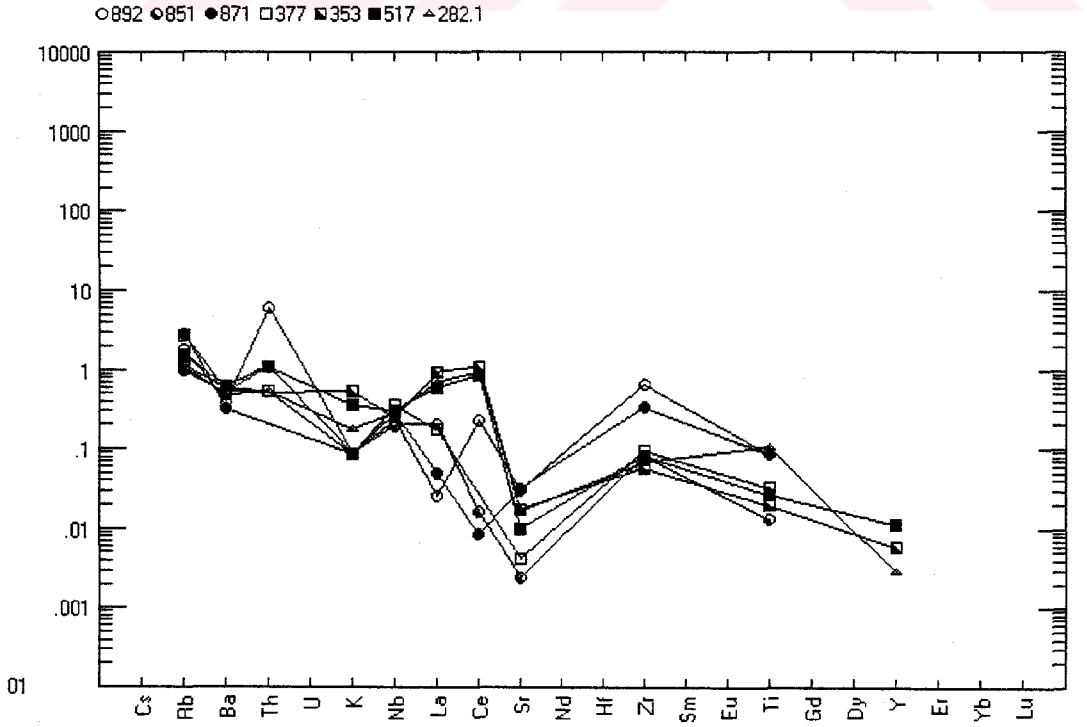
Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element değerleri (Sr haricinde) ortalama olarak 1 civarında değişirler. MORB'a göre normalize değerler ise ortalama olarak 1'in çok altında seyrederler. Bu durum bu kayaçların tüketilmiş olduklarını gösterir. Ancak, yine de Sr'un diğerlerine göre bariz bir şekilde negatif anomali vermesi bu elementin bölümsel ergime sonucu gelişen bazik magmadaki plajiyoklasların kristal şebekesine girmesi ve böylece ortamdan uzaklaşarak harzburjitlerde azalması dünitlerde de bahsedildiği gibi listvenitleşme ile açıklanabilir.

NTE değerleri kondridite göre normalleştirilmiş olup, subkontinental ve okyanusal peridotitler [51] ile karşılaştırılmışlardır (Şekil 118). Dünitlerde olduğu gibi harzburjitlerde

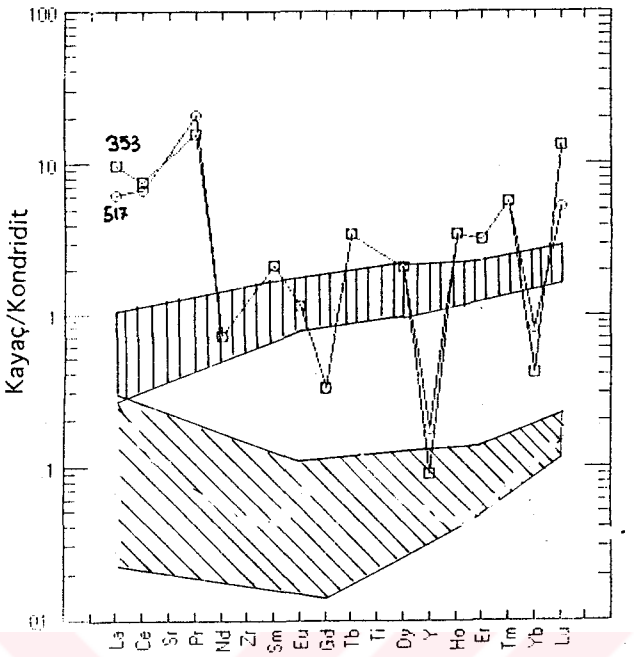


Şekil 116. Harzburjitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

de NTE dağılımı kontinental peridotit alanına yakınlık gösterir. La, Ce, Pr değerlerinin yüksek, Y değerlerinin düşük olması dünütlerde olduğu gibi kıta kabuğu tarafından kirletilme (kontaminasyon) ile açıklanabilir.



Şekil 117. Harzburjitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 118. Kopdağı harzburjitlerinin kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı [51]. Düşey çizgiler ile taralı alan subkontinental, verev çizgiler ile taralı alan da ofiyolitik peridotitlere karşılık gelmektedir.

2.3.3.3. Kop Lerzolit ve Verlitik Kayaçların Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri

Lerzolitik kayaçlara ait 5, verlitik kayaçlara ait de 2 örneğin analiz sonuçları Tablo 9, CIPW normatif değerleri ile Niggli parametlereli de Tablo 10'da verilmiştir. Bu kayaçlara ait normatif değerler ol-opir-kpir diyagramında "lerzolit" ve "verlit" alanına düşerler (Şekil 108).

2.3.3.3.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve FeO-(Na_2O+K_2O) - MgO diyagramları

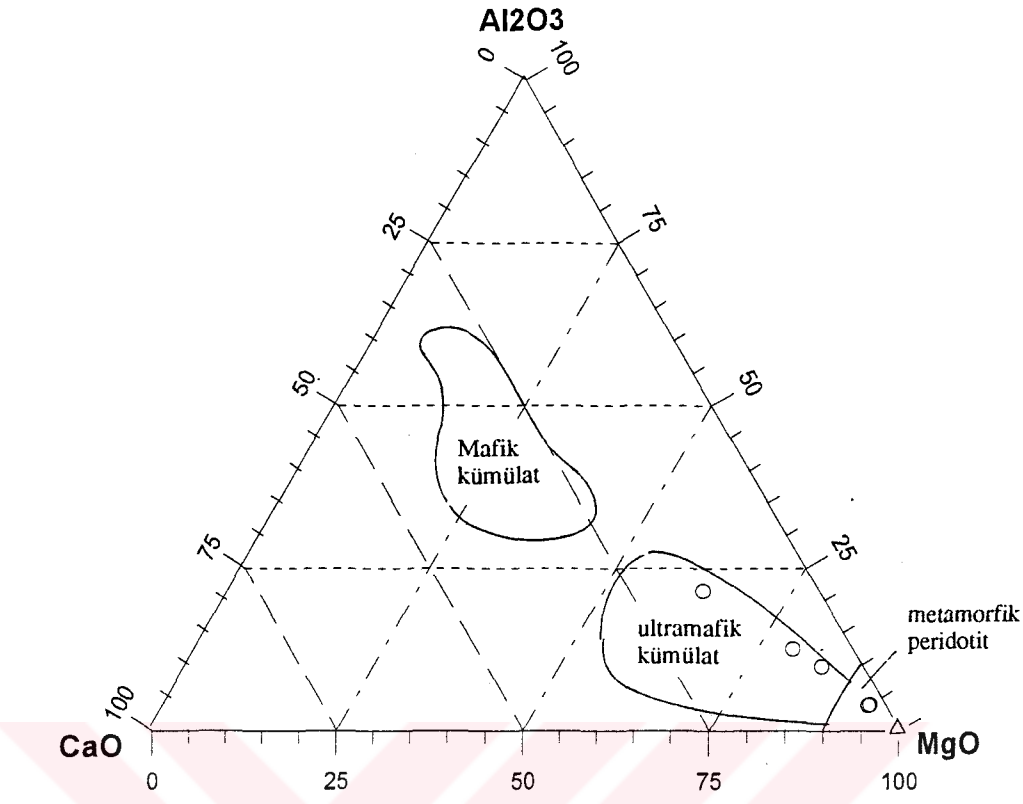
Kop lerzolit ve verlitleri Al_2O_3-CaO-MgO üçgen diyagramında [51], dünit ve harzburjitlerden biraz farklı olarak metamorfik peridotit ve ultramafik kümülat alanına düşerler (Şekil 119). FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO üçgen diyagramında da hem ofiyolitik peridotit hem de metamorfik peridotit alanına karşılık gelirler (Şekil 120). Bu durum Lerzolit ve Verlitlerin magma haznesinde ültramafitlerin üst seviyelerine karşılık geldiğini gösterir.

Tablo 9. Verlit ve Lerzolitik kayaçların ana (%) ve iz element (ppm) içerikleri.
(V1 ve V2 verlit, diğerleri lerzolitlere aittir.)

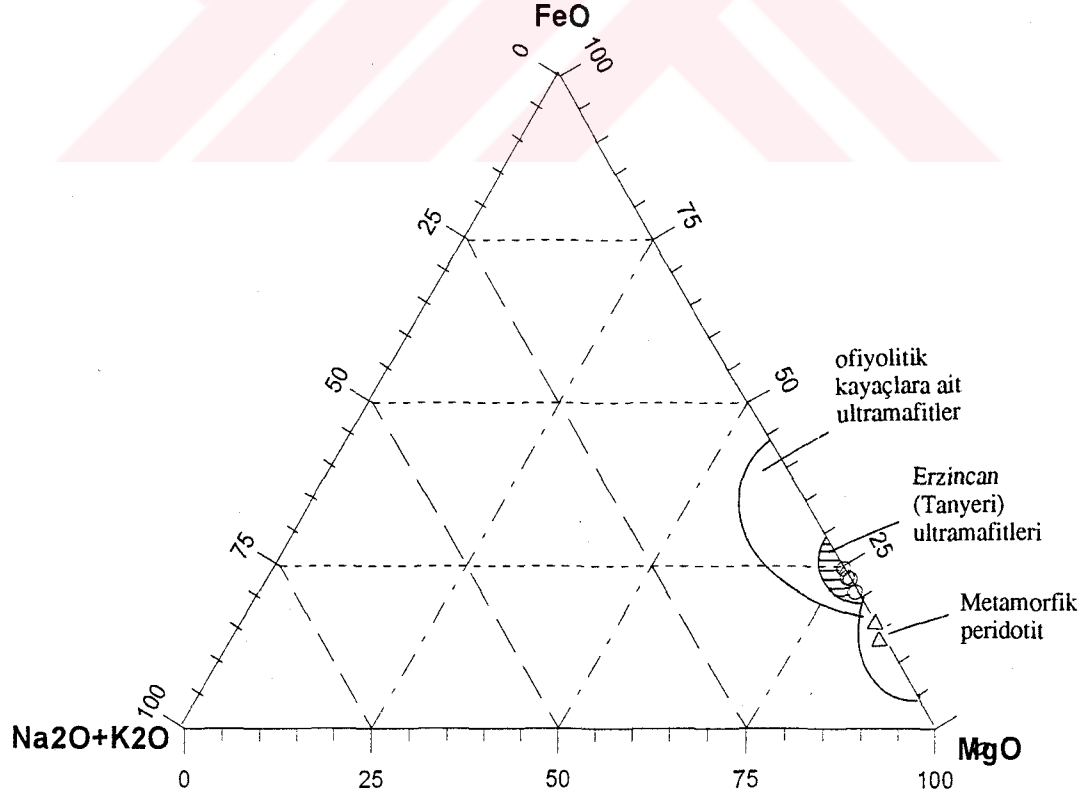
Örnek No	V1	V2	S.60.1	S.60.K	S.37	S.52	891
SiO_2	41.71	40. 73	42.17	41.93	41.22	41.13	41.78
TiO_2	0.01	0.02	0.12	0.12	0.04	0.31	0.05
AL_2O_3	0.06	0.05	1.56	1.54	10.65	4.03	5.27
FeO	8.21	8.24	11.15	12.11	5.20	9.27	10.21
MnO	0.18	0.19	0.25	0.25	0.17	0.20	0.18
MgO	43.52	43.55	37.36	37.18	31.44	34.88	33.74
CaO	0.16	0.16	0.80	0.90	7.53	2.19	3.32
Na_2O	0.02	0.01	0.00	0.04	0.36	0.13	0.12
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
P_2O_5	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
H_2O	6.29	7.71	7.02	7.09	4.39	8.53	5.17
Toplam	100.16	100.66	100.45	101.18	101.03	100.73	99.87
		İz Elementler					
Rb	1.8	0.3	1.3	2.6	1.0	0.4	2.1
Sr	0.2	0.0	2.8	2.5	74.6	6.8	72.3
Zr	13.6	4.7	23.2	14.5	3.7	168.6	41.6
Y	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.1
La	0.2	0.9	0.0	0.2	8.5	0.9	6.4
Ba	3.8	12.0	8.5	2.9	3.8	2.6	2.9
Ce	0.0	0.1	3.4	0.2	1.9	6.0	1.1
Nb	0.4	0.6	1.1	0.9	0.6	0.0	0.6
Th	0.0	0.0	0.1	0.0	0.8	0.6	0.7
Cr	1981	1931	1635	1606	544	1939	1122
Ni	2394	2383	2330	2319	441	2009	814

Tablo 10. Verlit ve Lerzolitlerin hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

Örnek No	V1	V.2	5.60K	S.60K	S.37	S.52	891
C	0	0	0.12	0	0	0	0
Ab	0.17	0.01	0.00	0.34	1.11	1.10	1.02
An	0.07	0.13	3.91	3.99	8.29	7.38	8.79
Di	20.88	17.77	30.69	27.93	20.0	23.04	19.66
Hy	0.57	0.52	6.00	7.32	7.10	10.38	7.10
Ol	70.48	72.78	56.08	58.69	58.45	54.63	55.64
Mt	1.99	1.99	2.70	2.93	1.26	2.24	2.47
Hm	0	0.00	0	0	0	0	0
İl	0.02	0.04	0.23	0.23	0.08	0.59	0.09
Ap	0	0.00	0.02	0.02	0.02	0	0.02
Pr	0	0.00	0	0	0	0	0
Ca	0	0.00	0	0	0	0	0
Cm	0.43	0.42	0.35	0.35	0.12	0.42	0.24
			Niggli parametreleri				
Si	57.53	56.13	62.63	61.67	62.32	63.21	63.24
al	0.04	0.04	1.36	1.33	9.47	3.64	4.69
alk	0.02	0.01	0.00	0.06	0.25	0.20	0.19
fm	99.68	99.70	97.35	97.18	78.07	92.54	89.72
C	0.23	0.23	1.27	1.41	12.19	3.60	5.38
ti	0.01	0.02	0.13	0.13	0.04	0.35	0.05
k	0	0	1	0.14	0.07	0.04	0.09
mg	0.90	0.90	0.85	0.84	0.91	0.86	0.85
h	28.91	35.41	34.75	34.76	22.12	43.70	26.08



Şekil 119. Verlit ve Lerzolitlerin Al_2O_3-CaO-MgO diyagramında [51] jeotektonik konumları , Δ : verlit; o : lerzolit.

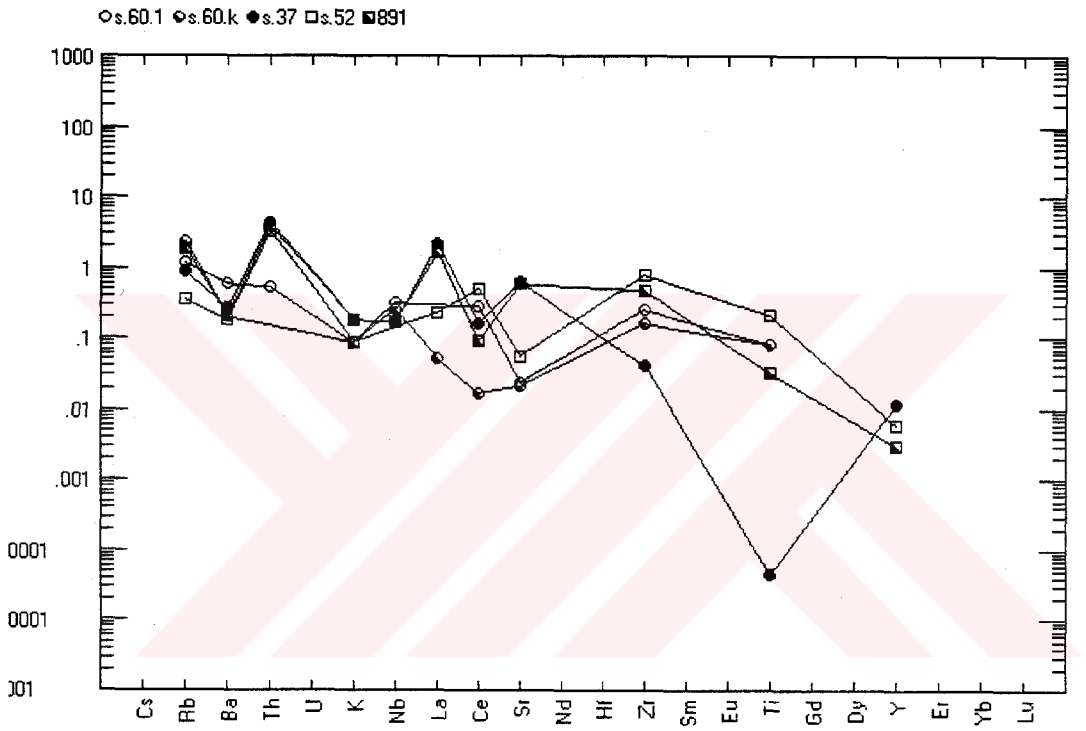


Şekil 120. Verlit ve Lerzolitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramında jeotektonik konumları [51], [52]. Δ : verlit, o : lerzolit.

2.3.3.3.2. Lerzolit ve Verlitlerin İz Element Örümcek Diyagramları

Lerzolit ve verlitik kayaçların iz element içerikleri hem MORB, hem de primitiv manto'ya göre normalleştirilmiş olup Şekil 121, 122, 123 ve 124'da sunulmuştur.

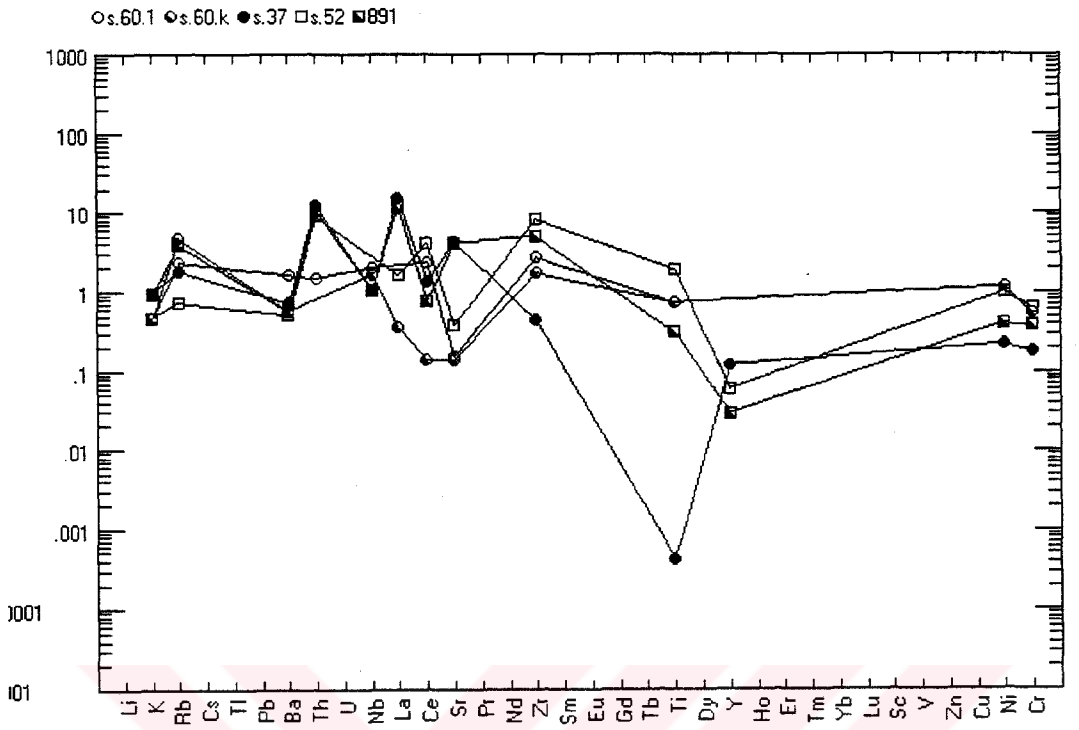
Lerzolitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş değerleri 0.001-8 aralığında yeralırken (Şekil 121) primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerleri daha geniş (0.005-20) bir aralıkta değişim gösterirler (Şekil 122).



Şekil 121. Lerzolitik kayaçların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

Lerzolitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değerleri ortalama olarak 1'in biraz altında değişim gösterirler. Bu durum iz element açısından lerzolitin bazalta oranı anlamına gelirki bu da normal kabul edilebilir. Rb ucundan Y ucuna doğru genelde bir azalma söz konusudur. Bu da kıta kabuğu tarafından kirletilme ile açıklanabilir.

Lerzolitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerleri ise ortalama olarak 1 civarında seyreder. Bu durum lerzolitik kayaçların primitiv mantoya yakın değerler sunduğunu gösterir. Ancak üç örnekte Y ve bir örnekte Ti'un normalleştirilmiş değerlerinin oldukça düşük olması serpantinleşmeye bağlanmıştır. La, Th, Rb'un nispeten yüksek değerler göstermesi lerzolitler içerisinde yer yer % 7'ye kadar bulunan plajiyoklasın varlığına bağlanabilir [57].

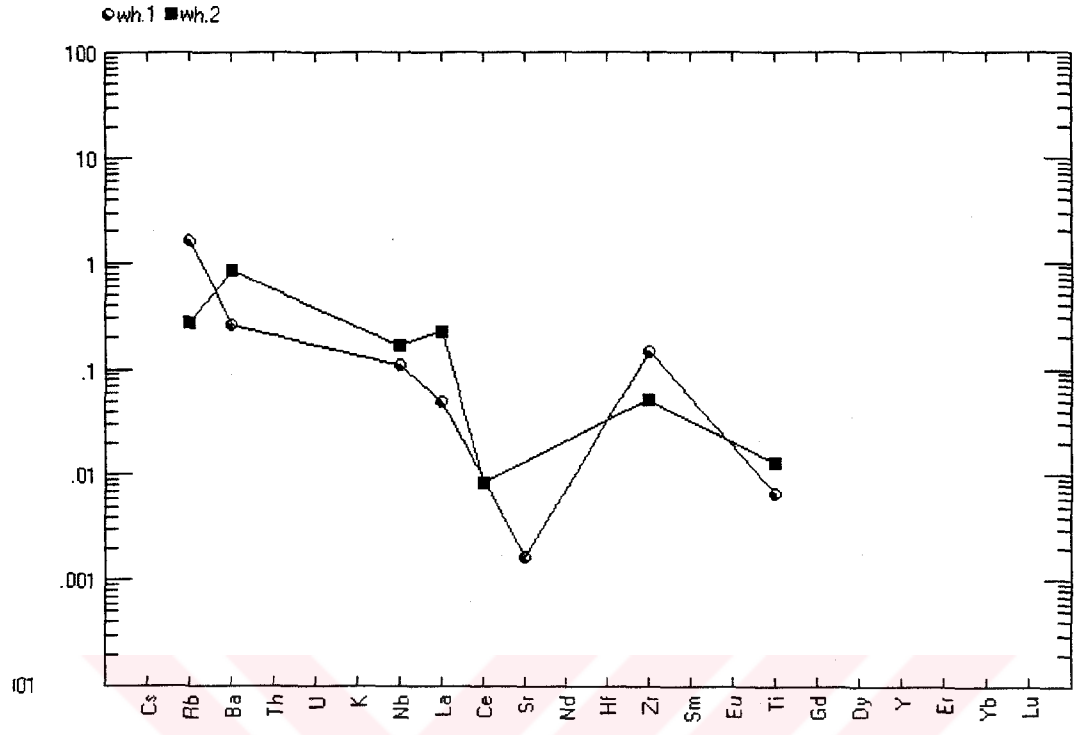


Şekil 122. Lerzolitik kayaçların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

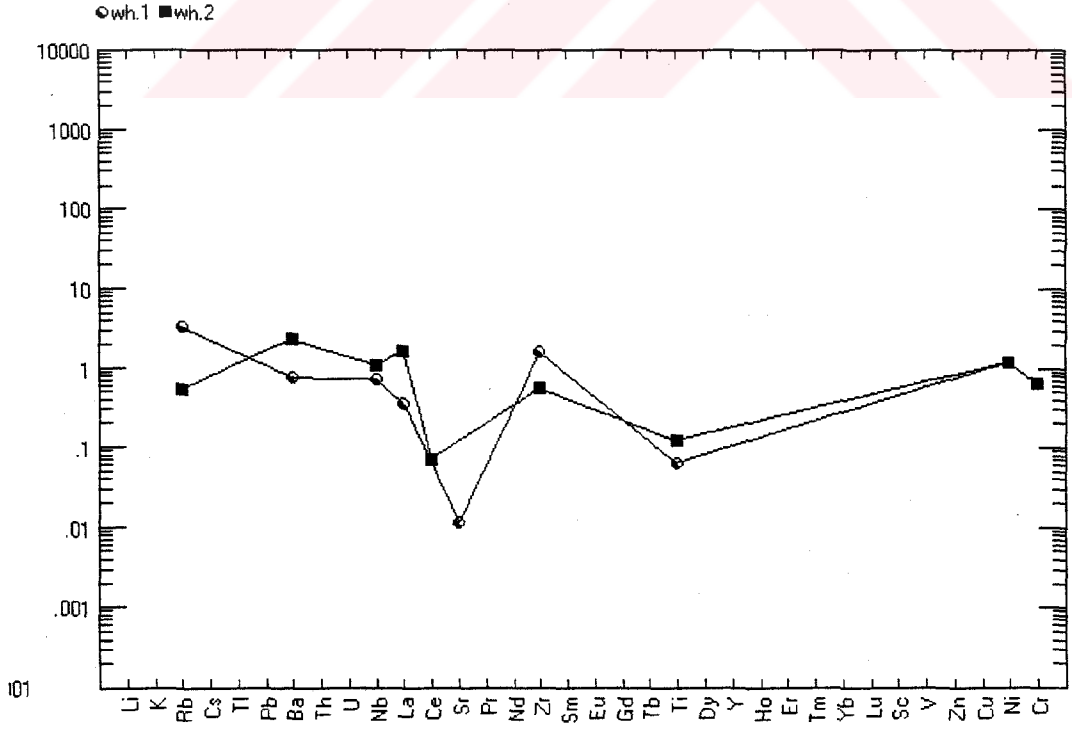
Verlitik kayaçların normalleştirilmiş iz element değerleri lerzolitlerinkine oldukça yakın olup lerzolitlere ait değerler arasında sıkışırlar. MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değerleri 0.001-2 aralığında (Şekil 123), primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler de 0.01-4 aralığında değişim gösterir (Şekil 124).

MORB'a göre normalleştirilmiş değerlerin ortalaması 1'in oldukça altındadır (Şekil 123). Bu durum normal karşılanabilir . Ancak Rb ucundan Ti ucuna doğru belirgin bir azalma mevcuttur. Bu ise daha öncede olduğu gibi kabuk tarafından kirletilmeye bağlanmıştır. Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler ortalama olarak 1 civarında seyreter (Şekil 124). Bu durumda verlitik kayaçların primitiv mantoya yakın değerlere sahip olduğunu gösterir.

Hem MORB hem de primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerlerde Sr'un oldukça düşük (negatif) pik vermesi serpantinleşmeye bağlanmıştır.



Şekil 123. Verlitik kayaçların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 124. Verlitik kayaçların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

2.3.3.4. Peridotitik Kayaçların Diğer Ana Oksit ve İz element İçerikleri

Peridotitik kayaçların SiO_2 ve MgO'e dayalı ana oksit diyagramları Şekil 125 ve 126'de sunulmuştur.

SiO_2 - MgO, içerikleri arasında negatif bir ilişki mevcuttur. Buna karşın SiO_2-FeO, SiO_2 - Al_2O_3, SiO_2 - TiO_2, SiO_2 - CaO değerlerinde de pozitif bir ilişki görülür (Şekil 125).

MgO - MnO, MgO -Na_2O, MgO - CaO, MgO - Al_2O_3, MgO - FeO, MgO - TiO_2 değerleri arasında negatif bir ilişki mevcuttur (Şekil 126).

İz element içeriklerinde de durum biraz daha karmaşıktır. SiO_2'ye bağlı iz element içerikleri ile Zr, Sr, Th arasında az çok belirgin pozitif bir ilişki mevcut iken, SiO_2 ile Y, Rb, Ce, Nb, Ba arasındaki dağılım düzensizdir (Şekil 127).

MgO ile iz element içerikleri arasında SiO_2'ye nazaran biraz daha düzenlilik mevcuttur. MgO ile Ba, Zr, Sr, T h arasında az çok belirgin bir negatif ilişki varken, MgO ile Nb arasında pozitif bir ilişki mevcuttur. MgO ile Y, Rb, Ce arasındaki dağılım ise düzensizdir (Şekil 128).

İz elementler arasındaki dağılım da nisbeten düzensizdir. Ancak (La+Ce) - Ba, La-Ce arasındaki ilişkinin az çok pozitif olduğu görülmüştür (Şekil 129). Bu durum da piroksen artışına bağlanabilir.

SiO_2-MgO arasındaki negatif ilişki serpantinleşme ile açıklanabilir. Tamamen forsterit ($2MgO.SiO_2$) minerallerinden oluşan bir dünitte teorik olarak MgO ağırlıkça %57.32 iken, aynı kayacın tamamen serpantin minerallerinden ($3MgO.2SiO_2.2H_2O$) oluşan serpantinite dönüşmesi ile MgO miktarı % 43.66'ya iner. Yine aynı tür işlem sonucunda SiO_2 miktarıda % 42.67'den % 43.33'e yükselir. O halde serpantinleşme ile peridotitik bir kayacın SiO_2 bakımından zenginleşmesi, MgO bakımından da fakirleşmesi gerekir (Şekil 125). Yine başlangıçta teorik olarak su içermeyen dünitik bir kayaç serpantinleşme ile önemli miktarda su kazanmış olur.

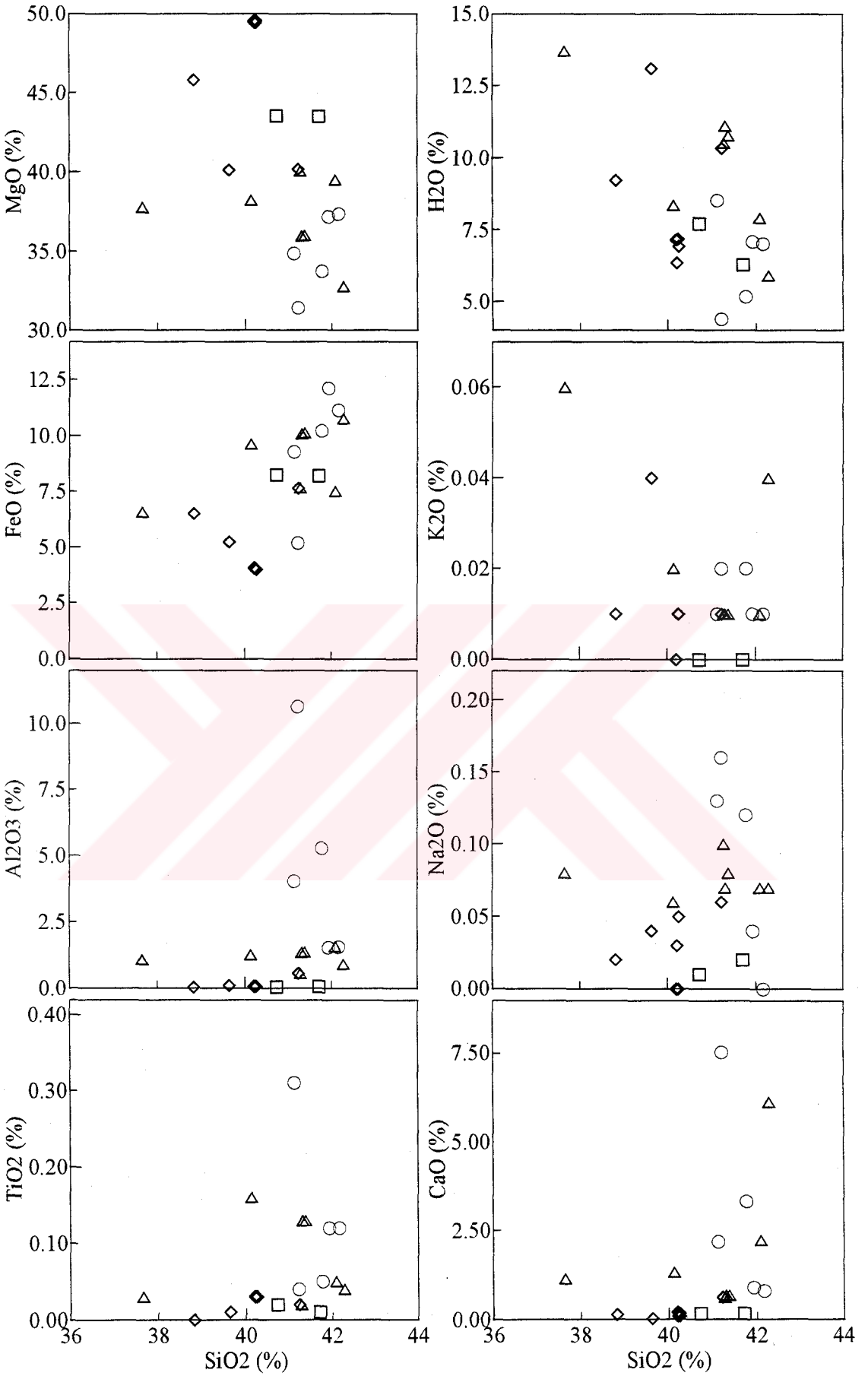
SiO_2 ile Al_2O_3, FeO, CaO ve TiO_2 arasındaki pozitif ilişki piroksen varlığı ile açıklanabilir. Ojitte her zaman bir miktar Al katyonu bulunur. Peridotitlerde ojit (Ca, Mg, Na, Mn, Fe^{+2}, Al, Fe^{+3}, Ti)$_2$ [(Si, Al)$_2$ O_6] miktarının artışı SiO_2'nin de artışı olduğuna göre SiO_2-Al_2O_3 arasındaki ilişkinin pozitif olması normaldir. SiO_2-FeO arasındaki pozitif ilişki de aynı şekilde piroksenlerin varlığına dayandırılabilir. Çünkü piroksenlerdeki (ojit,

hipersten) FeO ve SiO_2 miktarları forsteritten daha fazladır. Piroksen ihtiva eden peridotitik bir kayaçta SiO_2 arttıkça FeO miktarı da artar.

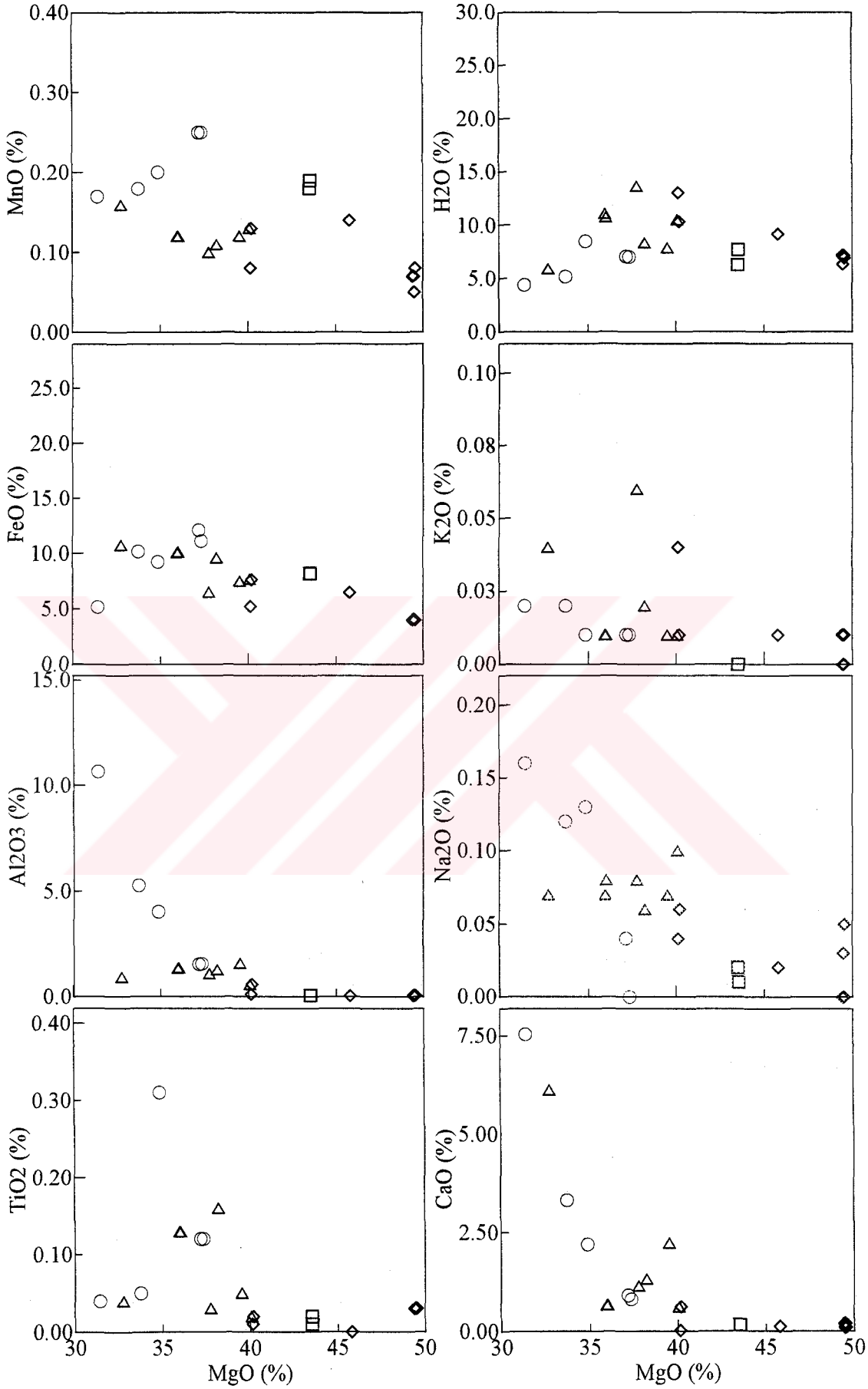
SiO_2-CaO arasındaki pozitif ilişki iki şekilde yorumlanabilir. Birincisi, CaO artışı piroksenlerin artışı ve dolayısıyle SiO_2'nin artışı ile gerçekleşebilir. İkincisi ise, hidrotermal alterasyonla gelişen listvenitleşme ile olabilir. Listvenitleşme ile peridotitik bir kayacın SiO_2 ve CaO (hatta FeO) miktarlarında artış, buna karşın MgO miktarlarında azalma [58] mevcuttur. Serpantinleşmiş peridotitleri kesen ikincil manyezit damarlarının varlığı da bu şekilde açıklanmış olur.

MgO-CaO, MgO-Al_2O_3, MgO-FeO arasındaki negatif ilişki de aynı şekilde hem listvenitleşme hem de piroksen miktarının artışı ile açıklanabilir. Listvenit oluşumu ile MgO ortamından uzaklaşırken (manyezit damarları oluşurken) siderit, kalsit ve limonit ile de FeO ve CaO miktarları artar. MgO ile FeO arasındaki ters bağıntı olivinin kristal yapısındaki MgO ile Fe'nin birbirinin yerini alabilmesine bağlanabilir.

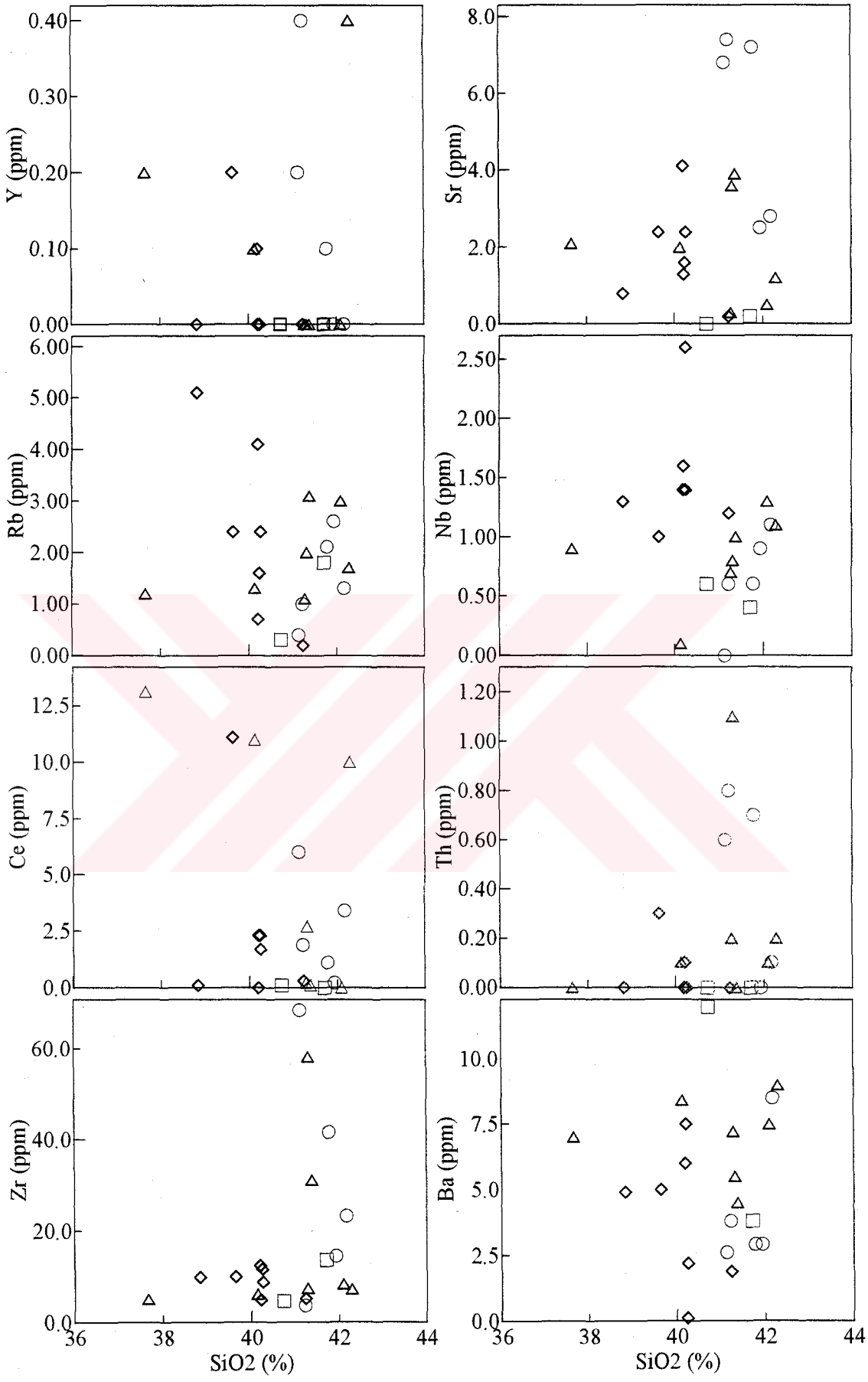
SiO_2 ile Zr, Sr, Th arasındaki pozitif ilişki piroksen miktarının artışına bağlanabilir. Bu mineral içinde Zr, Sr, Th'un miktarı olivininkinden daha yüksektir [59]. Piroksen artışı da yine SiO_2 artışını gerektirir. MgO artışı olivin miktarının (forsteritin) artışı ile açıklanır. Ba, Zr, Sr, Th elementleri de olivin içerisinde piroksenlere oranla son derece az bulunduklarından MgO ile Ba, Zr, Sr, Th arasında negatif bir ilişki piroksenin azalması (yani forsteritin artışı) ile açıklanabilir.



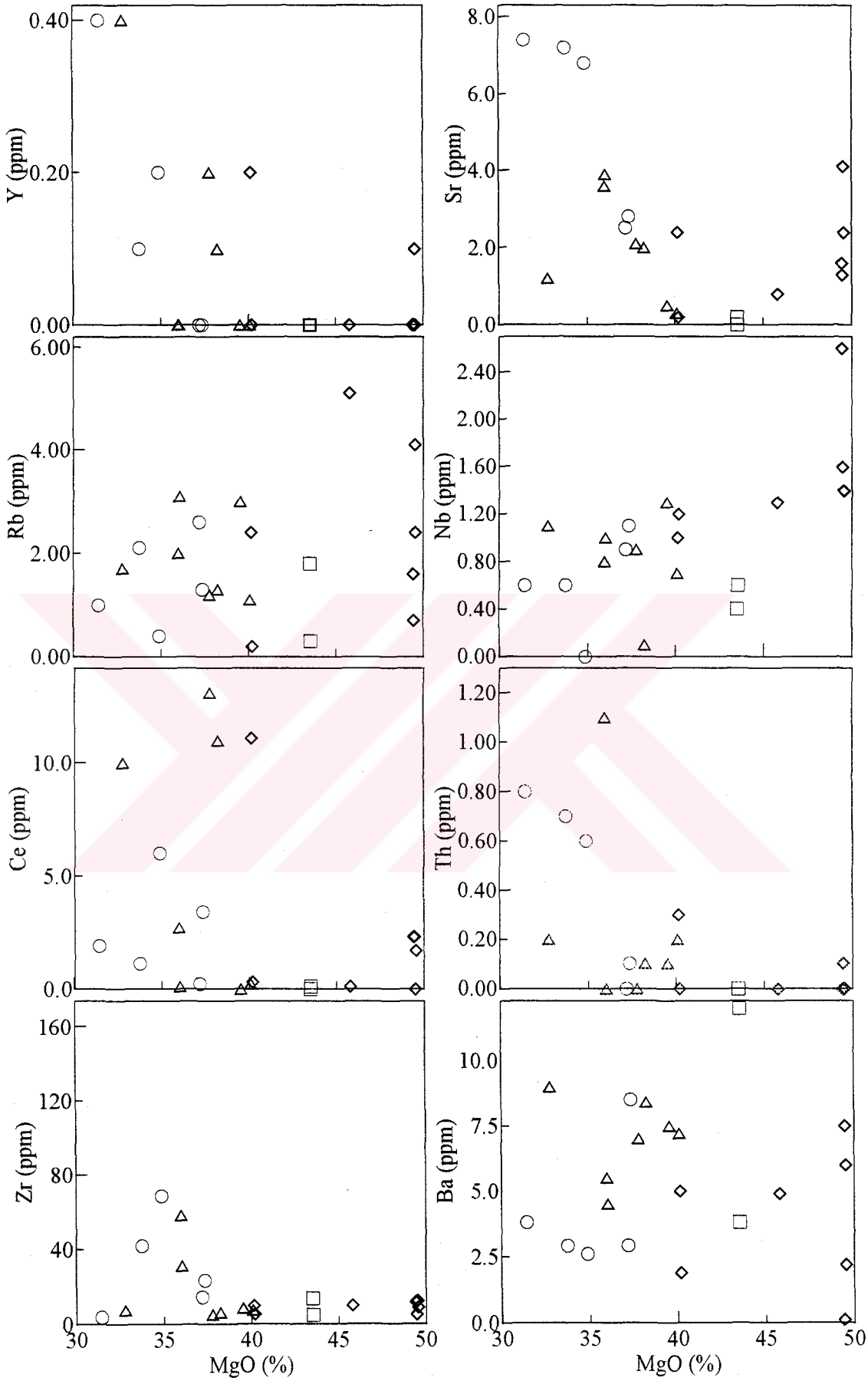
Şekil 125. Peridotitik kayaçların SiO_2 ye bağlı ana oksit değişim diyagramları (◊, Dünit; Δ: harzburjit; □: verlit; o: lerzolit).



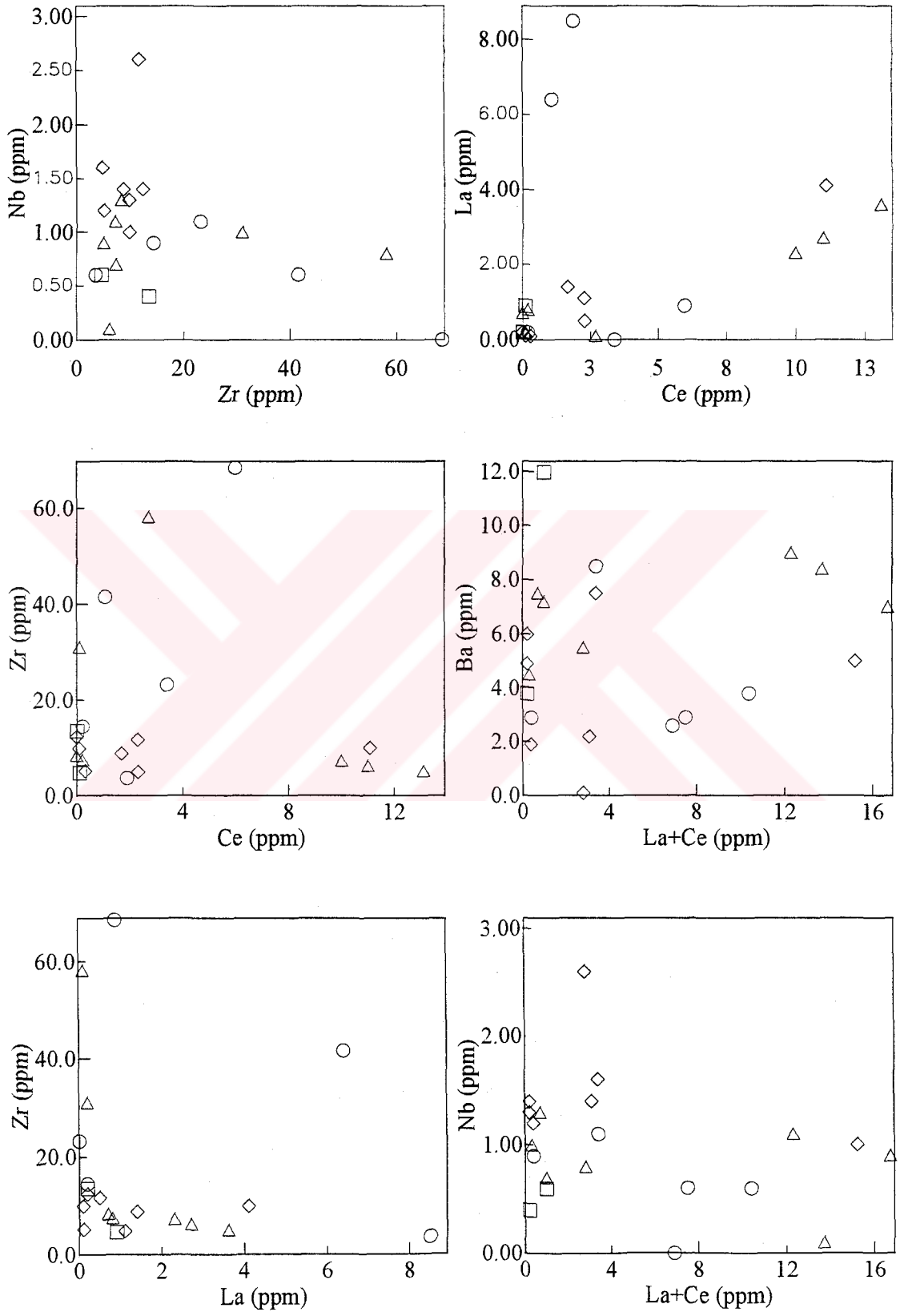
Şekil 126. Peridotitlerin MgO'e bağlı ana oksit değişim diyagramları (◊: dünit: Δ: harzburji, □: verlit; o: lerzolit).



Şekil 127. Peridotitlerin SiO_2'ye bağlı iz element değişim diyagramları (◊: dünit, Δ: harzburjit, □: verlit; o: lerzolit).



Şekil 128. Peridotitlerin MgO'e bağlı iz element değişim diyagramları (◊: dünit, Δ: harzburjit, □: verlit; o: lerzolit).



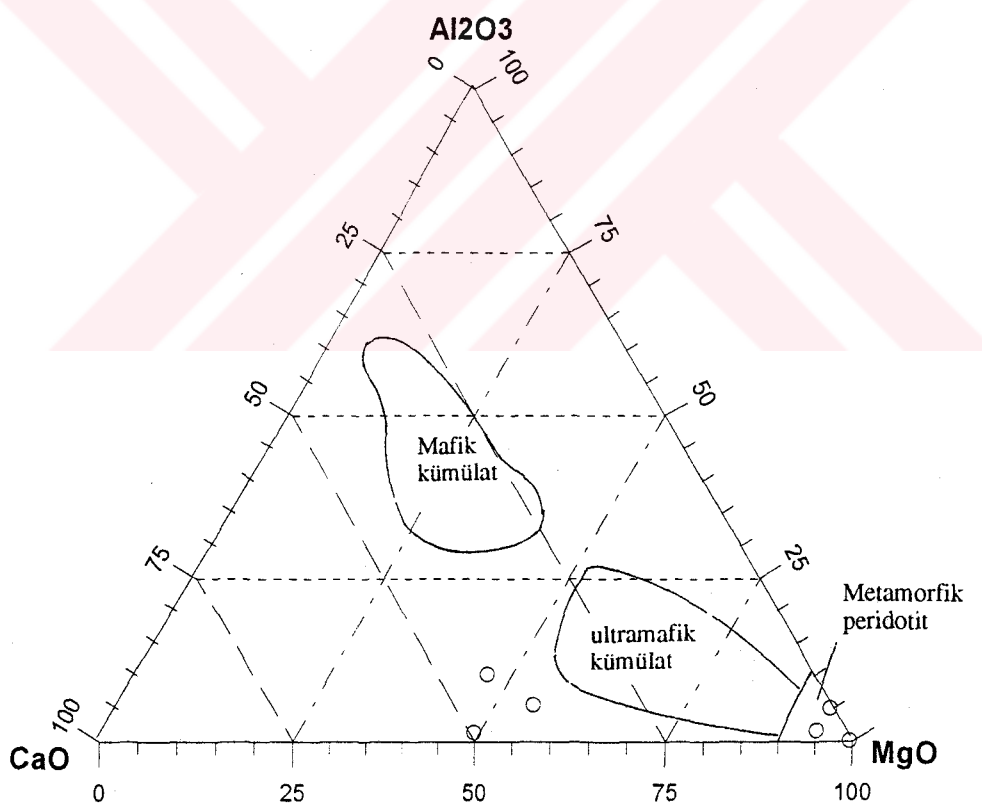
Şekil 129. Peridotitlerin iz element değişim diyagramları (◊: dünit, Δ: harzburjit, □: verlit; o: lerzolit).

2.3.3.5. Piroksenitlerin Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri

Piroksenitlere ait 6 örneğin ana, iz ve iki örneğin NTE analizleri Tablo 11, CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri de tablo 12'de verilmiştir. Örneklerin CIPW normatif değerleri, Ol-Opir-Kpir diyagramında üçü vebsterit, biri klinopiroksenit biri olivinli vebsterit, biri de olivinli ortopiroksenit alanına düşer (Şekil 108).

2.3.3.5.1. (Al_2O_3-CaO-MgO) ve FeO-(K_2O+Na_2O)-MgO Diyagramları.

Kopdağı piroksenitlerinin bir kısmı Al_2O_3-CaO-MgO üçgeninde [51] metamorfik ültramafik kayaç, bir kısmı da sınıflandırılmış alanlar dışına düşer (Şekil 130). FeO-(Na_2O+K_2O)-FeO diyagramında da hem ofiyolitik, hem de metamorfik peridotit alanına düşerler (Şekil 131).



Şekil 130. Piroksenitlerin Al_2O_3-CaO-MgO diyagramında [51] jeotektonik konumları .

Tablo 11. Piroksenitlerin ana (%) iz ve NTE (ppm) içerikleri.

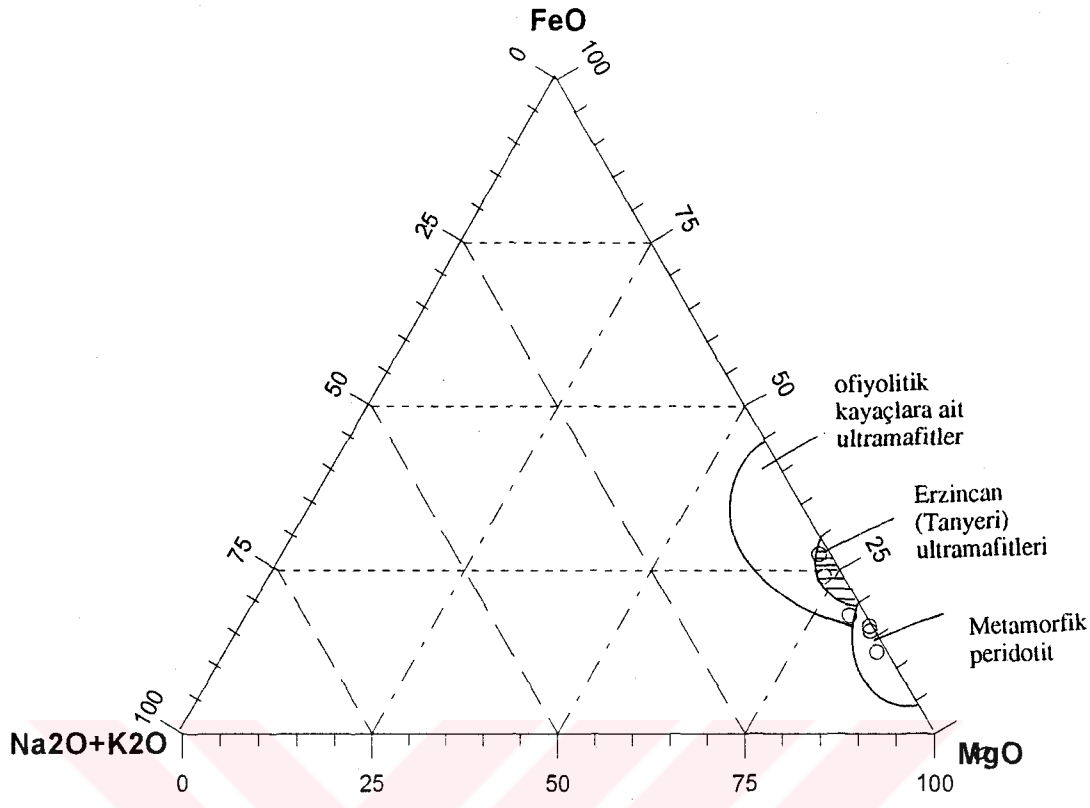
Örnek No	1085	310	P.9	KP.4	776	36
SiO_2	55.14	53.89	38.30	38.37	51.89	41.49
TiO_2	0.24	0.21	0.16	0.00	0.04	0.03
AL_2O_3	1.91	2.12	1.61	0.04	0.57	0.64
FeO	5.81	4.70	11.51	7.35	2.9	6.88
MnO	0.12	0.06	0.18	0.15	0.08	0.15
MgO	17.75	20.74	29.85	39.11	19.97	34.9
CaO	16.35	14.81	0.13	0.13	20.02	1.48
Na_2O	0.55	0.51	0.51	0.24	0.25	0.08
K_2O	0.03	0.03	0.07	0.01	0.04	0.04
P_2O_5	0.06	0.06	0.05	0.00	0.07	0.06
H_2O	0.92	3.18	17.96	16.25	3.4	12.6
Toplam	98.88	100.31	100.33	101.65	99.23	98.35
		İz elementler				
Rb	8.2	21.5	87.3	14.6	33.2	28.5
Sr	82.8	100.9	146.7	0.5	96.2	86.2
Zr	21.7	26.5	41.2	8.0	10.2	10
Y	2.2	0.7	5.2	0.0	1.1	0.2
La	0.0	1.0	3.7	0.0	3.1	3.6
Ba	34.9	22.5	233.7	3.8	13	11
Ce	114.7	125.1	188.2	3.3	9.4	9.4
Nb	1.9	2.4	1.8	0.7	1.7	2.4
Th	10.3	16.1	39.4	0.1	12.3	7.4
Cr	2040	4523	7237	3544	4610	4490
Ni	197.4	299.8	3227.3	2084.3	472	565

Nadir Toprak Elementleri

Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
776	1.1	3.1	9.4	0.6	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.2	0.2
36	0.2	3.6	9.4	4.2	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.1	0.3

Tablo 12: Piroksenitlerin hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

Örnek No	1085	310	P.9	kp.4	776	36
C	0	0	0.54	0	0	0
Ab	2.65	4.32	4.32	0.15	2.12	0.68
An	6.11	3.40	0.43	0	0.32	1.27
Di	57.54	54.92	0	68.54	88.36	4.50
Hy	24.88	31.80	52.44	18.68	3.41	74.91
Ol	0	0	31.14	0.51	3.26	2.18
Mt	1.40	1.14	2.78	0.94	0.70	1.61
Hm	0	0	0	0	0	0
İl	0.46	0.40	0.30	0	0.08	0.06
Ap	0.14	0.14	0.13	0	0.17	0.14
Pr	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0
Cm	0.44	0.97	1.56	0.76	0.99	0.97
			Niggli Parametreleri			
Si	106.16	102.22	68.21	58.74	95.22	68.83
al	4.42	2.36	1.68	0.03	0.61	0.62
alk	1.06	0.97	0.95	0.36	0.49	0.17
fm	60.78	66.55	97.10	99.38	59.53	96.57
C	33.72	30.10	0.24	0.21	39.36	2.63
ti	0.34	0.29	0.21	0	0.05	0.03
k	0.03	0.03	0.08	0.02	0.09	0.24
mg	0.84	0.88	0.82	0.90	0.92	0.89
h	5.90	20.11	106.63	82.92	20.92	69.68



Şekil 131: Piroksenitlerin FeO-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramında [51] jeotektonik konumları .

2.3.3.5.2. Piroksenitlerin Ana Oksit ve İz Element İçerikleri

Piroksenitlerin ana oksitlerine göre hazırlanmış diyagramları Şekil 132 ve 133'da sunulmuştur. Buna göre SiO_2'ye bağlı olarak TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO değerlerinde artış (pozitif ilişki), MnO, H_2O, MgO değerlerinde de azalma (negatif ilişki) mevcuttur (Şekil 132).

MgO'e dayalı diyagramda da hemen hemen tersine bir durum mevcuttur. MgO değerleri FeO, MnO, H_2O ile pozitif ilişkili iken TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO ile de negatif ilişkilidir. MgO-K_2O dağılımları ise düzensizdir (Şekil 133).

SiO_2'ye bağlı iz element diyagramları da Şekil 134'de sunulmuştur. Buna göre SiO_2 ile Ce, Zr, Y, Ba, Nb, Th arasında pozitif, Rb, Sr arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur.

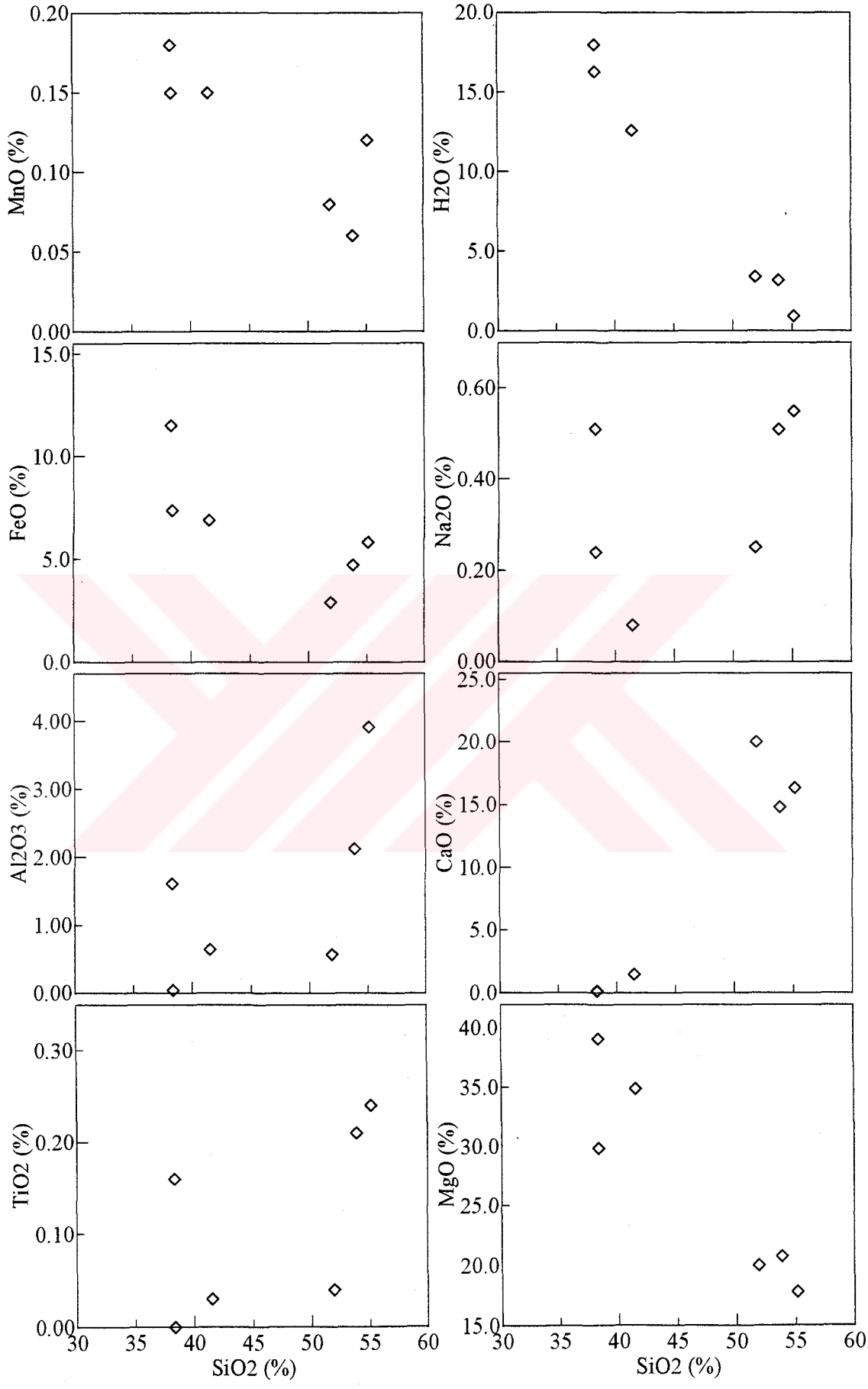
MgO'e bağlı iz element diyagramlarında da SiO_2'nin hemen hemen tersine bir durum; MgO ile Ba, Y ve Nb arasında negatif; Rb, Ce, Zr, Sr, Th arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 135). İz elementlerden Zr-Ce, Ba-(La+Ce) arasında pozitif bir ilişki

görülürken, Nb-Zr, Zr-La, La-Ce, Nb-(La+Ce) arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 136).

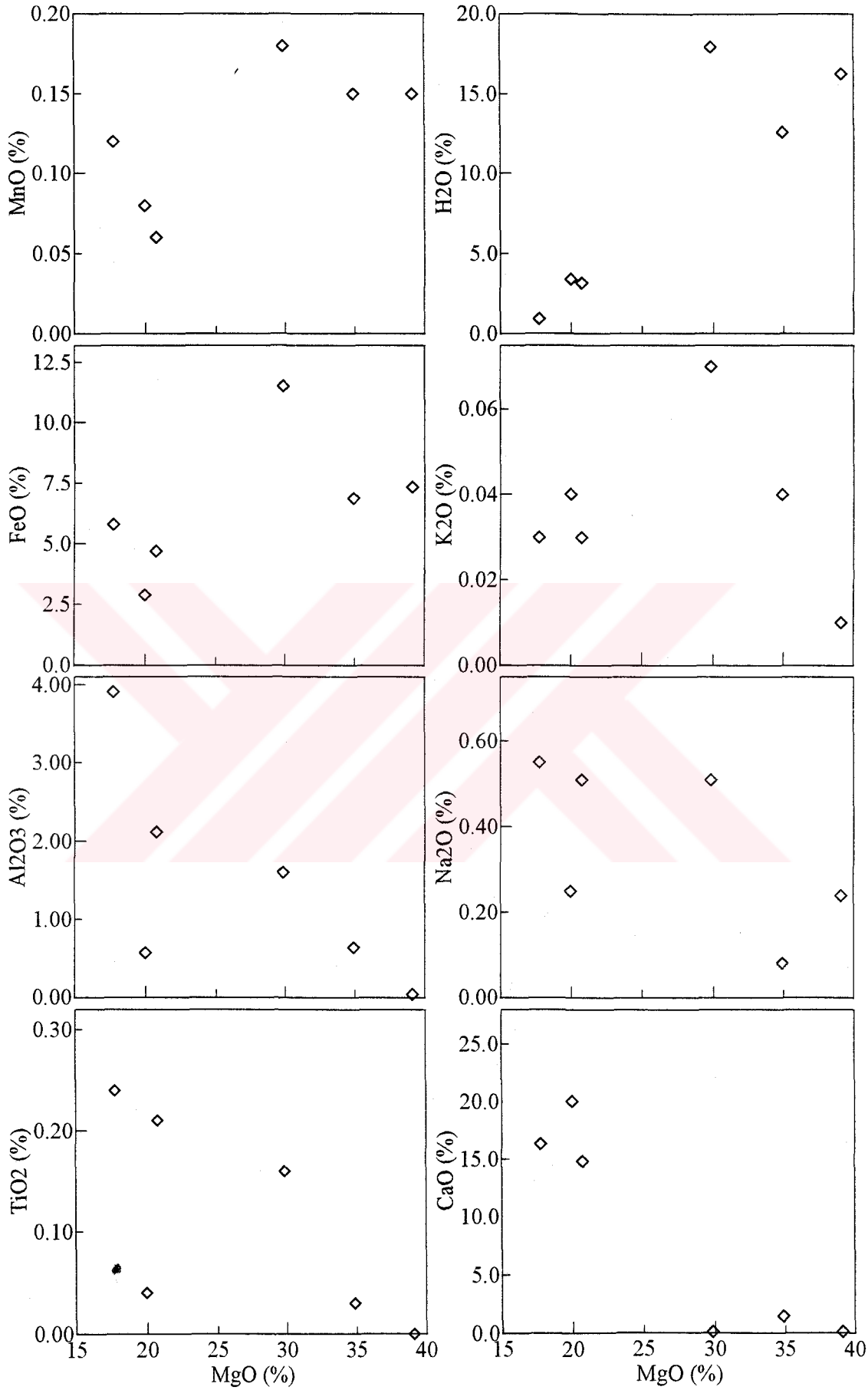
Piroksenitler içerisinde az miktardan % 40 oranına kadar forsterit bulunmaktadır. Piroksenler ise enstatit, ojit ve pijonitten ibarettir. Piroksenitlerdeki ana oksit değişimleri hem bu minerallerin kayaçtaki miktarları ile hem de serpantinleşme dereceleri ile ilişkilidir. Piroksenitlerde olivin miktarı arttıkça MgO miktarı da artar. Buna karşın, SiO_2 miktarı azalır. Piroksen minerallerinin artışı da SiO_2'nin artışını, buna karşın MgO miktarının azalışını gerektirir. Serpantinleşme de yine MgO miktarında azalmaya, SiO_2 miktarında da artışa neden olur.

Ültramafitlerde piroksen miktarının artışı SiO_2'nin artışı anlamına gelir. TiO_2, Al_2O_3, Na_2O ve CaO olivinden çok piroksen içerisinde mevcuttur [59]. Dolayısıyla SiO_2 miktarındaki artış (MgO de azalma) bu ana oksitlerin de artışını (pozitif ilişkiyi) gerektirir.

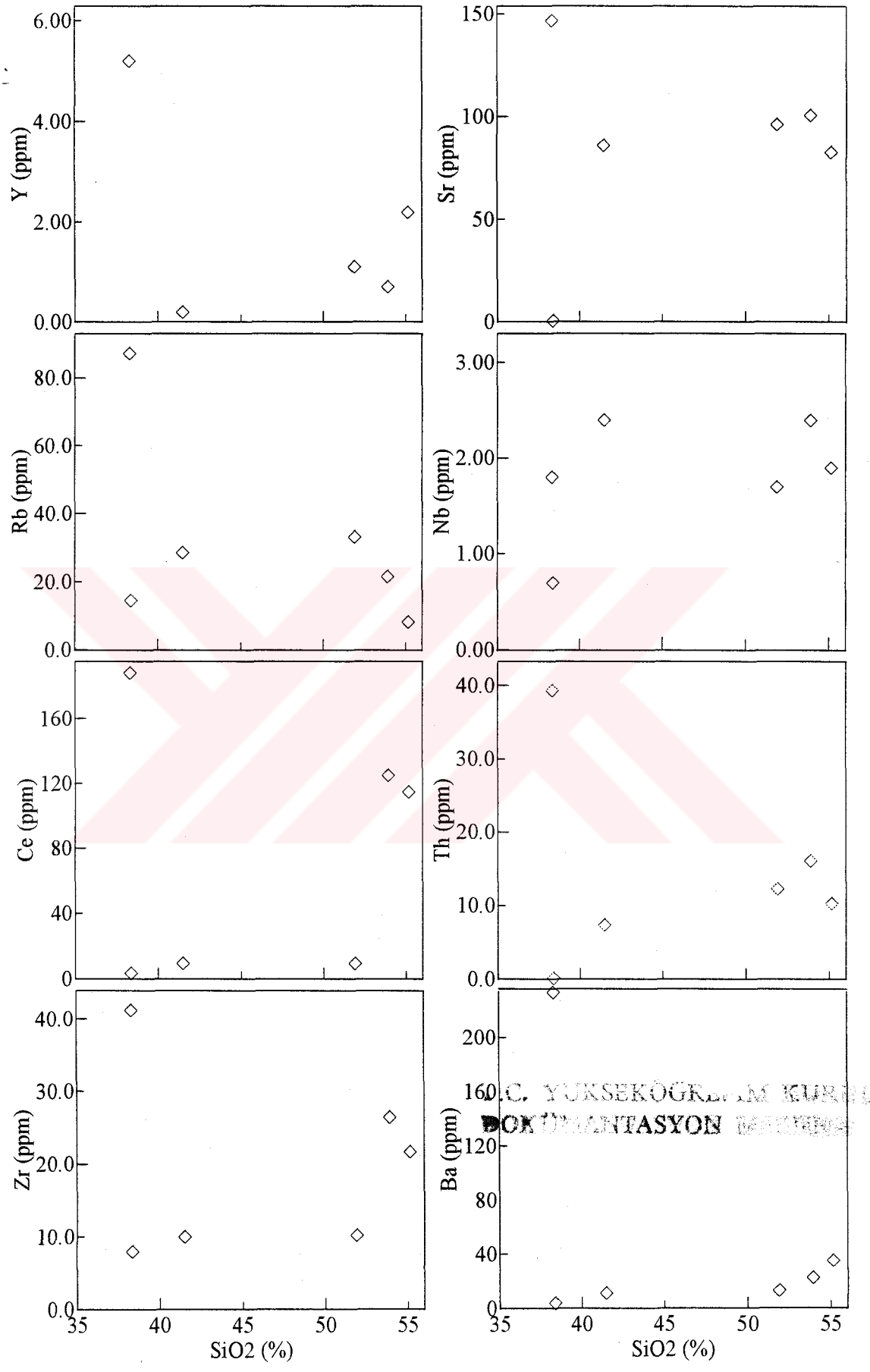
Piroksenitlerin peridotitlere oranla daha az serpantinleşmesi ve olivinin piroksene oranla daha çok serpantinleşmesi bu kayaçlardaki H_2O miktarını kontrol eder. Piroksenitlerde olivin miktarı arttıkça (SiO_2 azalıp, MgO arttıkça) H_2O miktarı da artmaktadır. Piroksenitlerden SiO'nin artışına bağlı olarak Ce, Zr, Y, Ba, Nb, Th'un da artışı piroksen miktarının artışına bağlanabilir. Bu elementler olivinden çok piroksen içerisinde bulunurlar [59]. Piroksenitlerde olivin artışı (MgO) da bu elementlerin azalması anlamına gelir.



Şekil 132. Piroksenitlerin SiO_2'ye bağlı ana oksit değişim diyagramı.

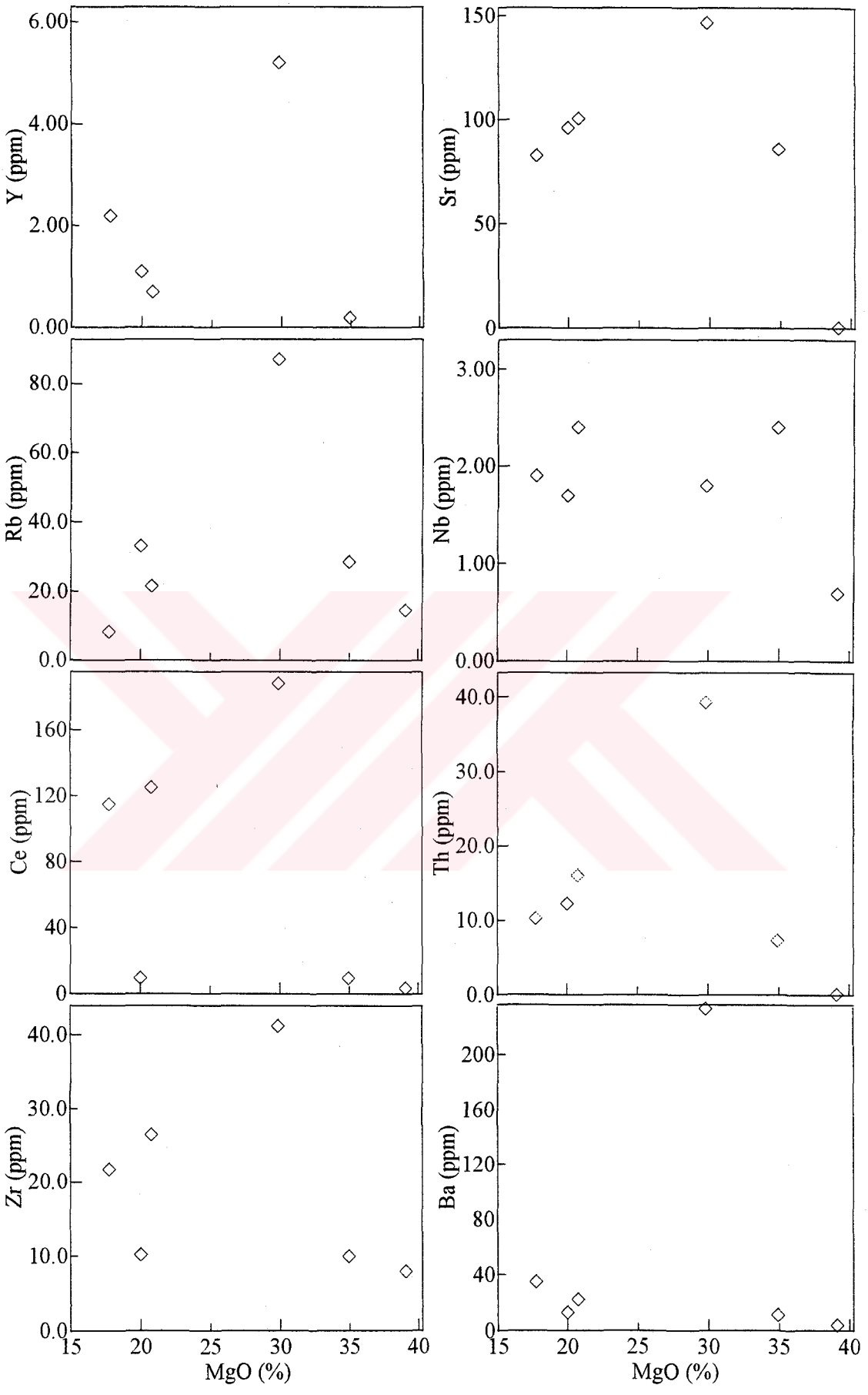


Şekil 133. Piroksenitlerin MgO'e bağlı ana oksit değişim diyagramları.

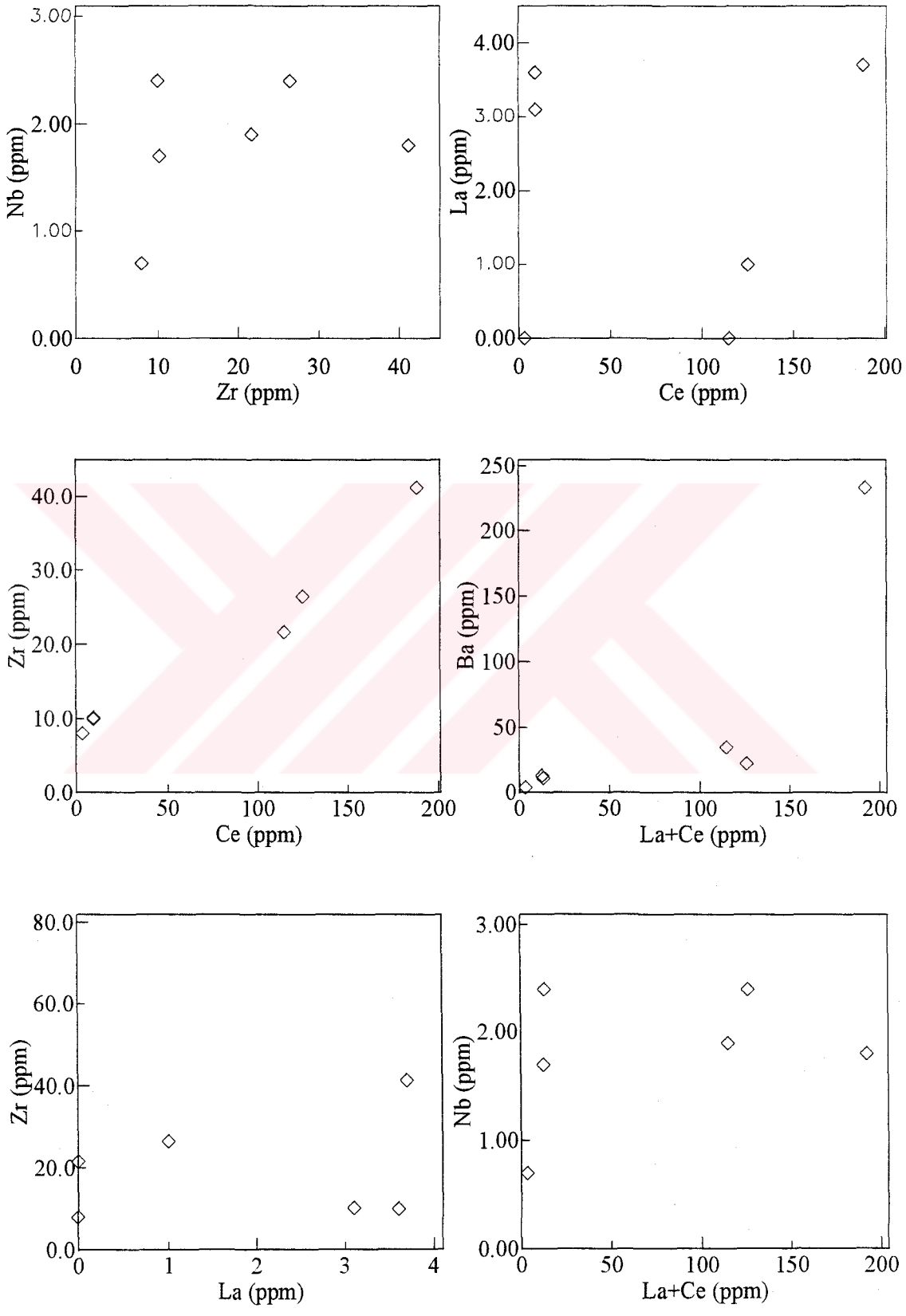


T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON

Şekil 134. Piroksenitlerde SiO_2'ye bağlı iz element değişim diyagramları.



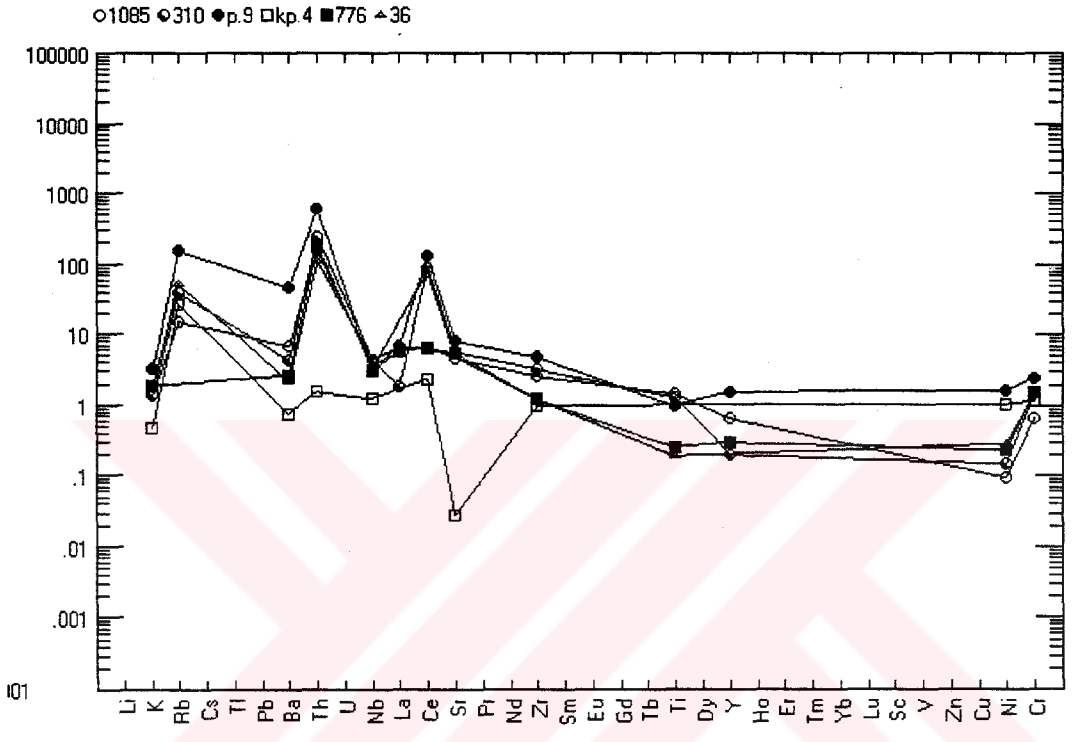
Şekil 135. Piroksenitlerde MgO'e bağlı iz element değişim diyagramları.



Şekil 136. Piroksenitlerin iz element değişim diyagramları.

3.3.5.3. Piroksenitlerin İz ve NTE Örümcek Diyagramları

Piroksenitlere ait iz elementler primitiv manto ve MORB'a, NTE'ler ise kondridite göre normalleştirilmişlerdir. Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element değerleri 0.01-1000 aralığında (Şekil 137) MORB'a göre normalleştirilmiş değerler de 0.001-300 aralığında yeralır (Şekil 138).

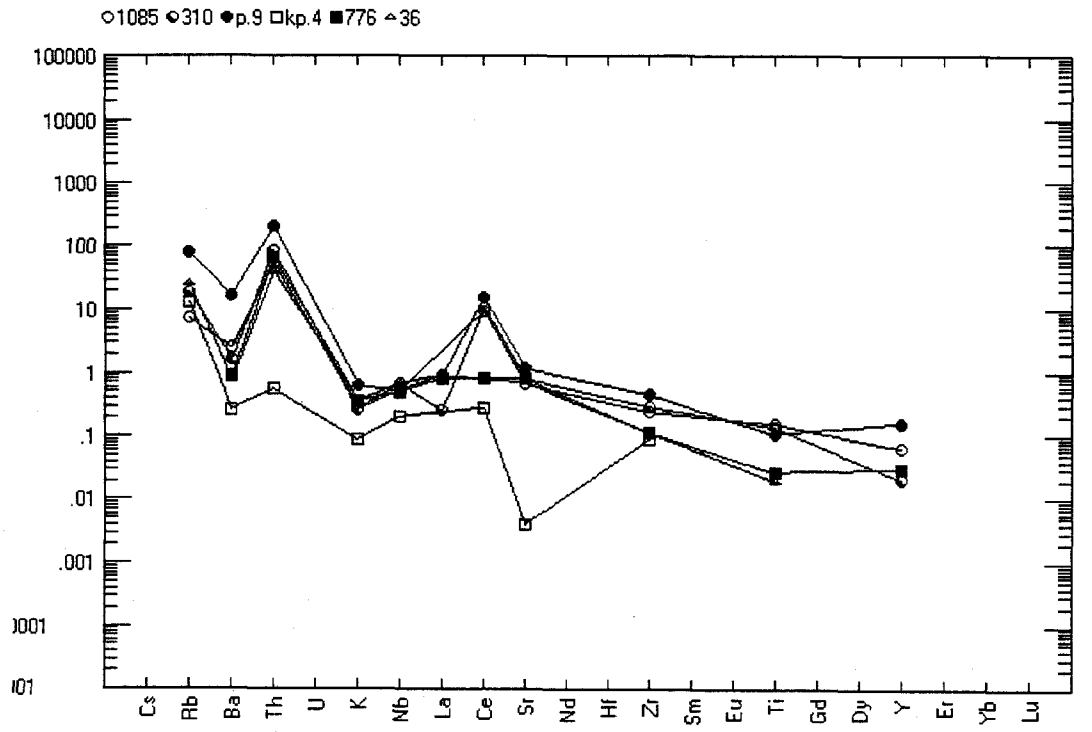


Şekil 137. Piroksenitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramları.

Her iki durumda da normalize edilmiş değerler Lu'a doğru azalma gösterirler. Bu durum, hem hidrotermal yıkanmaya hem de kıtasal kabuktan dolayı kirlenmeye bağlanabilir. Kıtasal kabuk Rb ucuna yakın büyük çaplı litofil elementlerce daha zengindir [55, 56].

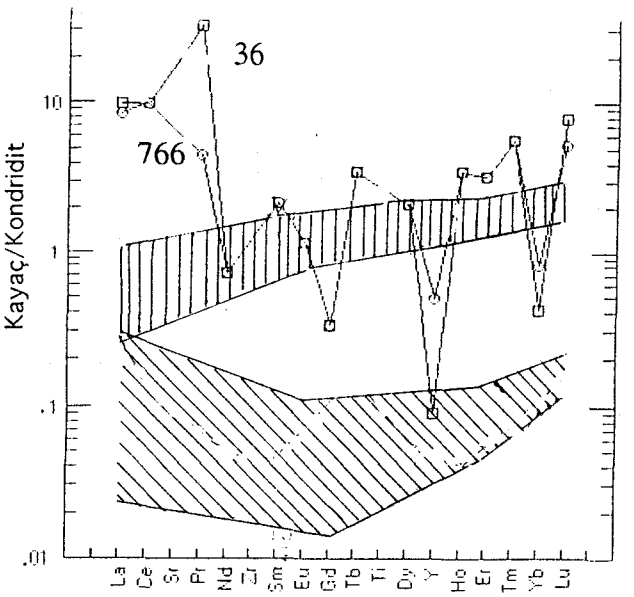
Piroksenitlerin primitiv mantoya göre normalize değerleri genelde 1'in üzerinde, yani primitiv mantonun oldukça üzerindedir. Bu durum piroksenitlerin peridotitik magmanın diferansiasyon ürünü olduğunu, peridotitik birlik içinde mercek şeklinde onlarla eş zamanlı değilde sonradan dayk şeklinde sokulum gösterdiğini bir kez daha doğrulamış olur.

Piroksenit içerisinde Ca ve Na diğer ültramafitlere oranla çok daha fazladır. Bu durum piroksenit içerisinde klinopiroksenin bolluğuna işaret eder. Rb, Th, Ce'nin primitiv manto ve MORB'a nazaran belirgin pozitif anomaliler vermesi de, piroksenit içerisindeki Ca ve Na'un zenginliği ile doğru orantılıdır. Sözkonusu iz elementlerin klinopiroksenlerin kristal yapısında ve belli ölçüde Ca ve Na'nın yerini almasıyle mümkündür.



Şekil 138. Piroksenitlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

Piroksenitlerin kondridite göre normalleştirilmiş NTE değerleri de 0.1-40 aralığında yeralır (Şekil 139). Bu normalleştirilmiş değerler La, Ce, Pr içeriğinde önemli sapmalar göstermesine rağmen genelde subkontinental ultramafitler ile aynı alana düşerler. La, Ce, Pr gibi büyük çaplı litofil elementler kıtasal kabukta daha bol bulunurlar. Piroksenitlerde bu elementlerin bol olması kıtasal kabuktan oluşabilecek kirlenmeye bağlanabilir.



Şekil 139. Kopdağı piroksenitlerinin kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı (Düşey çizgili alan subkontinental, verev çizgili alan okyanusal (ofiyolitik) ultramafitleri göstermektedir [51].

2.3.4. Kop Bazik ve Ortaç (nötr) Magmatik Kayaçları

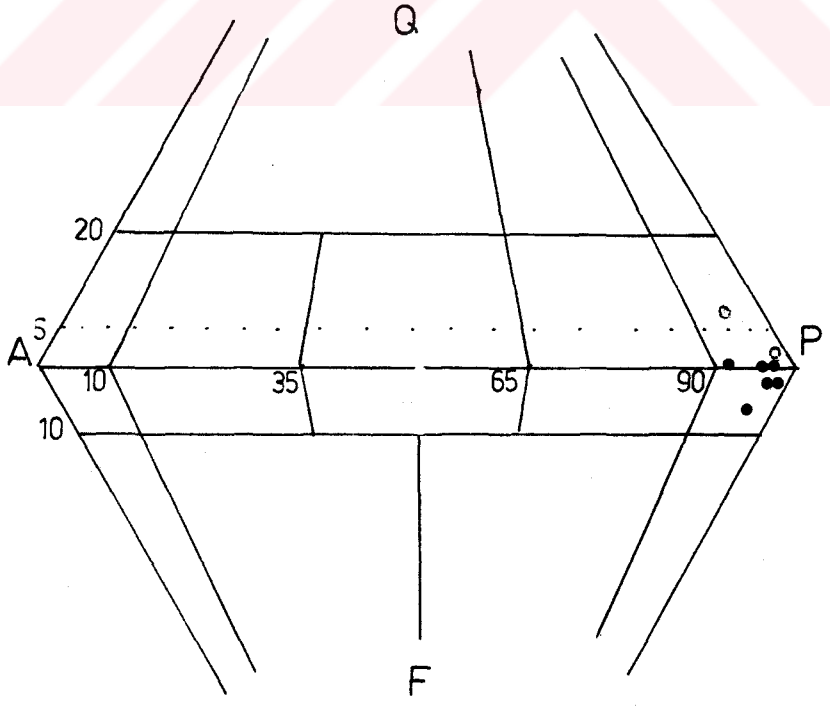
Kop ultramafitleriyle mekânsal beraberlik gösteren bazik kayaçlar gabro, diyabaz ve bazaltlardan, ortaç (nötr) kayaçlar da diyorit, mikrodiyorit ve andezitlerden oluşurlar.

Gabro, diyorit ve diyabazlar mekânsal olduğu kadar, jenetik açıdan da birbirleriyle uyumluluk gösterirler. Bazaltlar ise diğerleriyle mekânsal yakınlık göstermelerine rağmen bu kayaçlarla hem yaş, hem de jenetik açıdan farklılık sunarlar.

2.3.4.1. Gabro, Diyorit ve Diyabazların Jeokimyasal Özellikleri

Gabroik kayaçlardan 6, diyoritten 2 ve diyabazdan 3 örneğin kimyasal sonuçları Tablo 13 ve 14'de , hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri de Tablo 15've 16 da sunulmuştur. .

Gabro ve diyoritlerin CIPW normatif değerleri QAP ve Pl-Pir-Ol üçgenlerinde gösterilmiştir (Şekil 140).



Şekil 140. Gabro ve diyoritlerin hesaplanan CIPW normatif değerlerine göre QAP-APF üçgenindeki [40] dağılımları (•: gabro, o: diyorit).

2.3.4.1.1. Gabro, Diyorit ve Diyabazlara Ait Ana Oksit ve İz Elementler Arasındaki İlişkiler.

Gabro, diyorit ve diyabazlara ait ana oksitlerin diyagramları toplu halde Şekil 141 ve 142'de sunulmuştur. Buna göre SiO_2 ile TiO_2, FeO, MnO, Na_2O arasında pozitif; CaO ve MgO arasında negatif; Al_2O_3 ve K_2O arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 141). MgO ile CaO arasında pozitif; P_2O_5, Na_2O, TiO_2 arasında negatif; MnO, FeO, Al_2O_5, K_2O arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 142).

Ana oksit- iz elementler, iz element - iz element arasında da az çok bir ilişki mevcuttur.

SiO_2 ile Zr, Rb, Y, Th, Ba arasında pozitif; Ce, Sr arasında negatif; Nb arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur. Diyabazlar, Ce ve Sr haricinde diğer iz elementler (Zr, Rb, Y, Nb, Th, Ba) bakımından derinlik kayaçlarına oranla çok daha zengindirler (Şekil 143).

MgO ile Zr , Rb, Y, Nb, Th, Ba arasında negatif; Sr ve Ce arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 144).

İz elemenler kendi aralarında daha düzenli ilişki sunarlar. La - Zr arasında pozitif; Ce-Zr, La-Ce, Ba- (La+Ce), Nb- (La+Ce) arasında negatif bir ilişki; Nb-Zr arasında düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 145).

Ana oksitler arasındaki ilişkiler, bu kayaçların mineralojik bileşimine ve aleterasyon miktarına bağlıdır. Bu kayaçların ültramafitlerden en önemli farkları Na_2O, CaO, Al_2O_3 miktarlarının artışı, buna karşın MgO ve FeO miktarının azalışı ile belirgindir. Kuşkusuz bu durum feldispatların artışı, ferromagnezyen minerallerin azalması anlamına gelir. SiO_2'nin CaO ile negatif, Na_2O ile pozitif ilişkili oluşu sözkonusu kayaçlarda albitleşme ile açıklanabilir (albit: $Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$; anortit: $CaO.Al_2O_3.2SiO_2$). Benzer şekilde SiO_2'nin FeO, TiO_2, MnO ile; MgO'nun CaO ile pozitif ilişkili oluşu bu kayaçlarda piroksen artışı ile ilgili olabilir. MgO'in Na_2O ve TiO_2 ile negatif ilişkili olması, MgO ile CaO arasındaki pozitif ilişki nedenine bağlanabilir. Zira, CaO ile Na_2O plajiyoklaslarda ters bağıntılı oksitlerdir.

SiO_2 ile Zr, Rb, Y, Th arasındaki pozitif ilişki yine klinopiroksen içeriğine bağlanabilir. Klinopiroksen miktarı arttıkça bu elementlerin miktarları azalır [60]. Ba plajiyoklas içerisinde daha bol bulunur. Ancak plajiyoklasların oldukça kalsik oluşu (SiO_2 miktarının nispeten düşük oluşu) Ba ile SiO_2 arasında negatif ilişkiyi doğurur.

SiO_2 ile MgO arasındaki negatif ilişki SiO_2'nin aksine MgO ile Zr, Rb, Y, Nb, Th arasında da negatif bir ilişkiyi doğurur.

La-Zr arasındaki ilişkinin pozitif olması ise hem hornblend hem de ojit bolluğu ile ilişkilidir. Söz konusu elementler bu iki mineral içerisinde plajiyoklaslara oranla oldukça yüksek oranlarda bulunurlar [60].

Ce-Zr arasındaki negatif ilişki bu iki elementin hornblend ve plajiyoklas içerisinde bulunma istemleri PC (Partition coefficient)'nin ters olmasına bağlıdır. Plajiyoklas içinde $PC_{(Zr)}$= 0,048 iken hornblend içerisinde $PC_{(Zr)}$ = 0.5'dir. Halbuki plajiyoklas içerisinde $PC_{(Ce)}$ = 0.12 iken hornblendde bu değer 0.2'dir [59, 60]. Bu durum plajiyoklas miktarı arttıkça Ce'un, hornblend arttıkça da Zr'un artışını gerektirir.

La-Ce arasındaki negatif ilişki ise bunların birbirlerinin yerini her oranda almalarına bağlanabilir. Bu iki elementin her ikisi de +3 değerlikli olup atom yarıçapları birbirlerine çok yakındır [62].

Ba-(La+Ce) arasındaki negatif ilişki yine piroksen ile plajiyoklas arasındaki mineralojik orana bağlanabilir. Ba daha çok plajiyoklas içerisinde bulunurken, La ve Ce de daha çok piroksenleri tercih etmektedir [59, 60, 61]. Ba-(La-Ce) arasındaki negatif ilişki plajiyoklas ile ferromagnezyen mineral oranının ters ilişkili olmasına bağlanılabilir.

Tablo 13. Gabroların ana (%), iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları.

Örnek No	S.36	S.40B	925	S.74	S.31	S.38
SiO_2	47.86	45.98	47.10	48.11	45.28	46.72
TiO_2	0.23	0.23	0.30	1.96	0.07	0.12
AL_2O_3	23.97	19.12	20.18	10.69	20.84	13.82
FeO	4.13	4.81	5.01	16.72	2.65	5.20
MnO	0.05	0.07	0.08	0.24	0.05	0.1
MgO	8.07	10.39	8.09	6.34	8.03	14.46
CaO	12.38	16.33	14.76	9.45	15.3	15.71
Na_2O	1.78	1.10	2.13	2.39	1.37	0.42
K_2O	1.03	0.28	0.25	0.25	1.23	0.17
P_2O_5	0.05	0.05	0.06	0.20	0.04	0.02
H_2O	1.61	2.41	2.95	4.35	4.90	1.7
Toplam	101.16	100.77	100.91	100.7	99.76	98.44
İz Elementler						
Rb	1.01	3.5	6.1	8.8	7.4	8.1
Sr	376.0	159.0	573.5	107.1	32.6	68
Zr	10.4	3.5	46.4	155.9	15.0	10.0
Y	2.8	2.3	5.0	47.4	1.5	2.8
La	2.7	2.6	5.5	8.5	1.1	1.1
Ba	98.2	117.7	159.4	68.3	132.1	96.2
Ce	74.6	92.0	59.4	13.8	6.0	5.8
Nb	1.6	1.8	2.0	5.7	10	10
Th	3.3	2.0	1.9	1.9	2.1	3.4
Cr	403.5	347.8	55.1	25.9	72.0	112.0
Ni	46.0	135.1	19.3	23.0	96	125

Nadir Toprak Elementler

Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Zu
S.31	1.5	1.1	6	0.2	0.5	0.5	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.8	0.2	0.2	0.2
S.38	2.8	1.1	5.8	0.4	0.5	0.5	0.1	0.1	0.4	0.8	0.3	1.6	0.2	0.3	0.2

Tablo 14. Diyorit (S68A, S76) ve diyabazların ana (%) ve iz (ppm), diyabazların NTE (ppm) analiz sonuçları.

Örnek No	S.68A	S.76	1011	1012	S.14
SiO_2	55.39	74.07	69.02	68.72	66.41
TiO_2	0.25	0.52	0.56	0.57	0.48
AL_2O_3	10.41	9.12	12.69	13.69	11.16
FeO	5.43	6.66	5.10	5.08	6.33
MnO	0.09	0.08	0.10	0.10	0.16
MgO	13.10	2.69	0.96	0.97	1.71
CaO	12.31	0.51	0.77	0.78	0.84
Na_2O	1.26	2.71	9.59	9.74	10.61
K_2O	0.10	0.18	0.16	0.16	0.08
P_2O_5	0.06	0.09	0.15	0.15	0.21
H_2O	2.55	2.32	1.88	1.08	2.16
Toplam	100.95	98.95	100.98	101.04	100.15
			İz Elementler		
Rb	7.7	12.7	10.2	10.2	14.1
Sr	251.7	20.3	64.7	67.6	72.4
Zr	28.9	60.1	73.0	77.3	76.5
Y	2.7	7.2	8.1	7.4	26.3
La	2.8	2.8	1.6	1.1	9.1
Ba	78.4	150.7	229	197	186
Ce	81.6	58.5	8.1	7.1	26.4
Nb	1.1	1.0	9.2	8.1	10.1
Th	0.7	3.9	4.1	5.9	3.8
Cr	86.9	7.0	1.2	2.1	1.8
Ni	66.0	3.9	6.6	6.9	9.6

Nadir Toprak Elementler

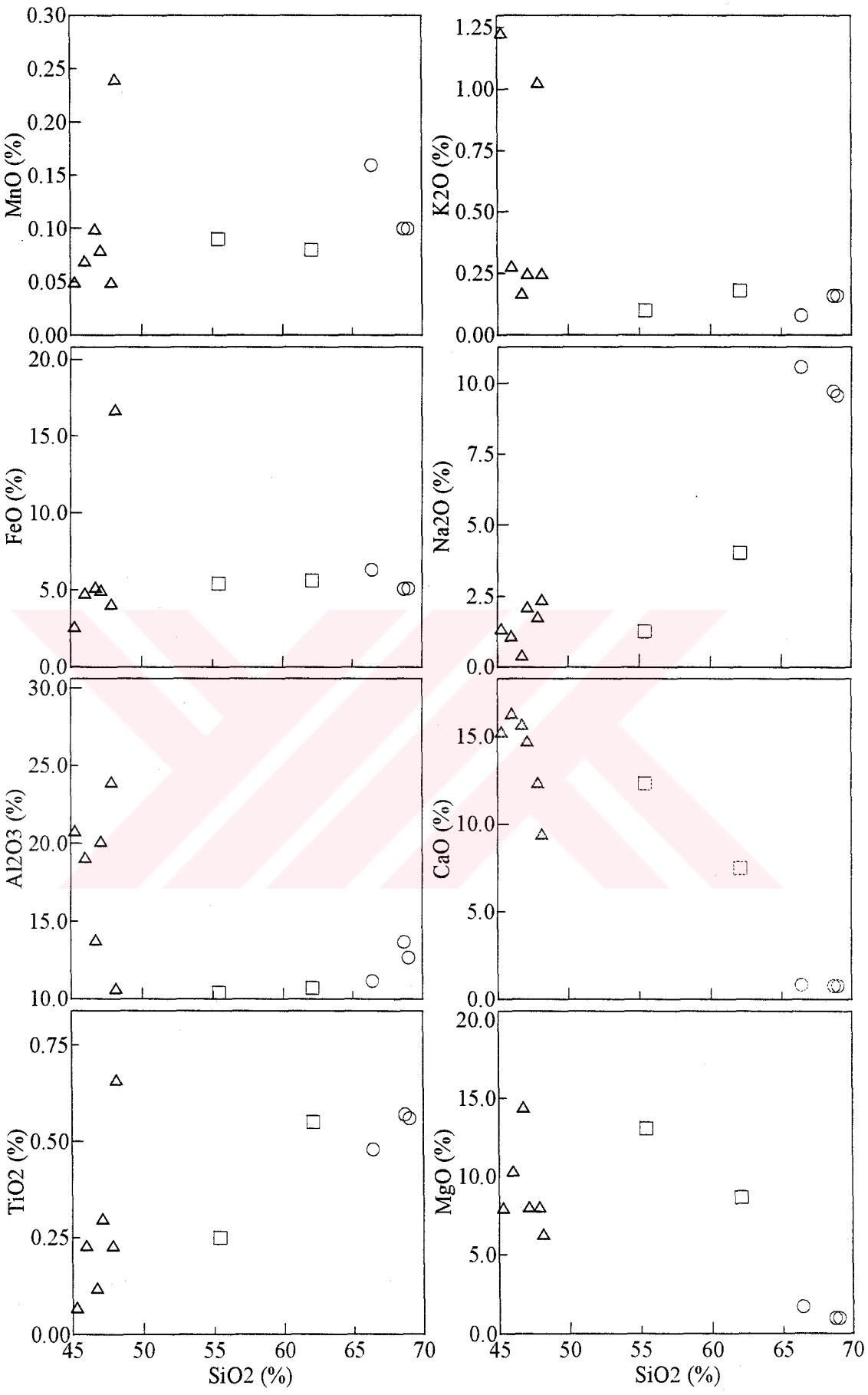
Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Zu
1011	8.1	1.6	8.1	1.5	1.3	0.5	0.3	0.7	0.4	1.4	0.4	1.4	0.2	0.9	0.2
1012	7.4	1.1	7.1	0.3	0.4	0.5	0.1	0.4	0.4	1.2	0.3	1.2	0.2	0.7	0.2

Tablo 15. Gabroların hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

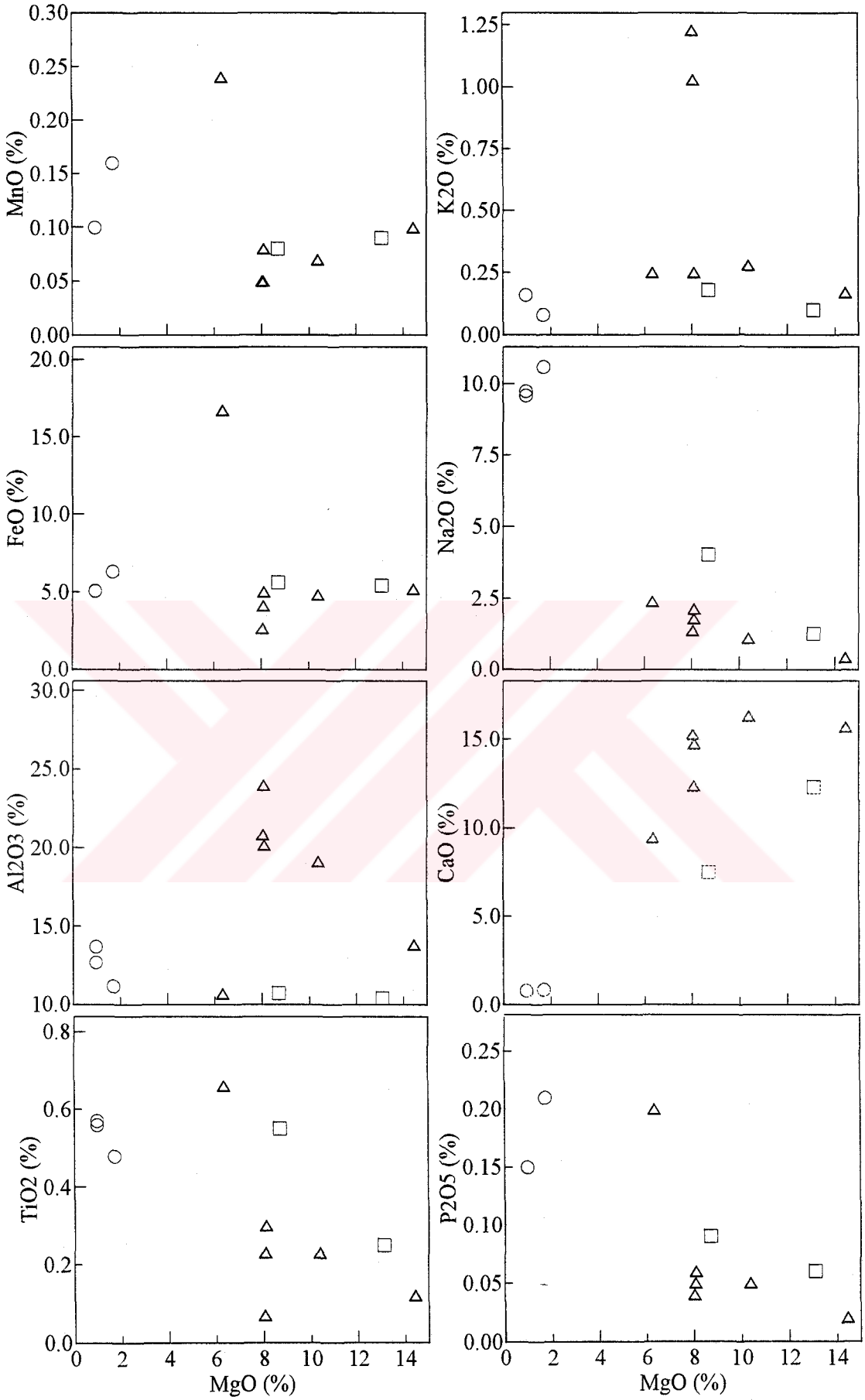
Örnek No	S.36	S.40B	925	S.74	S.31	S.38
Q	0	0	0	0	0	0
Or	6.09	1.66	1.48	1.48	3.20	1.01
Ab	15.06	5.14	12.95	20.22	7.27	3.55
An	54.40	46.42	44.79	17.71	47.09	35.33
Ne	0	2.26	2.75	0	4.55	0
Di	5.47	27.38	22.69	23.42	22.67	33.76
Hy	2.02	0	0	25.49	0	7.40
Ol	15.05	13.90	11.55	1.26	9.28	14.27
Mt	1	1.16	1.21	4.04	0.64	1.26
il	0.44	0.44	0.57	1.25	0.13	0.23
Ap	0.12	0.12	0.14	0.47	0.09	0.05
Ca	0	0	0	0	0	0
		Niggli Parametreleri				
Si	105.57	92.62	101.76	113.11	100.49	90.57
al	31.10	22.65	25.64	14.78	27.20	15.75
alk	5.25	2.50	4.79	5.81	4.68	0.99
fm	34.38	39.59	35.38	55.59	31.72	50.61
C	29.25	34.24	34.16	23.80	36.38	32.63
ti	0.38	0.34	0.48	1.16	0.11	0.17
k	0.27	0.14	0.07	0.06	0.37	0.21
mg	0.77	0.79	0.74	0.40	0.84	0.83
h	11.83	16.18	21.24	34.09	36.24	10.98

Tablo 16. Diyorit (S.68A ve S.76) ve diyabazların hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

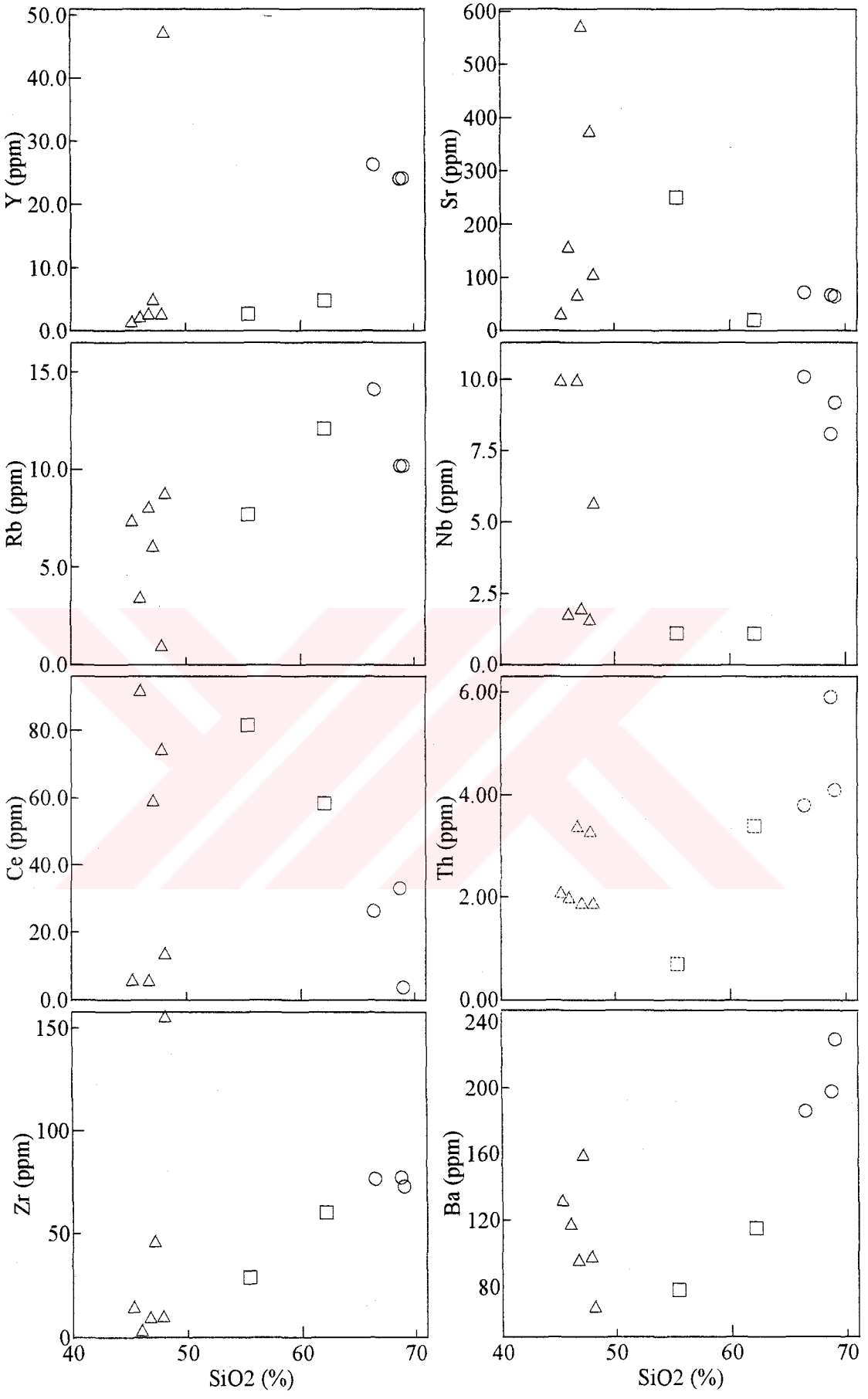
Örnek No	S.68A	S.76	1011	1112	S14
Q	2.76	1.47	15.91	14.55	12.52
Or	2.59	1.07	0.95	0.48	0.95
Ab	10.66	34.10	64.39	56.96	69.53
An	26.46	20.61	0	0	0
Ne	0	0	0	0	0
Di	30.49	20.92	2.51	2.42	2.54
Hy	25.63	18.85	8.33	12.42	8.29
Ol	0	0	0	0	0
Mt	1.31	1.36	0	0	0
il	0.47	1.04	1.06	0.91	1.08
Ap	0.14	0.21	0.36	0.50	0.36
Ca	0	0	0	0	0
		Niggli Parametreleri			
Si	123.50	171.75	294.36	257.81	284.09
al	13.65	17.43	31.83	25.48	33.29
alk	2.86	11.10	40.01	40.05	39.38
fm	54.07	49.19	24.62	30.96	23.86
C	29.40	22.26	3.51	3.49	3.45
ti	0.41	1.14	1.79	1.39	1.76
k	0.04	0.02	0.01	0.004	0.01
mg	0.85	0.73	0.24	0.32	0.25
h	18.95	12.17	26.72	27.95	14.88



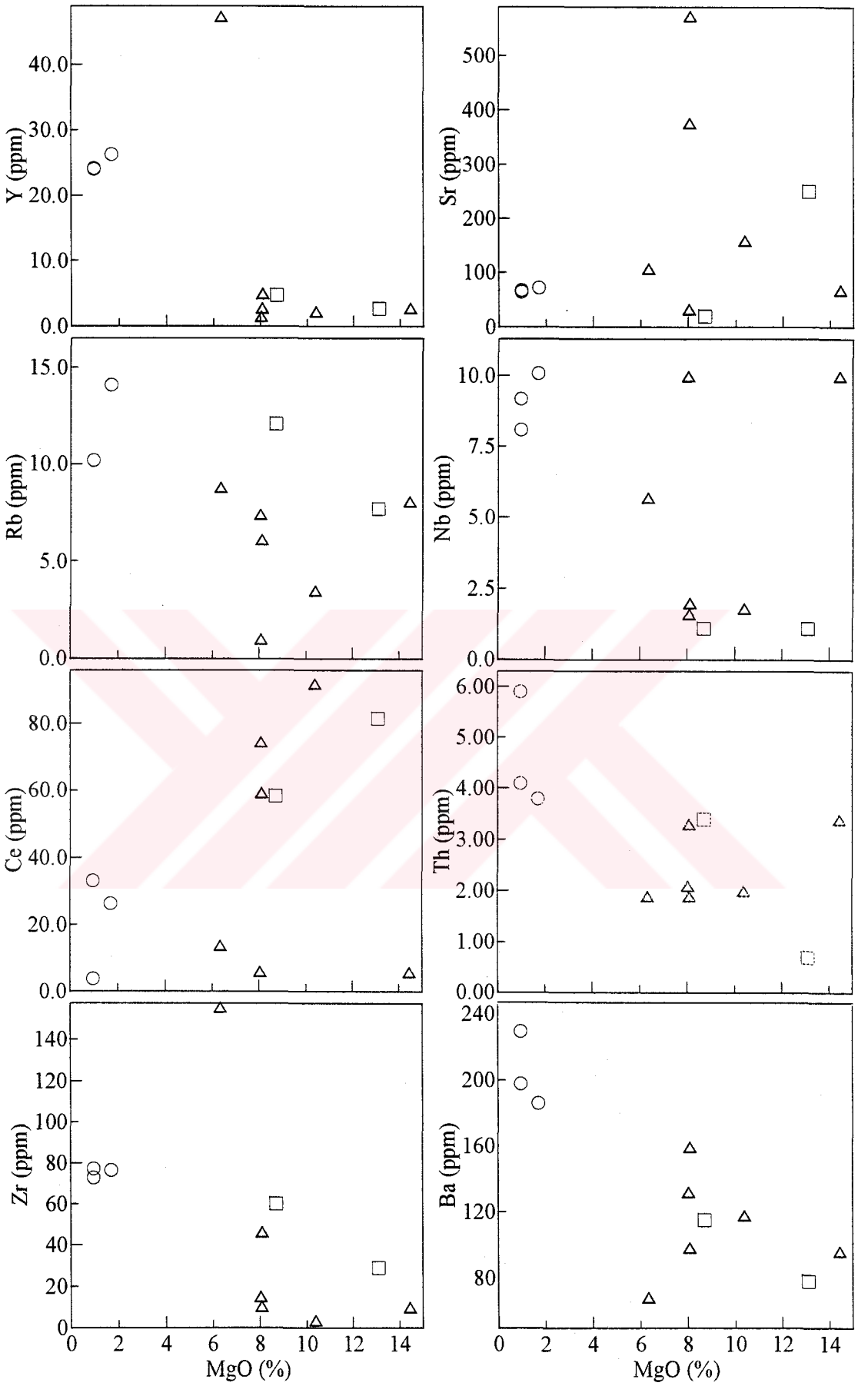
Şekil 141. Gabro, diyorit, diyabazların SiO_2'ye bağlı ana oksit değişim diyagramları (Δ: gabro, □: diyorit, o: diyabaz).



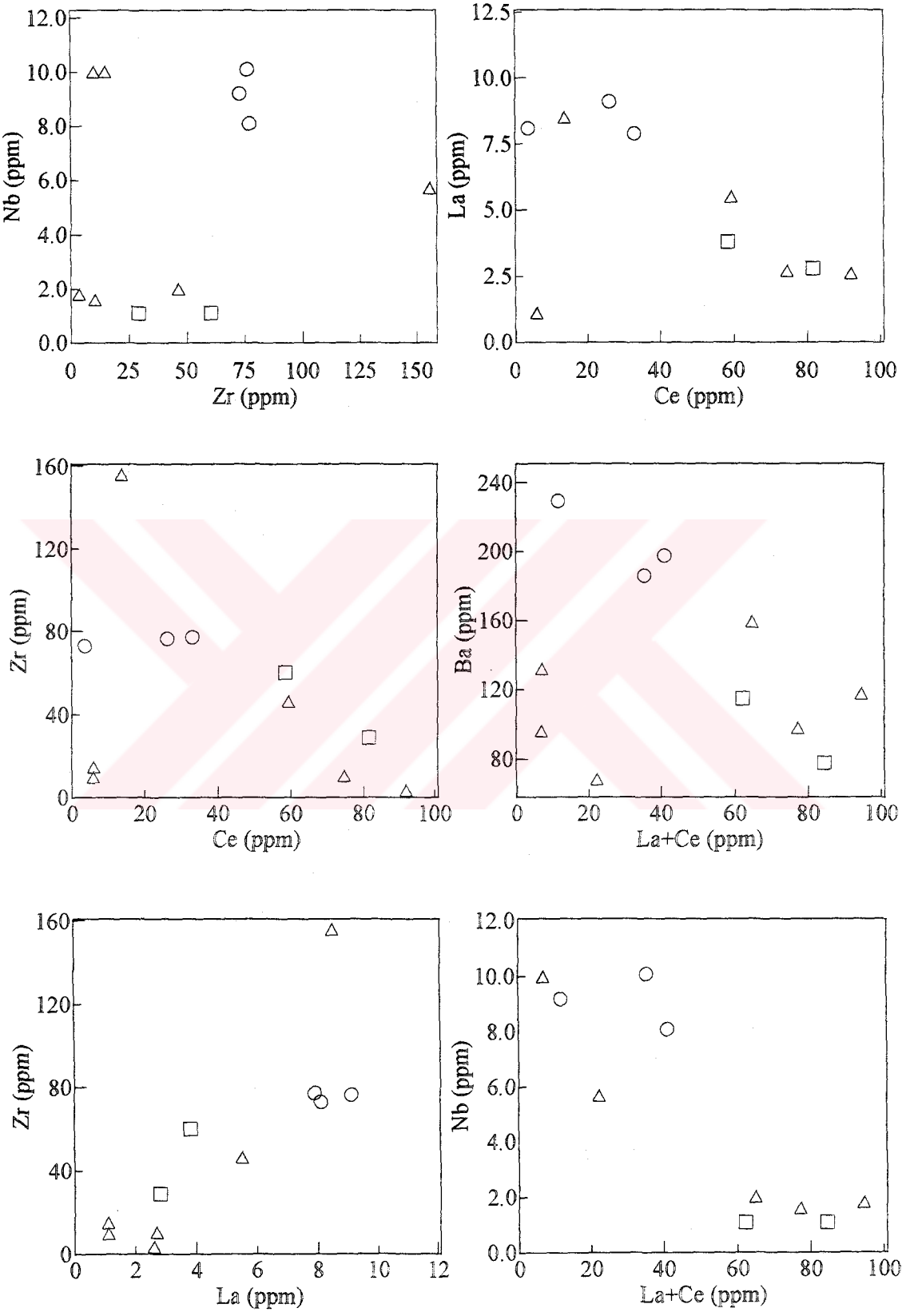
Şekil 142. Gabro, diyorit, diyabazlarda MgO'e bağlı ana oksit değişim diyagramları (Δ: gabro, □: diyorit, o: diyabaz).



Şekil 143. Gabro, diyorit, diyabazların SiO_2'ye bağlı iz element değişim diyagramları (Δ: gabro, □: diyorit, o: diyabaz).



Şekil 144. Gabro, diyorit, diyabazların MgO'e bağlı iz element değişim diyagramları (Δ: gabro, □: diyorit, o: diyabaz).

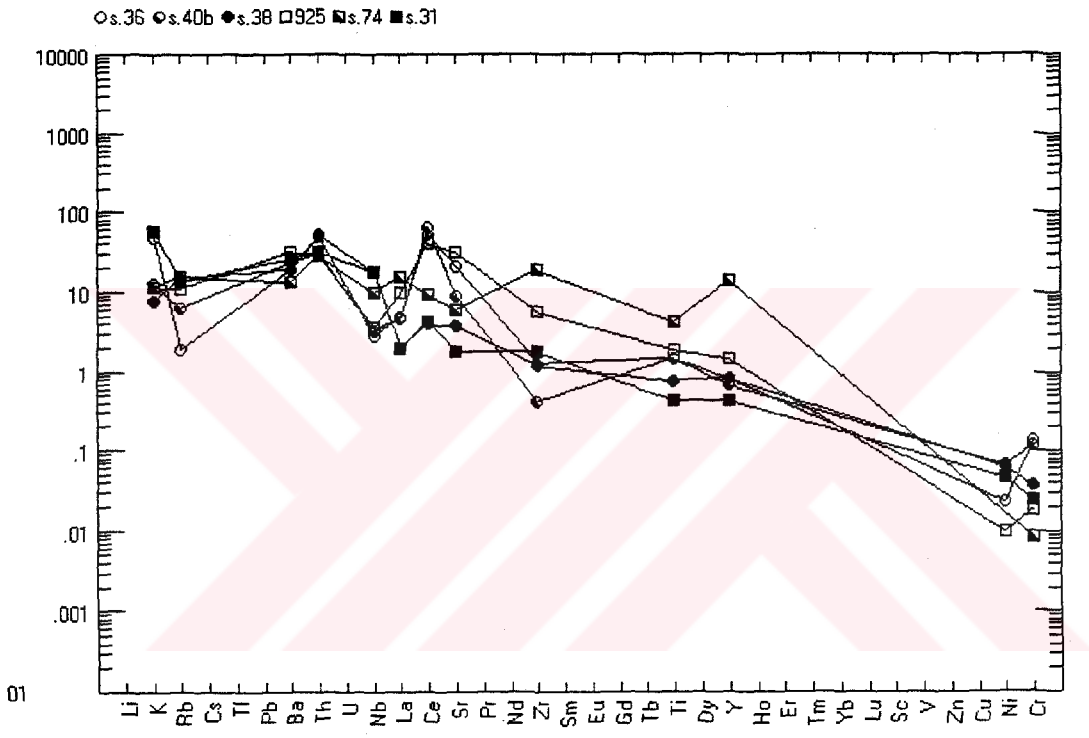


Şekil 145. Gabro, diyorit, diyabazlardaki iz elementlerin değişim diyagramları (Δ: gabro, □: diyorit, o: diyabaz).

2.3.4.1.2. Gabro, Diyorit ve Diyabazların İz ve NTE ne Ait Örümcek Diyagramları.

Gabro, diyorit ve diyabazların iz ve NTE'ne ait değerleri MORB, kondridit ve primitiv mantoya göre normalleştirilmişlerdir.

Gabroların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerleri Şekil 146'da sunulmuştur. Buna göre normalize iz element oranları 0.008-60 aralığında yeralırlar. MORB'a göre normalize edilmiş değerler ise 0.01-20 aralığında dağılım gösterirler (Şekil 147).

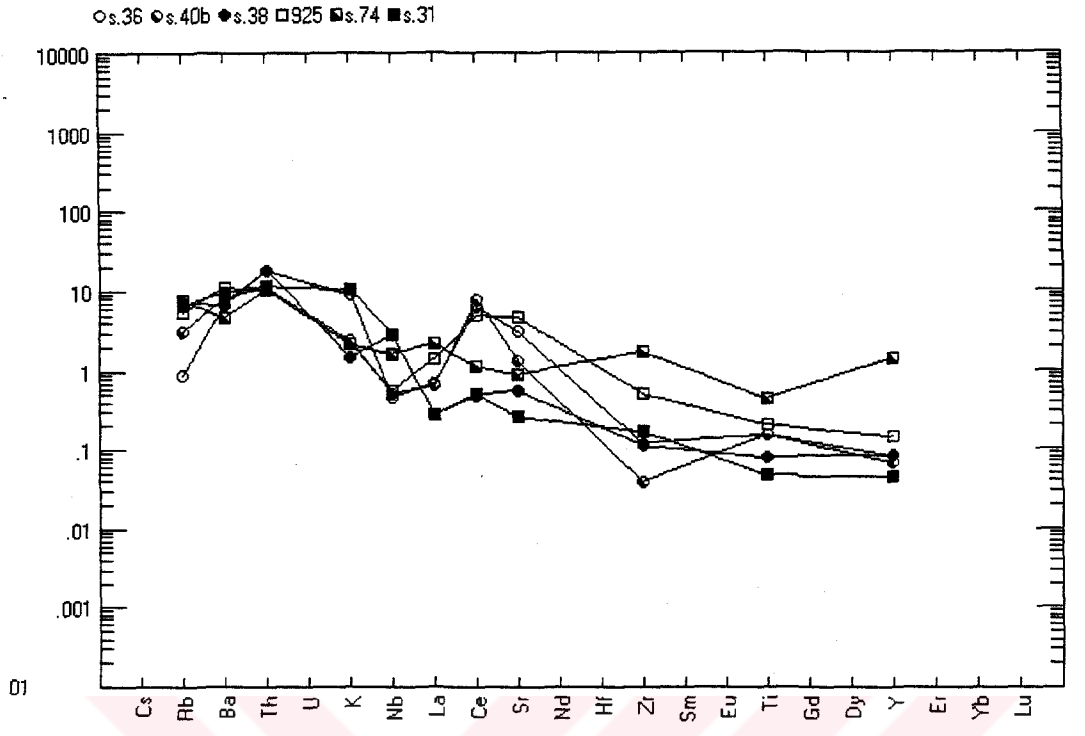


Şekil 146. Gabroların primitiv mantoya göre normalize edilmiş iz element diyagramı.

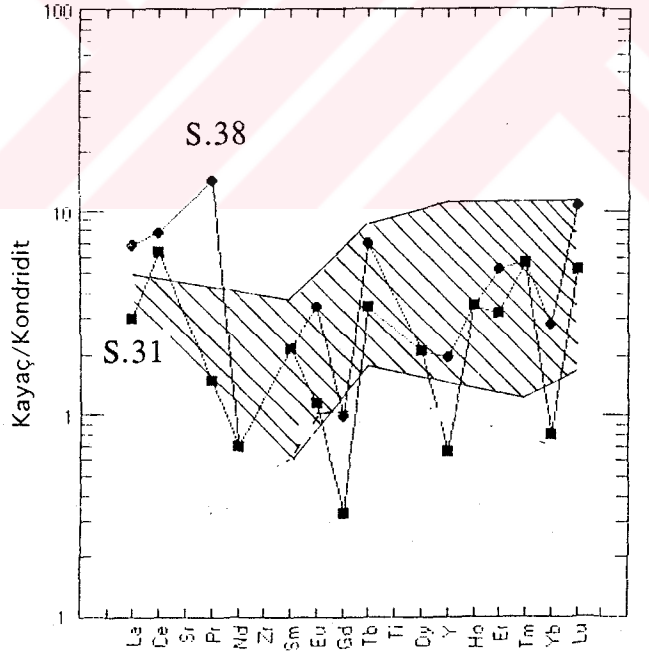
Gabrolara ait NTE değerleri kondridite göre normalleştirilmişlerdir (Şekil 148). Normalize değerler 0.3-20 aralığında dağılım gösterip, bir kısmı ofiyolitik kayaçlar ile beraber bulunan gabrolarla aynı alanı paylaşırken bir kısmı da bu alan dışına düşerler (Şekil 148).

Diyoritlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element içerikleri de Şekil 149'de, MORB'a göre normalleştirilmiş iz element içerikleri de Şekil 150'de sunulmuştur. Primitiv mantoya göre normalize değerler 0.01-100, MORB'a göre normalize değerler de 0.08-20 aralığında değişim gösterir.

Diyabazların iz elementlerinin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerleri 0.001-100 aralığında (Şekil 151). MORB'a göre normalleştirilmiş değerleri de 0.3-40 aralığında dağılım gösterirler (Şekil 152).

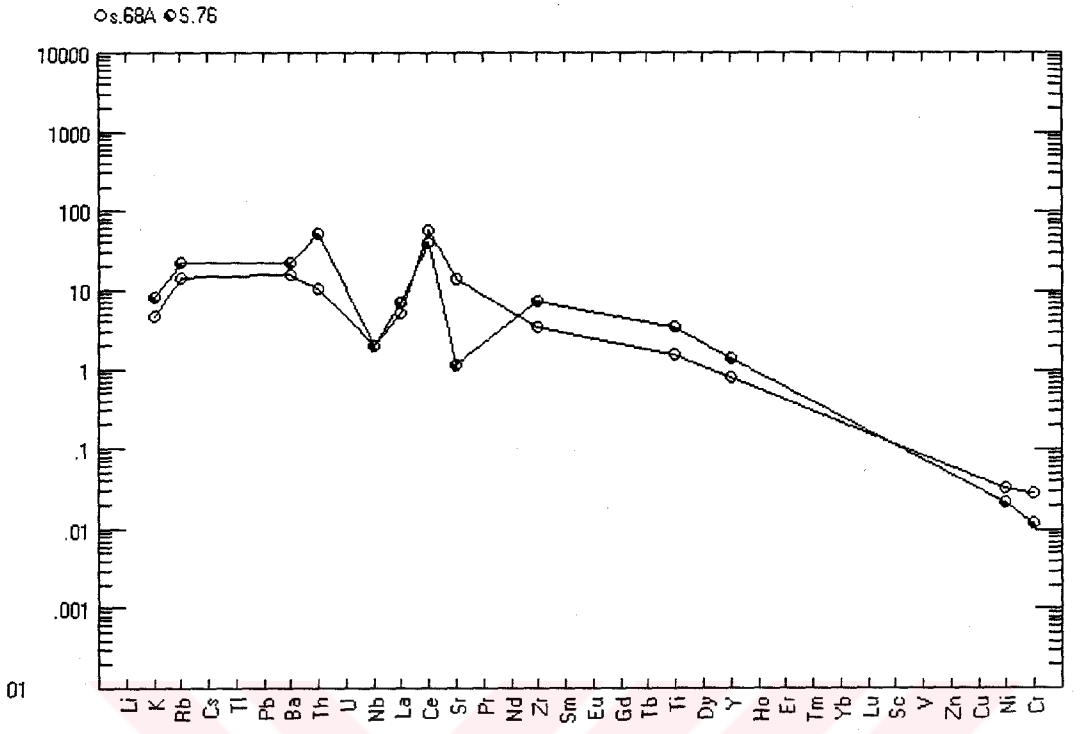


Şekil 147. Gabroların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

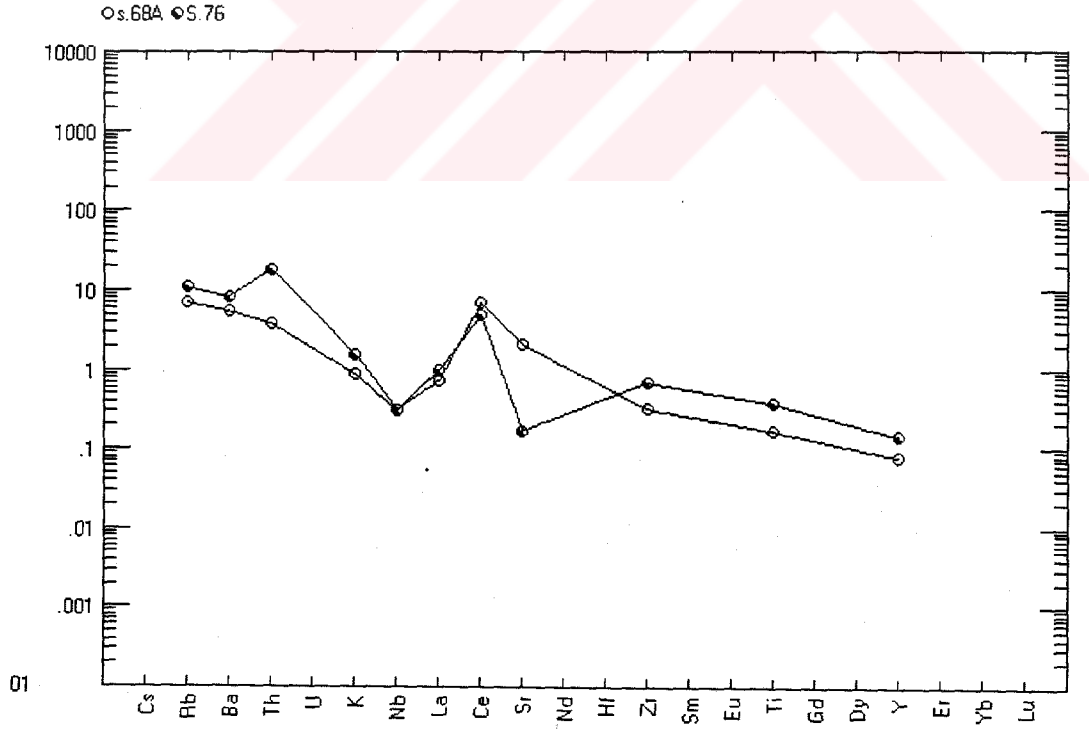


Şekil 148. Gabroların kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı [51] (verev çizgilerle taralı alan ofiyolitik kayaçlarla beraber bulunan gabrolara karşılık gelmektedir.

Diyabazların NTE değerleri kondridite göre normalleştirilmişt (Şekil 153). Bu değerler ofiyolitik kayaçlarla ilgili diyabazlar ile karşılaştırılmış, gabrolarınkine benzer değerler

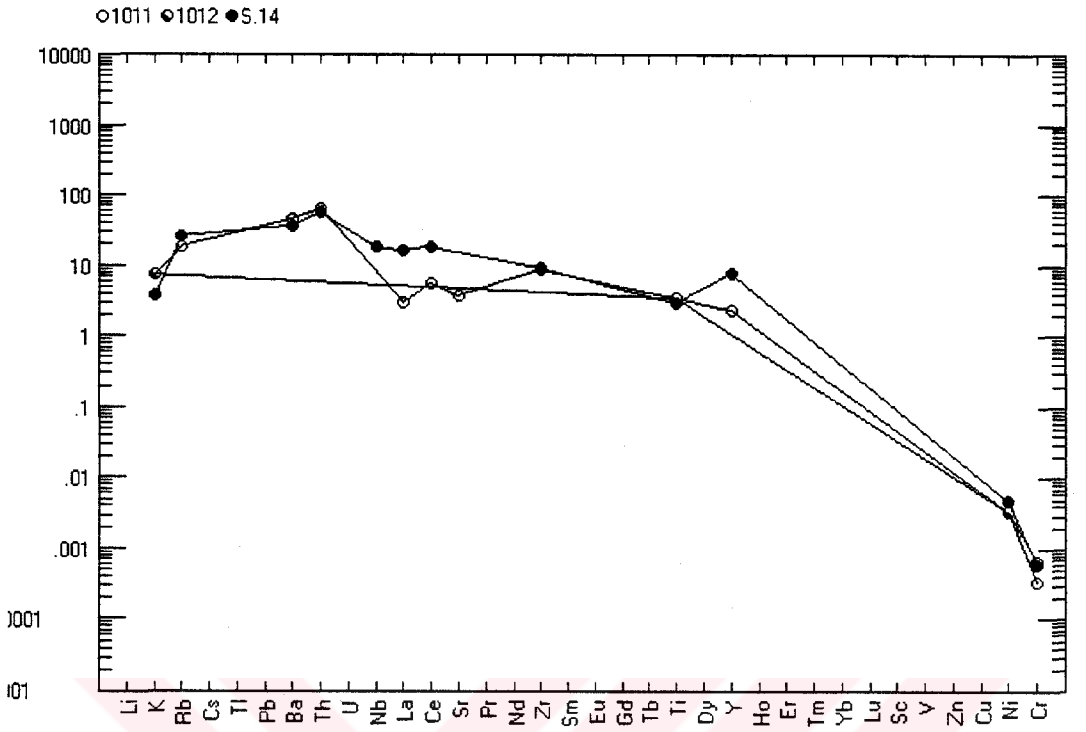


Şekil 149. Diyoritlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

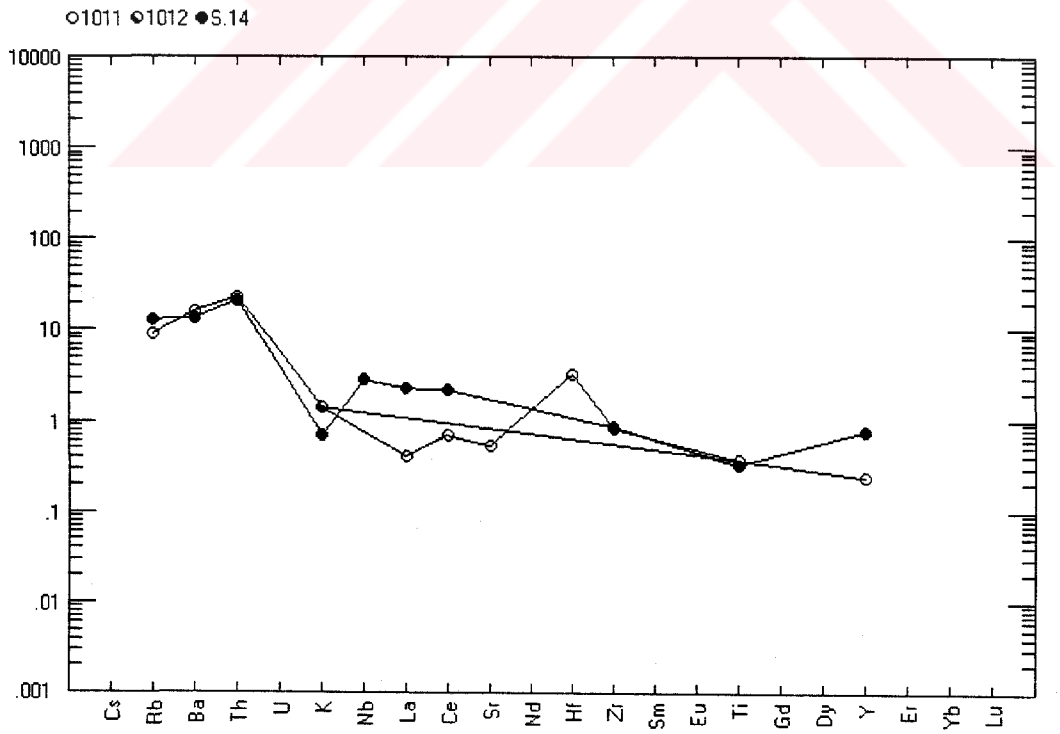


Şekil 150. Diyoritlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

elde edilmiştir. Gabro, diyorit ve diyabazların primitiv mantoya ve MORB'a göre büyük iyonlu iz elementlerce zengin oluşu, bunun yanında küçük iyonlu iz elementlerce nispeten



Şekil 151. Diyabazların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

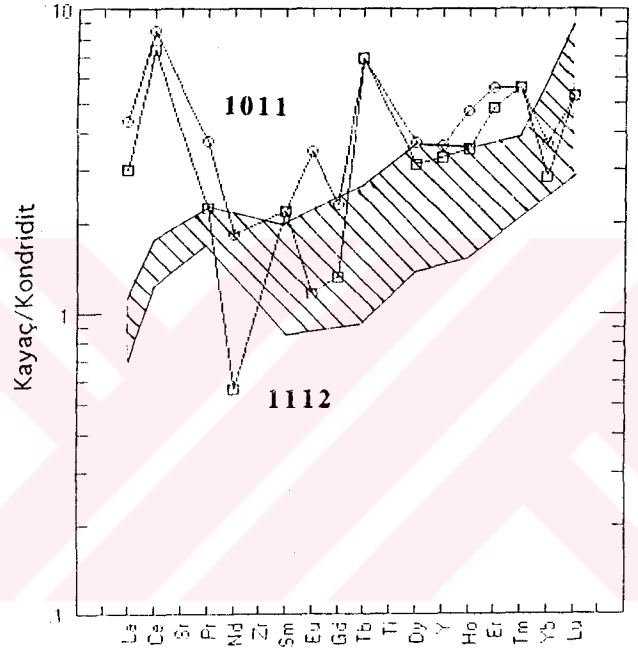


Şekil 152. Diyabazların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramları.

fakir oluşu normal sayılabilir. Büyük iyonlu iz elementlerin (K, Rb, Ba, Nb, vb.) uyumsuzlukları daha yüksek olduğu için peridotitik kısımda fazla birikmeyip daha sığ

derinliklerdeki gabroları tercih etmiş olabilirler. Fakat bu elementlerin yer yer primitiv mantoya göre 5-80 kat, MORB'a göre de 5-20 kat zengin oluşu kıtasal kabuktan dolayı kirlenmeye bağlanabilir. Bu elementler kıtasal kabukta nispeten zengindirler [57].

Gabrolara ve diyabazlara ait NTE'lerin kondridite göre normalleştirilmiş değerleri benzerlik gösterirler. Her ikisinin de bu normalize değerleri ofiyolitik eşleniklerine pek uyum göstermezler. Gabrolarda Ce değerlerinin, diyabazlarda ise La, Ce, Tb değerlerinin biraz yüksek olması yine kıtasal kabuktan dolayı kirlenmeye bağlanılabilir. Daha önce de belirtildiği gibi bu elementler kıtasal kabukta oldukça yüksektirler.



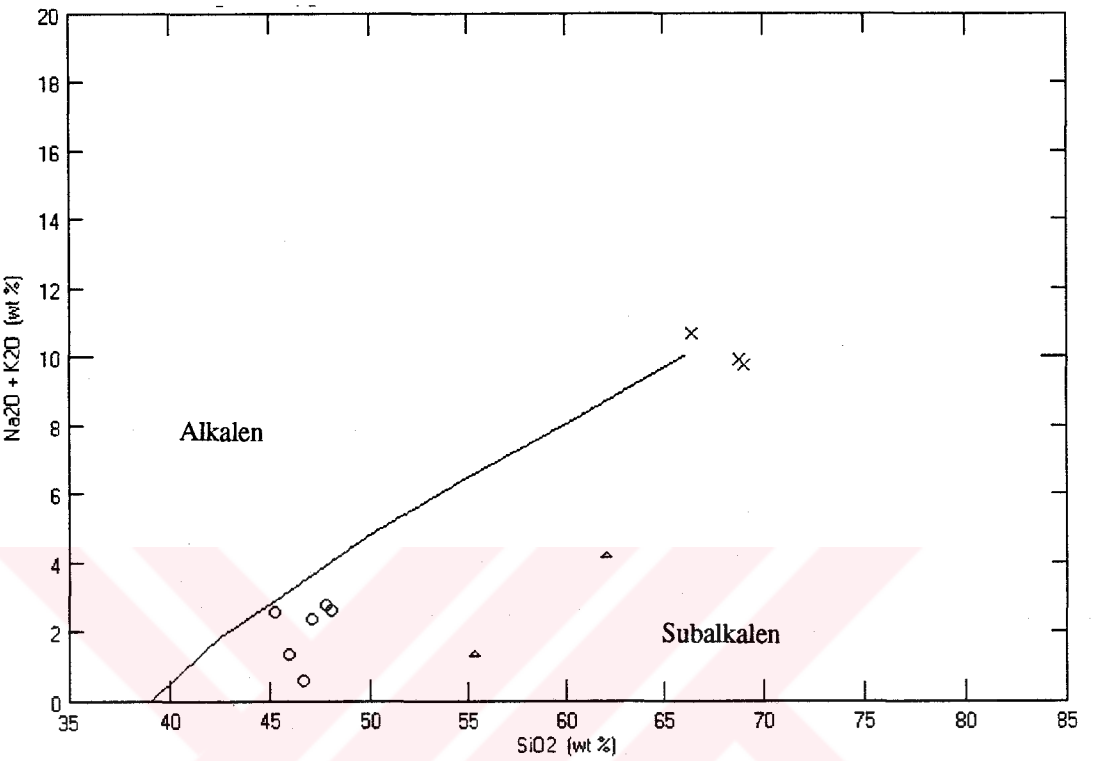
Şekil 153. Diyabazların kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı. Verev çizgilerle taralı alan ofiyolitik kayaçlarla beraber bulunan diyabazlara karşılık gelmektedir [51].

2.3.4.1.3. Gabro, Diyorit ve Diyabazların Jeotektonik Konumları

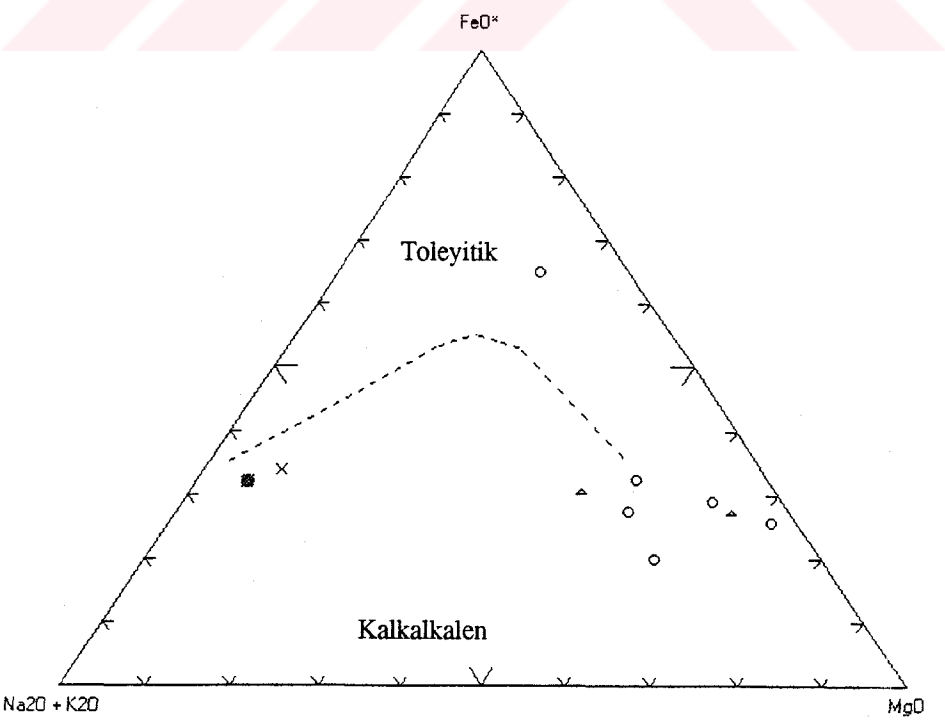
Gabro, diyorit ve diyabazlardan oluşan bazik ve ortaç kayaçlar SiO_2-(Na_2O+K_2O) diyagramında [42] subalkalen karakter sunarlar (Şekil 154). FeO-(Na_2O+K_2O)- MgO üçgen diyagramında kalk-alkalen özelliğe sahiptirler (Şekil 155).

Gabro, diyorit ve diyabazlar, iz element içeriklerine göre de benzer sonuçlar sunarlar. (Y+Nb)-Rb diyagramında (Şekil 156) bütün bu kayaçlar VAG (Volkanik ark granitoyidi) alanına düşerler [63]. (Zr/117)-Th-(Nb/16) diyagramı da bunu doğrular niteliktedir. Gabro ve diyoritlerle beraber bulunan diyabazlar da (Şekil 157) VAB (Volkanik ark bazaltları) alanına karşılık gelirler [64]. Gabro ve diyabazlar NTE bakımından okyanusal (ofiyolitik)

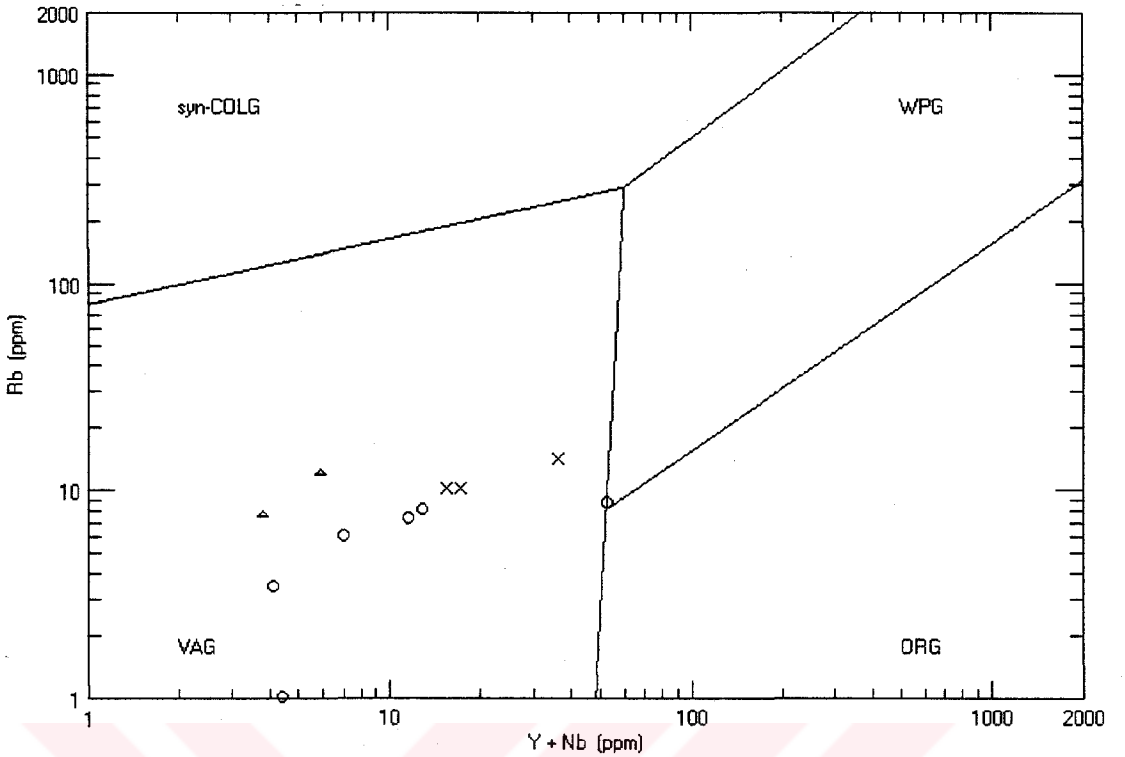
kayaçlara yakınlık gösterirken, ana oksit ve iz element açısından da VAG/VAB karakterli olmaları ilginçtir. Bu durum muhtemelen ultramafik kütlenin açılan kıta kabuğuna sokulması ve kısa bir zaman sonra açılan kabuğun tekrar kapanması ile açıklanabilir.



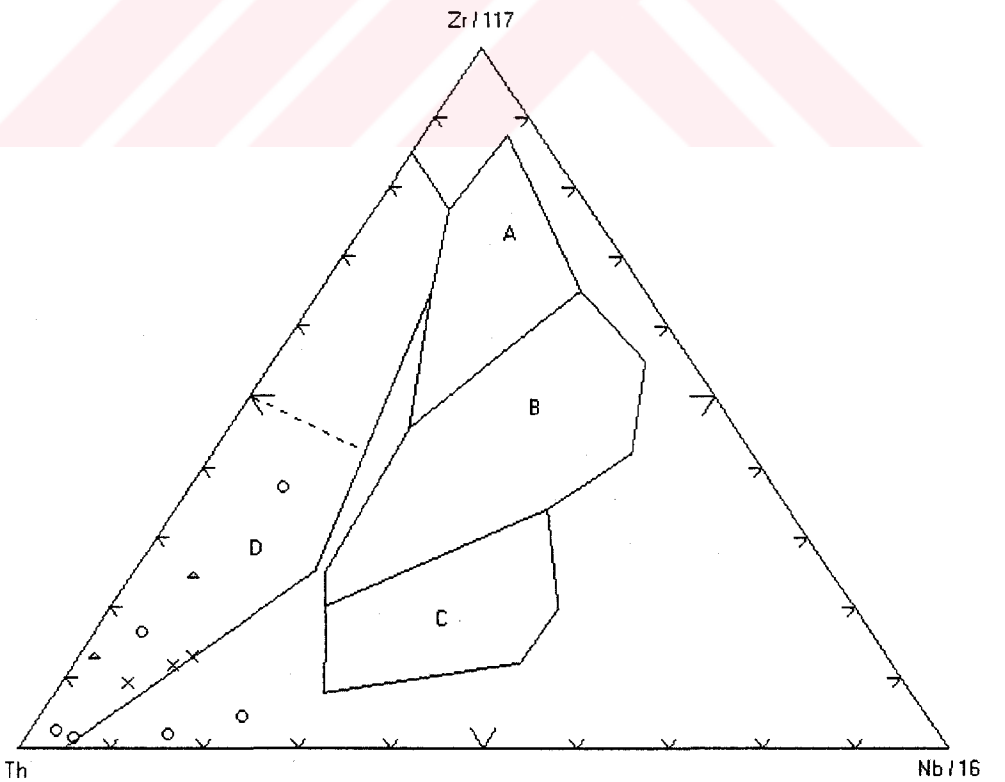
Şekil 154. Gabro, diyorit, diyabazların (Na_2O+K_2O)-SiO_2 diyagramındaki [42] dağılımları (O: gabro, Δ: diyorit, X: diyabaz).



Şekil 155. Gabro, diyorit, diyabazların Fe*O-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramındaki [42] dağılımları. o: gabro, Δ: diyorit, x: diyabaz.



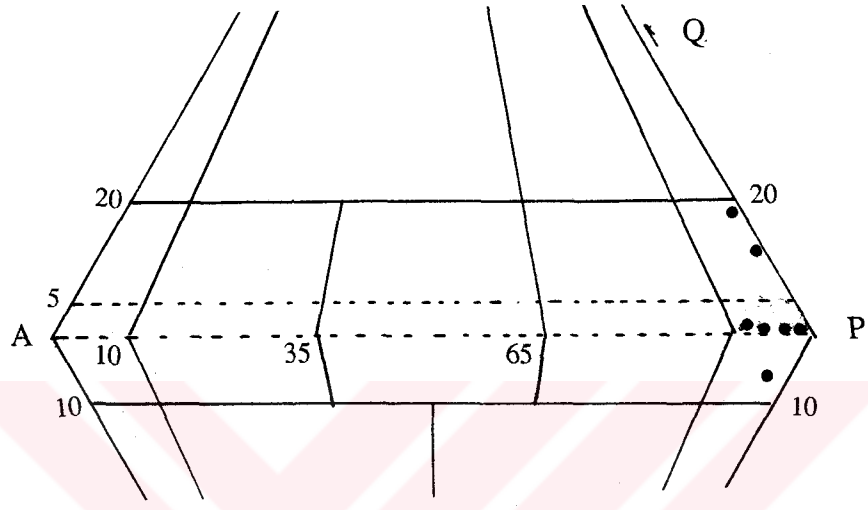
Şekil 156. Gabro, diyorit ve diyabazların Rb-(Y+Nb) diyagramındaki [63] dağılımları . o: gabro, Δ: diyorit, x: diyabaz.



Şekil 157. Gabro, diyorit ve diyabazların (Zr/117)-Th-(Nb/16) diyagramındaki [64] dağılımları. o: gabro, Δ: diyorit, x: diyabaz.

2.3.4.2. Abide Bazaltlarının Jeokimyasal Özellikleri

Üst Kretase yaşlı tortular içine sokulum yapan bazaltlardan 7 adet örneğin ana, iz ve NTE anaizleri Tablo 17'de, bu değerlerden elde edilen CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri Tablo 18' de verilmiştir. CIPW normatif değerlerine göre QAP diyagramında bazalt/foidfer bazalt bileşimli alana düşerler (Şekil 158).



Şekil 158. Bazaltların hesaplanan CIPW normatif değerlerine göre QAP diyagramındaki yerleri.

2.3.4.2.1. Abide Bazaltlarının Ana Oksit ve İz Element Dağılımları

Bazaltların ana oksit ve iz element dağılımları Şekil 159-163'de verilmiştir.

SiO_2 ile Al_2O_3 ve TiO_2 arasında pozitif; MgO, FeO arasında negatif; MnO, K_2O Na_2O, CaO arasında düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 159).

MgO ile FeO, K_2O arasında pozitif; Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5 arasında negatif, CaO, Na_2O, MnO arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 160).

SiO_2 ile Al_2O_3 arasındaki pozitif ilişki albitleşme ve zeolitleşmeye bağlanabilir. Yine SiO_2 ile MgO ve FeO arasındaki negatif ilişki de ferromagnezyen mineral miktarı ile açk renkli mineraller arasındaki ters ilişkiye bağlanabilir. Kayaçtaki koyu renk minerallerin miktarı arttıkça nispi olarak açık renkliler azalmaktadır. Koyu renkli minerallerin artışı FeO ve MgO; açık renkli minerallerin (albit, andezin, labrador, ikincil kuvars, zeolit vb.) artışı da SiO_2 ve Al_2O_3 artışı anlamına gelir. Plajiyoklaslarda SiO_2 azalışı CaO artışını, SiO_2 artışı da Na_2O artışını doğurur. Ancak SiO_2 ile hem CaO hem de Na_2O arasında nispeten düzensiz

ilişkinin mevcudiyeti ikincil kalsitin ve zeolitin ortama dışardan girişi ile açıklanabilir. Arazi gözlemleri de bunu doğrular nitelikte olup çevre tortul kayaçlar karbonatlı ve yer yer de evaporitik karakterdedirler (kalsit ve zeolit için gerekli olan Ca ve Na'nın bir kısmı bu kayaçlara bağlanabilir.

MgO ile FeO arasındaki doğrusal ilişki ferromagnezyen minerallerin miktarca artışına bağlanabilir.

SiO_2 ile iz elementlerden Ce, Th arasında pozitif, Zr, Y, Sr, Ba arasında negatif; Rb, Nb arasında da düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 161). Aynı şekilde, MgO ile iz elementlerden Zr, Rb, Y, Sr, Ba arasında pozitif; Th, Ce arasında negatif; Nb arasında düzensiz bir ilişki mevcuttur (Şekil 162).

İz elementler de kendi aralarında az çok ilişkilidirler. La-Ce, Ba-(La+Ce), Zr-Ce arasında az çok belirgin negatif ilişki; Nb-Zr arasında pozitif ilişki; diğerleri arasında da düzensiz ilişki mevcuttur (Şekil 163).

SiO_2 ile Ce ve Th arasındaki pozitif ilişki amfibol miktarına bağlanılabilir. Kayaçta, amfibol miktarı arttıkça genellikle albit oranı yüksek plajiyoklas miktarı artar [34]. Bu durum plajiyoklaslarda dolayısıyle de tüm kayaçta SiO_2'nin de artışı anlamına gelir. Amfibol içerisinde Ce ve Th piroksen ve plajiyoklaslara oranla daha fazladır [59, 60, 61].

MgO ile Zr, Rb, Y, Sr arasındaki pozitif ilişki de yine ferromagnezyen mineral oranının artışına bağlanabilir. Bu iz elementlerden Sr haricindekiler piroksenlerde ve amfibollerde açık renkli minerallere oranla daha bol bulunurlar. MgO ile Sr arasındaki pozitif ilişkinin sebebi açıklığa kavuşturulamamıştır. MgO ile Th ve Ce arasındaki negatif ilişki, MgO ile SiO_2 arasındaki negatif ilişkiye bağlanmıştır. Yine aynı şekilde Zr ile Ce arasındaki negatif ilişki de MgO ile SiO_2 arasındaki ters ilişkiye bağlanılabilir. Nb ile Zr arasındaki pozitif ilişki yine amfibol miktarı ile ilgilidir. Her iki iz elementin de amfibol içerisindeki miktarları piroksen ve plajiyoklaslara oranla çok daha fazladır [59, 60].

Tablo 17. Bazaltların ana (%), iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları.

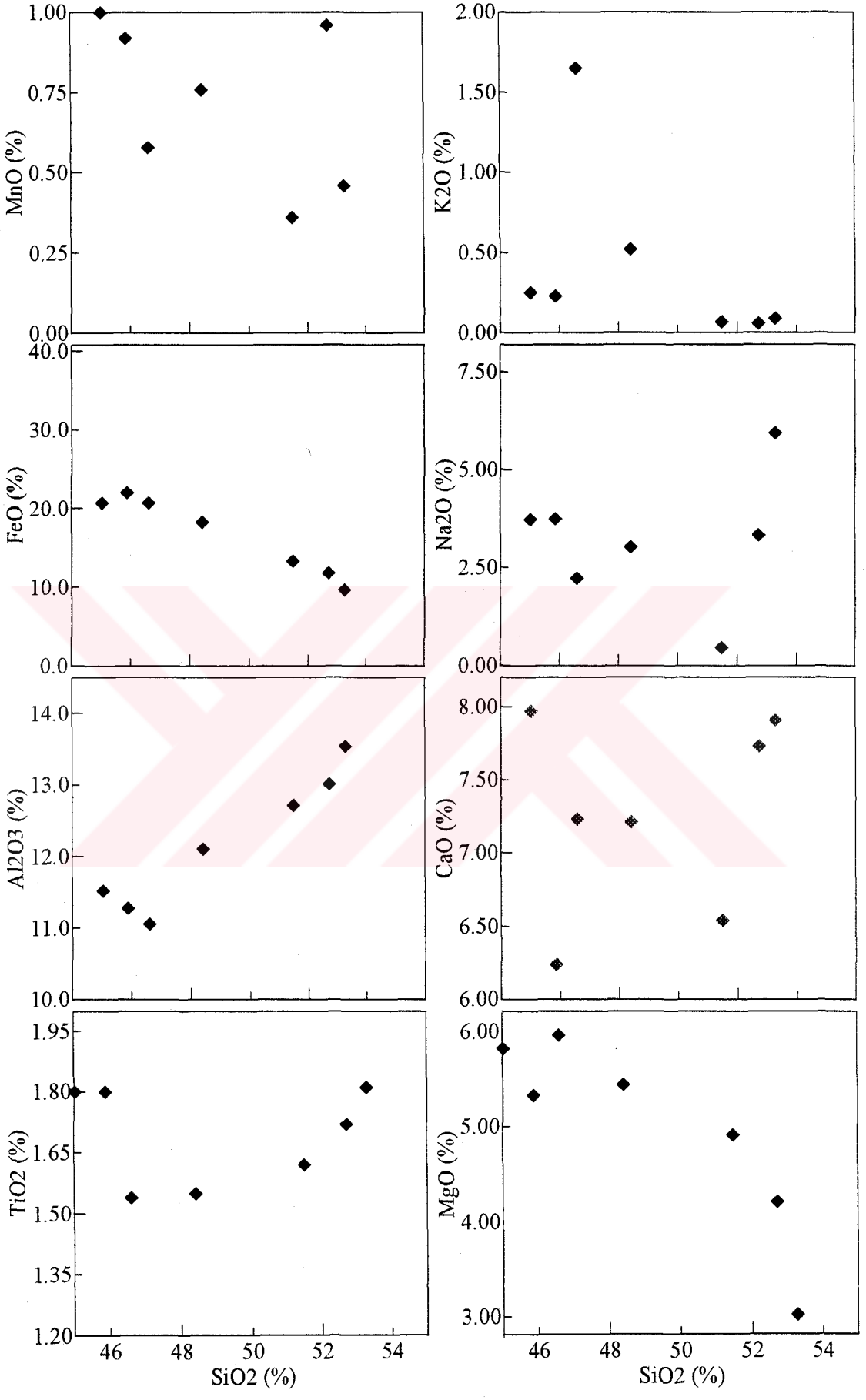
Örnek No	Y.3	PY.111	Y.1	Y.20	Y.21	Y.8	Y.7
SiO_2	46.60	45.87	45.03	51.48	53.27	52.71	48.41
TiO_2	1.54	1.80	1.80	1.62	1.81	1.72	1.55
AL_2O_3	11.06	11.28	11.52	12.71	13.54	13.01	12.10
FeO	20.73	22.01	20.70	13.28	9.63	11.76	18.22
MnO	0.58	0.92	1.00	0.36	046	0.96	0.76
MgO	5.96	5.33	5.82	4.91	3.02	4.21	5.44
CaO	7.23	6.24	7.97	6.54	7.91	7.73	7.21
Na_2O	2.23	3.75	3.73	0.46	5.94	3.32	3.02
K_2O	0.65	0.23	0.25	0.07	0.09	0.06	0.52
P_2O_5	2.13	0.14	0.14	0.14	0.16	0.18	0.24
H2O	2.83	2.72	2.51	4.61	5.8	4.85	3.11
Toplam	99.54	100.29	100.47	100.18	100.63	100.51	158
İz Elementler							
Rb	21.8	9.8	10.1	6.9	8.3	12.1	8.6
Sr	113.9	159.6	148.4	45.4	73.0	124.6	112
Zr	123.6	129.7	131.7	102.5	88.0	117.3	97
Y	79.4	102.2	107.3	60.4	45.3	62.6	88
La	45.6	9.5	9.9	7.9	8.0	11.6	10.6
Ba	160.9	177.8	167.0	167.4	99.0	132.3	127
Ce	36.1	8.6	7.5	17.0	23.8	27.4	24
Nb	7.30	10.5	10.9	6.1	10.0	9.2	8.6
Th	3.7	1.7	1.6	2.3	3.9	2.8	3.4
Cr	7.6	2.1	1.4	1.2	3.0	4.1	4.6
Ni	22.1	14.7	15.4	10.8	11.0	16.3	12.3

Nadir Toprak Elementler

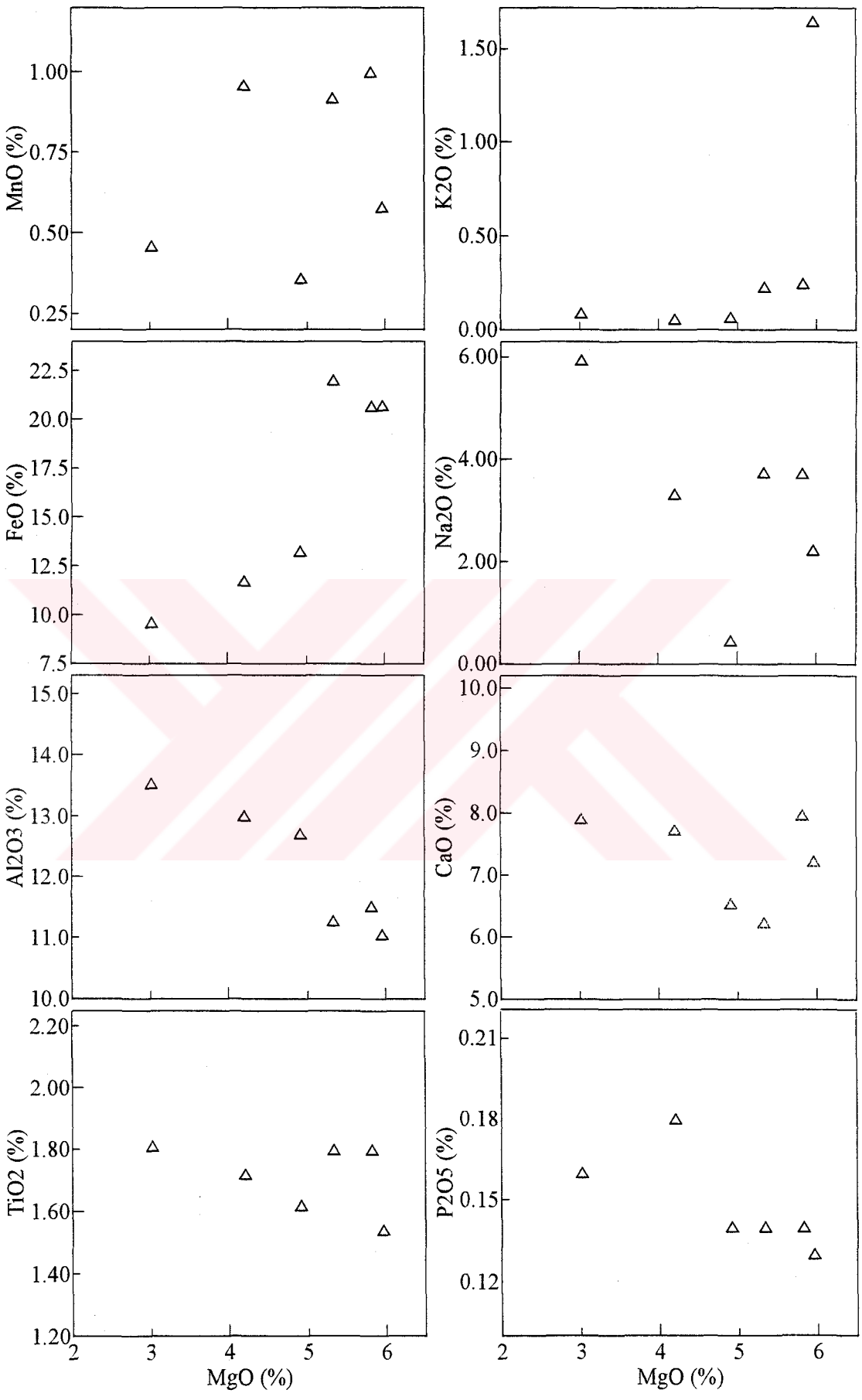
Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Y.21	45.3	8	23.8	4.6	9.8	3	1.7	6.5	1.9	7.5	1.8	4.5	0.5	4.7	1.1
Y.8	62.6	11.6	27.4	7.1	8.8	5.4	2.2	5.8	1.7	8.4	1.6	4.9	0.6	5.1	1.4

Tablo 18. Bazaltların hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri.

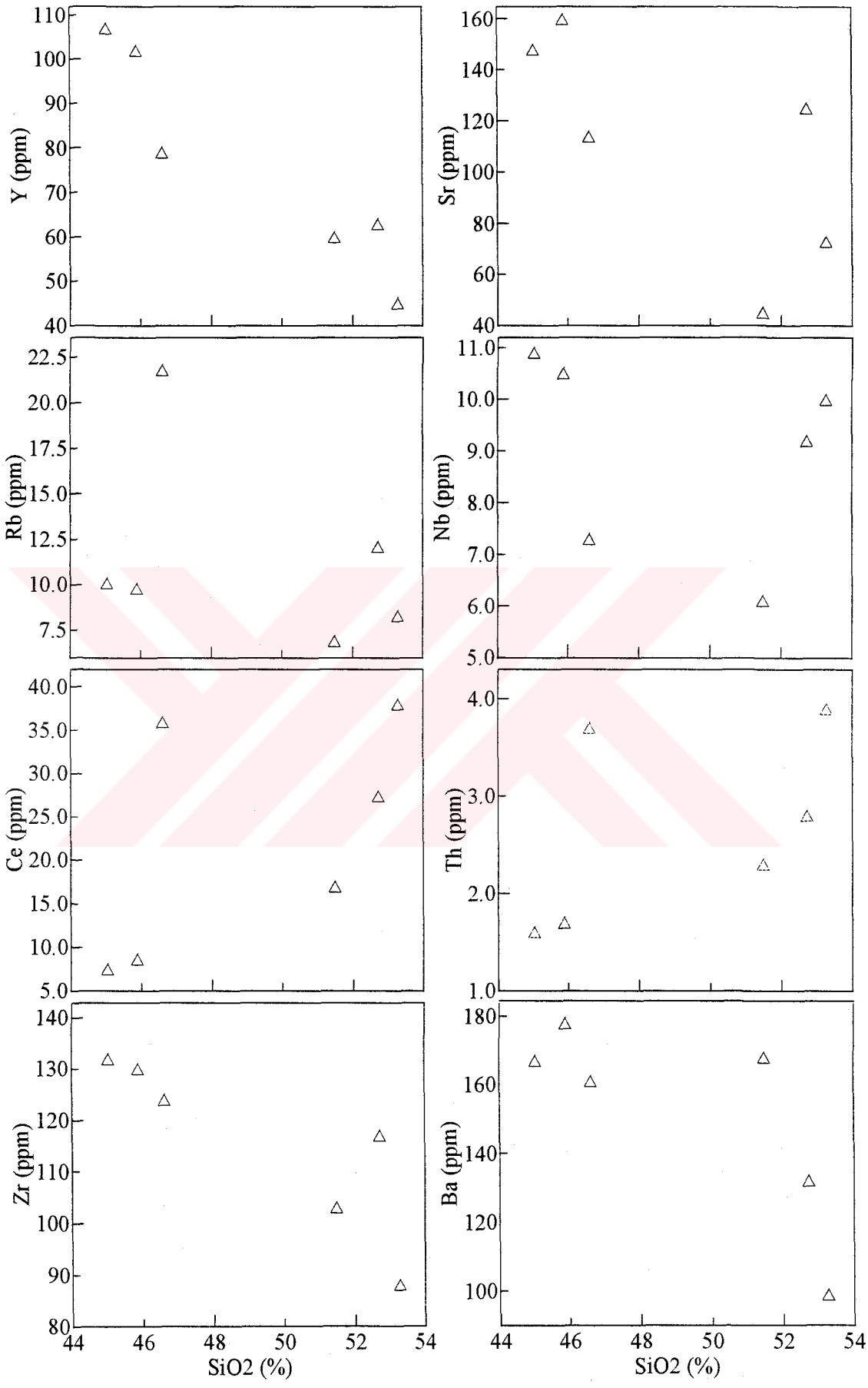
Örnek No	Y.3	PY.111	Y.1	Y.20	Y.21	Y.8	Y.7
Q	0	0	0	9.87	0	7.29	0
Or	3.76	1.36	1.48	0.42	0.54	0.36	3.08
Ab	18.87	31.73	26.16	13.89	50.26	28.09	25.55
An	19.30	13.28	13.96	31.59	10.02	20.43	17.93
Ne	0	0	2.92	0	0	0	0
Di	16.74	14.34	20.96	0	23.70	14.11	13.80
Hy	13.64	4.62	0	29.12	0.04	19.08	24.15
Ol	15.50	23.57	24.11	0	5.31	0	5.38
Mt	5.01	5.32	5	3.21	2.33	2.84	4.40
il	2.92	3.42	3.42	3.08	3.44	3.26	2.94
Ap	0.31	0.33	0.33	0.33	0.38	0.43	0.57
Ca	0	0	0	0	0	0	0
Niggli Parametreleri							
Si	105.50	103.75	98.08	152.71	151.38	145.96	114.89
al	14.72	15.00	14.76	22.17	22.63	21.19	16.89
alk	7.27	8.54	8.21	1.45	16.49	9.00	7.72
fm	60.46	61.32	58.42	55.58	36.78	46.87	57.04
C	17.53	15.12	18.60	20.78	24.08	22.93	18.33
ti	2.61	3.05	2.94	3.60	3.85	3.57	2.75
k	0.32	0.03	0.04	0.09	0.009	0.011	0.10
mg	0.33	0.29	0.32	0.39	0.34	0.37	0.33
h	21.35	20.50	18.22	45.58	54.94	44.76	24.60



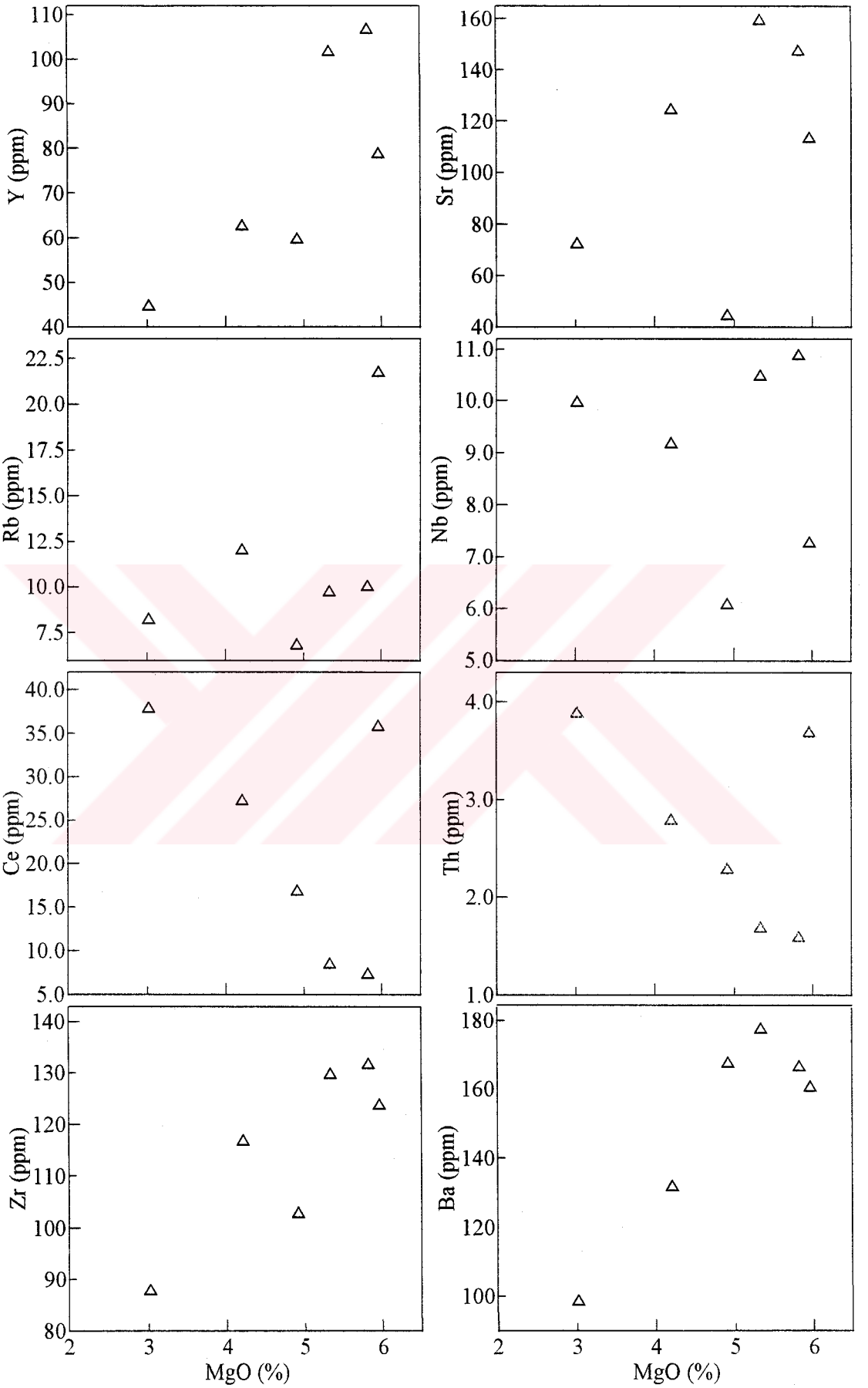
Şekil 159. Bazaltlarda SiO_2'ye bağlı olarak ana oksitlerin değişim diyagramı.



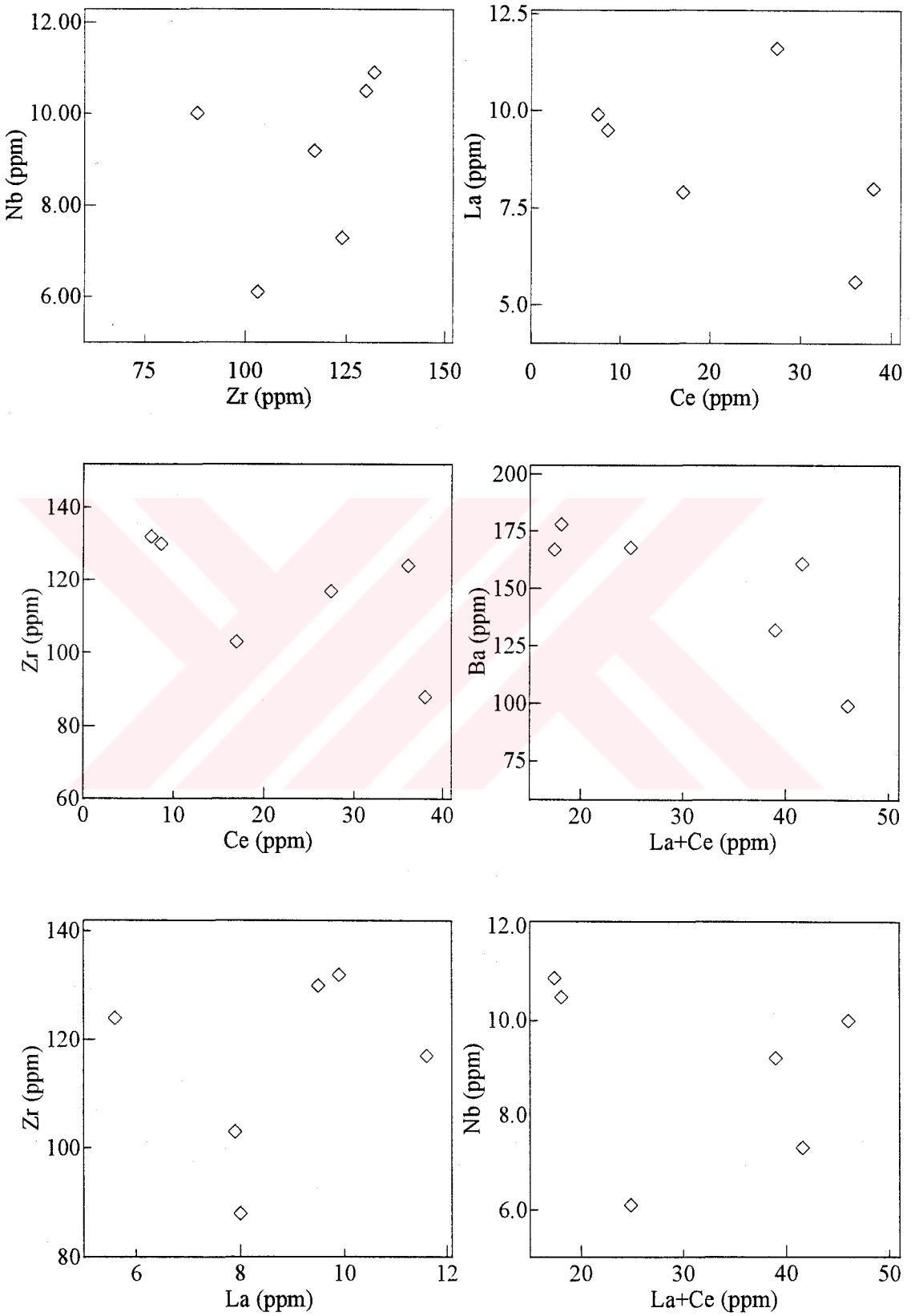
Şekil 160. Bazaltlarda MgO'e bağlı olarak ana oksitlerin değişim diyagramları.



Şekil 161. Bazaltlarda SiO_2'ye bağlı olarak iz element değişim diyagramları.



Şekil 162. Bazaltlarda MgO'e bağlı olarak iz elementlerin değişim diyagramları.



Şekil 163. Bazaltlarda iz elementlerin değişim diyagramları.

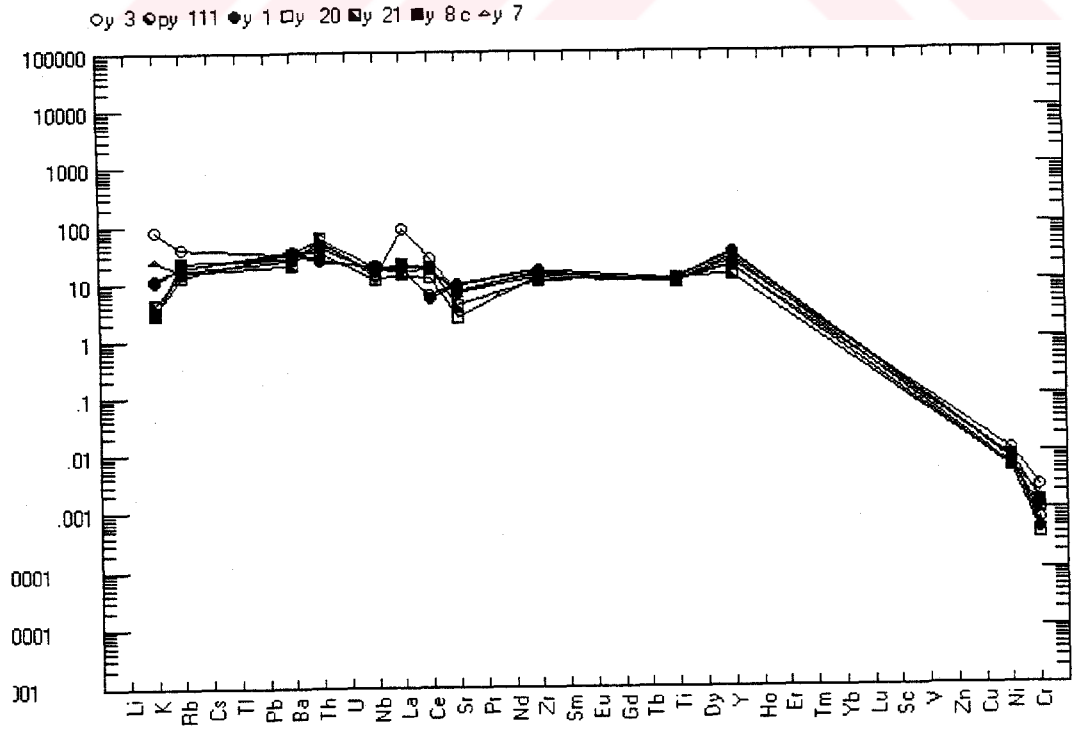
2.3.4.2.2. Abide Bazaltlarının iz ve NTE 'ne Ait Örümcek Diyagramları

Bazaltların iz elementleri primitiv manto ve MORB'a göre, NTE'leri ise kondridite göre normalleştirilmişlerdir.

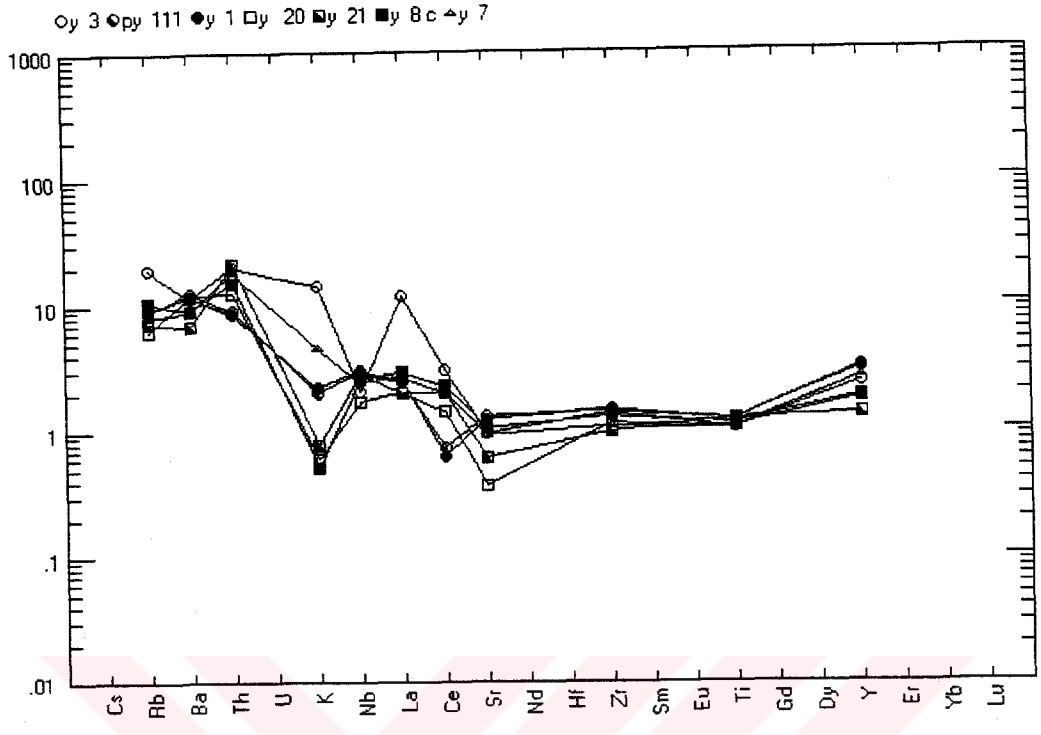
Abide bazaltlarının primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element değerleri 1-100, MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değerleri 0,3-30, kondritite göre normalleştirilmiş iz element değerleri ise 10-60 aralığında değişim gösterir (Şekil 164-166).

Dolayısıyle Abide bazaltların primitiv manto ve kondridite göre iz element bakımından son derece zengindirler. Ancak Ni ve Cr açısından oldukça düşük değerlere sahiptirler. MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değerleri genel anlamda MORB'a yakınlık gösterip 1 civarında seyrederler. Ancak Rb, Ba ve Th'un yüksek değerler vermesi kıtasal kabuktan dolayı kirlenmeye bağlanılabilir. Sözkonusu iz elementler kıtasal kabukta oldukça bol bulunurlar.

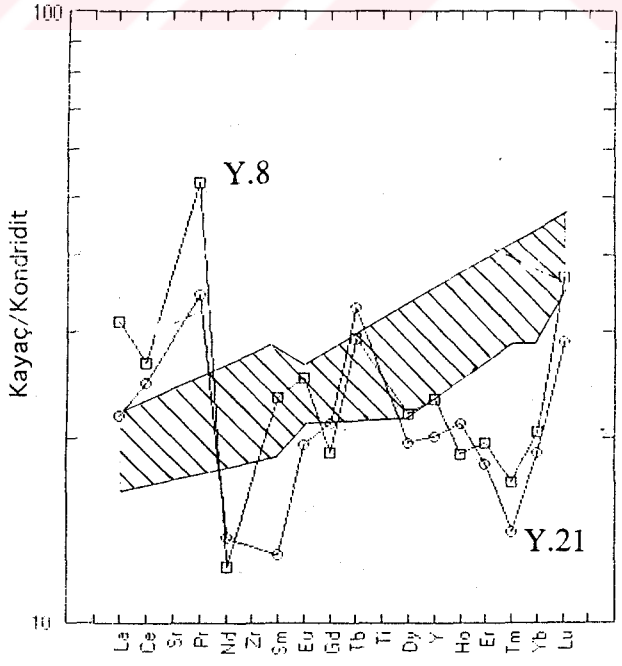
Abide bazaltlarının kondridite göre normalleştirilmiş NTE değerleri 10-60 aralığında değişim gösterir. İnceleme alanındaki bu bazaltların ofiyolitik birliklerin üst seviyelerinde bulunan bazaltlarla pek fazla ilişkili olmadıkları görülür (Şekil 166). La, Ce ve Pr bakımından yüksek; Y, Ho, Er, Tm ve Yb bakımından biraz daha fakir oldukları görülmüştür. Dolayısıyle bu bazaltların ofiyolitik bir birliğe ait olmadıkları düşünülmüştür.



Şekil 164. Bazaltların primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element değerleri.



Şekil 165. Bazaltların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



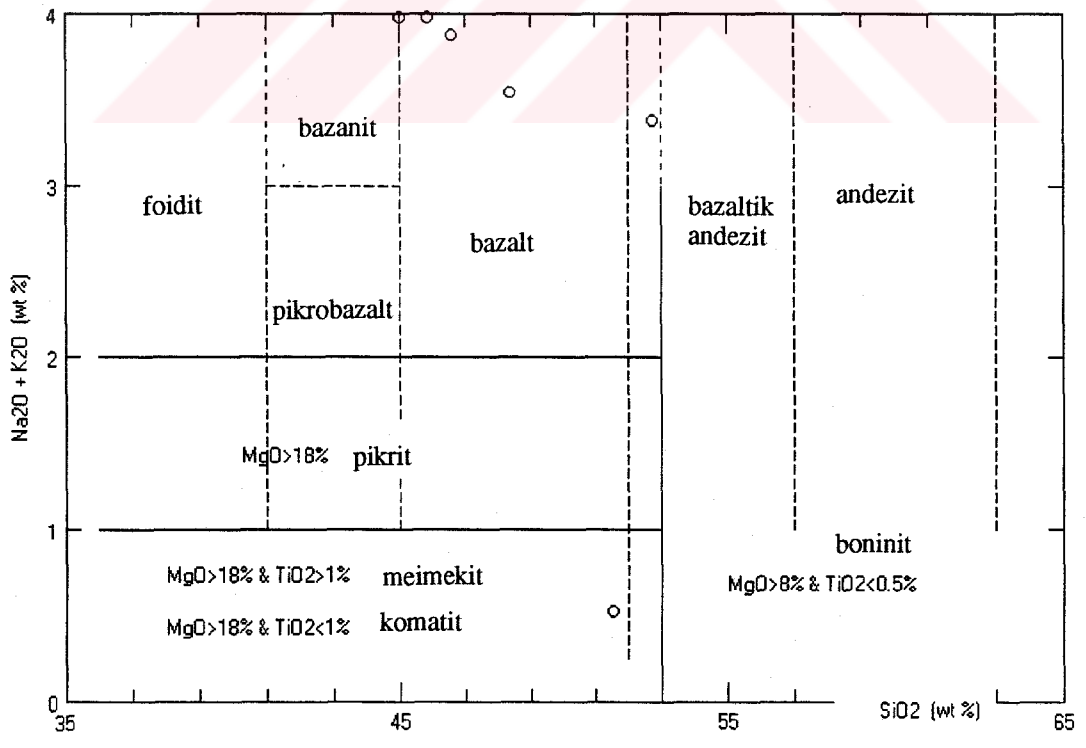
Şekil 166. Bazaltların kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı. Taralı alan ofiyolitik kayaçlarla ilişkili olan bazaltları [51] göstermektedir .

2.3.4.2.3. Abide Bazaltlarının Jeotektonik Konumları

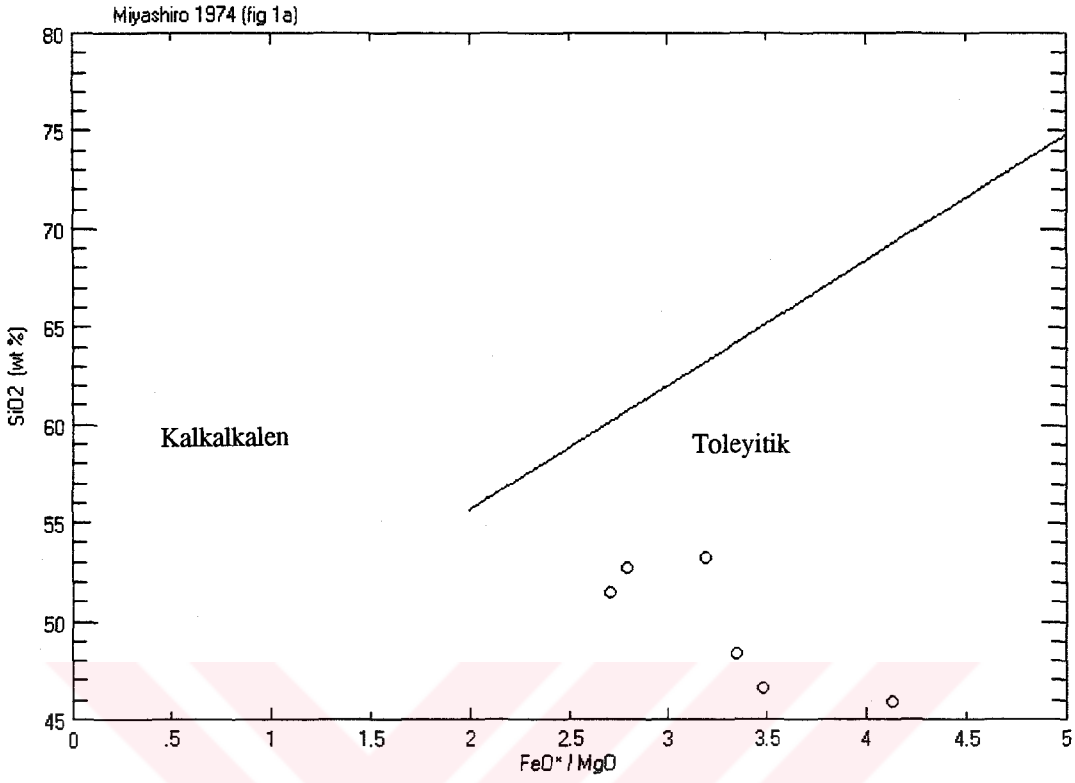
Abide bazaltları QAP mineralojik sınıflamasına benzer şekilde ana oksit içeriklerine göre de sınıflandırılmıştır. Sözkonusu bu kayaçlar, SiO_2-(Na_2O+K_2O) diyagramında da (Şekil 167) genelde bazalt alanına düşmüşlerdir [65].

Bu kayaçlar SiO_2-(Fe*O/MgO) ve FeO*-(Na_2O+K_2O-MgO) diyagramlarında toleyitik [65, 42] karakter sunarlar (Şekil 168 ve 170). (FeO+TiO_2)- Al_2O_3-MgO diyagramında da yüksek demirli toleyitik bazalt (Şekil 169) grubuna girerler [66]. (Ti/100)-Zr-(Yx3) diyagramında da (Şekil 171) hem okyanus sırtı bazaltları hem de adayayı bazaltlarına yakın alana düşerler [67]. Bu iki farklı alan düşük K'lu toleyit karakterindedir.

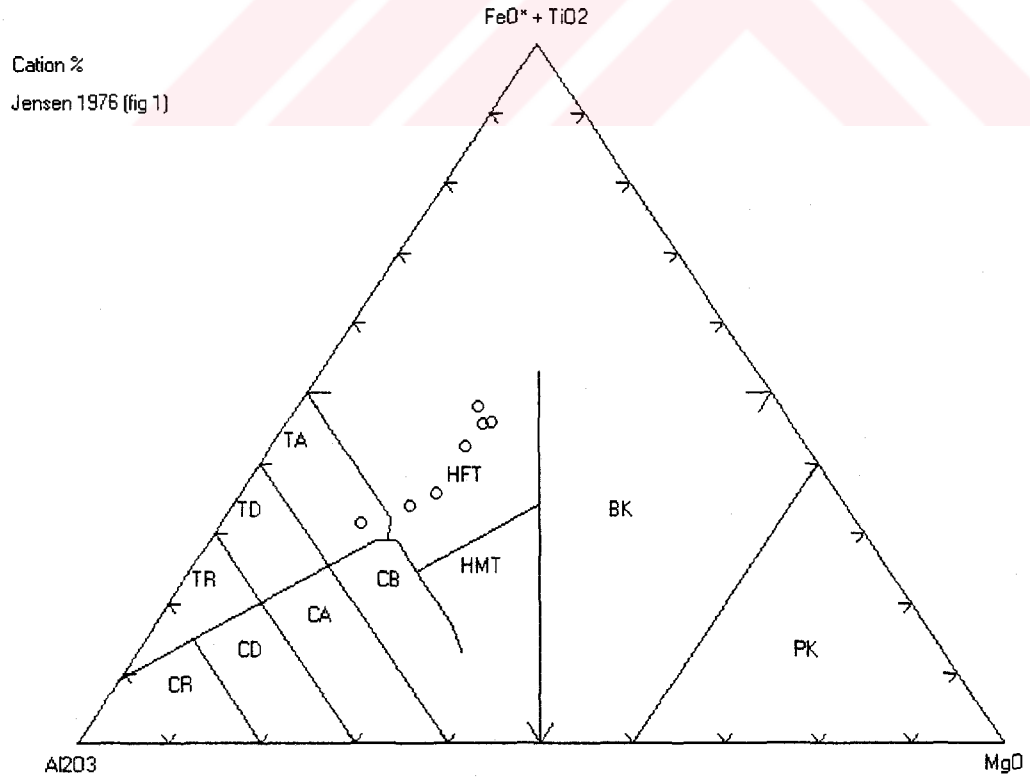
Abide bazaltları Ti-Zr diyagramında (Şekil 172) MORB karakteri sunarlar [67]. Yine (Ti/100)-Zr-(Sr/2) diyagramında (Şekil 173) OFB (MORB) alanına düşerler [67]. (Nb.2)-(Zr/4)-Y diyagramında (Şekil 174) MORB+VAB alanına karşılık gelirler [68]. Sözkonusu bu bazaltlar (Zr/117)-Th-(Nb/16) diyagramında da [64] volkanik adayayı bazaltları alanına düşerler (Şekil 175). Son olarak Ti-Zr diyagramında da bu kayaçların MORB ve WPB karakterine sahip oldukları görülmüştür (Şekil 176).



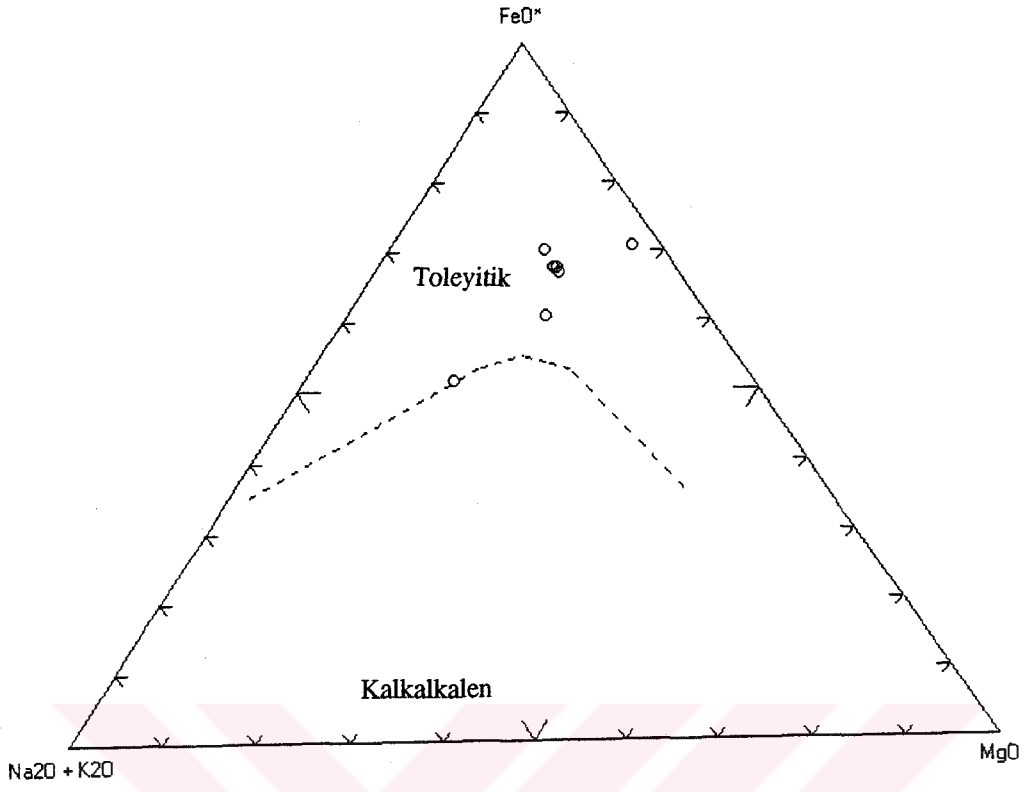
Şekil 167. Bazaltların (Na_2O+K_2O)- SiO_2 diyagramı [65].



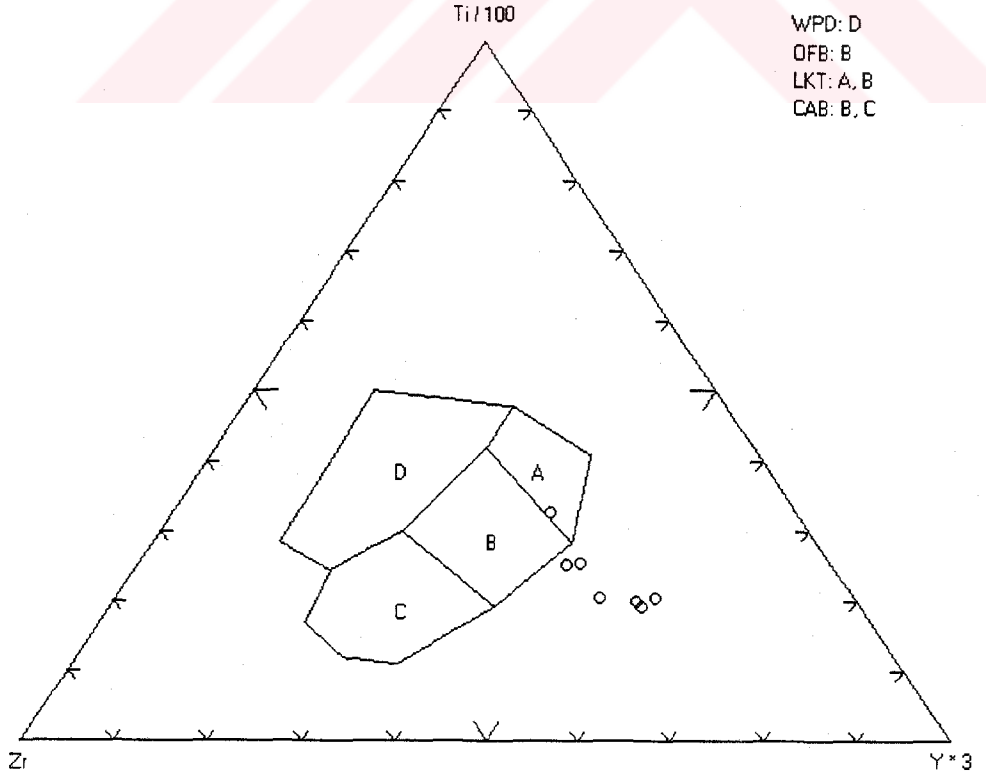
Şekil 168. Abide bazaltlarının SiO_2-(Fe*O/MgO) diyagramındaki [69] dağılımları.



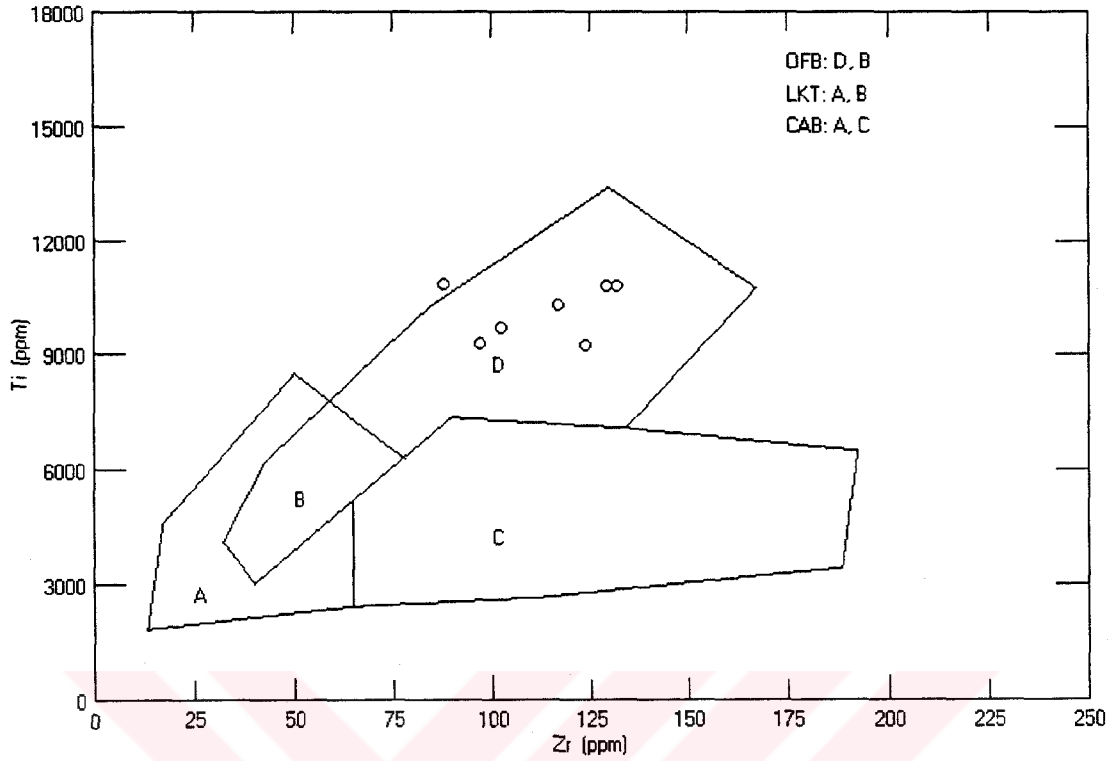
Şekil 169. Abide bazaltlarının (FeO*+TiO_2)-Al_2O_3-MgO diyagramındaki [66] dağılımları.



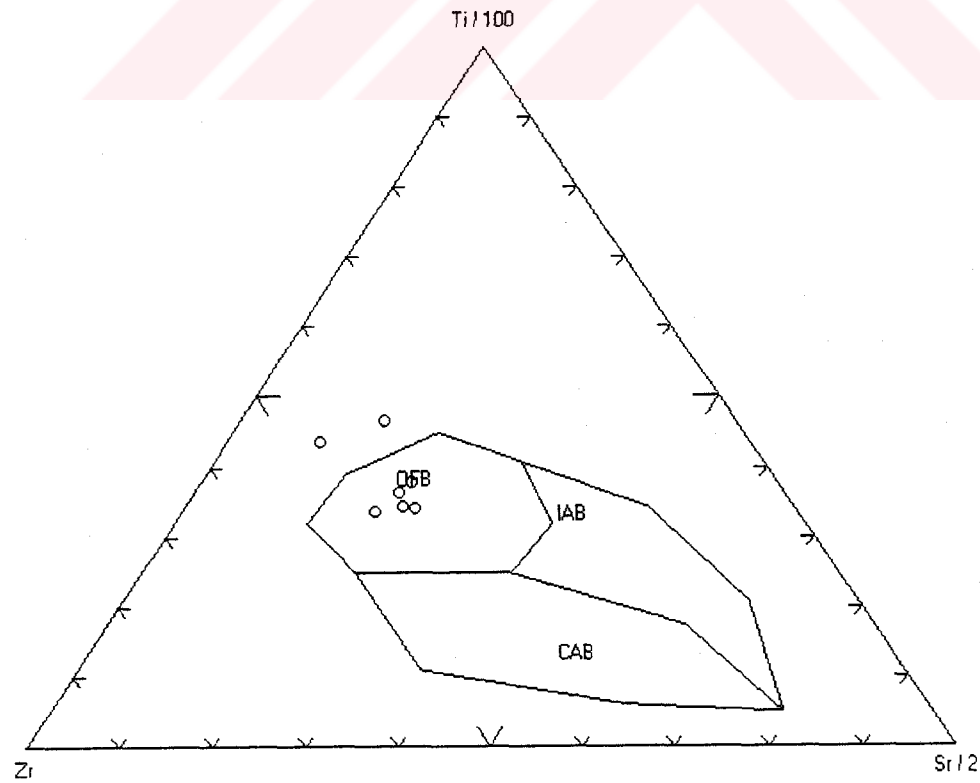
Şekil 170. Bazaltların FeO*-(Na_2O+K_2O)- MgO diyagramındaki [42] dağılımları .



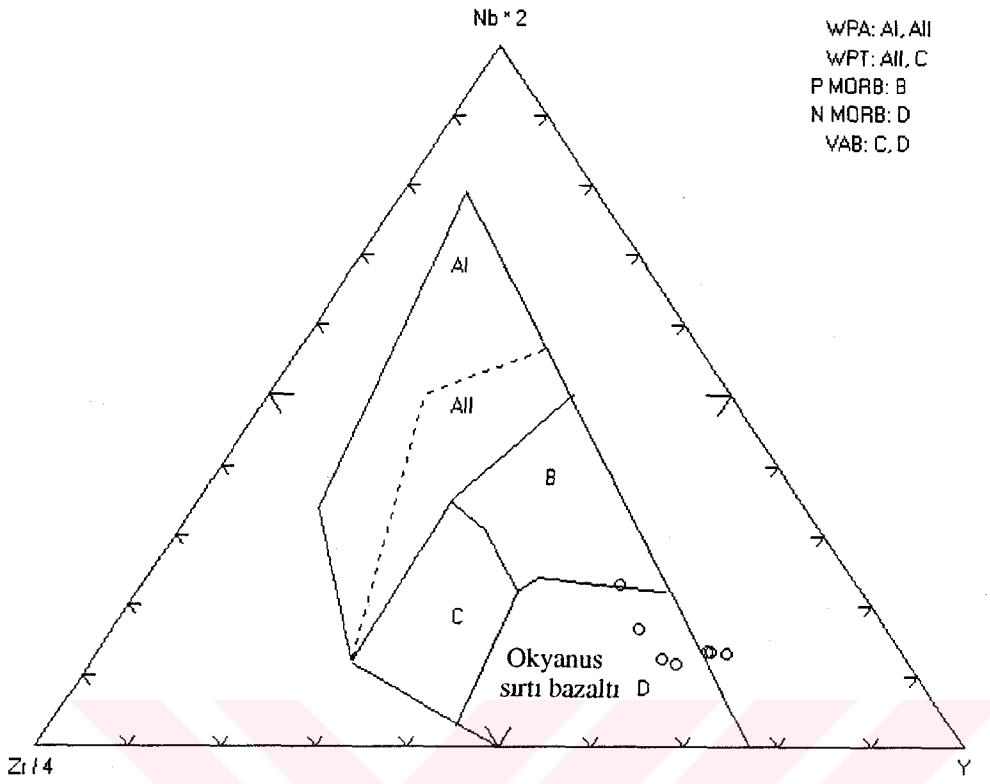
Şekil 171. Bazaltların (Ti/100)- Zr-(Y.3) diyagramındaki [67] dağılımları .



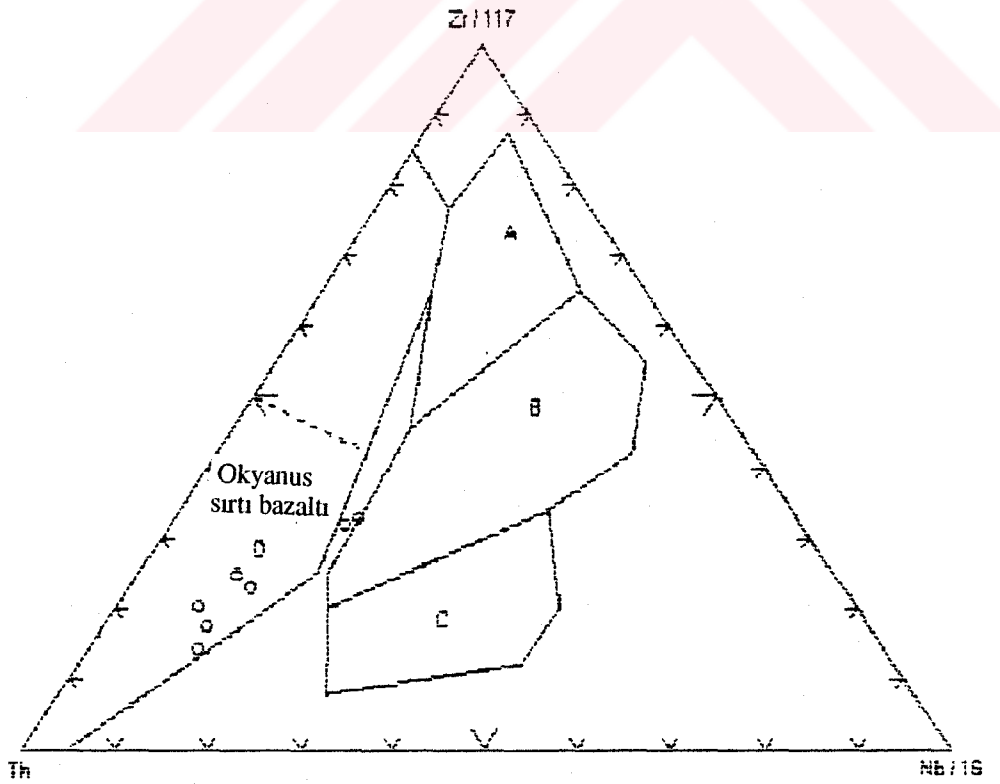
Şekil 172. Bazaltların Ti-Zr diyagramındaki [67] dağılımları .



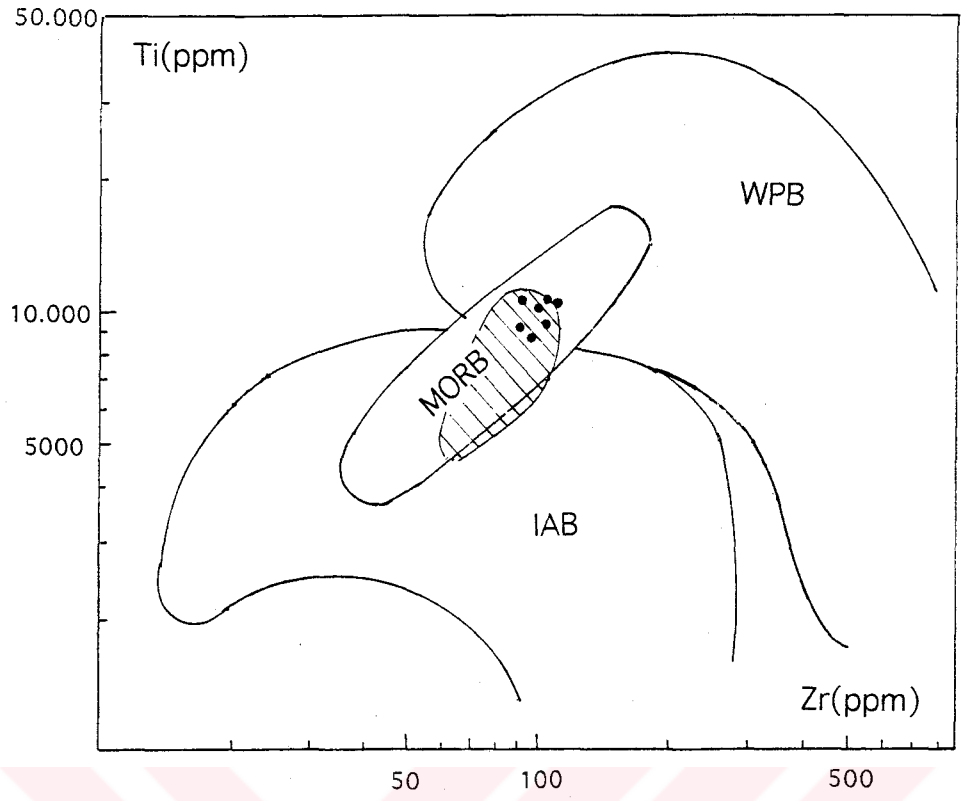
Şekil 173. Bazaltların (Ti/100)- Zr-(Sr/2) diyagramındaki [67] dağılımları.



Şekil 174. Bazaltların (Nb.2)-(Zr/4) - Y diyagramındaki [68] dağılımları.



Şekil 175. Bazaltların (Zr/117) - Th - (Nb/16) diyagramındaki [64] dağılımları.



Şekil 176. Abide bazaltlarının Ti-Zr diyagramındaki [70] dağılımları .
Taralı alan Tanyeri (Erzincan) ofiyolitik bazaltlarına aittir [13].

Abide bazaltlarının gabroik kayaçlardan farklı olarak toleyitik karakterli olması, ilk bakışta bunların farklı iki magma ürünü oldukları düşündürür. Zaten arazi gözlemleri ve stratigrafik konumları da bunu destekler niteliktedir. Ancak, toleyitik karakterli bazaltların iki farklı ortamda (adayayları ve okyanus sırtlarında) bulunabilirlikleri dikkate alınırsa çözüm için diğer verilere de bakma gereği ortaya çıkar.

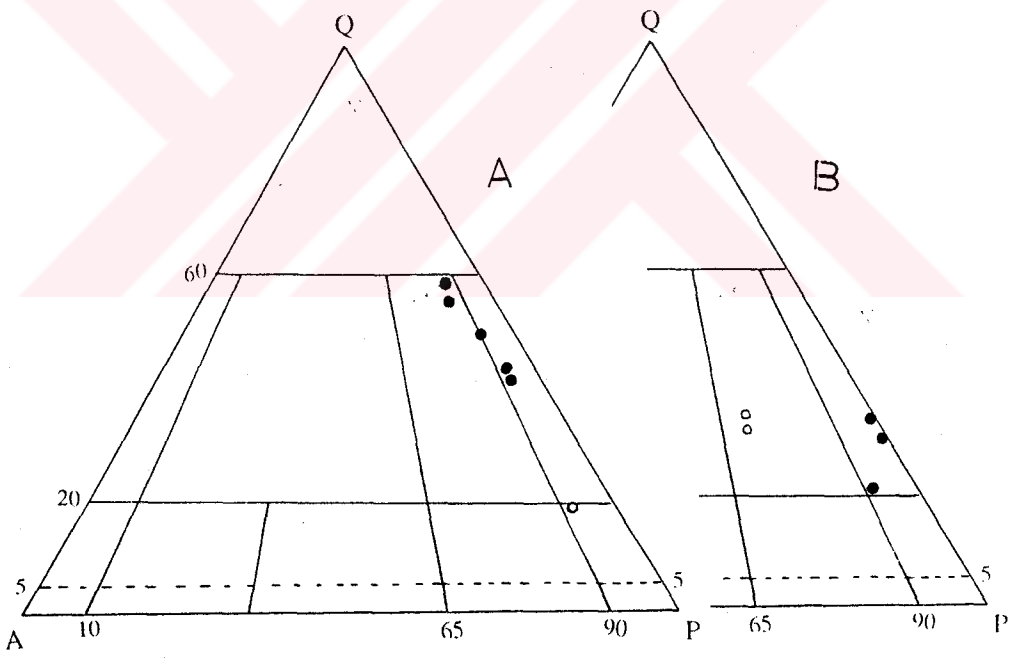
Şekil 172-175'e göre Abide bazaltları OFB (okyanus ortası sırt bazaltları) karakterindedir. Aynı kayaçlar Ti-Zr diyagramında da (Şekil 176) MORB ve WPB alanına düşerler. Dolayısıyla bu bazaltlar yeni açılmakta (oluşmakta) olan ancak gelişimini bir okyanus kabuğu olarak tamamlayamayan bir manto yükseliminin ürünleridirler.

2.3.5. Asit Magmatik Kayaçlar

Kop ültramafitlerinin kuzeyinde, onlarla mekansal beraberlik gösteren asit magmatik kayaçlar tonalit, kuvarslı diyorit, granofir, ve dasitlerden oluşurlar.

Sözkonusu bu birimler mekansal olduğu gibi jenetik açıdan da birbirleriyle uyumludurlar. Aynı bir magmanın diferansiasyon ürünü olarak kabul edilip, daha önce ele alınan gabroik kayaçlarla ilişkilidirler.

Tonalitlerden 5, granofirlerden 2, dasitlerden 3 ve kuvarslı diyoritlerden 1 olmak üzere toplam 11 örneğin ana oksit ve iz element analizleri ile 2 tonalit örneğinin NTE analizi Tablo 19 ve 20'de sunulmuştur. Bu değerlerden hesaplanan CIPW normatif değerleri ile Niggli parametreleri Tablo 21 ve 22'de verilmiştir. CIPW normatif değerleri QAP üçgeninde gösterilmiştir (Şekil 177).



Şekil 177. Asit magmatik kayaçlara ait normatif değerlerin Q-A-P diyagramındaki dağılımları.
A: Tonalit ve kuvarslı diyoritlere (• tonalit, o: kuvarslı diyorit)
B: Granofir ve dasitlere aittir (• dasit, o: granofir).

Tablo 19. Tonalit ve kuvarslı diyoritin ana (%) iz ve NTE (ppm) içerikleri.
. (387 kuvarslı diyorit, diğerleri tonalittir.

Örnek No	422	433	1113	1134	1135	387
SiO_2	75.2	73.93	74.9	75.80	76.11	64.71
TiO_2	0.13	0.16	0.11	0.15	0.15	0.22
Al_2O_3	12.32	13.64	12.11	12.40	12.53	11.50
FeO	3.52	3.89	2.89	2.28	2.12	8.11
MnO	0.04	0.06	0.05	0.02	0.02	0.08
MgO	2.11	0.92	3.86	1.18	1.18	5.30
CaO	0.74	0.87	0.06	1.09	1.09	4.71
Na_2O	4.9	5.19	4.35	5.23	5.23	3.81
K_2O	0.71	0.88	0.73	0.45	0.45	0.61
P_2O_5	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.05
H_2O	0.79	1.36	1.42	0.80	0.80	1.17
Toplam	100.49	100.95	100.59	99.70	99.70	100.27
		İz Elementler				
Rb	16	24.9	20.1	19.3	19.3	21
Sr	51	46.4	31.1	76.0	76.0	131
Zr	146	185.9	226.3	125	125	204
Y	29	36.8	33.7	33.7	33.7	27
La	7.7	8.2	10.1	10.1	10.1	8.4
Ba	161	178.5	100.5	182.0	182.0	122
Ce	18	23.9	29.7	48.0	48.0	27
Nb	5.2	4.9	7.7	10	10	6.9
Th	0.3	0.2	0.4	0.8	0.8	1.1
Cr	18	15.6	22.3	22.4	22.4	16
Ni	14	13.2	15.6	14.0	14.0	14

Nadir Toprak Elementler

Ö.No\NTE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
433	36.8	8.2	23.9	3.5	8.1	1.7	0.5	3.8	1.3	5.5	1.4	3.3	0.4	4.5	1
1113	33.7	10.1	29.7	3.6	10.1	1.9	0.7	3.9	1.5	5.6	1.3	3.4	0.3	4.1	0.5

Tablo 20. Granofir ve dasitlerin ana (%) ve iz element (ppm) içerikleri (385 ve 389 granofir, diğerleri dasitlere aittir).

Örnek No	385	389	Y.14	Y.27	1087
SiO_2	70.66	74.29	72.58	73.60	68.19
TiO_2	0.14	0.18	0.35	0.21	0.34
Al_2O_3	12.30	12.99	11.61	12.03	15.80
FeO	2.48	2.26	4.20	3.37	3.44
MnO	0.02	0.03	0.09	0.07	0.05
MgO	0.30	0.45	0.59	0.70	0.30
CaO	2.30	2.11	0.80	1.75	2.79
Na_2O	4.55	4.48	7.31	4.56	7.32
K_2O	3.00	3.04	0.13	3.01	1.74
P_2O_5	0.04	0.05	0.08	0.05	0.09
H_2O	2.86	0.53	2.72	1.43	0.42
Toplam	99.51	100.41	100.46	100.78	100.48
		İz Elementler			
Rb	19.6	18.2	8.4	25.1	53.7
Sr	272.0	181.9	11.4	170.6	567.1
Zr	168.9	168.6	134.0	146.5	118.3
Y	9.2	13.8	26.0	21.6	6.6
La	16.8	9.6	12.8	9.8	13.1
Ba	126.7	69.2	230.1	99.2	356.2
Ce	28.6	31.6	6.6	24.7	4.39
Nb	6.0	4.2	8.1	1.9	10.2
Th	7.0	10.8	4.3	7.2	7.7
Cr	4.7	4.8	1.4	4.9	17.8
Ni	16.0	16.7	9.6	16.1	14.7

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Tablo 21. Kuvarslı diyorit (387) ve tonalitlere ait CIPW normatif değerler ile Niggli parametreleri.

Örnek No	422	433	1113	1134	1135	387
Q	48.83	34.79	39.14	37.76	48.41	13.45
Or	6.26	5.21	4.32	2.85	8.22	3.61
Ab	28.97	43.91	36.80	48.8	31.92	32.24
An	0	4.05	0.14	1.51	0	18.49
Ne	0	0	0	0	0	0
Di	0	0	0	0	0	8.76
Hy	6.67	7.68	13.64	4.43	2.88	20.21
Ol	0	0	0	0	0	0
Mt	0.85	0.94	0.70	0.55	0.51	1.96
il	0.25	0.30	0.21	0.28	0.28	0.42
Ap	3.03	0.12	0.08	0.05	1.89	0.12
Ca	0	0	0	0	0	0
			Niggli Parametreleri			
Si	388.28	384.80	372.56	466.59	436.39	211.03
al	37.41	41.76	35.43	44.89	42.26	22.06
alk	26.82	29.06	23.25	36.01	30.66	13.29
fm	31.66	24.31	40.98	16.97	20.37	48.18
C	4.09	4.85	0.31	2.11	6.69	16.45
ti	0.50	0.62	0.41	0.69	0.64	0.53
k	0.08	0.10	0.09	0.05	0.05	0.09
mg	0.51	0.29	0.70	0.30	0.49	0.53
h	13.59	23.59	23.54	20.51	15.29	12.71

Tablo 22. Granofir (385, 389) ve dasitlere ait CIPW normatif değerler ile Niggli parametreleri.

Örnek No	385	389	Y.14	Y.27	1087
Q	27.37	30.97	25.95	29.84	18.45
Or	17.74	17.97	0.77	7.80	6.30
Ab	38.50	37.90	59	38.58	59.93
An	4.29	6.37	0	13.47	5.13
Ne	0	0	0	0	0
Di	6.06	3.30	3.34	4.25	7.34
Hy	0.95	2.42	6.07	4.16	1.37
Ol	0	0	0	0	0
Mt	0.60	0.55	0	0.81	0.83
il	0.27	0.34	0.66	0.40	0.65
Ap	0.10	0.12	0.19	0.12	0.22
Ca	0	0	0	0	0
		Niggli parametreleri			
Si	380.89	395.97	375.96	383.27	286.06
al	39.00	40.72	35.37	36.85	38.99
alk	34.05	33.45	37.07	32.98	34.37
fm	13.65	13.77	23.10	20.40	14.09
C	13.28	12.04	4.44	9.76	12.54
ti	0.56	0.71	1.35	0.82	1.06
k	0.30	0.30	0.01	0.30	0.13
mg	0.17	0.26	0.19	0.26	0.13
h	51.38	9.41	46.96	24.82	5.87

2.3.5.1. Kop Dağları Tonalit, Kuvarslı Diyorit, Granofir ve Dasitlerinin Jeokimyasal Özellikleri

Tonalit, kuvarslı diyorit, granofir ve dasitlerden oluşan Kop dağları asit magmatik kayaçlarının jeokimyasal özellikleri bir bütün olarak ele alınacaktır.

3.5.1.1. Tonalit, Kuvarslı Diyorit, Granofir ve Dasitlere Ait Ana ve İz Elementler Arasındaki İlişkiler

Sözkonusu bütün bu kayaçlara ait ana oksitlerin diyagramları toplu halde Şekil 178 ve 179'de sunulmuştur. Buna göre asit kayaçlar ana oksit içeriklerine göre toplu olarak düzenlilik göstermezler.

Asit kayaçlarda SiO_2'ye bağlı olarak FeO, MnO, CaO arasında az çok belirgin bir negatif ilişki; MgO arasında da nispeten pozitif bir ilişki mevcuttur. Ancak herbir birimin aynı oksit dağılımları kendi içerisinde daha düzenlidir (Şekil 178). Tonalitlerde SiO_2'ye bağlı olarak TiO_2, Al_2O_3 arasında pozitif; FeO, MnO, K_2O arasında da negatif bir ilişki mevcuttur. Dasitler de kendi aralarında sadece SiO_2-MgO arasında pozitif bir ilişki görülür. Diğer asit kayaçların SiO_2'ye bağlı değişimleri düzensizlik arzeder (Şekil 178).

Asit magmatik kayaçlarda MgO'e bağlı değişim biraz daha düzenlidir. MgO'e bağlı olarak TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO ilişkileri negatif; diğer ana oksitlere göre de düzensizlik sunarlar. Ancak grup içerisinde tonalitlerde MgO-TiO_2, MgO-Na_2O arasında belirgin bir negatif ilişki mevcuttur (Şekil 179).

SiO_2 ile iz elementler arasındaki ilişki pek düzenli değildir. Ancak, SiO_2'ye bağlı olarak Y, Ce değerlerinde pozitif bir ilişki mevcuttur (Şekil 180).

Asit magmatik kayaçlarda MgO'e bağlı olarak iz elementlerdeki değişim de pek düzenli değildir. Ancak tonalitler kendi aralarında MgO'e bağlı olarak Y, Ba, Sr değerlerinde negatif ilişki sunarlar (Şekil 181). Tonalitik derinlik kayaçları yüzey kayaçlarına oranla Y bakımından daha zengin; Th, Sr bakımından da daha fakirdirler.

Asit magmatik kayaçlardaki iz elementlerden Ce-La, Zr-Nb arasında pozitif; Zr-La, Ba-(La+Ce) arasında negatif ilişki mevcuttur. Alt grup bazında, tonalitlerdeki dağılım daha düzenlidir; La-Ce, Nb-(La+Ce) arasında pozitif; Zr-Ce, Zr-La arasındaki ilişki negatiftir (Şekil 182). Dasitlerde ise Nb-(La+Ce), Zr-La, Ba-(La+Ce), La-Ce arasındaki negatif; Zr-Ce arasında da pozitif ilişki mevcuttur.

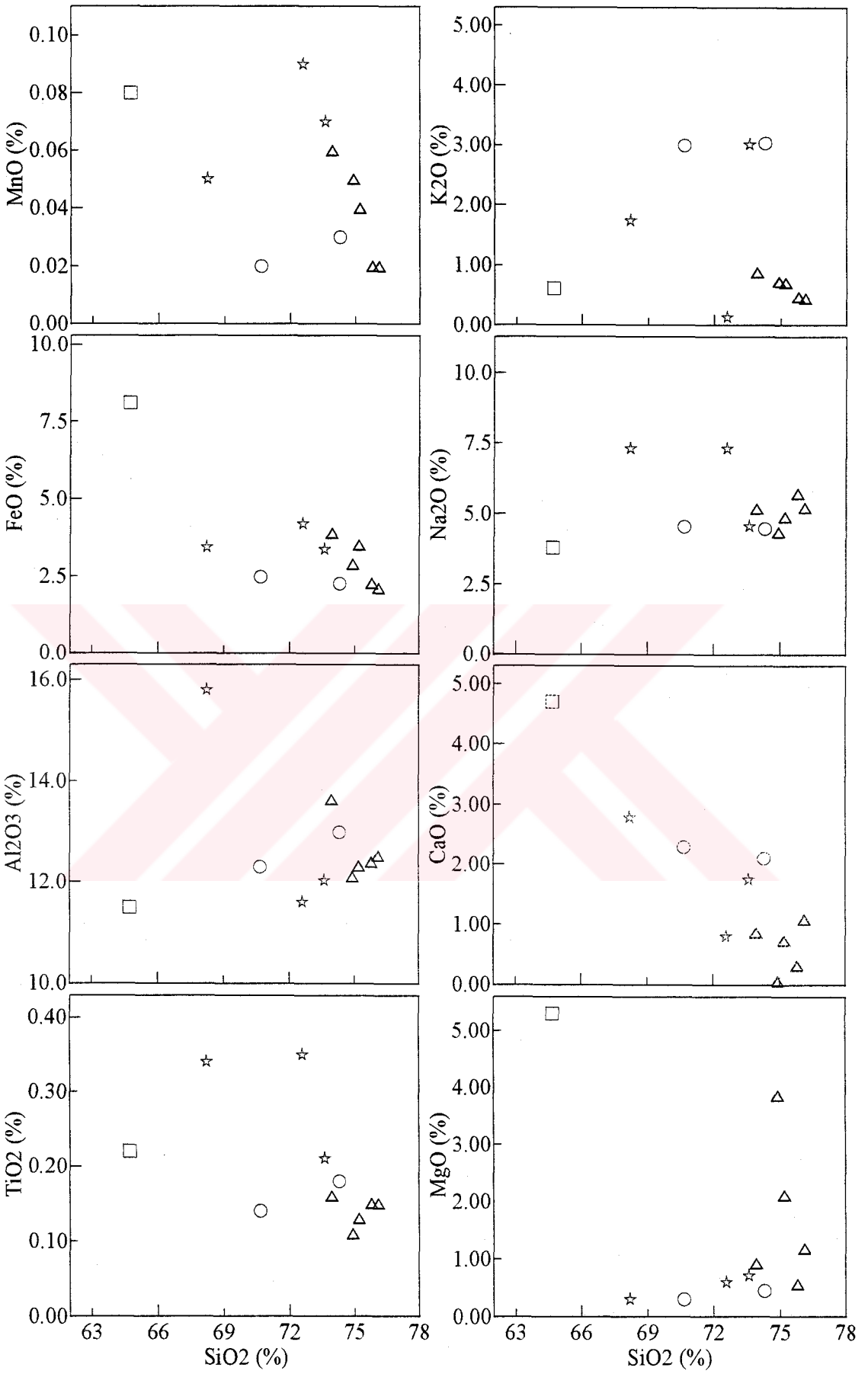
SiO_2-FeO arasındaki negatif ilişki biyotit miktarının artışına (buna bağlı olarak feldispat miktarının azalmasına) bağlanabilir. Benzer şekilde SiO_2-CaO arasındaki negatif ilişki de plajiyoklaslardaki % An oranına bağlıdır. % An miktarı arttıkça CaO miktarı da artarken SiO_2 miktarında azalma olur. % An miktarı azalırken de durum tersine döner.

Asit magmatik kayaçlarda TiO_2 artışı biyotit miktarı ile, biyotit miktarı da kuvars ile doğru orantılıdır. Biyotit içindeki titanyumdan dolayı da SiO_2 ile TiO_2 arasında pozitif bir ilişki mevcuttur.

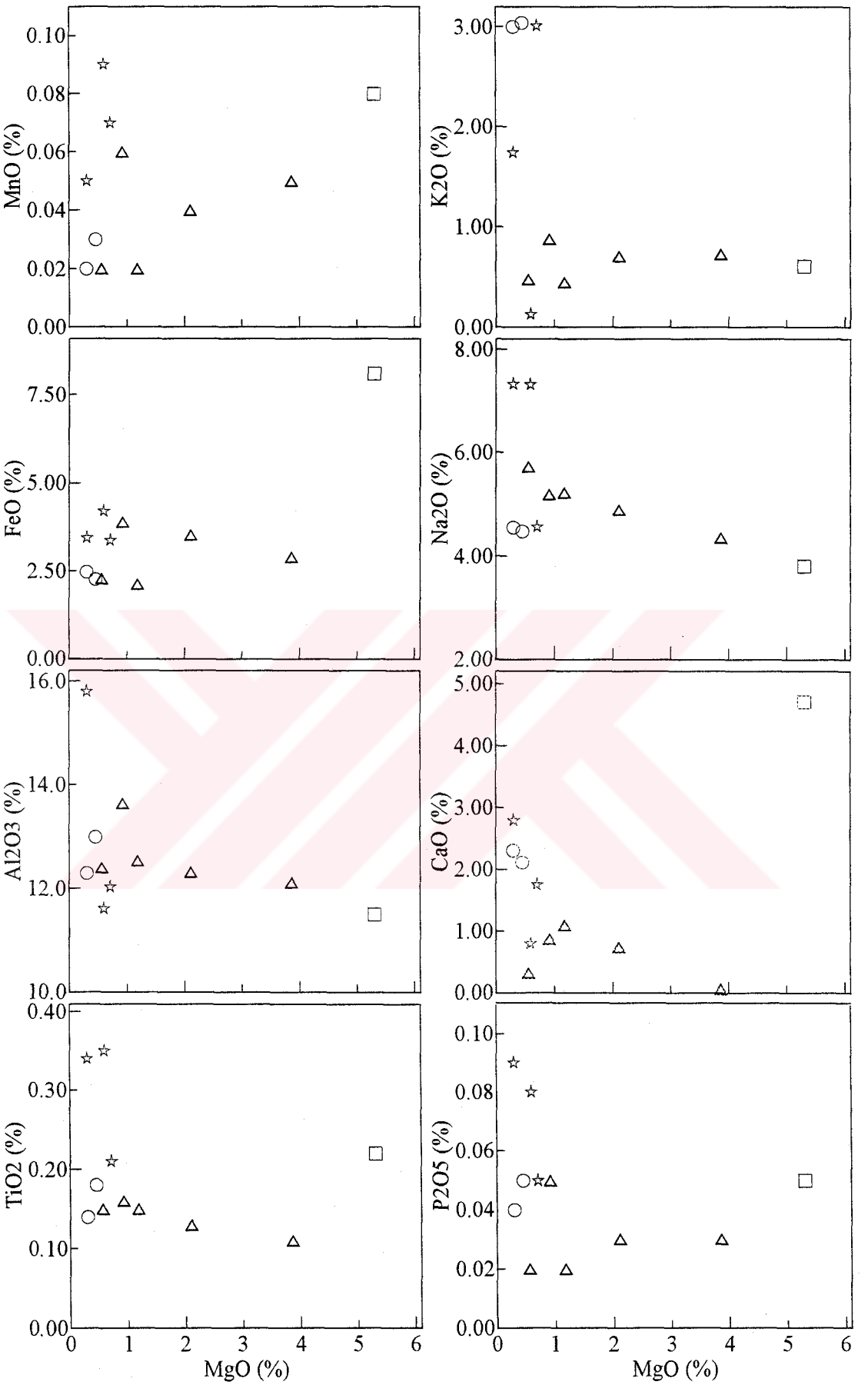
MgO ile Al_2O_3, Na_2O ve CaO arasındaki negatif ilişki kayaç içindeki ferromagnezyen mineral ile feldispat mineralleri arasındaki ilişkiden kaynaklanır. Ferromagnezyen mineral oranı arttıkça feldispat oranı % olarak azalır.

SiO_2 ile Y ve Ce arasındaki pozitif ilişki biyotit, apatit ve zirkon varlığına bağlanabilir [61, 71, 72, 73]. Bu mineraller bazik kayaçlara oranla asit kayaçlarda daha bol bulunurlar.

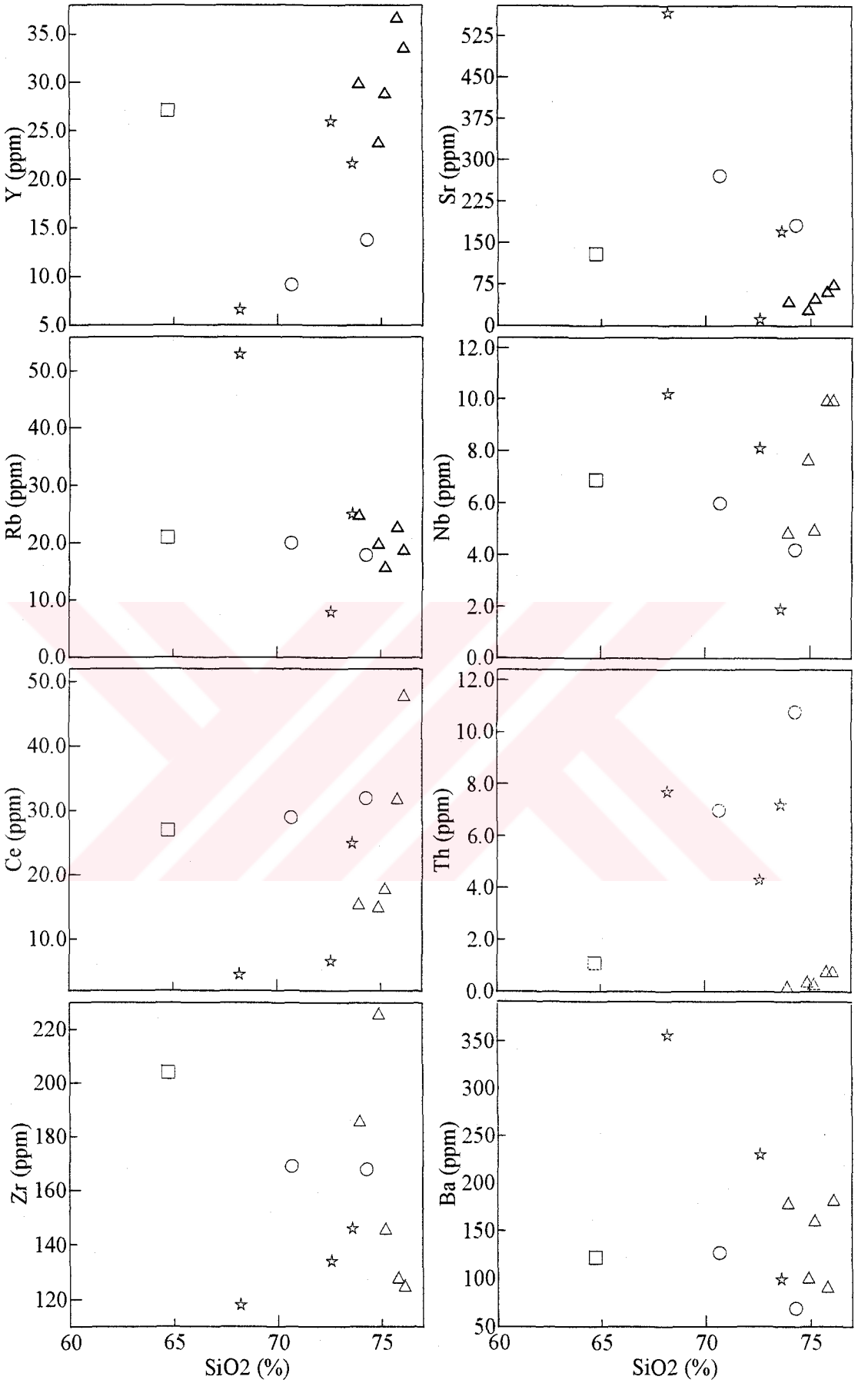
Tonalitlerin yüzey kayaçlarına oranla Y bakımından zengin; Th ve Sr'ca fakir oluşu bu iz elementlerin yoğunluğuna bağlanılabilir. Yoğunluğu daha düşük olan büyük çaplı iz elementlerin aynı magma içinde biraz daha sığ derinliklere taşınması muhtemeldir. Asit magmatiklerde Ce-La, Zr-Nb arasındaki pozitif ilişki de biyotitlerden kaynaklanabilir. Zira bu elementler biyotit içerisinde kuvars ve plajiyoklaslara oranla en az on kat daha zengindirler [61, 73]



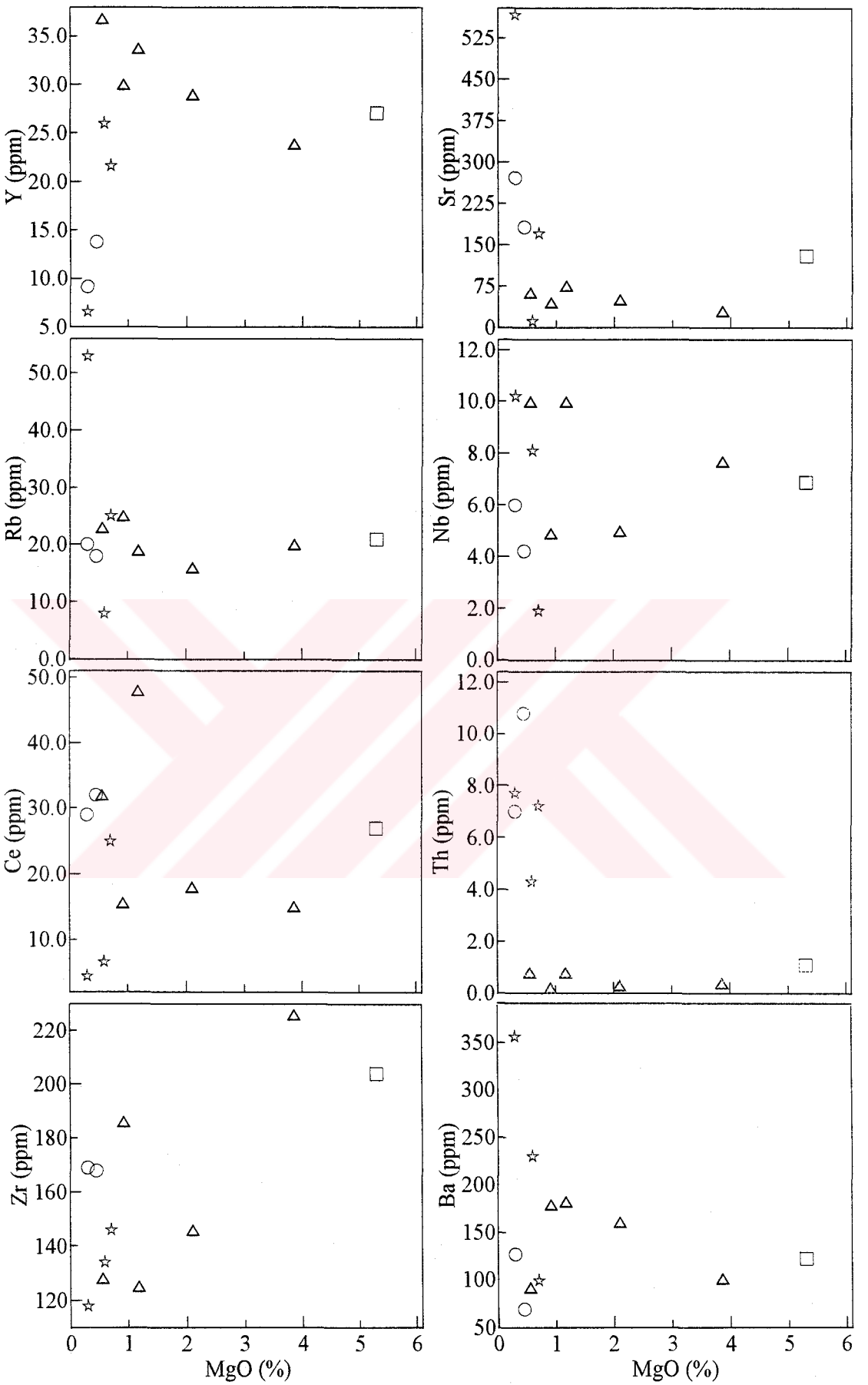
Şekil 178. Asit magmatik kayaçlarda SiO_2'ye bağlı olarak ana oksitlerin değişim diyagramları (Δ; tonalit, □: kuvarslı diyorit, o; granofir, ∗; dasit).



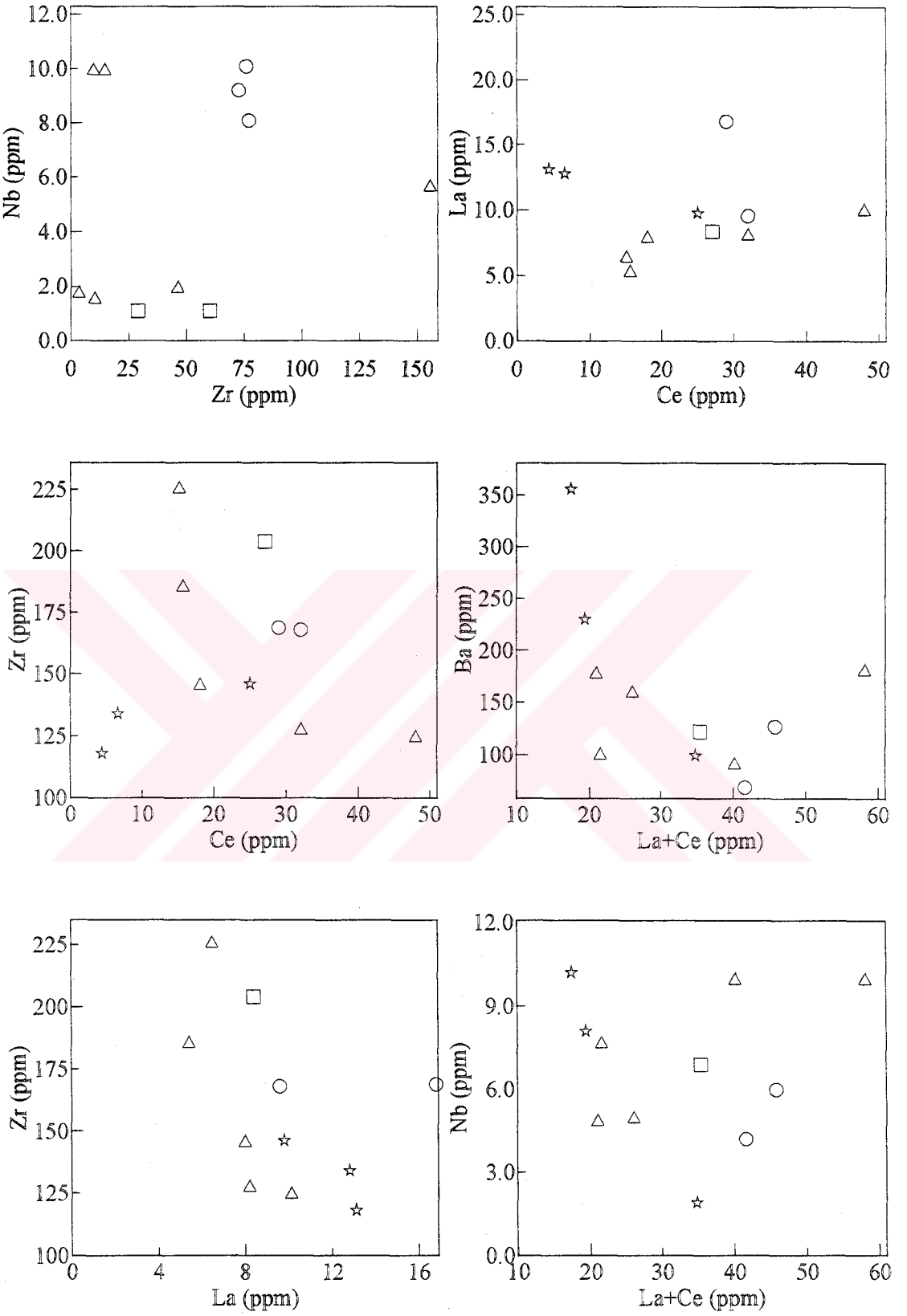
Şekil 179. Asit magmatik kayaçların MgO'e bağlı olarak ana oksitlerin değişim diyagramları (Δ: tonalit, □: kuvarslı diyorit, o: granofir, ∗; dasit).



Şekil 180. Asit magmatik kayaçlarda SiO_2'ye bağlı olarak iz elementlerin değişim diyagramları (Δ: tonalit, □: kuvarslı diyorit, o: granofir, ∗: dasit).



Şekil 181. Asit magmatik kayaçların MgO'e bağlı iz elementlerinin değişim diyagramları (Δ: tonalit, □: kuvarslı diyorit, o: granofir, ∗: dasit).



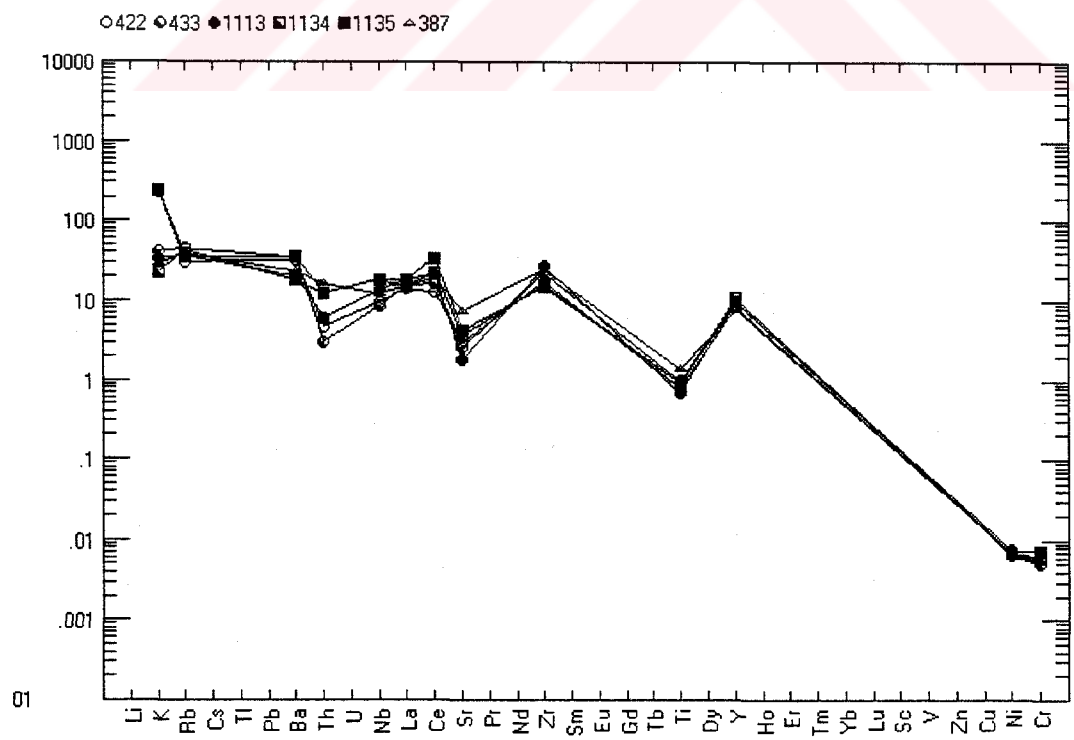
Şekil 182. Asit magmatik kayaçlarda iz elementlerin birbirleriyle olan ilikileri (Δ: tonalit, □: kuvarslı diyorit, o: granofir, ∗: dasit).

2.3.5.1.2. Asit Magmatik Kayaçların İz ve NTE'ne Ait Örümcek Diyagramları

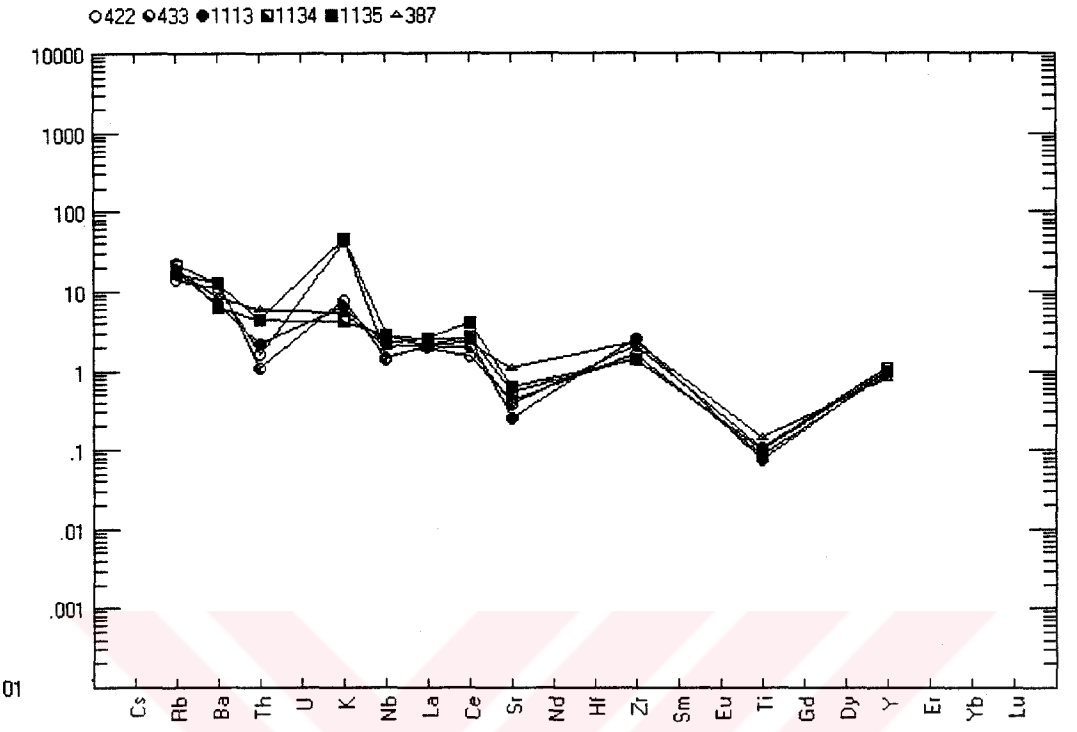
Asit magmatik kayaçlar derinlik ve yüzey kayaçları olmak üzere iki grup altında incelenmişlerdir.

Derinlik kayaçlarına (tonalit, kuvarslı diyorit) ait iz element değerleri hem primitiv mantoya (Şekil 183) hem de MORB'a göre (Şekil 184) normalleştirilmişlerdir. Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler 0.005-300 aralığında değişim gösterirler. MORB'a göre normalleştirilmiş değerler ise daha dar aralıkta, 0,08-50 değerleri arasında dağılırlar.

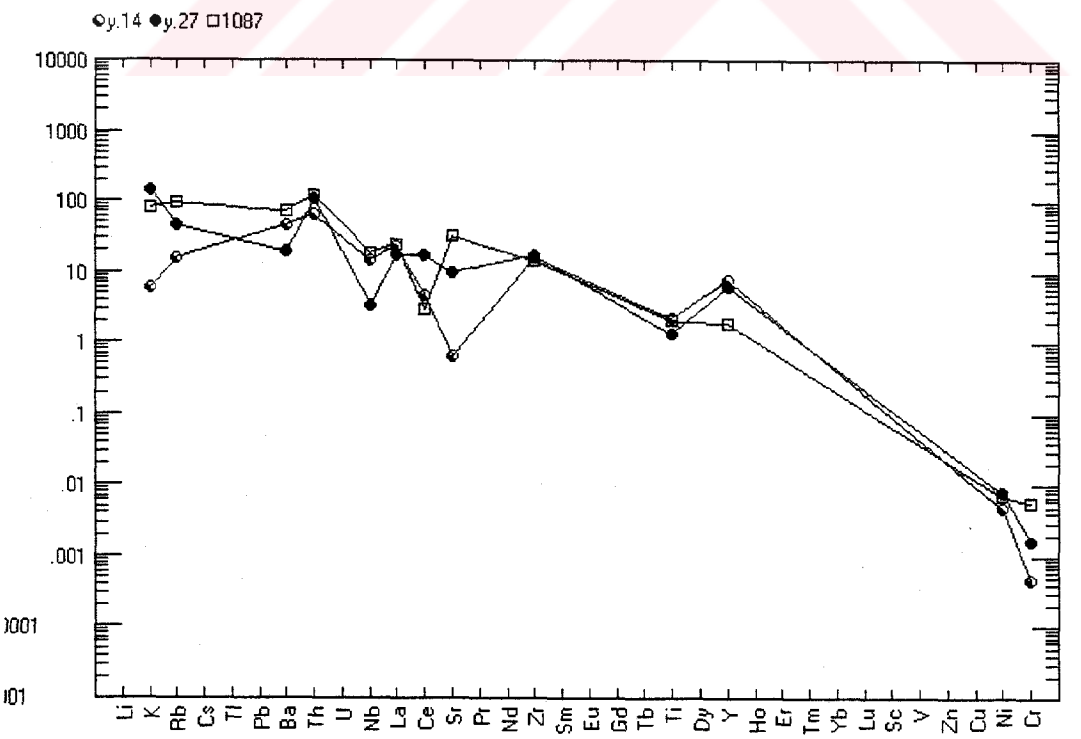
Yüzey kayaçlarına (granofir, dasit) ait iz element değerleri de primitiv manto ve MORB'a göre normalleştirilmişlerdir. Primitiv mantoya göre normalleştirilmiş değerler genelde 0.0001-200 aralığında dağılım gösterirken (Şekil 185), MORB'a göre normalleştirilmiş değerlerinde benzer şekilde 0.1-100 aralığında gösterdiği görülür (Şekil 186). Tonalit, kuvarslı diyorit granofir ve dasitlerin hem primitiv mantoya hem de MORB'a göre normalleştirilmiş değerlerinin 1'in çok üzerinde olması ve bu değerlerin Cr-Ni'e veya Y'a doğru giderek belirgin bir şekilde azalması kıta kabuğundan dolayı kirlenmeye bağlanmıştır.



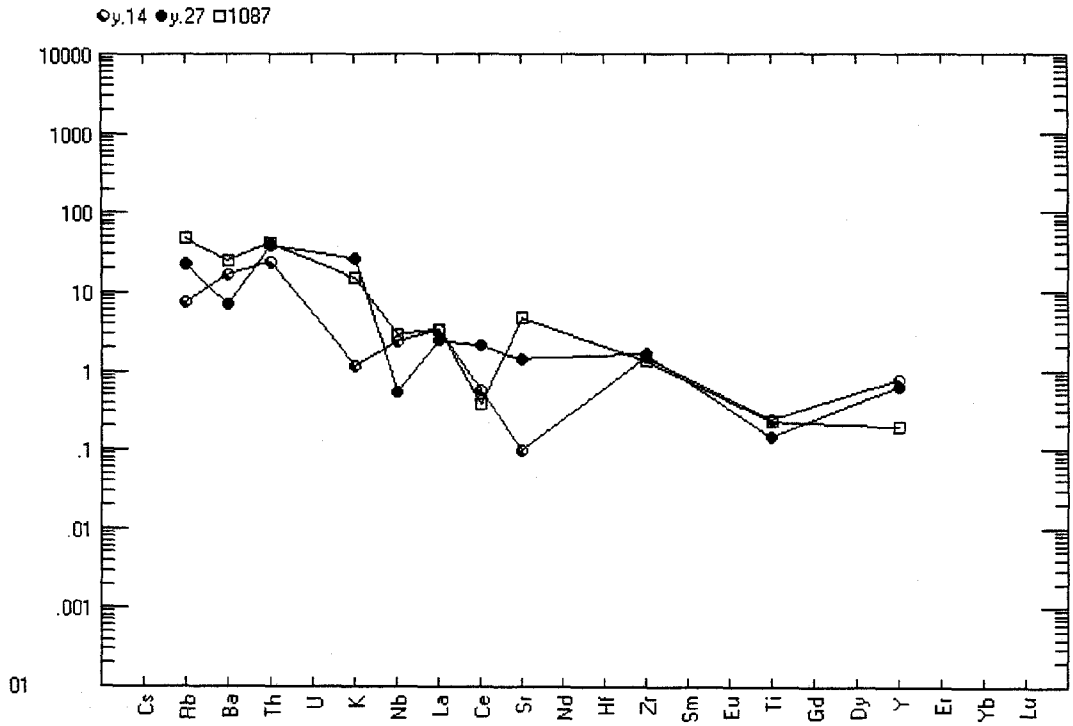
Şekil 183. Tonalit ve kuvarslı diyoritlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 184. Tonalit ve kuvarslı diyoritlerin MORB'a göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.

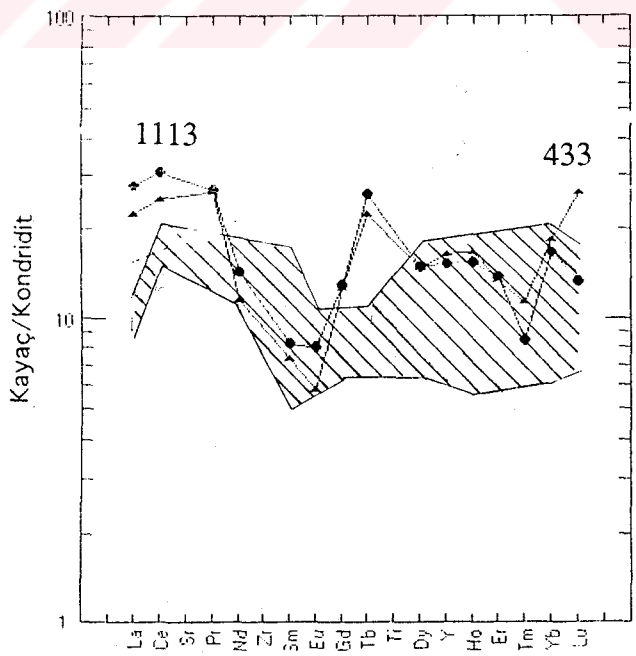


Şekil 185. Granofir ve dasitlerin primitiv mantoya göre normalleştirilmiş iz element diyagramı.



Şekil 186. Granofir ve dasitlerin MORB'a göre normalize iz element diyagramı.

Tonalitik kayaçların NTE değerleri kondridite göre normalize edilmiştir (Şekil 187). Buna göre Kopdağı tonalitik kayaçları ofiyolitik kayaçlar ile ilişkili trondhjemit alanının hemen dışına düşerler. Ancak La, Ce, Pr, Tb içeriğinde biraz daha yüksek değerler verirler. Bu durum da kıta kabuğundan oluşabilecek kirlenmeye bağlanmıştır.



Şekil 187. Kopdağı tonalitik kayaçlarının kondridite göre normalleştirilmiş NTE diyagramı. Verev çizgili alan ofiyolitik kayaçlar ile beraberlik gösteren trondhjemitlere aittir [51].

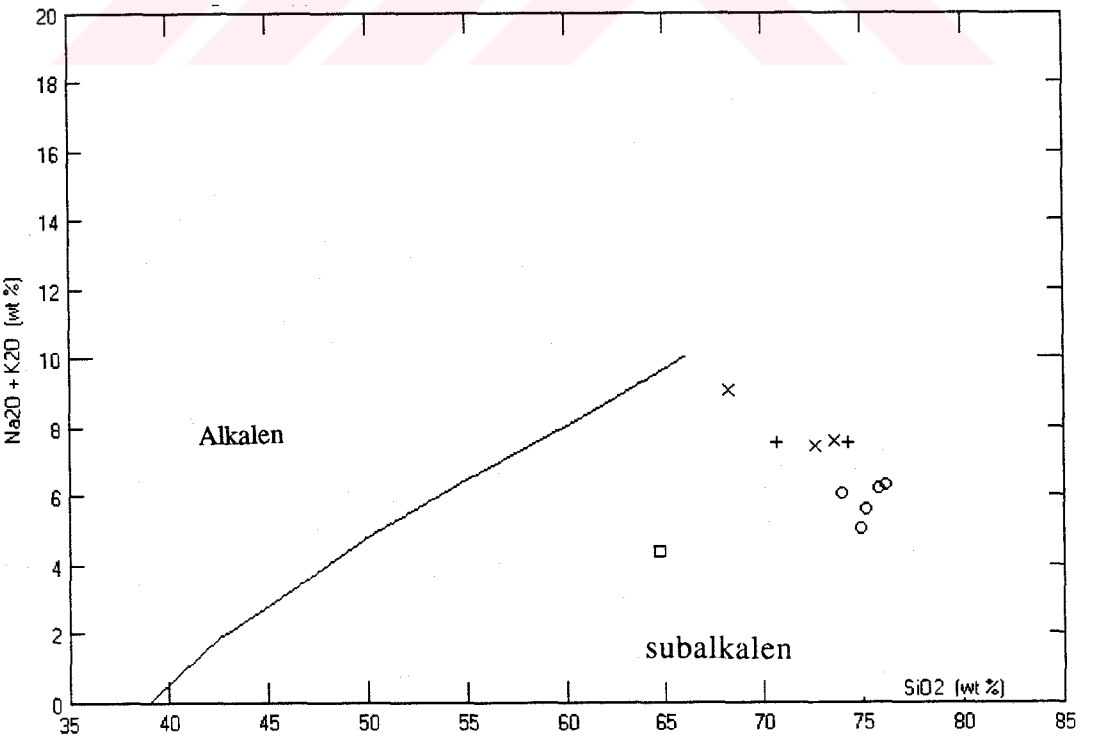
2.3.5.2. Asit Magmatik Kayaçların Jeotektonik Konumları

Asit kayaçlar SiO_2-(Na_2O+K_2O) diyagramında ortak karakter sunup, hepsi subalkalen alana düşerler (Şekil 188). Aynı kayaçlar FeO*-(Na_2O+K_2O)-MgO diyagramında da kalk-alkalen karakterlidirler (Şekil 189).

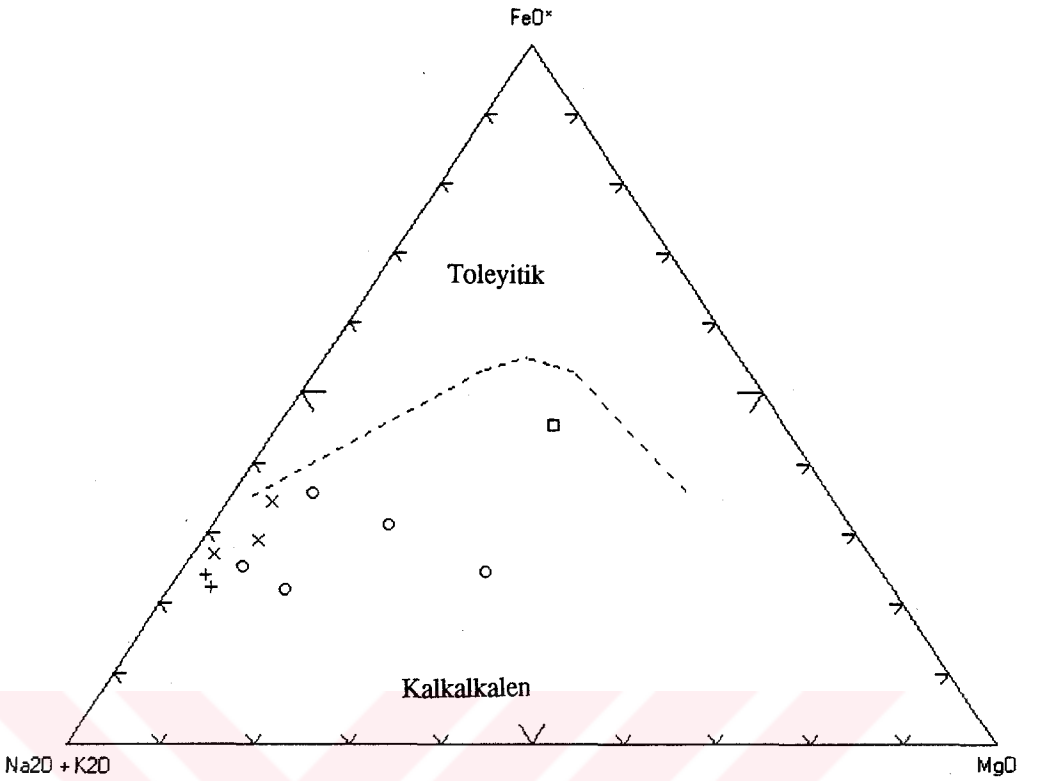
Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) diyagramında metalüminden peralümine geçiş gösterirler. Tonalitik kayaçlar peralümin karakter sunarken yüzey kayaçları daha çok metalümin karakterlidirler (Şekil 190). K_2O-SiO_2 diyagramında kontinental trondhjemit alanına düşerler (Şekil 191).

Jeotektonik konumun belirlenmesinde kullanılan iz element diyagramında da benzer durumlar mevcuttur. Rb-(Y+Nb) diyagramında bütün bu kayaçlar VAG alanına karşılık gelirler (Şekil 192).

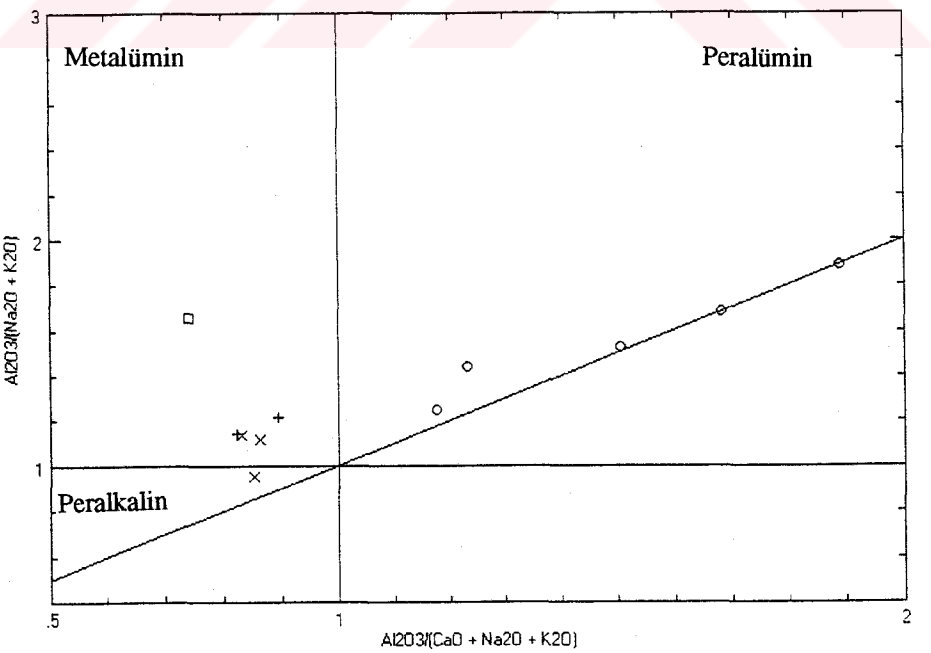
Asit magmatik kayaçların kalkalkalen ve VAG karakterli olması, tonalitlerin kontinental kökenli olması ve buna karşın NTE içeriği bakımından okyanus sırtı kayaçları ile jenetik benzerlik göstermesi oldukça ilginç olup kökenlerinin karmaşık olduğunu düşündürür. Bu durum riftleşmenin ilk aşaması olarak kabul edilip, üst mantonun alt kıta kabuğuna sokulumu ile mümkündür. Ancak riftleşme sınırlı kalıp okyanus kabuğu tamamen gelişmeden kıtasal kabuğun tekrar kapanması sözkonusudur. Asit magmatik kayaçların iz ve bazı NTE'lerce zengin oluşu kıta kabuğundan oluşan kirlenmeye bağlanmıştır.



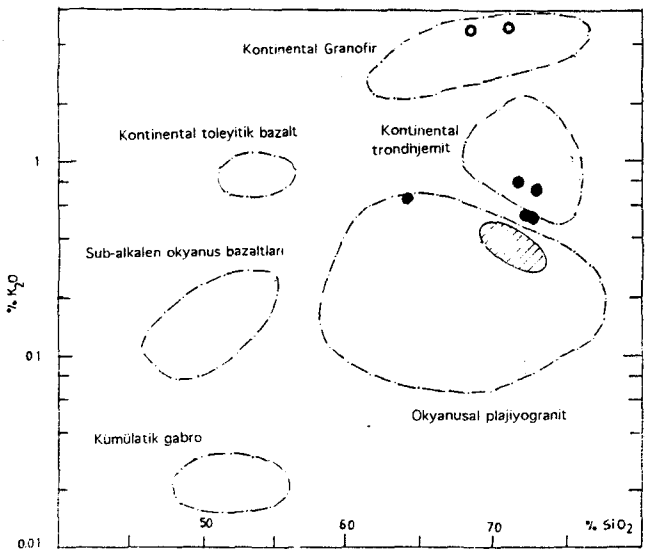
Şekil 188: Asit magmatik kayaçların SiO_2-(Na_2O+K_2O) diyagramındaki dağılımları [42] (o: tonalit, □: kuvarslı diyorit, +: granofir, x: dasit).



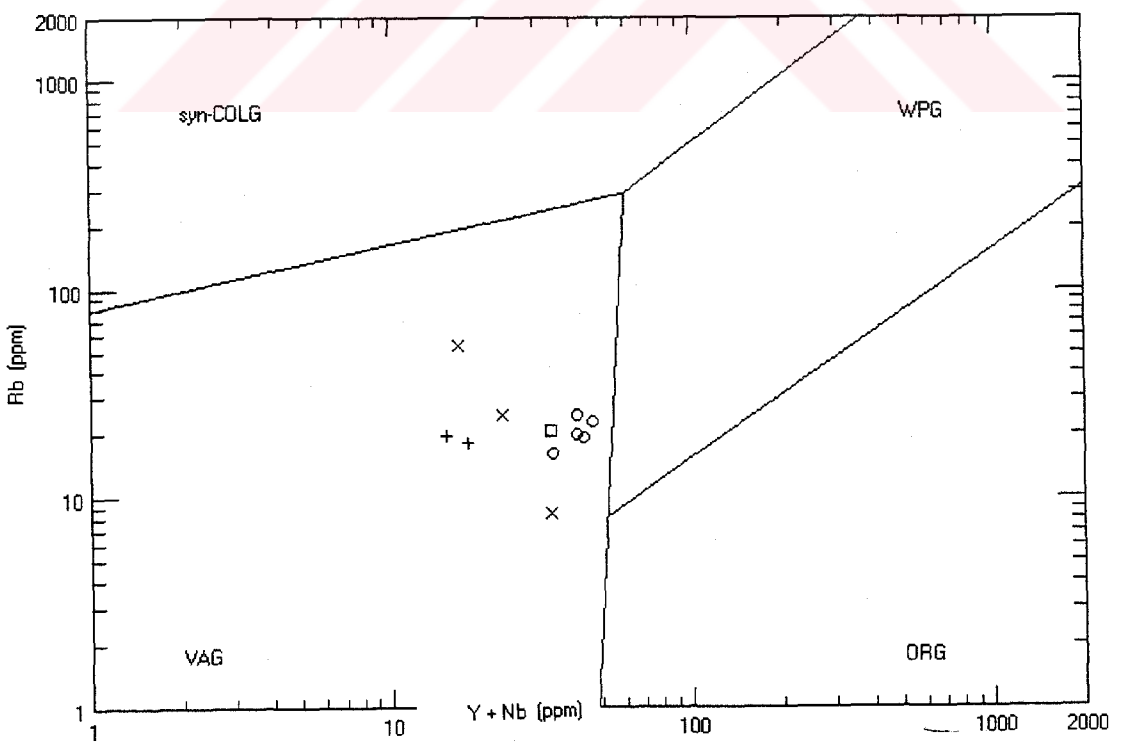
Şekil 189. Asit magmatik kayaçların Fe*O-(Na_2O+K_2O)- MgO diyagramındaki dağılımları [42] (o: tonalit, □: kuvarslı diyorit, +: granofir, x: dasit).



Şekil 190: Asit magmatik kayaçların Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(CaO+Na_2O+ K_2O) diyagramındaki dağılımları [74] (o: tonalit, □: kuvarslı diyorit, +: granofir, x: dasit).



Şekil 191. Tonalitik ve granofirik kayaçların K_2O-SiO_2 diyagramındaki dağılımları [51] (. ; tonalit, o; granofir). Taralı alan Erzincan Tanyeri trondhjemitlerine aittir [75].



Şekil 192. Asit magmatik kayaçların Rb-(Y+Nb) diyagramındaki dağılımları [63], (o; tonalit, □: kuvarslı diyorit, +: granofir, x: dasit).

2.3.6. Klinopiroksen Kristal Kimyasının Kop Peridotit Sınıflamasında Kullanımı

Harzburjit ve lerzolit içerisindeki klinopiroksenlerin kimyasal özellikleri araştırılarak Kopdağı peridotitlerinin jeotektonik anlamda sınıflamasına çalışılmıştır.

Jeotektonik ve jeolojik çalışmalara göre peridotitler hem okyanus kabuğunun alt bölümü hem de kıtasal kabuğun altında üst mantonun en üst seviyelerini oluştururlar. Total kayaç analizi bu iki tip peridotiti birbirinden ayırmada tamamıyle yeterli değildir. Bunun en önemli nedeni her iki tür peridotitin de aynı üst manto kökenli ve aynı mineralojik bileşimde olmasıdır.

Anacak, bu kayaçların oluştuğu sıcaklık ve basınç koşulları birbirinden biraz olsun farklılık sunarlar. Kıtaaltı (subkontinental) peridotitleri diğerlerine oranla daha yüksek basınçta oluşurlar. Bu durum, kayacı oluşturan bazı minerallerin kimyasal bileşimine yansır. Bu gibi minerallerde bazı elementlerce zenginleşme, bazı elementlerce de fakirleşme görülür. Basınç ve sıcaklığın kristal kimyasına birinci derece etki ettiği ve peridotitik kayaçlarda hemen hemen en son ürün olan klinopiroksenlerin kristal kimyası bazında incelenmesine neden olmuştur. Klinopiroksen içindeki Na-Cr miktarı bu peridotitlerin oluşum şartlarını ve ilksel konumlarını yorumlamada kullunılmıştır. Dolayısıyle klinopiroksen içindeki yüksek Na (ve nispeten düşük Cr) değeri yüksek basınçta (subkontinental), düşük Na değeri de nispeten düşük basınçta oluşmuş (suboseanik = ofiyolitik) peridoditlere karşılık gelir [76].

Kop peridoditleri içindeki klinopiroksenlerin mikrokimyasal (mikroprob) analiz sonuçları ve 6 oksijene göre hesaplanan [77] katyon değerleri Tablo 23-25' de sunulmuştur.

Klinopiroksenlere ait Na-Cr diyagramında Na ve Cr katyon değerleri 1000 ile çarpılmıştır (Şekil 193). Bu diyagrama göre örneklerin % 71 subkontinental (kıtasal), % 29'u da suboseanik (okyanusal) alana düşerler. Ancak örnekler aynı ültramafik masiften alındıklarına göre bu örneklerin oluşum sonrası olaylardan (metamorfizma, tektonizma vb.) etkilenmeleri gerekmektedir.

Tablo 23. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin mikroprob analizleri ve hesaplanan katyon değerleri (1 ve 2: 220, 3: 339, 4 ve 5: 59, 6,7 ve 8: 206 nolu örneklere aittir).

	220		339	59		206		
SiO_2	53.76	53.71	52.73	54.47	55.09	53.59	53.89	53.44
TiO_2	0	0.11	0	0	0	0	0.17	0
Al_2O_3	0.79	0.5	1.07	0.7	0	1.17	1.21	1.24
Cr_2O_3	0.38	0.44	0.45	0.42	0.50	0.63	0.56	0.61
FeO	1.57	1.66	1.66	1.5	1.54	1.93	2.12	2.13
MnO	0.23	0	0.15	0.15	0	0	0	0
MgO	18.7	18.72	18.93	18.92	18.46	18.65	18.67	18.99
CaO	23.59	23.67	23.32	23.83	24.42	23.03	22.88	22.77
NiO	0	0.31	0	0	0	0	0	0
Na_2O	0.98	0.87	1.62	0	0	1.00	0.50	0.88
K_2O	0	0	0.07	0	0	0	0	0
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
	6 Oksijine göre hesaplanan katyon değerleri							
Si	1.955	1.956	1.926	1.971	1.994	1.948	1.954	1.942
Ti	0.0	0.003	0.0	0.0	0.0	0.0	0.004	0.0
Al	0.033	0.021	0.046	0.029	0.0	0.050	0.051	0.053
Cr	0.010	0.012	0.013	0.012	0.014	0.018	0.016	0.017
Fe	0.047	0.050	0.050	0.045	0.046	0.058	0.064	0.064
Mn	0.007	0.0	0.004	0.004	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	1.013	1.016	1.031	1.020	0.996	1.010	1.009	1.028
Ca	0.919	0.923	0.912	0.924	0.947	0.897	0.889	0.886
Ni	0.0	0.009	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na	0.069	0.061	0.114	0.0	0.0	0.070	0.035	0.058
K	0.0	0.0	0.003	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tablo 24. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin mikroprob analizleri ve hesaplanan kotyon değerleri (9 ve 10: 873, 11, 12, 13: 980, 14, 15: 866, 16: 519 nolu örneklere aittir).

	873		980			866		519
SiO_2	53.53	53.57	53.19	53.85	52.67	54.61	54.32	53.07
TiO_2	0.11	0.13	0.18	0.0	0.45	0.0	0.0	0.0
Al_2O_3	0.53	0.56	1.0	1.18	2.31	0.64	0.75	0.86
Cr_2O_3	0.35	0.33	0.67	0.46	0.17	0.31	0.64	0.62
FeO	1.58	1.51	1.92	1.48	4.15	1.50	1.55	1.51
MnO	0	0.1	0.21	0.09	0.0	0.19	0.18	0.0
MgO	18.86	18.71	18.69	18.42	16.3	18.94	19.21	19.12
CaO	23.57	23.62	23.27	23.77	23.25	23.82	23.17	23.92
NiO	0.22	0.16	0.11	0.15	0.0	0.0	0.17	0.0
Na_2O	1.25	1.18	0.76	0.59	0.69	0.0	0.0	0.75
K_2O	0.01	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.15
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
	6 Oksijine göre hesaplanan katyon değerleri							
Si	1.950	1.951	1.938	1.955	1.910	1.975	1.966	1.94
Ti	0.003	0.002	0.004	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0
Al	0.022	0.023	0.042	0.050	0.056	0.027	0.032	0.037
Cr	0.010	0.009	0.019	0.013	0.005	0.009	0.018	0.018
Fe	0.048	0.047	0.058	0.044	0.127	0.045	0.047	0.046
Mn	0.0	0.00	0.06	0.02	0.0	0.006	0.06	0.0
Mg	1.024	1.023	1.015	0.996	0.961	1.021	1.036	1.038
Ca	0.920	0.922	0.908	0.924	0.903	0.923	0.898	0.934
Ni	0.08	0.006	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0
Na	0.088	0.084	0.053	0.041	0.0951	0.0	0.0	0.053
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.07

Tablo 25. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin mikroprob analizleri ve hesaplanan katyon değerleri (17: 519, 18, 19, 20, 21: 891, 22, 23, 24: 937 nolu örneklere aittir).

	519	891				937		
SiO_2	53.05	53.85	53.12	52.89	53.36	53.06	53.84	53.62
TiO_2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0
Al_2O_3	1.0	0.68	1.5	1.29	1.52	1.45	0.94	1.17
Cr_2O_3	0.48	0.66	0.8	0.78	0.68	0.76	0.44	0.76
FeO	1.53	1.72	1.31	1.53	1.46	1.34	2.13	1.29
MnO	0.26	0.0	0.13	0.16	0.24	0.12	0.0	0.0
MgO	19.52	19.00	18.58	18.8	18.74	18.61	18.58	19.06
CaO	23.47	24.02	23.1	23.42	23.46	23.21	22.99	23.58
NiO	0.0	0.0	0.13	0.0	0.11	0.16	0.15	0.12
Na_2O	0.7	0.96	1.21	1.13	0.45	1.19	0.93	0.33
K_2O	0.0	0.07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.06
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	

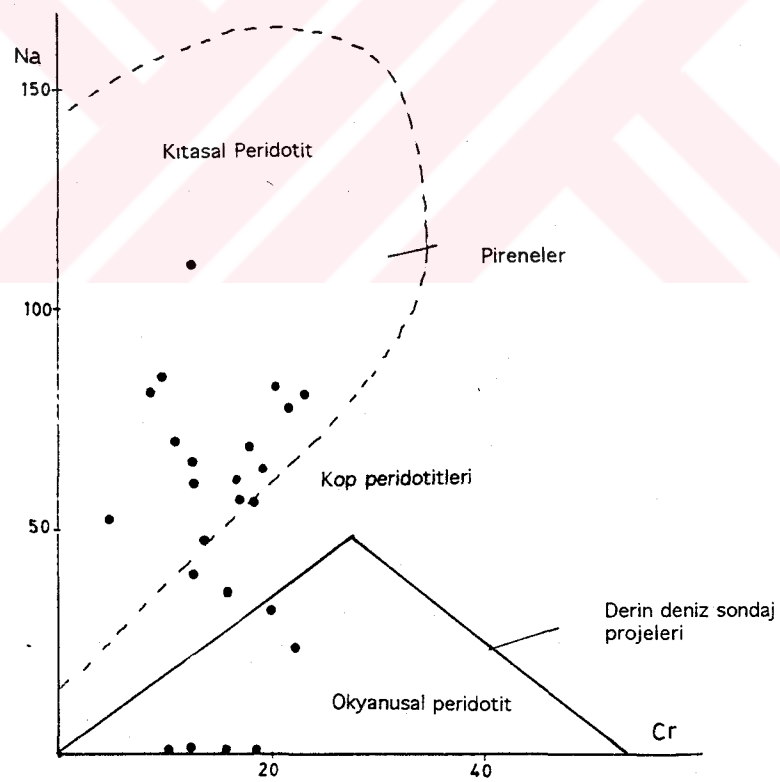
6 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri

Si	1.931	1.955	1.933	1.928	1.937	1.930	1.958	1.944
Ti	0.0	0.0	0.03	0.0	0.003	0.03	0.0	0.0
Al	0.043	0.029	0.064	0.055	0.065	0.061	0.040	0.050
Cr	0.014	0.019	0.023	0.022	0.019	0.021	0.012	0.021
Fe	0.047	0.052	0.039	0.046	0.044	0.40	0.64	0.039
Mn	0.08	0.0	0.04	0.05	0.07	0.03	0.0	0.0
Mg	1.059	1.029	1.008	1.021	1.014	1.009	1.007	1.030
Ca	0.915	0.935	0.901	0.915	0.912	0.903	0.825	0.916
Ni	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
Na	0.049	0.68	0.085	0.079	0.032	0.83	0.065	0.023
K	0	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.002

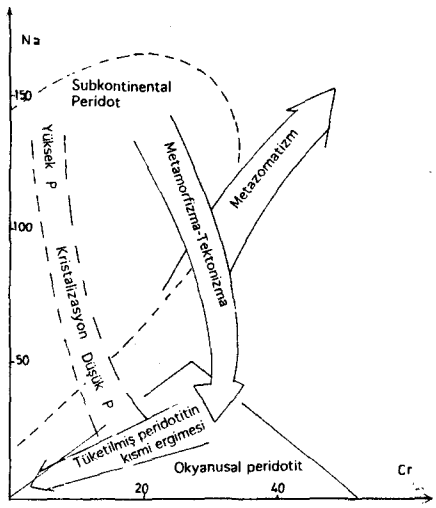
NOT: 1-17 Harzburjit, 18-24 Lerzolit içindeki klinopiroksenlere aittir.

Tablo 23-25'de klinopiroksen içindeki Cr katyon değerleri 5-30, Na katyon değerleri ise 0-110 aralığında değişim gösterir. Şekil 194'ye göre metazomatik etkiler klinopiroksen içinde hem Na hem de Ce değerini arttırırken, kısmi ergime olayları her ikisini de azaltır. Metamorfik ve tektonik olaylar klinopiroksen içindeki Cr içeriğini pek etkilemezken Na değerlerinde önemli ölçüde azalmaya neden olurlar [76].

Analiz sonuçlarına göre Na ile Cr değerindeki artışta paralellik görülmediğinden dolayı metazomatik olaylardan ziyade metamorfizma ve tektonizmanın etkisi sözkonusudur. Dolayısıyle klinopiroksenlerin % 29'unun Na içeriği metamorfik ve tektonik etkilerle düştüğü ve bütün örneklerin ilksel konumlarının subkontinantal alanına ait olduğu belirlenmiştir (Şekil 193, 194).



Şekil 193. Kop peridotitlerinin içerdikleri klinopiroksen minerallerindeki Na-Cr değerlerine bağlı olarak jeotektonik sınıflaması [76].



Şekil 194. Peridotitlere ait klinopiroksen minerallerinde Na-Cr içeriğinin jeolojik etkilerle değişimi [76].

2.4. Kop Kromit Yatakları

2.4.1. Kop Kromit Yataklarının Dağılımları, Tektonik Özellikleri, Rezerv ve Tenör İlişkileri

2.4.1.1. Giriş

Kromit yatakları yan kayaç petrografisine ve cevher kütlesinin dış şekline bağlı olarak podiform (Alpin) veya stratiform olarak ikiye ayrılırlar [78, 79]. Podiform kromitler Moho sınırı altında, üst manto peridotitlerini kesen magmatik ceplerde kromit yığışımları olarak oluşurlar [80, 81].

Kop kromit yatak ve zuhurları üç farklı ültramafik kayaç içinde bulunurlar. Bunlar önem sırasına göre ele alınırsa;

- Dünitlere bağlı kromit yatak ve zuhurları,
- Harzburjitlere bağlı kromit yatak ve zuhurları,
- Lerzolitlere bağlı kromit yatak ve zuhurları diye üçe ayırmak söz konusu olabilir.

Kop kromitleri zuhur ve yatak sayısı bakımından en çok dünitler, ender olarak da harzburjit ve lerzolitler içinde bulunurlar.

Rezerv bakımından da kromitlerin % 99'u yine dünitler, geri kalanı harzburjitler, ihmal edilecek bir bölümü de lerzolitler içinde bulunur. Harzburjit ve lerzolit içinde bulunanlar 5-20 cm kalınlığında dünit zarflarıyle çevrelenirler. Dünitlere bağlı kromit yatakları büyük rezervli, orta derece (%30-45 Cr_2O_3) tenörlüdür. Harzburjitlere bağlı cevherleşmeler ise küçük rezervli ancak çok yüksek (%45-60 Cr_2O_3) tenörlüdürler.

Bu incelemede, kromitler bağlı oldukları kayaç gruplarına göre ele alınacaktır.

2.4.1.2. Dünitlere Bağlı Kromitler

Bunlar dünitler içerisinde belli bir hat boyunca dünit-harzburjit normal geçiş zonunun 300-700 m altında bulunurlar. Yoğun tektonizmadan dolayı doğrultularında bazı farklılıklar olmakla beraber genelde KD-GB doğrultusunda olup 30-60° ile KB'ya eğimlidirler.

Dünitlere bağlı kromit zuhur ve yatakları Güllüdağ güneyinden başlayıp Kop köyünün 5 km GB'sına kadar genişçe bir alanda görülürler. Batıdan doğruya doğru sırasıyle Pembegül, Civelek, Armut, Gerçek, Batı Ezan, Orta Ezan, Doğu Ezan, Eren, Bal, Sulu, Heyelan, Çamlıtepe, Tepe, Gündoğdu, Vezir, Coşan, Bülent, Engin, İrem, Yaşar kromit yatakları ile pek çok zuhurdan oluşurlar (Şekil 195). Bülent, Engin, İrem ve Yaşar kromit yatakları Egemetal A.Ş., diğer tüm yataklar ise Birlik Madencilik A.Ş. tarafından işletilmektedirler.

Kromit yataklarının büyük bir kısmı açık, çok az bir bölümü de kapalı işletme ile işletilirler (galeri, kuyu).

1950'li yıllarda ilk çalışmalar kapalı işletme şeklindeydi. Daha sonraları ve özellikle 1980'den sonra bulunan büyük yataklarda açık işletme daha ekonomik olmuştur (bu bilgi işletmecilerden sözlü olarak alınmıştır)

Kapalı işletmeler Gerçek, Heyelan, Batı Ezan, Coşan kromit yataklarında gerçekleşmiştir. Ayrıca Engin kromit yatağı da 1950'li yılların sonuna doğru kapalı işletilmiş, daha sonra açık işletmeye geçilmiştir.

Günümüzde galeri sürümü kısmen de olsa sondajdan sonra cevher kütlesinin sınırlarını kontrol etmede kullanılmaktadır.

2.4.1.2.1. Kop Merkez Kromit Yatakları

Kop kromit yataklarının rezerv bakımından %80'i bu bölgede bulunur. 400x700 m'lik bir boyuta sahip bu alanda (Ek 4) Batı Ezan, Orta Ezan, Doğu Ezan, Eren, Bal Ocaklar yer alıp, aynı bölgede bu güne kadar 5 milyon ton kromit cevheri üretimi yapılmıştır. Halen muhtemel+mümkün olmak üzere bir milyon ton kadar daha cevher bulunmaktadır.

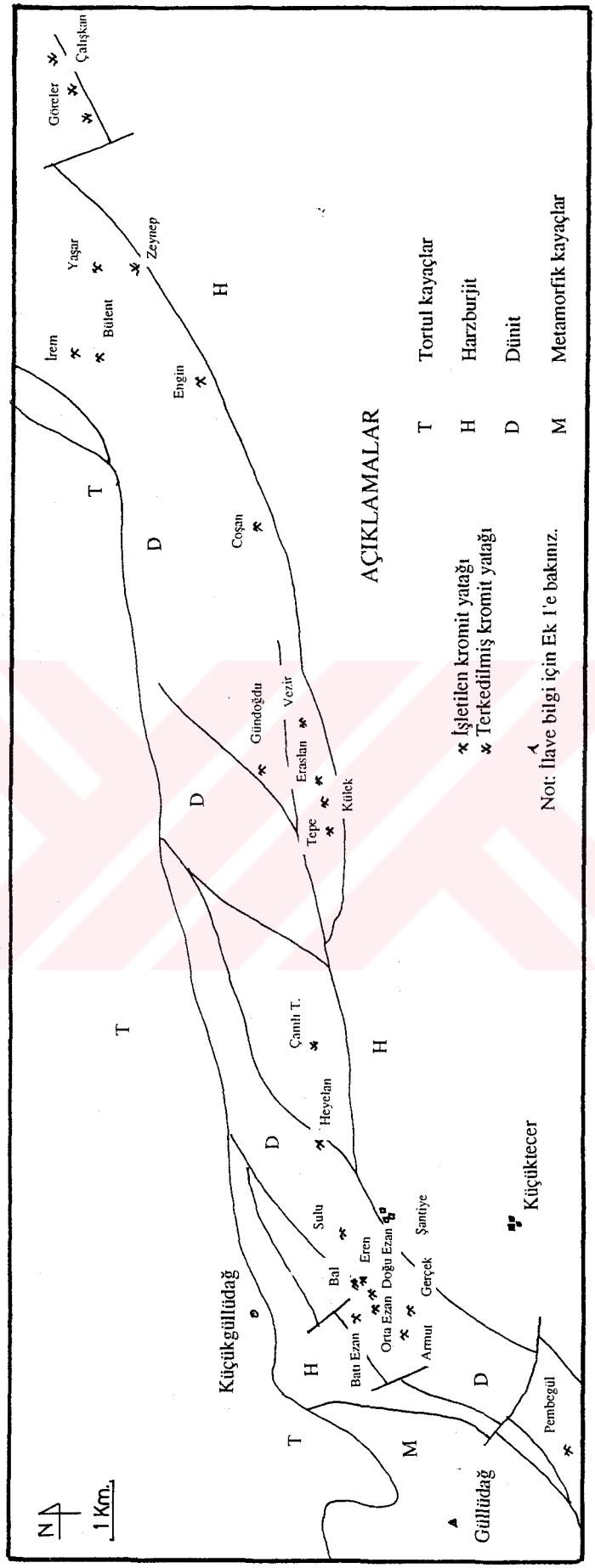
2.4.1.2.1.1. Batı Ezan Kromit Yatağı

Adından da anlaşılacağı gibi, Kop merkez kromit yataklarının en batısında yeralır. 2019 m kotunda K40D doğrultusunda KD yönünde girilen bir galeri ile işletilmektedir (Ek 4). Galeri boyu 120 m eğimi % 30 ile başaşağıdır. 120 metreden sonra GD'ya doğru ve G50D doğrultusunda 30 m ve yatay olarak devam edilmiş, cevhere alttan girilerek işletilmiştir.

Cevher ana kütlesi yüzeyin 80 m altında 1974 m kotundadır. Cevher kütlesinin duruşu K70D/45KB dır. Cevher ana kütlesi birbirine yamanmış çok sayıda merceğimsi kromit kütlelerinden oluşur. Çok sayıdaki bu kromit kütleleri arasında kalınlığı 0.2-2 m arasında değişen gang (serpantinleşmiş dünit) bulunur. Cevher kütlelerinin boyları 3-15, kalınlıkları 1-3 m arasında değişir. Birbirlerinden dünitik gang ile ayrılan cevher kütleleri kendi içlerinde masif, saçınımlı yer yer de bantlı yapıdadır. Bantlı yapıyı andıran cevherleşmeler daha çok üst seviyelerde kendini gösterir. Ana kütleden yaklaşık 10-15 m üstte yeralan bantlı (katmanımsı) seviyeler aramalarda kılavuz sayılabilecek özellik oluştururlar. Bu katmanımsı zuhurlar galerinin 75. metresinde ana cevher kütlesinin üzerindeki zuhurların uzantısı şeklinde görülürler.

Galeri içinde sayısız miktarda ve küçük ölçekli faylar mevcuttur. Bunlar K40D/65 KB-K80D/70 KB duruşlu sol yönlü faylar olup fay breşi, kil ve serpantin dolguludurlar.

Bazı Ezan kromit yatağının güney bölümü açık olarak işletilmektedir. Cevher 2019-2045 kotları arasında yeralır. Cevherin duruşu genel duruşa uyum gösterir. Cevher ana kütlesi 45-50 m boyunda 12-16 m genişliğinde, 3-8 m kalınlığındadır. Ana cevher kütlesi düzensiz bir mercek şeklinde olup, sayısız küçük kromit merceklerinden oluşur. Bu küçük mercekler 3-5 m boyunda 1-2 m kalınlığında olup, 20-100 cm kalınlığında serpantinleşmiş dünit ganglarıyle birbirlerinden ayrılırlar.



Şekil 195. Dünitlere bağlı kromit yataklarının yer bulduru haritası

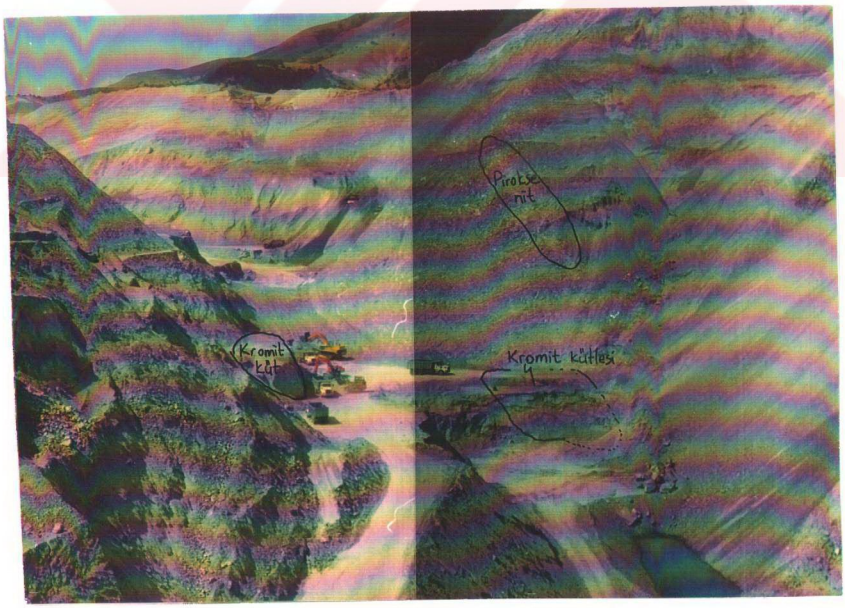
Batı Ezan Kromit yatağından 1954 yılından beri ve aralıklı olarak toplam 1 milyon ton cevher üretimi yapılmıştır. Tenör ortalama % 35 Cr_2O_3 (%25-45 arası)'dır.

Mikroskopta kromit cevheri oldukça parçalı olup, kataklastik yapı sunar. Kromit kristallerinin kenarları boyunca otoklastik strüktürü andıran ufalanmalar görülür. Kemererit ve uvarovit çatlaklarda ikincil olarak mevcuttur. Cevher kütlesinin kenarından alınan örneklerde kromit tanelerinin çevresinde ayrışma ürünü olarak manyetit ve hematit görülür.

2.4.1.2.1.2. Bal Kromit Yatağı (Bal Ocak)

1991 yılından beri işletilen bu ocak Kop kromit yataklarının ikinci büyük yatağını (1,5 milyon ton) oluşturur . Açık işletme ile işletilen bu kromit yatağı 1935-1955 kotları arasında birkaç seviye halinde bulunur. Cevher kütlesi K80D/50KB duruşlu olup, sırt ekseni 12° ile KD'ya dalımlıdır (Şekil 196).

Cevher ana kütlesinin boyu 65, genişliği 35, kalınlığı da 15 m civarındadır. Ana kütle sayısız küçük ve merceğimsi (yer yer katmanımsı) kütlelerden oluşur. Bu kütleler 1-3 m kalınlığında serpantinleşmiş dünit ara seviyeleriyle birbirlerinden ayrılırlar.



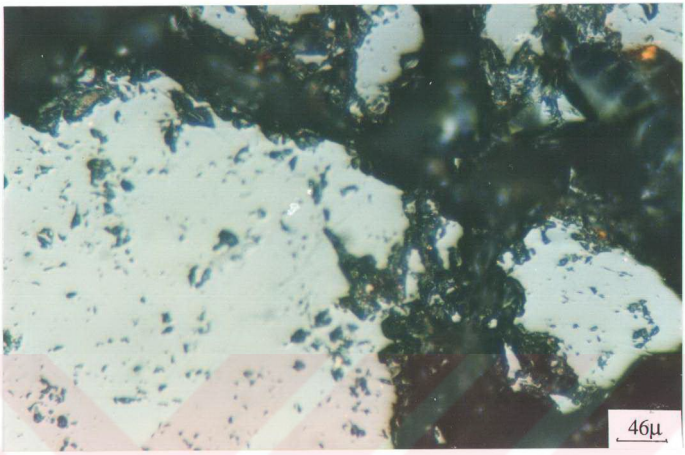
Şekil 196. Bal kromit açık işletmesinin doğudan batıya görünümü.

Kalınlıkları 2-4 m arasında, boyları da 5-20 m arasında değişir. Ana cevher kütlesi KD-GB doğrultulu birçok fayla parçalanmıştır. Bu durum, işletme aşamasında cevher kütlesinin devamını kontrolde önemli bir problem oluşturur.

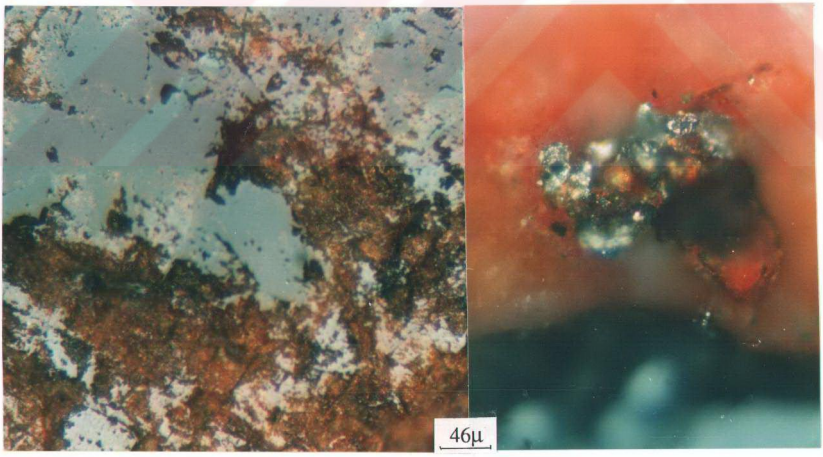
Ana kütleyi oluşturan mercek şeklindeki küçük kütlelerin en büyüğü 70.000 tonluk rezerve sahiptir. Bu durum Alpin tip kromitlerde çok ender bir olaydır.

Bal kromit yatağının güney ve doğu sınırları tektoniktir. Güney sınırını K80D/70 duruşlu güneye doğru hareket eden ters bir fay, doğu sınırını da K35D/65KB duruşlu sol yönlü doğrultu atımlı büyükçe bu fay oluşturur. Doğu sınırını oluşturan fay tek bir düzlem halinde değil, genişliği 10 m'yi bulan sayısız küçük fayların oluşturduğu bir fay zonuna karşılık gelir. Dolayısıyle Bal kromit yatağının doğu yarısının bu faydan etkilenerek kuzeye doğru atıldığı kanısına varılmıştır. (Bu düşünceye, Eren ile Doğu Ezan yataklarının aynı bir yatağın iki parçası olduğu kabul edilerek varılmıştır) (Ek 4). Doğu Ezan ile Eren arasındaki 120 metrelik yatay atımdan hareketle Bal kromit yatağının doğu parçasını K35D doğrultusunda ve 120 m KD'da aramak gerekir.

Ana cevher kütlesini oluşturan küçük ölçekli cevher kütleleri kendi içlerinde masif yapıdadır. Mikroskopta sıkı taneli ve kataklastik bir doku gösterirler (Şekil 197). Kromit kristalleri ksenomorf şekilli olup birbirlerine yaslanmışlardır. Aradaki gang serpantinleşmiş olivinlerden oluşur. Masif cevher kütlesinin merkezi kısımlarında gang oranı % 20-25 iken, kenar kısımlarda % 30-35'e kadar yükselir. Kromit kristal boyu 100 mikrondan 0.5 cm'ye kadar değişir. Manyetit, daha çok cevher kütlesinin dış kısımlarında, kromit tanelerinin etrafında ve çatlaklarında ayrışma ürünü olarak görülür. Bu zonlarda kemererit manyetite eşlik eder. Pirit ender olarak dış zonlarda mevcut olup manyetitle beraber genelde hematite dönüşmüştür (Şekil 298).



Şekil 197. Bal kromit yatağının merkezi kısmından, alınan bir kromit örneğinin parlatılmış kesiti, Kr:kromit; G: gang (serpantin).



(a) (b)

Şekil 198. Bal kromit yatağının kenar kısmından alınan kromit örneklerinin parlatılmış kesitleri. a) Hematit (h) ve manyetitli (m), kromit (kr) cevheri. b) Kemererit (Ke) ve hematitli cevher.

2.4.1.2.1.3. Eren Kromit Yatağı (Eren Ocak)

Eren kromit yatağı 1991 yılında bulunmuş ve açık işletmeye açılmıştır. Bal kromit yatağının 40-50 m güneyinde 100x90 m'lik bir alanda üç ayrı büyük kütle halinde bulunur (Ek 4). Bu cevher kütlelerinin batı sınırları K35D/65KB duruşlu sol yönlü, doğrultu atımlı bir fayla sınırlanmıştır. Cevher kütlelerinin herbiri, kötü şekilli yarım bir merceği andırırlar. Cevher ana kütlelerinin boyları 30-60 m, genişlikleri 15-25 m, kalınlıkları da 18-20 m arasında değişir. Cevher ana kütleleri küçük ölçekte ve çok miktarda merceğimsi, katmanımsı küçük kütlelerden oluşur. Bunların boyları 3-20 m, genişlikleri 2-10 m, kalınlıkları da 3-5 m arasında değişir. Küçük ölçekli bu cevher kütleleri 0.5-3m kalınlığında serpantinleşmiş dünit seviyeleriyle birbirlerinden ayrılırlar. Genel doğrultuları K40D/40KB-K75D/45KB arasında değişir.

Eren kromit cevherleşmesi sahasında bulunan 3 büyük kromit kütlesinin kuzeyde olan ilk ikisi ile güneydeki üçüncüsü arasında 20 m'lik yatay bir uzaklık vardır. Aslında bu iki ayrı alan, aynı bir cevherleşmenin devamı niteliğindedir. Kuzeydeki kütlelerin en düşük kotu 1939 m, güneydeki kütlenin en düşük kotu 1965 m'dir. Bu iki ölçüm arasındaki yatay mesafenin 70 m, düşey mesafenin (kot farkının) de 26 m olduğu hesaba katılırsa bu iki nokta arasındaki açı;

$tg\ x = 26/70$, $x = 20°$ bulunur.

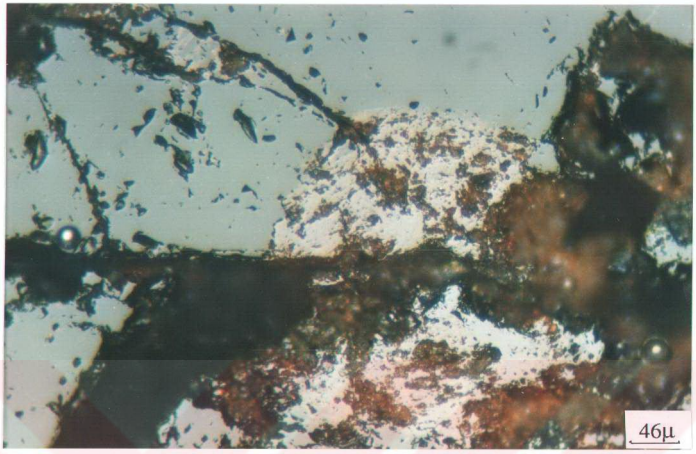
Halbuki cevher kütlelerinin ortalama eğim açıları 45° civarındadır. Yani, açının 45° den 20°'ye düşmesini sağlayan ters bir fay mevcuttur. Sözü edilen iki noktanın ilksel (kromit kütlesinin parçalanmadan önce) olarak birbirinden uzaklığı;

$tg\ x = tg\ 45 = x/70$, $x = 70$ m olmalıdır.

Kot farkı 26 m'ye indiğine göre, kuzey kromit bloğu 70-26 = 49 m yükselmiş demektir. Güney bloğun altında cevher aramamak gerekir.

Gerçekten de matematiksel olan bu hesaba arazi gözlemleri de uyum sağlamaktadır. Bu iki blok arasında sayısız küçük ters faylardan oluşan bir fay zonu belirlenmiştir.

Eren kromit yatağı masif karakterlidir. Ortalama kromit tenörü % 35 Cr_2O_3'dür. Bal kromit yatağı ile beraber 1985 yılından beri toplam 1,5 milyon ton cevher üretimi yapılmıştır. Halen görünür ve muhtemel olmak üzere 400.000 ton kadar rezerve sahiptir.



Şekil 199. Eren kromit yatağına ait bir örneğin parlatılmış kesidi (kr: kromit, m: manyetit, h: hematit).

Eren kromit cevheri mikroskopta çok kırıklı kataklastik bir yapı gösterir. Cevher kütlelerinin merkezî kısımlarından alınan örnekler, kenarlardan alınanlara oranla kromit tenörü açısından daha zengindir. Başka bir deyişle gang oranı cevher kütlelerinin dış kısmına doğru artar. Cevher kütlelerinin dış kısımlarına doğru nadiren görülen pirit, merkezî kısımlarda bulunmaz. Ayrıca, cevher kütlesinin dış kısımlarından ve fay zonlarından alınan örneklerde de kromit tanelerinin etrafında veya çatlaklarında manyetit ve hematit mineralleri mevcuttur (Şekil 199) . Yine, manyetitin bol olduğu bu alanlarda kemererit, nadiren de uvarovit gang şeklinde kendini gösterir.

2.4.1.2.1.4. Doğu Ezan Kromit Yatağı (D.Ezan Ocağı)

Doğu Ezan kromit yatağı Kop merkez ocak grubuna ait olup, önceleri galeri sonradan da açık işletme ile işletilen bir yataktır. Birbirinden ayrı ve boyları 50-110, genişlikleri 40-50, kalınlıkları 20-30 m arasında değişen üç ana kütleden oluşur. Her üç ana kütlenin de doğu sınırları K35D/65KB duruşlu sol yönlü bir fayla son bulur.

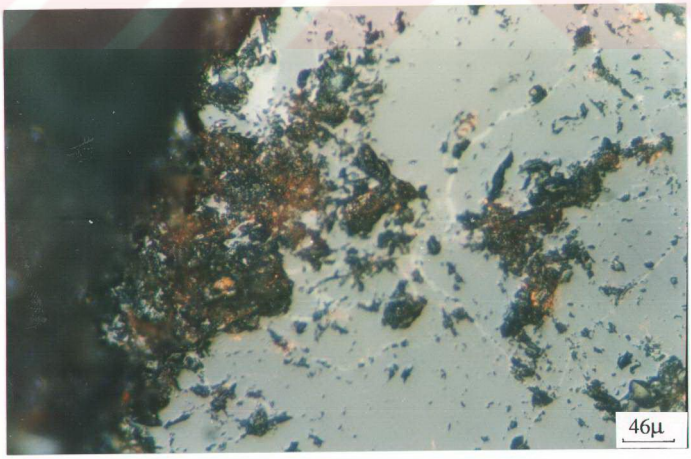
Ana cevher kütlelerinin duruşu K50-70D/50-50KB dır. Ana cevher kütlelerinin eksenleri 8-10° ile KD'ya dalımlıdır. Yatağın kuzeyindeki ana kütlenin en düşük kotu 1951, güneydeki ana kütlenin ise 1976 m 'dir. Bu 25 m'lik kot farkı, doğu sınırının K35D/65KB

duruşlu sol yönlü fayla sınırlı olması, yatağın 3 ana kütleden oluşması, cevherin kataklastik ve masif yapıda olması bu yatağın Eren kromit yatağının batı parçası olduğunu gösterir. Yatay yönde 130 m'lik bir atımla birbirlerinden ayrılmışlardır (Ek 4).

Doğu Ezan kromit yatağında bulunan 3 ana cevher kütlesi sayısız küçük cevher kütlelerinden oluşur. Bunlar genelde merceğimsi, kısmen de katmanımsı şekillidirler. Boyları 15-20 m, genişlikleri 8-10 m, kalınlıkları da 4-5 m arasında değişir. Birbirlerinden 0.5-3 m kalınlığında serpantinleşmiş dünit seviyeleriyle ayrılırlar.

Doğu Ezan kromit yatağı Kop kromit yatakları içinde en büyük rezerve sahiptir. Bu yataktan 1985 yılından beri 2,5 milyon ton cevher üretimi yapılmıştır. Halen 500 bin ton görünür rezerve sahiptir. Tenör ise Eren yatak gibi olup ortalama olarak % 35 olmasına rağmen %25-45 Cr_2O_3 arasında değişir.

Doğu Ezan yatağını oluşturan cevher mikroskopta da tıpkı Eren yatağının özelliklerini gösterir. Cevher kütlesinin merkezi kısımlarından alınan örneklerde daha masif, kenar kısımlardan alınan örneklerde ise daha saçınımlı bir yapı görülür. Yine merkezi kısımlarda pirit görülmezken kenar kısımlarda ender olarak rastlanılır. Kromit kristalleri ksenomorf şekilli olup birbirlerine dayalı olarak bulunurlar. Aralarındaki çok köşeli ve düzensiz boşlukları serpantinleşmiş olivin doldurur. Manyetit, kromit kristallerinin çevresinde veya kırıklarında mevcuttur (Şekil 200).



Şekil 200. Doğu Ezan kromit örneğinin parlatılmış kesidi (Kr; kromit, m; manyetit).

kemererit-manyetit beraberliği fay zonlarında veya cevher kütlesinin dış kısımlarında kendini gösterir.

Sonuçta, Eren ile Doğu Ezan yatakları aynı büyük bir cevherleşmenin iki parçasıdır. K35D/65KB duruşlu ve sol yönlü büyükçe bir fayla yatay olarak 130 m birbirlerinden uzaklaşmışlardır. Bu sonuç, daha kuzeyde bulunan Bal ocağa uygulanırsa, sözkonusu fayın doğu kısmında olmak şartıyle K35D doğrultusunda, 130 m kuzeyde ve aynı kotta Bal ocağın ikinci yarısını bulmak (henüz böyle bir yatak bilinmiyor) çok kuvvetle muhtemeldir

2.4.1.2.1.5. Orta Ezan Kromit Yatakları

Kop merkez ocak grubuna ait bu kromit yatakları birbirinden 60-80 m uzaklıkta ve dağınık olarak 3 parça (kütle) halinde bulunurlar (Ek 4):

a- Doğu Kanal
b- Orta Ezan kuzey yatak
c- Orta Ezan Batı yatak.

a- Doğu Kanal: Doğu Ezan kuzey ana kütlesinin 130 m GD'sunda bulunan bu cevherleşme iki küçük kütleden oluşur. K35D ve yaklaşık düşey eğimli sol yönlü bir doğrultu atımlı fayın batı kenarında bulunurlar. Bu haliyle muhtemelen Doğu Ezan yatağının fayla güneye atılmış küçük bir parçasını oluştururlar. İki küçük kütleden kuzeydeki 1970-1986, güneydeki 2001-2016 kotlarında bulunur. Cevher masif, ancak çok kataklastiktir. Yer yer elde dağılır özelliktedirler. Kendisini parçalayan küçük faylar boyunca bolca kemererit içerir.

b- Orta Ezan Kuzey Yatak: Önceleri kapalı işletilmiştir. Galeriye 1961 m kotunda ve D-B doğrultusunda girilmiş ve 30-40 m sürülmüştür. Cevher K60D/55KB duruşludur. Cevher ekseni 12° ile KD'ya dalımlıdır. Cevher ana kütlesinin boyu 25-30 m ve kalınlığı 3-4 m civarındadır.

c- Orta Ezan Batı Yatak: Açık işletme ile işletilen bu yatak 2031 kotunda bulunup düzensiz bir mercek şeklinde ana kütleye sahiptir. K60D/55 KB duruşlu olan bu yatağın ekseni Kuzey yatak gibi KB'ya dalımlıdır. Aynı çizgi üzerinde bulunan bu iki yatak birbirlerinin devamı şeklindedir. Cevher kütlesinin boyu yaklaşık 30-35 m, genişliği 18-20 ve kalınlığı 5-8 m arasındadır. Cevher ana kütlesi çok sayıda küçük kütlelere sahiptir. Cevher genelde masif karakterli olup kenar kısma doğru saçınımlı bir yapı arzeder.

Mikroskopta kromit kristalleri çok parçalı ve kırıklı (kataklastik) yapıya sahiptir. Kromit kristalleri aralarında çok az gang kalacak şekilde birbirlerine kenetlenmişlerdir. Pirit ender olarak görülür.

Orta Ezan olarak bilinen bu üç büyük cevher kütlesinin işletilen rezervi 80-100 bin ton civarındadır. Tenörleri ise %25-50 Cr_2O_3 arasında değişir. Orta Ezan kuzey ve batı yatakları muhtemelen Bal kromit yatağının batıya doğru olan uzantısıdır. Sahada birinci derecede önemli olan K35D doğrultulu ve sol yönlü doğrultu atımlı bir fayla muhtemelen güneye doğru atılmışlardır.

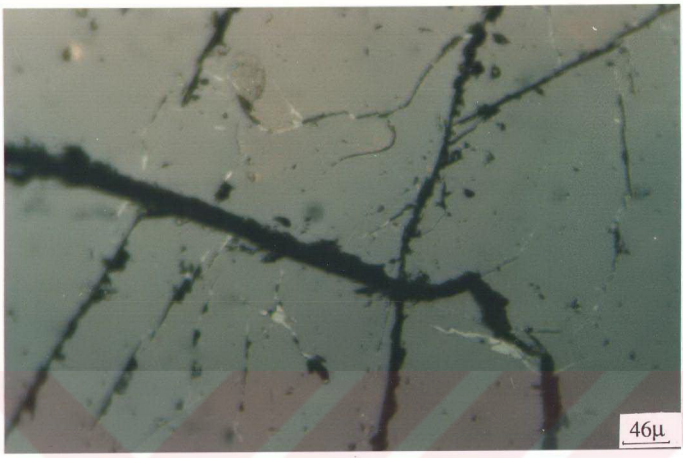
2.4.1.2.2. Sulu Kromit Yatağı

Kop merkez kromit ocaklarının 500 m kuzey doğusunda açık işletme ile işletilen bir kromit yatağıdır. Cevher ana kütlesi 2040-2090 kotları arasında, K75D/35-45 KB doğrultusunda yer alır. Cevher ana kütlesi düzensiz mercek şeklinde olup 110 m boyunda 20-30 m genişliğinde, 7-12 m kalınlığındadır. 20-30 metrede bir boğumlar yapan bu ana kütle sayısız küçük ölçekli kromit kütlelerinden oluşur (Ek 5). Bu küçük kromit kütleleri merceğimsi-katmanımsı şekilli olup 20-30 m boyunda, 10-12 m eninde ve 1-3 m kalınlığındadırlar. Kalınlığı 1-5 m arasında değişen serpantinleşmiş dünit serviyeleriyle birbirlerinden ayrılırlar. Ana kromit kütlesini oluşturan küçük kromit kütleleri masif yapıdadırlar. Ancak ana kütlenin doğu, batı ve üst seviyelerinde kısmen de olsa bantlı küçük cevher yapıları görülür.

Mikroskopta kataklastik bir strüktür sergilerler. Cevherin masif olduğu daha belirgin olup kromit kristalleri arasındaki çok köşeli boşlukları olivin (serpantinleşmiş) doldurur. Deformasyondan dolayı gelişen kırık ve çatlakların her iki yanındaki kristal parçaları birbirlerinden uzaklaşmamışlardır. Çatlaklar manyetit ve gang mineralleri olan serpantin, kamererit ve uvarovit ile dolguludurlar (Şekil 201).

Sulu kromit yatağından 1985-1995 yılları arasında 350.000 ton cevher üretilmiştir. Halen 100.000 ton görünür rezervi bulunan bu yatağın ortalama tenörü % 38 Cr_2O_3'dür.

Sulu kromit yatağı Bal kromit yatağının K70D doğrultusunda bulunur. Sulu kromit yatağının konumu Bal yatak ile aynı K80D/50KB fakat aynı çizgi üzerinde değildirler. Sulu kromit yatağı, aranması önerilen Bal'ın kuzey parçası ile hemen hemen aynı çizgi üzerine düşerler. Bu ikisi arasındaki çizgisel hat üzerinde başka yataklar aranmalıdır.



Şekil 201. Sulu kromit yatağına ait bir örneğin parlatılmış kesidi (Kr: kromit, m: manyetit).

2.4.1.2.3. Coşan Kromit Yatakları

Coşan kromit yatakları Sıçankale mezrasının 4 km, Kop merkez ocaklarının 9 km doğusunda yeralır. 5'i galeri biri de açık olmak üzere 6 yataktan oluşur. 2300-2400 kotları arasında ve 250x150 m'lik bir alanda yüzeylenirler (Ek 6).

I nolu galeri: 2383 m kotunda K50B doğrultusunda 12 m, galeri sonundan itibaren doğuya doğru 8, batıya doğru da 10 m olmak üzere toplam uzunluğu 30 m olan bir galeridir. Genelde arama amaçlı olup önemli miktarda cevher kesmemiştir. Daha sonraları bahsedileceği gibi II nolu galeri ile birleştirilmiştir.

II nolu galeri: I nolu galeri girişinin 65 m güneyinde ve 2370 m kotunda açılmıştır. Zigzaglar çizmesine rağmen genelde K30B doğrultusundadır. Boyu 90, eğimi % 2'dir. 75'inci metrede bir baca ile I nolu galeriye bağlanır. Galeri sonunda boyu yaklaşık 5, genişliği 2-3, kalınlığı 1-3 m olan ana cevher kütlesine girilmiştir. Ana cevher kütlesi küçük ölçekli kromit kütlelerinden oluşup serpantinit ganglarıyle birbirlerine bağlanmışlardır. Cevher duruşu genel duruşa paraleldir. Yaklaşık 500 ton üretim yapılmıştır. Cevher kütlesi masif yapıda olup tenörü yüksektir (%40-45 Cr_2O_3). Serpantin gangı yanında az miktarda da uvarovit içerir.

III nolu galeri: 2386 m kotunda ve 645D doğrultusunda açılmıştır. Galeri boyu 30 m, eğimi % 1'dir. 2388 m'de cevhere varılarak işletme yapılmıştır. Cevher ana kütlesinin boyu 20, genişliği 8-10, kalınlığı 4-5 m'dir. Bu ana cevher kütlesi her zaman olduğu gibi boyu 2-5, eni 2-3, kalınlığı 1-2 m olan pekçok küçük cevher kütlesinden oluşup, serpantinleşmiş dünit araseviyeleriyle birbirlerinden ayrılırlar.

Bu yatağın yüzeye olan uzantısında (6-18 m yükseklikte ve 20 m güneyinde) K75-80 D doğrultusunda 10 m boyunda bir zuhur mevcuttur. Eğimi 45-48° olan bu zuhur ile 20 m kuzeyindeki III nolu galerinin kromit yatağı aynı düzlemde değillerdir. Buna rağmen doğrultu ve eğimleri aynıdır. Aralarında K65D/45KB doğrultulu sol yönlü ters bir fay (veya fayzonu) mevcuttur. Bu fay tabandaki ana cevheri hem GB'ya hem de yüzeye doğru ötelemiştir.

IV nolu galeri: 2365 m kotunda, III nolu galerinin 50 m KB'sında açılmıştır. G80D doğrultusunda olup boyu 80 m, eğimi % 1'dir. Cevher yüzeyin 85 m altında 65 metrede bulunmuştur. Cevher ana kütlesi K70D/45-50 KB doğrultusunda olup 25,30 m boyunda, 15 m genişliğinde 4-5 m kalınlığında olup çok sayıda küçük ölçekli kromit kütlelerinden oluşur. Cevher ana kütlesi cevher kütlesinin uzun eksenine paralel, sol yönlü birçok küçük ters faylarla parçalanmıştır.

Cevher, 70'inci metrede sağ yönlü rampa ile çevrelenerek işletilmiştir. Çıkılan bu rampa ile 2365-2370 m kotları arasında ve K-G doğrultusunda, 30 m boyunda bir galeri açılmıştır. Cevher kütlesi KB'ya eğimli olduğundan ve su problemi nedeniyle biraz daha kuzeyde ve daha düşük kotta bir galeri açılmıştır. Böylece cevher kütlesinin KB'ya olan (derine doğru) devamını kontrol ve işletme amacı güdülmüştür.

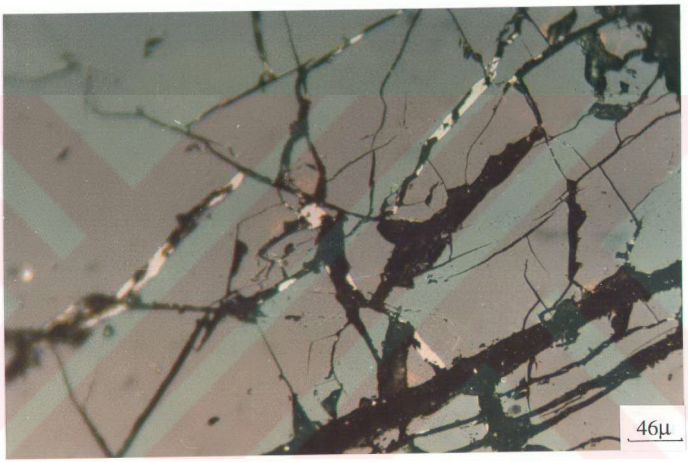
Dört nolu galeriden toplam 10 bin ton civarında kromit cevheri üretimi yapılmıştır. Tenörü diğer yataklar gibi % 45-50 Cr_2O_3 arasındadır.

V nolu galeri: IV nolu galerinin 20 m kuzeyinde ve bu galeriye paralel olarak ancak 15 m daha düşük kotta (2350 m) açılmıştır. Boyu 105 m, eğimi % 1'dir. Galeri girişinin 30 ve 35'inci metrelerinde iki adet zuhura rastlanılmıştır. K70D/65 KB duruşlu ve 15-20 cm kalınlığında 1.40-1.65 m boylarında olan bu zuhurların taban ve tavan kayaçla olan dokanakları tektoniktir. Cevher masif, saçınımlı dokuda ve bantlı merceğimsi yapıdadır. Galeri girişinden itibaren 105'inci metreden G20D doğrultusunda ve 30 m boyunda bir ilâve galeri açılarak IV nolu galeriye ait cevher kütlesinin altına girilmiştir. Buradan alınan cevher masif yapıda olup oldukça kataklastiktir. 4-5 bin tonluk rezerve ve % 40-45 Cr_2O_3'lük bir tenöre sahiptir.

VI nolu yatak: Açık işletilen bu yatak Coşan kromit yataklarının batısında bulunur. 2358 m kotunda olan bu yatak 10-15 m boyunda, 7-8 m genişliğinde, 2-3 m kalınlığında bir

ana kütleye sahip olup pekçok küçük cevher kütlelerinden oluşur. Genel doğrultusu K70D/45-55 KB'dır. Taban ve tavana paralel küçük ölçekli sol yönlü K65D/50GB doğrultulu ters faylarla GB'ya doğru ötelenmiştir. 25 m G75D doğrultusunda ve 2374 m kotunda ve aynı duruşlu bir zuhurla bağlantılı olduğu düşünülmektedir.

Toplam rezervi 25 bin ton civarında olup % 45-50 Cr_2O_3'lük tenöre sahip Coşan kromit yataklarına ait örneklek mikroskopta oldukça kataklastik bir yapıya sahiptirler. Çatlaklar genelde serpantin, kısmen de manyetit dolguludur. Manyetit ikincil olarak kromit minerallerinin etrafında da gözükür. Bu ikincil mineraller cevher kütlelerinin merkezî kısımlarına doğru azalırlar (Şekil 202).



Şekil 202. Coşan IV nolu kromit yatağından alınan örneğin parlatılmış kesiti (Kr: kromit, M: manyetit S: serpantin).

Coşan kromit yatak ve zuhurlarının birbirleriyle olan tektonik ilişkileri incelenerek yeni ve bilinmeyen (Coşan sahasında) yatakların bulunmasında kılavuz olarak değerlendirilebilir. Bunlar aşağıda şu şekilde özetlenmiştir.

1- Coşan kromit sahasında her ana yatağın üzerinde (IV nolu yatak hariç) bir zuhur bulunmuştur. Bu zuhurlar cevher ana kütlesinden 16-18 m daha yüksek kotta ve onlardan 20-25 m daha (G75-80D doğrultusunda) güneydoğudadır. Olayın tersini düşünerek, yani zuhuru bulup ve tersi yönde işlem yaparak cevher ana kütlelerine yaklaşılabilir. IV nolu yataktaki ana cevher kütlesine kılavuz oluşturabilecek zuhurun G75D doğrultusunda ve 20-25 m uzaklıkla 2381-2383 kotları civarında aranması gerekir (Ek 6-D). Eğer bu zuhur bulunursa bu konuda çok önemli bir veri elde edilmiş olur.

2- II, IV ve VI nolu kromit yatakları aynı bir doğrultuda (K60-65D) bulunurlar. Aralarındaki kot farkı 7 şer m olup KD'ya doğru artar. Aynı şekilde yatakların üzerindeki zuhurlar arasında da bu bağıntı mevcuttur.

3- Ana yataklardan II ile IV, IV ile VI arasındaki mesafe sabit olup 85-87 m dir. Eğer yüzeyde görülemeyen ve cevheri etkileyen önemli başka bir fay yoksa KD-GB doğrulsunda yeni kromit yatağı aranmalıdır. Bunun için VI nolu yatağın 85 m. GB'sında ve 7 m kot farkı düşülerek 2351 m kotunda yeni ana kromit yatağı bulunabilir (Ek 6-B) KD'ya doğru I ve II nolu galerinin civarı biraz daha itina ile aranmalıdır. II nolu galerinin 80'inci metresinde (I nolu galerinin doğu kolunun 10 m altı) doğuya doğru 20 m'lik bir galeri sürülürse 2372 m kotu civarında büyük bir cevher kütlesi bulunabilir (Ek 6-A).

4- II nolu galeriye ait yeni öneri noktasından K60-65D doğrultusunda 85-87 m uzaklıkta ve 2379 m kotu civarında başka büyük bir yatak aranmalıdır (Ek 6-C).

5- III nolu kromit yatağı diğer üçü ile korele edilememiştir. Ancak bu yatak Kop merkez yataklarda olduğu gibi ikinci bir seviye oluşturuyorsa, bunun da D ve B'sı aynı şekilde aranmalıdır. Bu durumda KD'ya doğru 85 m gidilip 7 m yükselerek (Ek 6-F), batıya doğru da 7 m kot düşerek arama işlemi yapılmalıdır. (Ek 6-E). Ancak haritada III nolu yatağın 85 m batısı topoğrafik olarak aşınmış olduğundan işlem doğuya doğru devam edilmelidir.

Bütün bu önerilen ve özellikle sondajla kontrol edilmesi gereken kısımlar Ek 6' da verilmiştir.

Önerilen bu geometrik formül sadece Coşan bölgesi için geçerlidir. Batıya doğru K-G yönünde sıkışmanın daha fazla olmasından dolayı sözkonusu sol yönlü vererv atımlı fayların doğrultu atımları daha fazladır.

2.4.1.2.4. Gerçek Kromit Yatağı

Gerçek kromit yatağı Kop Merkez ocaklarının hemen güney batısında yer alır. Muhtemelen bu yatakların uzantısı olup galeri tipi kapalı bir işletme ile işletilmiştir. Yaklaşık 15 m'lik bir dekapaj'dan sonra 1950 kotuna inilmiştir. Bu noktadan sonra 25 m'lik bir kuyu ile 1925 kotuna inilmiş GB yönünde 40 m galeri sürülmüştür. Sürülen galeri ile cevhere tabandan girilmiştir. Değişik seviye ve yönde sürülen kısa mesafeli galerilerle cevher işletilmiştir (Ek 7).

Cevher ana kütlesinin boyu 30-35 m, genişliği 10-15 m, kalınlığı'da 5-8 m arasında değişip pekçok küçük merceğimsi cevher kütlesinden oluşur. Cevher ana kütlesinin genel duruşu diğer yataklarla uyumlu olup K50-70D/45-50KB dir. Cevher masif karakterli olup

son derece kataklastiktir. Az miktarda, gang olarak kemererit içerir. Cevher kütlesinin hemen kuzeyinde ve ona paralel piroksenit daykları cevherin bulunmasında önemli kılavuz görevi görür.

Toplam işletilen rezervi (1985-1993 yılları arasında) 50.000 ton olan bu kromit yatağının halen 20.000 ton kadar daha muhtemel rezervi vardır. İşletilen cevherin tenörü % 40-50 Cr_2O_3 arasındadır.

2.4.1.2.5. Heyelan Kromit Yatağı

Sıçankale'nin 2 km batısında bulunan bu yatak galeri yöntemi ile işletilmektedir. İki farklı kotta girilen galerilerle değişik seviyelerde işletilen cevher derinde masif, yüzeyde bantlı (zuhur) yapıdadır (Ek 8). Ana cevher kütlesinin yüzeydeki belirtisi 5-60 cm kalınlığındadır. Derine doğru yer yer boğumlar yapmakla beraber cevher kalınlığında artış olur. Cevher ana kütlesinin duruşu K35-40D/40-50KB'dir. Açılan iki galeriden güneydeki daha düşük (2017 m), kuzeydeki daha yüksek (2030 m) kottadır.

2017 m kotlu güney galeri KB yönünde açılmıştır. Daha sonra değişik yönlerde de ilerleyerek toplam 60 m sürülmüştür. Galeri girişinin 20'inci metresinde ana cevhere rastlanılmamıştır. Cevher ana kütlesi 10-12 m boyunda 1-3 m kalınlığındadır. Küçük ölçekte pek çok kromit kütlecikleri içerir.

Kuzey galeri girişinden itibaren 10'uncu metrede cevher ana kütlesine rastlanılmıştır. Ancak cevher genelde KD-GB ve sol yönlü ters faylarla (K80D/66KB, K70D/70KB, K75D/45KB vb) parçalanmıştır. Bu parçalanma ile cevher yükselmiş olmakla beraber biraz da GB'ya atılmıştır. Eğer Coşan kromit sahasındaki geometrik formül buraya uygulanırsa ve yanal atımın biraz daha fazla olduğu kabul edilirse ana cevheri zuhurdan 25-35 m daha KB da, zuhurun kotu olan 2030 kotundan 16-18 m daha derinde (2012-2014 m) aramak gerekir. Dolayısıyla aranması gereken ana cevher kütleleri yüzeyin 35-40 m altında ve 2012-2014 m kotlarında olmalıdır.

Heyelan ocakta 1985-93 yılları arasında 10.000 ton (%35-45 Cr_2O_3) cevher üretilmiştir. Halen bir o kadar da muhtemel rezerv bulunmaktadır. Ancak önerilen kısımlarda sondajla arama ile pekçok cevher kütlesine daha rastlamak mümkündür.

2.4.1.2.6. Tepe Kromit Yatağı

Tepe kromit yatağı Sıçankale'nin 0.7 km doğusunda 2180-2265 kotları arasında bulunup hem ana yatak, hem de zuhurlardan oluşur (Ek 9). Ana cevher kütlesi büyük bir dekapajdan sonra yüzeylenmiş olup, açık işletme ile işletilir. Cevher kütlesi K70D/40-60 KB

duruşlu ve 10-12° ile KD'ya dalışlı olup hem merceğimsi, hem de katmanımsı şekillidir. Merceğimsi cevher masif, katmanımsı cevher ise saçınımlı yapıdadır. Masif yapı (merceğimsi kütle) daha alt seviyelerde, saçınımlı (bantlı) yapı ise daha üst seviyelerde bulunur (Coşan bölgesi gibi). İşletilen ana ocak civarında cevher ana kütlesi 50x40 m'lik bir alanda yüzeylenir. Cevher ana kütlesinin kalınlığı 30-35 m, genişliği 40 m'den fazla, boyu ise (zuhurlar da dikkate alınırsa) 200 m'den fazladır.

Cevher ana kütlesinin 90 (kot 2233) ve 180 (kot 2256) m doğudaki zuhurlar ile ilişkili olduğu ve bu zuhurların tersine (kuzeybatıya doğru) kalın ve masif cevher kütlesine dönüşeceği düşünülmektedir. Cevher ana kütlesi cevher yüzeyine paralel pekçok küçük atımlı faylarla ötelenmiştir. Bu faylar diğer yataklarda olduğu gibi K60-80D/40-50 KB duruşlu olup sol yönlü verev atımlı ters fay niteliğindedir. Genelde eğim yönünde masif karaktere dönüşen merceğimsi ve büyük ölçülü cevher kütlelerinin biraz daha yüzeye çıkmasını sağlamışlardır. Ancak sol yönlü yanal atımları değişken olduklarından aranan cevherin bulunmasını güçleştir-mektedirler.

Coşan bölgesindeki geometrik kural bu bölgeye uygulanırsa halen işletilen ana ocak yaklaşık 90 m güney doğudaki zuhurun derine olan uzantısıdır. Sadece Coşan'dan farklı olarak yanal atımı fazladır. Bu kadarlık atım da normal kabul edilmektedir. Çünkü batıya doğru gidildikçe yanal atım artmaktadır (Kop merkez bölgesinde 130-140 m). Sonuçta 2233 kotlu zuhurun kuzeyinde ve 40-50 m derinde bu zuhurun cevherini beklememek gerekir. Ancak 2256 kotundaki zuhurun ana cevheri de aynı şekilde GB'ya kayacağından bu 2256 kotundaki zuhurun ana cevherini 2233 kotundaki cevherin hemen kuzeyinde (işaretlenen noktada Ek 9) ve 2204-2210 kotları arasında aramak gerekir. Özetle, bu bölge de Cevher kütlesini, Coşan bölgesine benzer olarak zuhurların kotundan 45-50 m daha düşük kotta, ve zuhurlardan 90-110 m K60-70 B da aramalıdır.

Tepe kromit yatağından 1985-93 yılları arasında açık işletme ile 150.000 ton cevher üretilmiştir. Üretilen cevherin tenörü %25-38 Cr_2O_3 arasında değişir. Halen açık işletme ile üretilen saha sondaj bilgilerine göre 350 bin ton görünür rezerve sahiptir. Ancak belirtildiği gibi önerilen noktalarda arama yapılırsa, rezervin bir o kadar daha artacağı kuvvetle muhtemeldir.

2.4.1.2.7. Bülent Kromit Yatağı

Bülent Kromit yatağı Bayburt ile Kop Köyü'nün10 km GB'sında bulunur. Dünitik kayaçlar içerisinde yüzeylenen bu yatak 2550-2650 m kotları arasında yüzeylenir (Ek 10). Boyu 285 m, genişliği 130 m, kalınlığı 8 m civarında olan cevher ana kütlesi, pek çok miktarda küçük kromit kütlelerinden oluşup, sık sık boğumlar yapar. Küçük kromit kütleleri merceğimsi, katmanımsı şekilli olup boyları 5-25 m, genişlikleri 3-15 m, kalınlıkları da 1-3

m arasında değişir. Ana cevher kütlesini oluşturan bu kütleler kalınlığı 1-5 m arasında değişen serpantinleşmiş dünit arakatkılarıyla birbirlerinden ayrılırlar.

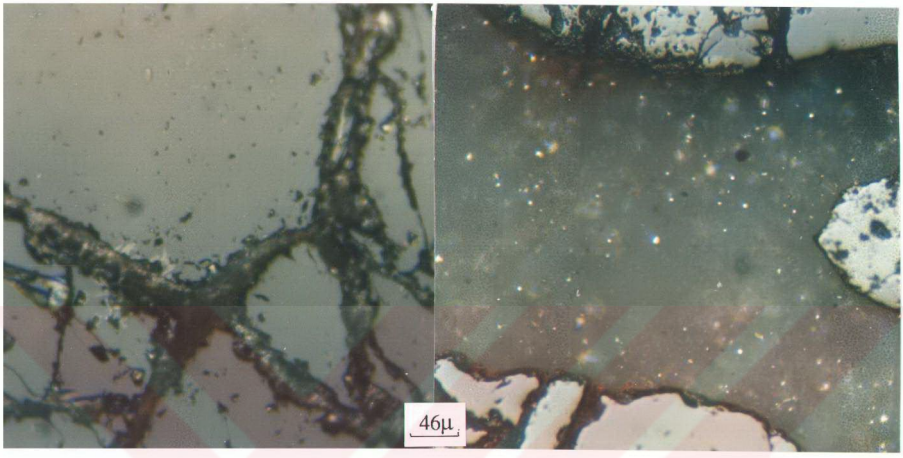
Bülent kromit yatağının genel duruşu K10-20D/44-48 KB'dir. Ancak ana kütlenin güney kısımlarında KD'ya olan doğrultu bir kaç derece ile KB'ya döner. Ana cevher sırt ekseni 22° ile KD'ya dalımlıdır. Cevher ana kütlesinin batı sınırı K15-20D/65-80 KB duruşlu sol yönlü ters bir fay zonu ile biter. Bu kısımda fay zonunu aynı duruşlu küçük ölçekli pekçok fay oluşturur. Fay zonunun genişliği 40-50 m olup son derece serpantinleşmiş ve kataklastik yapı kazanmıştır.

Cevher ana kütlesinin tavan ve tabanında yer yer ve fazla atımı olmayan ters faylar mevcuttur. Cevherin kuzey ve güney sınırları giderek incelerek kaybolur. Kuzey sınırı büyük bir boğumla daha kuzeyde bulunan İrem kromit yatağına geçiş gösterir. Cevher ana kütlesinin batısında hem fay zonunda hem de fay zonunun batısında 90 m'ye kadar sondaj yapılmış, ancak sondajlar cevher kesmemiştir. Bu durum cevherin batı devamının bulunduğu tavan blokunun yükselerek aşındığını veya güneye doğru atıldığını gösterir. Topoğrafik duruma göre cevher güneye atılmışsa erozyona uğramış olması gerekir. Aynı şekilde yükselse yine erozyona uğramış olması gerekir ki cevher sondajla bulunamamıştır. Bu durumu yani cevherin ters fayla yükselerek aşınmasını destekleyen sondaj verileri mevcuttur. Buna göre cevher ana kütlesinden batıdaki fay zonuna gidildikçe cevher eğime göre bulunması gereken derinlikten daha yüzeyde bulunmaktadır. Bu durum daha önce adından bahsedilen ters fayla mümkün olabilir. Ayrıca cevherin güneye doğru atılmış olabileceği ihtimalini azaltan diğer bir veri de inceleme sahasında batıdan doğuya gidildikçe yanal atım miktarının azalmasıdır (Kop merkez kromit ocakları civarında yanal atım en fazla, Coşan bölgesinde orta derece, Bülent ve İrem sahasında en az miktardadır).

Sonuç olarak Bülent kromit yatağının 130 m batısından itibaren batıya doğru önemli bir kromit yatağı aramamak gerekir.

Bülent kromit yatağında ana kütleyi oluşturan küçük boyutlu cevher kütleleri genelde, masif, kısmen de saçınımlı ve bantlı yapı arzeder. Cevher kütlesinin merkezî kısımları masif ve saçınımlı karakter gösterirken cevher kütlesinin üst seviyelerinde yer yer bantlı yapı görülür. Ayrıca bantlı yapı cevherin kuzey ve güney uçlarında cevher kütlesi kamalanma yaptığı yerlerde görülür. Mikroskopta kromit mineralleri az miktarda kataklastik yapı gösterir. Kromit kristalleri parçalanmış ancak parçalar birbirlerinden hemen hemen hiç ayrılmamıştır. Manyetit ve hematit cevher kütlesinin merkezi kısımlarında hemen hemen hiç bulunmaz. Cevher kütlesinin kenarına doğru önce manyetit sonra da hematit kendini gösterir. Kemererit hiç bulunmazken, uvarovit nispeten boldur. Parçalanmış kromit

kristallerinin parça boyları 30-100 μ arasında değişir. Parçalanan ana kromit kristallerinin boyutları ise 1-5 mm arasında değişir (Şekil 203).



(a) (b)

Şekil 203. Bülent kromit yatağında cevher kütlesinin merkezine yakın (a) ve kenar noktadan (b) alınan iki örneğin parlatılmış kesitleri (kr: kromit, m: manyetit, h: hematit, s: serpantin).

Bülent kromit yatağından 1980'den bu yana toplam 300.000 ton cevher alınmıştır. Bu yatağın tenörü ise ortalama % 32 (%25-40 Cr_2O_3)'dir.

2.4.1.2.8. İrem Kromit Yatağı

İnceleme alanı olan Kop dağlarında Kop köyünün 9 km GB'sında yeralan bu yatak Bülent kromit yatağının kuzeydoğuya doğru uzantısı şeklindedir. 3 bölümden oluşan İrem kromit yatağı zuhurlardan itibaren dekapaj yapılarak bulunmuştur (Ek 11). Bu üç cevher kütlesi değişik kotlarda bulunur. İrem kuzey yatak 2470-2480, İrem orta yatak 2497-2510, İrem güney yatak 2541-2519 kotlarında yer alır. Cevher ana kütleleri diğer alanlardaki yataklara benzer olarak K30-70D/30-45KB duruşlu olup cevher ana kütlesi 8-10° ile KD'ya dalımlıdır. Ev sahibi kayacın yığışımlı duruşuna da paralellik gösterir.

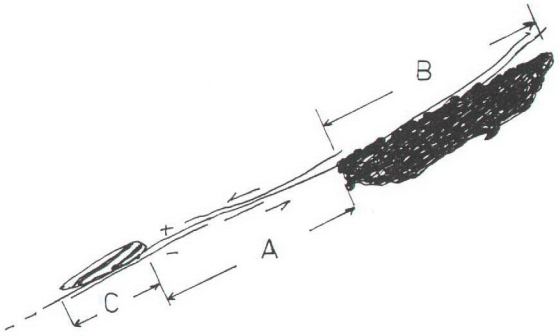
Arazi gözlemleriyle yığışım yüzeyleri boyunca sol yönlü ters faylar da belirlenmiştir. Bu durum cevher ile yüzeydeki zuhurlar arasında kaymalara neden olmuştur. Bu kaymalarla zuhur ile ana cevher arasında 30-40 m'lik yanal atım gelişmiştir. Ancak her zaman ana cevherin yükselmesine neden olan bu faylar (ters fay) üretimin kolaylaşmasına neden olmuştur.

İrem kuzey yatağında ana cevher boğumlar yapmakla beraber 100-110 m boyunda, 30 m genişliğinde, 7-8 m, kalınlığındadır. Bu ana cevher pekçok küçük faylarla parçalanmıştır. Parçalanan kısımlar şekilsiz, yarı mercek şekilli ve katmanımsı şekilli olup boyutları 3-10 m arasında değişirler. Küçük cevher kütleleri arasında serpantinleşmiş dünit ve kromitlerden oluşan ve 1-5 m genişliğinde fay breşi gelişmiştir.

Orta İrem bölümünde iki ana cevher ve bunların yüzeydeki kılavuzu olan zuhurlar mevcuttur. Zuhurlar ile ana kütleler arasında K40-50D/40-60KB duruşlu sol yönlü verev atımlı ters fay zonu mevcuttur. Ana cevherlerin boyutları 30-35 ile 60-65 m arasında değişir. Zuhurlar yer yer KB-GD yönlü küçük ölçekli faylarla parçalanmışlardır.

Güney İrem kromit yatağında 3 ana cevher kütlesi ile 3 de zuhur mevcuttur. Zuhur ana cevher kütlesi arası ilişki diğerlerinde olduğu gibidir. Cevher ana kütle boyları 25-35 m arasında, genişlikleri 5-10 m, kalınlıkları da 3-7 m arasındadır.

İrem kromit yataklarında en önemli tektonik veri, zuhur ile ana cevher kütlesi arasında sol yönlü verev atımlı bir fay zonunun gelişmesidir. Bu fay zonunun yanal atımı 25-50 m arasında değişir. Önemli olan diğer bir husus da herhangibir cevher ana kütlesi ile başka bir ana kütlenin daha üst kotlarındaki zuhurları aynı çizgi üzerinde bulunmalarıdır. Bu farklı ana cevher ile zuhur arasındaki mesafe ana cevherin büyüklüğü ile doğru orantılıdır (Şekil 204).



Şekil 204. İrem kromit yatağında aynı çizgisel hat üzerindeki zuhur ile ana cevher arası uzunluk ilişkisi.

Şekille bunu ifade etmek gerekirse, aynı bir çizgi üzerinde bulunan ana cevher (masif) ve zuhur (katmansı) arasındaki bağıntı A = B/C şeklindedir. Burada;

A = Zuhur ile ana cevher kütlesi arası mesafe.
B = Ana cevher kütlesinin hacmi
C = Zuhur hacmini göstermektedir.

Büyük cevher kütleleri genelde masif, küçük cevher kütleleri ise saçınımlı ve bantlı yapıdadır. Mikroskopta bantlı cevherlerde kromit kristalleri yarı öz şekilli ve özşekilsiz iken masif cevherde tamamen özşekilsizdir. Manyetit, incelenen diğer yataklara oranla çok daha ender olarak görülür. Kemererite ise hiç rastlanılmamıştır.

İrem kromit yatağında toplam rezerv 50 bin ton civarındadır. Tenörü ise % 18-38 Cr_2O_3 arasında değişir.

2.4.1.2.9. Yaşar Kromit Yatağı

Kop köyünün 9 km GB'sında Arapçayırı deresinin 1 km kuzeyinde, Bülent kromit yatağının 0.8 km KD'sunda 2465-2490 kotları arasında yeralır (Ek 12). Başlangıçta yüzeyde bulunan K30D/35KB duruşlu zuhurların derine doğru kazılmasıyle (dekapajla) ana cevher kütlesine ulaşılmıştır. Cevher ana kütlesi genelde katmanımsı, kısmen de merceğimsi yapıdadır. Katmanımsı cevher genelde düşük tenörlü (%18-25 Cr_2O_3) ve saçınımlı yapıdadır. Daha az sayıdaki merceğimsi cevher kütleleri ise masif yapıda ve yüksek (%40-48 Cr_2O_3) tenörlüdür.

Cevher ana kütlesi birbirini izleyen bant/mercek şeklinde 200-250 m boyundadır. Cevher 50'şer metrelik aralıklarla yoğunlaşıp kaybolur (yani boğumlar yapar) . Cevher ana kütlesini oluşturan küçük cevher kütleleri 1-20 m boyunda, 0.5 -8 m genişliğinde, 5-120 cm kalınlığında olup kalınca (0.5-5 m) dünit arabantlarıyle birbirlerinden ayrılırlar. Cevher ana kütlesinin orta kısımlarında kromit daha masif, kenar ve kuzey-güney uzantılarında daha saçınımlı/bantlıdır. Hem ana cevher, hem de küçük cevher kütleleri KD-GB doğrultulu ve sol yönlü ters faylarla (K30-50 D/30-60KB) ötelenmişlerdir.

Yaşar kromit yatağı 1993 yılında açılmış olup ilk yıl 200 ton % 46 Cr_2O_3 cevher üretilmiştir. Büyük rezervli kromit cevheri için arama çalışmaları yapılmalıdır.

2.4.1.3. Harzburjitlere Bağlı Kromit Yatakları

Harzburjitlere bağlı kromit yatak ve zuhurları güney harzburjit zonunda ve genellikle Karasu çayı kuzeyinde yüzeylenirler. Bu zondaki kromitler sayısız miktarda zuhur, nadiren de işletilebilecek boyutta küçük yataklar oluştururlar.

Tüm kromit yatak ve zuhurları KD-GB duruşlu olup KB'ya eğimlidirler. Daima 5-20 cm kalınlığındaki dünitik zarflarla çevrelenmişlerdir. Hemen hemen bütün cevherleşmelerin taban ve tavan kayaçlarla olan dokanakları tektoniktir. Genelde merceğimsi, kısmen de bantlı (katmansı) şekilde yataklanmışlardır.

İncelenen harzburjitik sahanın batı ve orta bölümünde yataklanma şekli merceğimsi, yarı merceğimsi ve şekilsiz, doğu bölümünde de bunlara ilaveten bantlıdır. Mercek şekilli yataklarda cevherleşme genelde masif nadiren saçınımlı dokudadır. Katman şekilli yataklarda ise cevher saçınım, kısmen de masif dokudadır.

Kromit yatak ve zuhurları arasında rezerv bakımından belli bir sınır yoktur. Rezervi çok küçük (10-15 ton) ancak tenörü çok yüksek (%55-60 Cr_2O_3) cevherleşmeler yatak olarak işletildiği gibi, rezervi 100-150 ton tenörü %20-30 Cr_2O_3 olan cevherleşmeler zuhur olarak kabul edilip işletmeye uygun görülmemektedir. İnceleme sahasında ve harzburjitler içerisinde görülen kromit zuhur ve yatakları batıdan doğuya doğru sıra ile ele alınmıştır.

Yapraklı köyü 1 km GB'sında büyükçe bir zuhur şeklinde bulunan kromit yatağı K70D/45KB duruşlu, podiform şekilli ve masif karakterlidir. Birkaç m boyundaki bir alanda yüzeylenen cevherin rezervi 10-15 ton civarında olup tenörü oldukça yüksektir (%50-55 Cr_2O_3).

Altınkaya köyü 2 km batı ve 0.5 km güneyinde herbiri yaklaşık 0.2 ve 0.3 tonluk iki zuhur bulunur. Doğrultuları sırayla K65D ve K45D olup eğimleri 35 ve 55° ile KB'ya doğrudur. Yataklanma şekli podiform olup cevher masif karakterlidir.

Ortatecer köyünün 0.1 ve 3 km batısında iki cevherleşme mevcuttur. Ortatecerin hemen yakınındaki cevherleşme zuhur niteliğinde olup 0.2-0.3 tonluk rezerve sahiptir. 3 km uzakta bulunan cevherleşme ise 10-15 tonluk bir rezerve sahiptir. Her ikisi de mercek şekilli ve masif dokulu olup tenörleri % 40-50 Cr_2O_3 arasındadır.

Altıntaş köyünün 2-3 km KB'sında 4 zuhur bulunup herbiri 0.1'er tonluk rezerve sahiptir. Genel duruşlar K30D-K80D arasında değişip mercek şekilli ve masif karakterlidirler.

Delavlar dağının 1 km GB'sında bir küçük yatak ve birkaç zuhur mevcuttur. Yatağın rezervi 100-150 ton civarında olup K75D/65KB duruşludur. Taban ve tavan kayaçlarla olan sınırları faylıdır. Faylar, fay breşi (cevher ve harzburjit parçaları) ile dolguludur. Ana kütle mercek şekilli olup masif dokuludur. Delavlar civarındaki zuhurlar birkaç kg'dan 100 kg'a kadar değişir. Bunlar da podiform (Şekil 205) şekilli olup masif dokuludurlar.

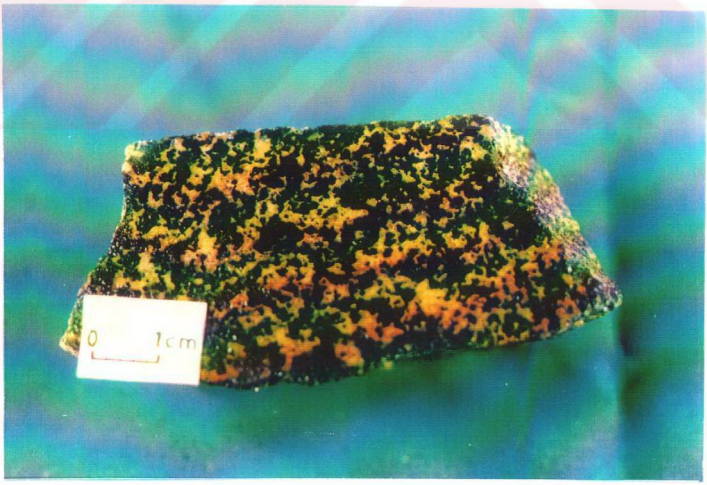
Sazlı köyü 2 km KD'sunda bulunan bir zuhur yaklaşık 1 tonluk bir rezerve sahip olup yüksek tenörlüdür. Mercek şekilli olan bu zuhura ait cevher masif (Şekil 206) karakterlidir.

Saptıran, Hasbeykom, Gülabikom köyleri arasında kalan alanda 8 adet zuhur mevcut olup bunların herbiri 0.5-5 ton arasında değişen rezerve % 50 ilâ 60 arasında değişen kromit tenörüne (Cr_2O_3 olarak) sahiptir. Doğrultuları genel kromit duruşuna ve evsahibi harzburjitik kayaçların yığışımlı yapısına paraleldirler. Cevher masif-saçınımlı dokudadır (Şekil 207). Ana cevher kütlesinin taban ve tavan kayaçlarla olan sınırları tektoniktir.

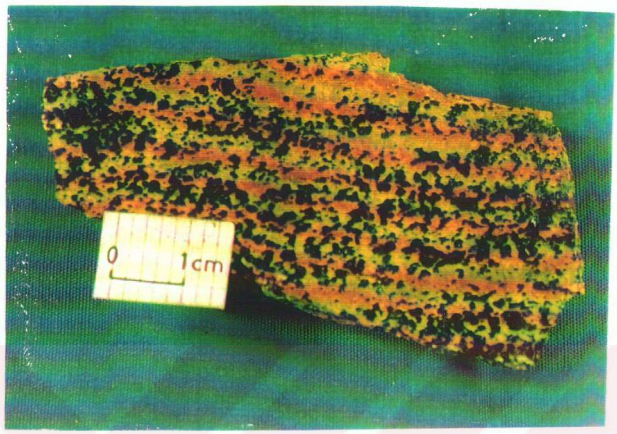
Şekil 205. Delavlar dağı civarında harzburjit içerisinde bir kromit zuhuru.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Şekil 206. Sazlı köyü 2 km KD'sunda bir zuhurdan alınan kromitin parlatılmış el örneği (Kr:kromit, k:krizotil).



Şekil 207. Saptıran kuzeyinde harzburjit içerisindeki bir kromit zuhurundan alınan bir el örneğinde masif-saçınımlı doku.



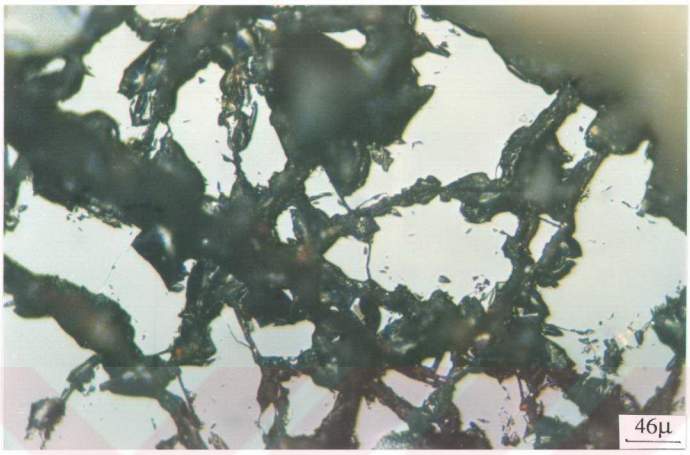
Şekil 208. Pırnakapan'ın 2 km KD'sunda harzburjit içerisinde bir kromit zuhurundan alınan el örneğinde bantlı-saçınımlı doku.

Pırnakapan'ın 2 km kuzeyi ile 5 km KD'sundaki 3-4 km^2'lik bir alanda ondan fazla zuhur/küçük yatak bulunur. Bunların genel doğrultuları K40D/30KB ile K70D/60KB arasında değişir. Rezervleri ise 0.5-20 ton arasındadır. Cevher kütlesi hem masif hem de bantlı şekilde olup genelde saçınımlı dokudadır (Şekil 208). Tenörleri % 30-35 Cr_2O_3 arasındadır.

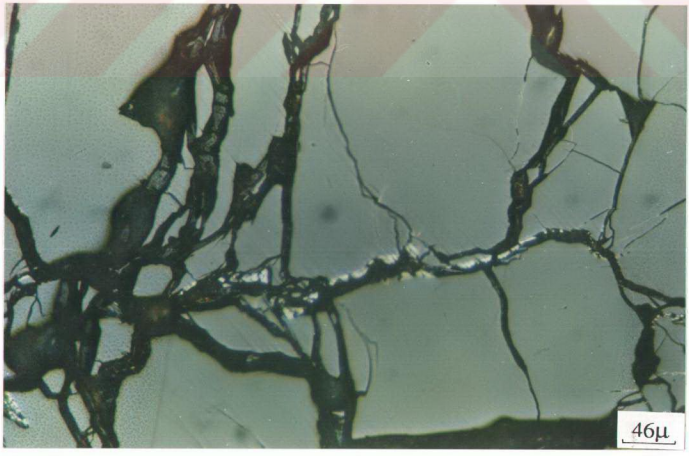
Şehirdere köyünün 1 km KD'sundaki zuhur da 0.2 tonluk rezerve sahip olup K35D/65KB duruşludur. Masif olan cevher kütlesi % 55 Cr_2O_3 tenörüne sahiptir.

Çırmıt köyünün hemen güneyinde rezervi 50-60 ton olan küçük bir yatak, 3 km GB'sında da rezervi 1-2 tonluk bir zuhur mevcuttur. Bunların tenörleri yüksek (%50-55 Cr_2O_3) olup doğrultuları genel doğrultuya paraleldir. Cevher kütleleri merceğimsi şekilli olup masif-saçınımlı dokuludurlar.

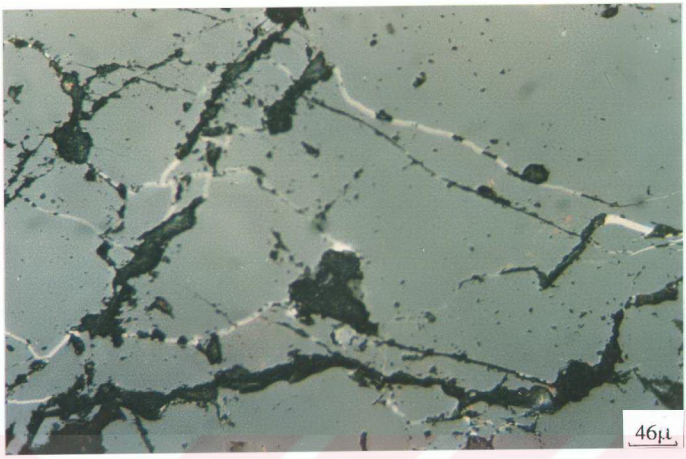
Harzburjitlere bağlı kromitler mikroskopta oldukça kataklastik bir doku gösterirler (Şekil 209-210). Merceksi şekilli olan kromitlerde kromit kristalleri ksenomorf (öz şekilsiz), bantlı şekildeki kromitlerdeki kromit kristalleri subotomorf (yarı özşekilli) ve nadiren de otomorf (öz şekilli) tur. Subotomorf ve otomorf kristaller genelde 500 mikrondan daha büyüktürler. Parçalanmış kristallerde en küçük parça 30, en büyük parça 300 mikron civarındadır.



Şekil 209. Sazlı köyü 2 km KD'sunda harzburjit içindeki bir kromit zuhurunun parlatılmış kesidinde kataklastik doku (Ö.no:849, Kr:kromit).

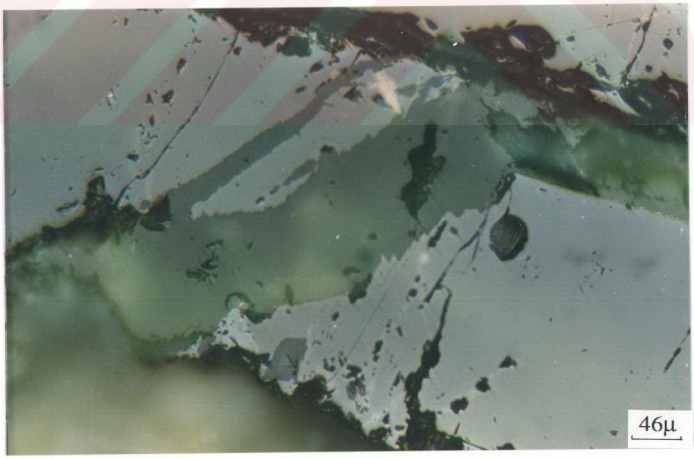


Şekil 210. Delavlar dağı 1 km güneybatısında bir kromit zuhurunda kataklastik doku (Ö.no: 24 Kr: kromit, M: manyetit).



Şekil 211. Hasbeykomu civarında bir kromit zuhurundan alınan örnekte ikincil manyetit damarları (Ö.no: 1004, Kr: kromit, M: manyetit.

Kromit kristalleri arasında gang olarak genelde serpantin kısmen de uvarovit mevcuttur. Kromit kristallerine eşlik eden manyetit, pirit, hematit ve uvarovit ikincil olarak ya kromit çatlaklarında ya da kromitlerin etrafında zarflar şeklinde bulunurlar (Şekil 211-212).

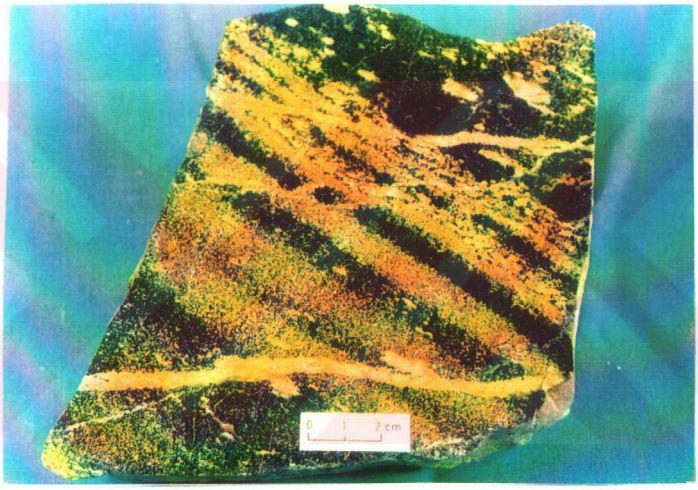


Şekil 212. Saptıran kuzeyinde bir kromit zuhurundan alınan örnekte kromitin ayrışmasıyle gelişen ikincil manyetit ve uvarovit mineralleri (Ö.no 983, Kr: kromit, M: manyetit, U: uvarovit).

2.4.1.4. Lerzolitlere Bağlı Kromitler

Lerzolitler kromit açısından harzburjitlerden de daha fakirdirler. Bu kayaçlardaki kromit cevherleşmeleri genelde çok küçük zuhurlar (1-5 kg'lık) şeklindedir. Ancak çok küçük yatak olarak kabul edilebilecek iki cevherleşme mevcuttur. Bütün cevherleşmeler bantlı yapıda olup genel duruşlar K60D/42-45KB'dır.

Sığınak mevkiinin 1 km KD'sunda çok küçük bir yatak (10-15 tonluk rezerv) mevcuttur. Tenörü oldukça düşük olan (% 33-35 Cr_2O_3) bu cevherleşme bantlı dokuludur (Şekil 213). Kromit ile serpantin (eski lerzolit) mineralleri ardalanmalı olarak bulunurlar.



Şekil 213. Sığınak mevkiinin 1 km KD'sunda lerzolit içerisindeki bir kromit cevherleşmesinde bantlı doku

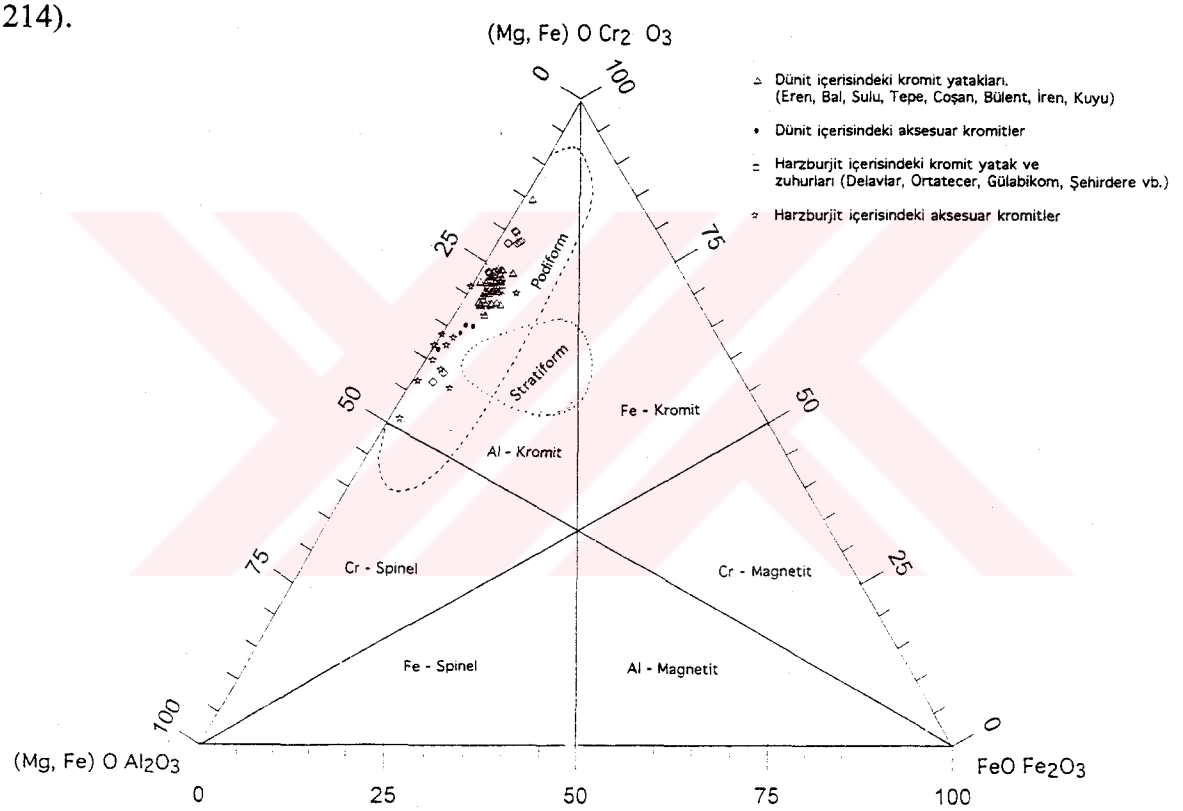
Kromit cevherleşmesinin fazla bir devamlılığı yoktur. Cevher ana kütlesi 20-30 m boyunda 5-6 m genişliğinde ve 1-1,5 m kalınlığındadır.

Sığınağın 3 km KD'sunda yine bantlı yapıda bir cevherleşme mevcuttur. Cevher genelde saçınımlı kısmen de masif dokuludur. Tenörü %20-45 Cr_2O_3 arasında rezervi 20-25 ton civarındadır. Faylarla oldukça parçalanan cevher kütlesinin genel duruşu K35D/65KB'dır. Halen çok düşük tenörlü (%15-20 Cr_2O_3) 50-60 tonluk bir kromit rezervi mevcuttur.

2.4.2. Kop Kromitlerinin Jeokimyasal Özellikleri

Kop kromit yataklarının jeokimyasal özelliklerinin incelenmesinde mikrokimyasal analizler baz olarak alınmıştır. Bu amaçla dünit ve harzburjitlerdeki kromit yatak ve zuhurlarından alınan örnekler ile dünit ve harzburjitik kayaçlarda aksesuar olarak bulunan kromit kristallerinin mikroprob analizleri yapılmış olup analiz sonuçları Tablo 26-35' de sunulmuştur. Analizler bir yatakta tabandan tavana ve ayrıca tek bir kristalde kristalin çekirdeğinden kenarına doğru sistematik olarak yapılmıştır.

Kop ültramafitleri içerisinde bulunan kromit yatak, zuhur ve aksesuar kromitleri Cr_2O_3-Al_2O_3-Fe_2O_3 üçgeninde benzer özellik sunur "Al-Kromit" sınıfına girerler (Şekil 214).



Şekil 214. Kopdağları kromitlerinin [83] kimyasal sınıflaması.

Yine aynı diyagrama göre bütün kromitler "podiform" alana düşerler. Bu diyagramda harzburjitlere ait yataklardaki kromitler dünitlerdekilere nazaran Cr_2O_3 bakımından daha zengindirler. Dünit ve harzburjitlere ait aksesuar kromitler ise yatak ve zuhur oluşturan kromitlerden Al_2O_3 bakımından daha zengindirler.

Kromitlerde Cr_2O_3'ün artmasına karşın Al_2O_3 miktarları azalır (Şekil 215-a). Aynı şekilde kromitlerin MgO-FeO içerikleri arasında da ters bir bağıntı mevcuttur (Şekil 215-b). Bu durum Thayer [84] tarafından da bir çok Alpin tip kromit yatağında belirlenmiştir.

Tablo 26. Dünitlere bağlı kromitlerdeki kromit kristallerinin mikroprob analiz sonuçları.

	Bal 5-1 orta	Bal 5-2	Bal 5-3	Bal 5-4	Bal 5-5 kenar
Al_2O_3	15.21	15.71	15.2	15.86	15.7
Cr_2O_3	55.05	54.22	55.3	53.96	55.39
Fe_2O_3	2.77	3.21	2.3	3.49	2.02
FeO	12.42	11.95	13.05	11.47	12.07
MgO	14.83	15.22	14.37	15.57	15.02
Al	0.56	0.58	0.56	0.58	0.58
Cr	1.37	1.34	1.38	1.33	1.37
Fe^{+3}	0.06	0.07	0.05	0.08	0.04
F^{+2}	0.32	0.31	0.34	0.3	0.31
Mg	0.69	0.71	0.67	0.72	0.70
Cr*	70.85	69.8	70.9	69.5	70.32
Mg*	68	69.43	66.3	70.8	68.96

	Bal 8-1 orta	Bal 8-2 kenar	Sulu 1-1 orta	Sulu 1-2 kenar	Eren 5-1 orta
Al_2O_3	15.65	14.84	14.06	14.93	12.9
Cr_2O_3	55.21	54.53	56.11	56.65	56.64
Fe_2O_3	2.33	44.17	2.28	3.13	3
FeO	11.85	11.15	14.39	13.96	14.42
MgO	15.19	15.71	13.38	13.64	13.33
Al	0.57	0.55	0.52	0.49	0.48
Cr	1.36	1.36	1.41	1.44	1.44
Fe^{+3}	0.05	0.08	0.05	0.07	0.07
F^{+2}	0.31	0.32	0.38	0.37	0.38
Mg	0.71	0.7	0.63	0.65	0.63
Cr*	70.3	71.17	72.83	74.6	74.6
Mg*	69.54	68	62.4	63.5	62.2

Cr*= 100. Cr/(Cr+Al) Mg*=100. Mg/(Mg+Fe^{+2})

Tablo 27. Dünitlere bağlı kromitlerdeki kromit kristallerinin mikroprob analiz değerleri.

	Eren 5-2 kenar	Tepe 5-1 orta	Tepe 5-2	Tepe 5-3	Tepe 5-4
Al_2O_3	12.7	13.38	12.97	12.53	13.48
Cr_2O_3	57.06	56.4	56.85	58.09	57.45
Fe_2O_3	2.95	2.9	2.83	1.86	1.57
FeO	13.98	13.91	14.1	14.79	14.49
MgO	13.58	13.69	13.52	12.91	13.16
Al	0.48	0.50	0.49	0.47	0.50
Cr	1.45	1.42	1.44	1.48	1.45
Fe^{+3}	0.07	0.07	0.06	0.04	0.03
F^{+2}	0.37	0.37	0.37	0.39	0.38
Mg	0.65	0.65	0.64	0.62	0.62
Cr*	75	73.9	74.63	75.7	74.1
Mg*	63.4	63.7	63	60.8	61.8
	Tepe 5-5 kenar	Tepe 8-1 orta	Tepe 8-2	Tepe 8-3	Tepe 8-4
Al_2O_3	14.2	13.54	13.46	13.69	14.03
Cr_2O_3	55.69	56.03	57.43	57.15	55.43
Fe_2O_3	2.35	3.18	1.67	2.03	3.36
FeO	14.94	13.67	14.29	13.31	13.34
MgO	13.05	13.89	13.3	14.01	14.17
Al	0.53	0.51	0.50	0.51	0.52
Cr	1.41	1.41	1.45	1.43	1.31
Fe^{+3}	0.05	0.07	0.04	0.04	0.08
F^{+2}	0.4	0.36	0.38	0.35	0.35
Mg	0.62	0.66	0.63	0.66	0.67
Cr*	72.5	73.5	74.13	73.7	72.62
Mg*	60.9	64.4	62.4	65.3	65.4

Cr*= 100. Cr/(Cr+Al) Mg*=100. Mg/(Mg+Fe^{+2})

Tablo 28. Dünitlere bağlı kromitler ile harzburjitlerdeki aksesuar kromit kristallerinin mikroprob analiz değerleri.

	Tepe 8-5	Tepe 8-6 kenar	Coşan a1 orta	Coşan a2 kenar	Coşan c1 orta
Al_2O_3	13.68	14.26	14.55	13.03	7.23
Cr_2O_3	56.15	54.63	57.32	57.65	64.93
Fe_2O_3	2.85	4	0.78	2.47	1.05
FeO	13.81	13.09	13.87	12.7	14.38
MgO	13.78	14.41	13.55	14.39	12.51
Al	0.51	0.53	0.54	0.49	0.28
Cr	1.42	1.37	1.43	1.45	1.69
Fe^{+3}	0.06	0.09	0.01	0.05	0.02
F^{+2}	0.36	0.34	0.36	0.33	0.39
Mg	0.65	0.68	0.64	0.68	0.61
Cr*	73.4	72.02	72.5	74.8	85.8
Mg*	64	66.2	63.5	66.9	60.8
	Coşan c-2	Coşan c-3	Coşan c-4 kenar	E-1 orta	E-2
Al_2O_3	14.24	14.06	13.15	20.79	19.65
Cr_2O_3	57.39	57.67	56.74	50.58	51.45
Fe_2O_3	1.48	1.4	3.44	0	0.09
FeO	12.56	12.51	12.18	17.06	16.77
MgO	14.48	14.48	14.83	11.71	19.99
Al	0.53	0.52	0.49	076	0.72
Cr	1.43	1.44	1.43	1.24	1.27
Fe^{+3}	0.03	0.03	0.08	0	0
F^{+2}	0.33	0.33	0.32	0.44	0.43
Mg	0.68	0.68	0.70	0.54	0.51
Cr*	73.2	73.4	74.3	62	63.7
Mg*	67.3	67.4	68.5	55.02	53.9

Cr*= 100. Cr/(Cr+Al) Mg*=100. Mg/(Mg+Fe^{+2})

Toblo 29. Harzburjitlerdeki aksesuar kromit ile (EH) dünitlere (Bülent, İrem) ve harzburjitlere bağlı kromitlerdeki kromit kristallerinin mikroprob analiz değerleri.

	E-3 kenar	H-1 orta	H-2	H-3 kenar	Bülent Or orta
Al_2O_3	21.57	19.69	18.79	21.31	16.66
Cr_2O_3	48.79	49.78	50.41	47.23	52.11
Fe_2O_3	0.85	1.27	1.51	2.31	3.15
FeO	16.22	17.73	17.88	16.53	13.22
MgO	11.17	11.21	10.45	11.09	12.93
Al	0.78	0.73	0.7	0.77	0.61
Cr	1.19	1.23	1.26	1.15	1.29
Fe^{+3}	0.01	0.03	0.03	0.05	0.07
F^{+2}	0.41	0.46	0.47	0.42	0.34
Mg	0.51	0.52	0.49	0.51	0.60
Cr*	60.3	62.9	64.3	59.8	67.55
Mg*	55.09	52.98	50.98	54.5	61.59

	Bülent ken kenar	İren Or orta	İren ken kenar	975 1 orta	975 2
Al_2O_3	16.42	12.8	12.39	13.74	13.48
Cr_2O_3	49.98	57.44	57.71	57.34	57.87
Fe_2O_3	4.24	2.51	2.86	1.79	1.26
FeO	13.35	13.91	13.44	13.32	14.19
MgO	12.01	13.59	13.89	13.98	13.31
Al	0.61.	0.48	0.46	0.51	0.50
Cr	1.26	1.45	1.46	1.44	1.46
Fe^{+3}	0.10	0.06	0.06	0.04	0.03
F^{+2}	0.35	0.37	0.36	0.35	0.37
Mg	0.57	0.65	0.66	0.66	0.63
Cr*	67.02	75.15	75.57	73.62	74.21
Mg*	61.29	63.73	64.56	65	62.77

Cr*= 100. Cr/(Cr+Al) Mg*=100. Mg/(Mg+Fe^{+2})

Tablo 30. Harzburjitlere bağlı kromitlerdeki kromit kristallerinin mikroprob analizleri.

	975 3	975 4	975 5 kenar	967 or orta	967 ken kenar
Al_2O_3	13.09	13.32	13.15	12.86	13.53
Cr_2O_3	56.93	57.51	57.57	58.12	58.43
Fe_2O_3	2.77	1.7	2.04	2.36	1.07
FeO	13.69	14.45	13.78	12.22	13.06
MgO	13.79	13.19	13.65	14.67	14.02
Al	0.49	0.50	0.49	0.48	0.50
Cr	1.44	1.45	1.45	1.46	1.46
Fe^{+3}	0.06	0.04	0.04	0.05	0.02
F^{+2}	0.36	0.38	0.36	0.32	0.34
Mg	0.65	0.63	0.65	0.69	0.66
Cr*	74.38	74.34	74.72	75.08	74.5
Mg*	63.98	61.76	63.82	68.24	65.74
	959 1 orta	959 2	959 3	959 4	959 5 kenar
Al_2O_3	9.82	9.78	9.85	10.28	10.02
Cr_2O_3	61.78	62.13	62.34	61.04	61.31
Fe_2O_3	1.94	1.47	1.3	2.29	2.42
FeO	12.57	13.05	12.8	12.2	11.87
MgO	14.08	13.7	13.85	14.41	14.61
Al	0.37	0.37	0.37	0.39	0.38
Cr	1.58	1.59	1.59	1.55	1.56
Fe^{+3}	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05
F^{+2}	0.34	0.35	0.34	0.32	0.32
Mg	0.67	0.66	0.66	0.62	0.70
Cr*	81.03	80.81	80.91	79.85	80.21
Mg*	66.57	65.45	66.04	67.94	68.82

$Cr^* = 100.\ Cr/(Cr+Al)$ $Mg^* = 100.\ Mg/(Mg+Fe^{+2})$

Tablo 31. Dünitlerdeki aksesuar kromitlerin mikroprob analiz sonuçları.

	D.1	D.2	D.3
Al_2O_3	11.04	11.26	11.30
Cr_2O_3	58.21	59.08	58.73
Fe_2O_3	2.25	0.92	1.75
FeO	17.78	19.06	17.26
MgO	10.49	9.33	10.23
Al	0.42	0.43	0.44
Cr	1.51	1.54	1.52
Fe^{+3}	0.05	0.02	0.04
F^{+2}	0.48	0.52	0.47
Mg	0.51	0.45	0.49
Cr*	77.98	78.12	77.85
Mg*	51.29	46.73	51.34

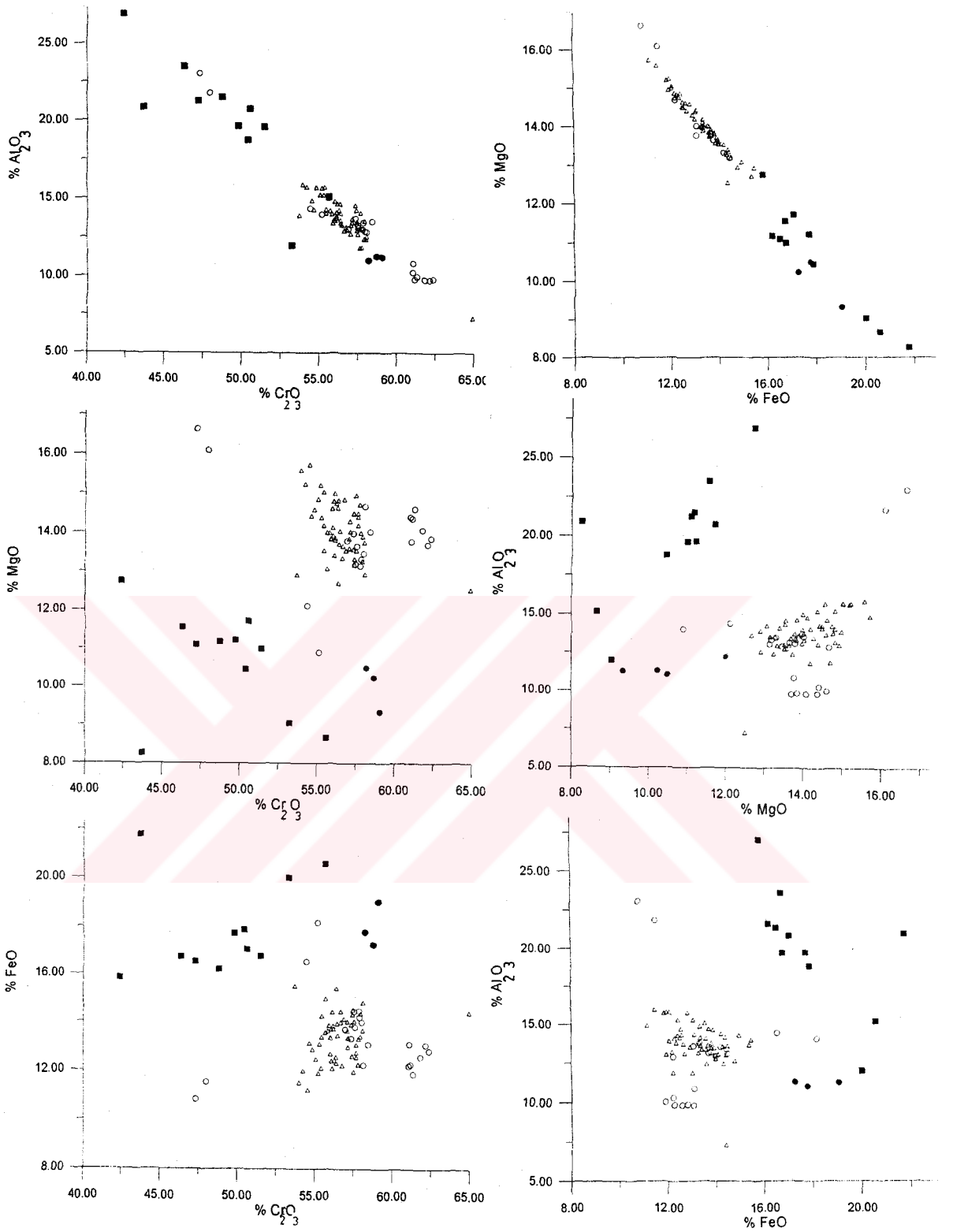
$Cr^* = 100.\ Cr/(Cr+Al)$ $Mg^* = 100.\ Mg/(Mg+Fe^{+2})$

Ayrıca dünit ve harzburjit içerisinde yer alan kromit yataklarındaki kromit kristalleri aynı kayaçlardaki aksesuar kromitlerden Cr_2O_3 bakımından daha zengin, Al_2O_3 bakımından ise daha fakirdir. Benzer durum MgO ve FeO içeriğinde de görülür. Aksesuar kromitler yatak oluşturan kromitit içerisindeki kromitlerden FeO bakımından daha zengin, MgO bakımından da daha fakirdir (Şekil 215-a,b,c,d).

Dünitlere bağlı kromit yatak ve zuhurlarında Cr/(Cr+Al) oranları 0.67-0.82, Cr/Al oranları 2.61-6.12 Cr/Fe oranları 2.58-4.00 arasında, $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranları da 0.60-0.71 arasında değişir.

Harzburjitlere bağlı yatak ve zuhurlarında Cr/(Cr+Al) oranları 0.57-0.81 Cr/Al oranları 1,37-4.2, Cr/Fe oranları 2.614.12, $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranları da 0.51-0.73 arasında değişir.

Kromitler jeotektonik olarak $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ - Cr/(Cr+Al) içeriklerine bağlı olarak sınıflandırılırlar [85]. Kop kromitlerinin bu diyagramda Alpin ile Stratiform tipte kromit alanlarının ortak noktalarına düşmekle beraber Alpin tipte kromit alanına meylettikleri belirlenmiştir (Şekil 216).



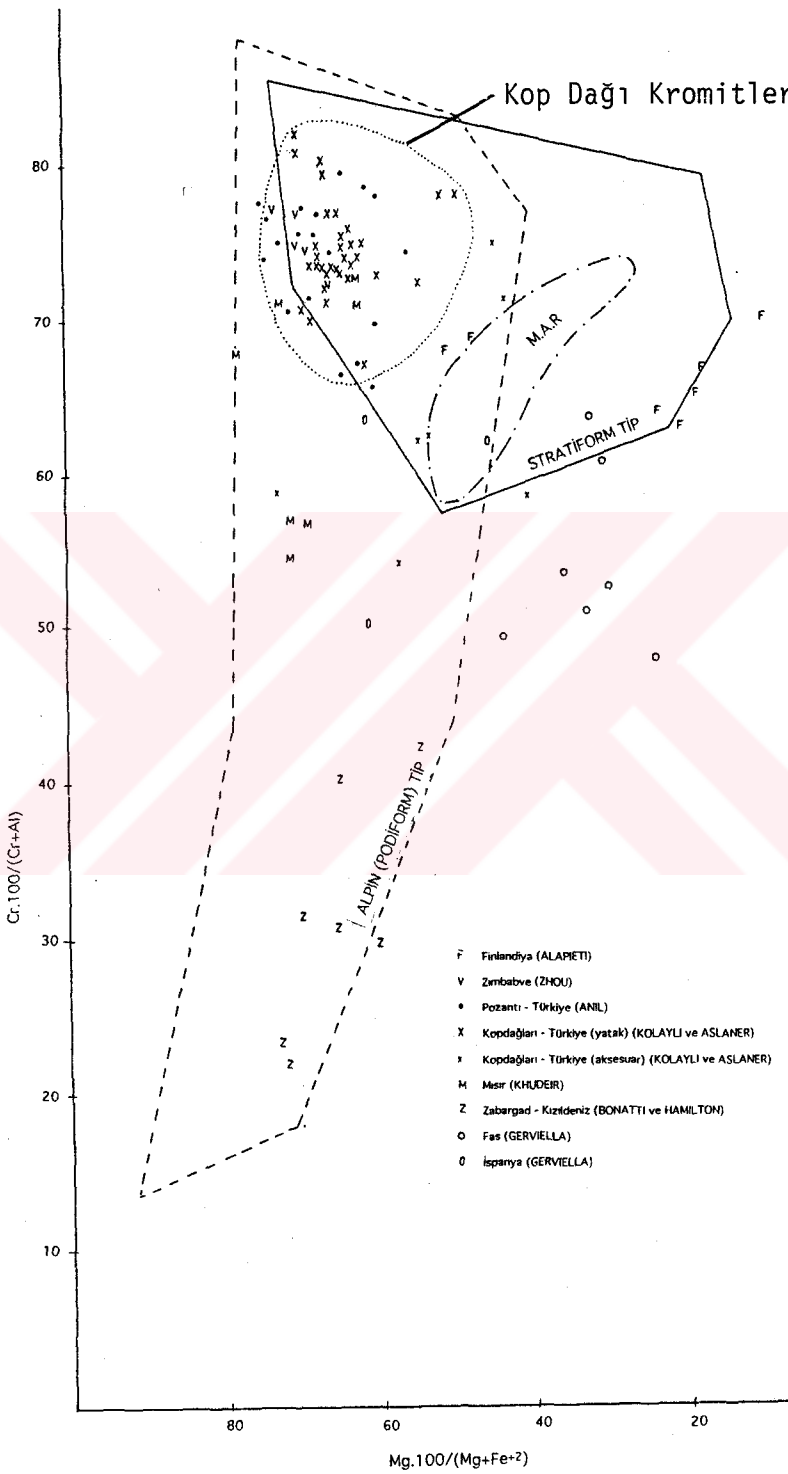
Şekil 215. Kopdağları kromitlerinin mikroprob analiz sonuçlarına göre ana oksit değişim diyagramları.

o Harzburjit içerisinde kromit yatak ve zuhurlarına ait kromitler.

Π Harzburjit içerisinde aksesuar kromitler.

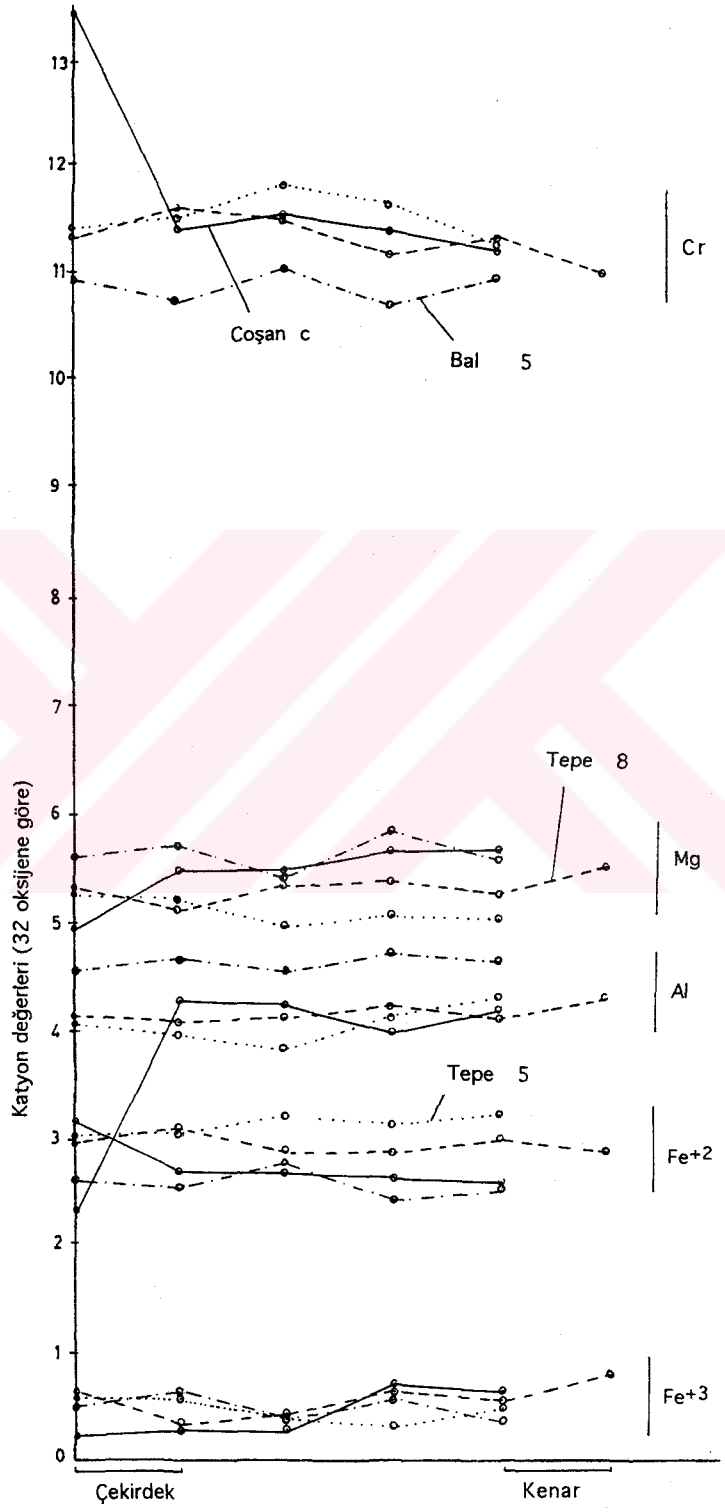
Δ Dünit içerisinde kromit yatak ve zuhurlarına ait kromitler.

• Dünit içerisinde aksesuar kromitler.



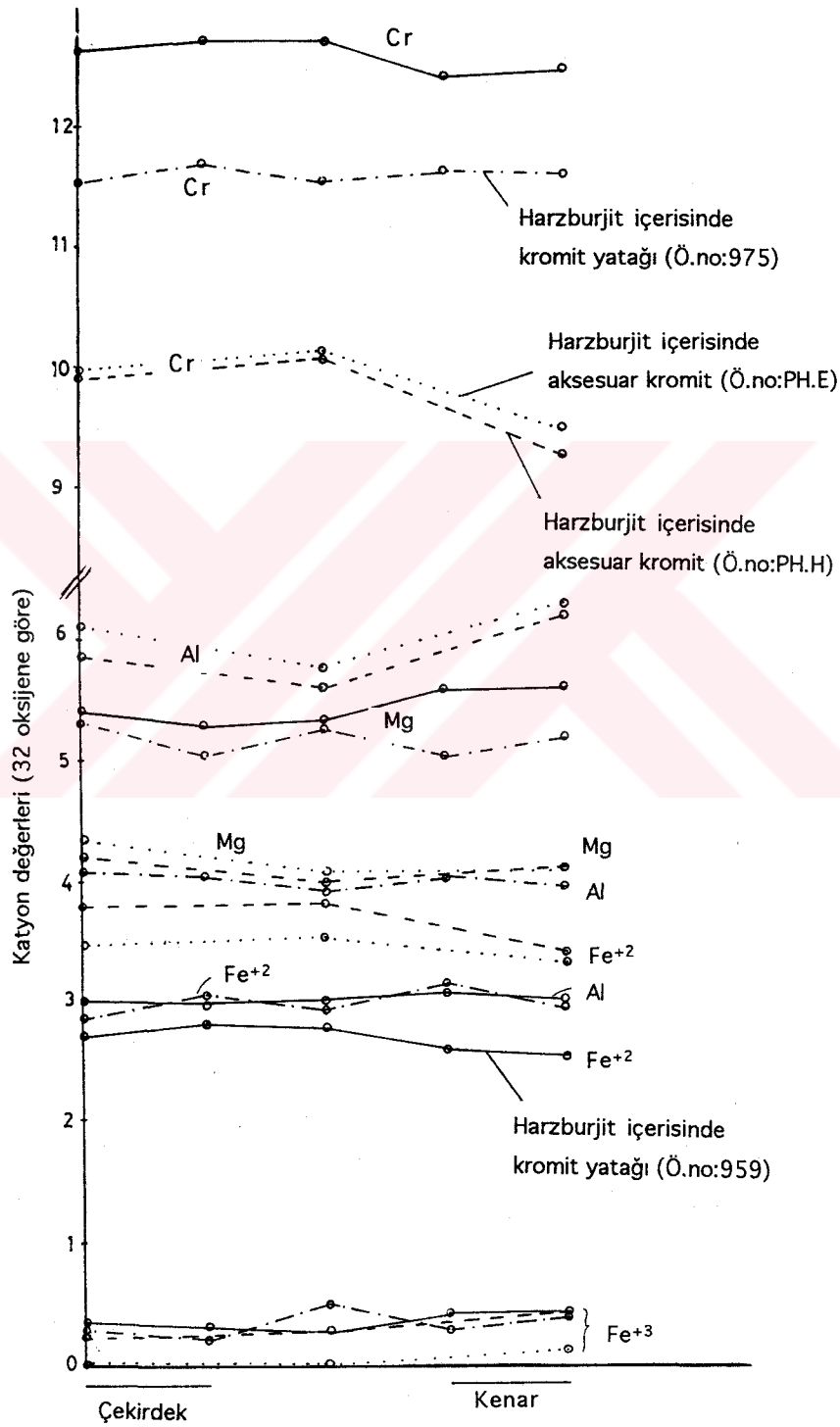
Şekil 216. Kop kromitlerinin [85] jeotektonik sınıflaması, diğer stratiform ve podiform kromitlerle karşılaştırılması [86-88].

Kromitlerde kristal merkezinden kenarına doğru sistematik olarak yapılan analizler grafik olarak sunulmuştur (Şekil 217). Buna göre dünitlere bağlı kromit yataklarında kromit kristallerinin Cr oranı merkezden kenara doğru nisbeten azalmakta, Fe^{+3} değerleri az da olsa artmaktadır. Diğer katyonlarda ise önemli bir değişiklik görülmemektedir.



Şekil 217. Dünitlere bağlı kromitlerde kromit kirstallerinin merkezden kenara doğru Cr, Al, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3} katyonlarının değişimleri .
(Not: Fe^{+3} değerleri stokiyometrik olarak hesaplanmıştır).

Harzburjit içerisindeki kromit yatak ve zuhurlarına ait kromit kristallerinden merkezden kenara doğru Cr, Mg, Al, Fe^{+2} hemen hemen sabit, Fe^{+3} ise hafifçe artmaktadır. Aynı kayaçlarda aksesuar olarak bulunan kromit kristallerinde kristalin merkezinden kenarına doğru Cr, Fe^{+2} azalmakta, Fe^{+3}, Al artmakta, Mg ise hemen hemen sabit kalmaktadır (Şekil 218).



Şekil 218. Harzburjitlere bağlı kromitlerde kromit kristallerinin merkezden kenara doğru Cr, Al, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3} katyonlarının değişimleri.

3. BULGULAR VE İRDELEME

Ültramafik ve beraberindeki bazik, nötr ve asit kayaçların zaman ve mekan birliği göstermesi, bunların aynı bir magmadan diferansiasyonla ayrıldıklarını gösterir. Bu diferansiasyonun en önemli delilleri aşağıda sıralanmıştır:

1- Peridotitlerde kromitin en alt birim olan dünitlerde çok bol ve masif yapıda; en üst birim olan lerzolitlerde az ve bantlı yapıda olması

2- Peridotitik masifin en alt kısmında olivinin (dünit), orta kısımlarda olivin yanında ortopiroksenin (harzburjit), üst kısımlarda ise olivin ve optopiroksene ilaveten klinopiroksenin (lerzolit) varlığı ve piroksenitlerin bunları kesmesi.

3- Lerzolitlerin en üst seviyelerde (gabrolara yakın alanlarda) az da olsa plajiyoklas içermesi.

4- Gabroların peridotitlere yakın alanlarda bantlı yapıda olup kuzeye doğru izotropik yapı kazanması (ve ferromagnezyen mineral oranının azalması).

5- Gabro içindeki plajiyokların anortit içeriğinin kuzeye doğru azalması.

6- Gabroların kuzeye doğru daha asit (diyorit, kuvarslı diyorit) kayaçlara geçiş göstermesi.

7- Dünitlerden, harzburjitlere harzburjitlerden de lerzolitlere mineralojik anlamdaki tedrici geçişe kimyasal analizlerin de uyum göstermesi (Dünitten lerzolite doğru MgO oranında azalma; FeO, Al_2O_3, CaO oranında artma).

8- Ültramafitlerin MORB'a göre normalize değerlerinin ortalama olarak 1'in altında (tüketilmiş), buna karşın bazik, nötr ve asit kayaçlarda aynı değerlerin 1'in üzerinde olması.

Peridotitler ve beraberindeki bazik, nötr ve asit kayaçlar jeotektonik anlamda subkontinental karaktere sahiptirler. Yani, sözkonusu bu kayaçlar alt kıta kabuğuna manto yükselimi şeklinde sokulum yapmışlardır. Kıta kabuğuna manto yükselimini destekleyen veriler şunlardır.

1- Peridotitler içindeki klinopiroksenlerin Na-Cr içerikleri (mikroprob yöntemle) incelenmiş örneklerin % 71'i subkontinental peridotit alanına, % 29'u da okyanusal peridotit alanına düşmüştür. Bir kısım örneğin suboseanik alana düşmesi metamorfik ve tektonik etkilere [76] bağlanmıştır.

2- Ültramafitler yaklaşık DB doğrultusunda uzanım gösterip kıtasal bir kabuk parçası olan amfibolit içerisine (Pulur masifinde gnayslar içerisine) büyük bir sokulum yapmışlardır. Dolayısıyle de sokulum yapan bu kütle hem kuzeyinde hem de güneyinde amfibolit anklavları içerir (orta, yani sırt ekseninde anklav görülmemesi aşınmaya bağlanmıştır).

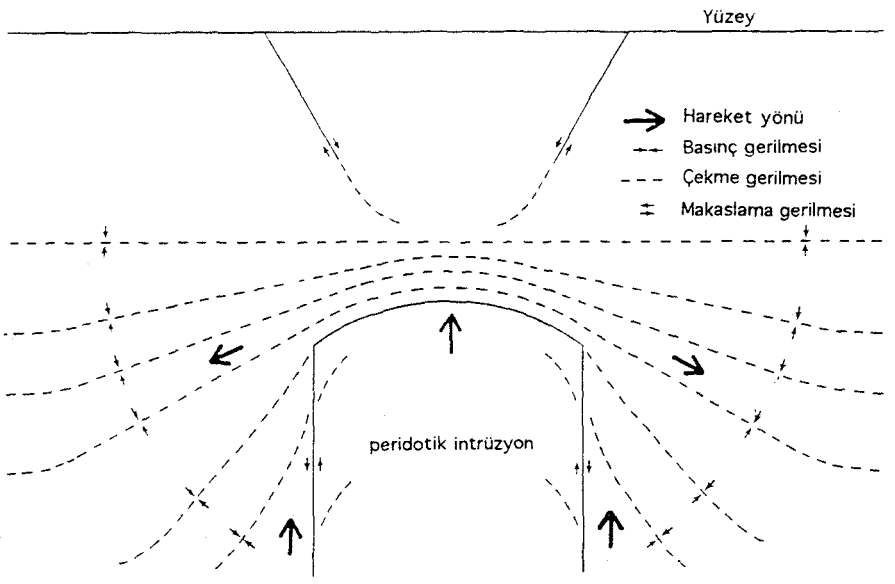
3- Ültramafik masifin kuzeyindeki magmatik bantlaşmalar kuzeye, güneyindeki bantlaşmalar da güneye eğimlidirler.

4- Peridotitler ve beraberindeki asit, nötr ve bazik kayaçların kıta kabuğunda bol bulunan La, Ce ve Pr gibi büyük iyonlu litofil elementlerce zengin olması kıta kabuğuna sokulumdan dolayı oluşabilecek kirlenmeye bağlanılabilir.

5- Ültramafitler ile beraberindeki bazik ve asit kayaçların NTE içerikleri incelenmiş, subkontinental ve suboseanik (ofiyolitik) karakterli eşlenikleriyle karşılaştırılmıştır. Ültramafitlerin tümünün subkontinental karakterli olduğu belirlenmiştir. Ancak bazik ve asit kayaçların NTE içerikleri bu kayaçların eşlenikleriyle karşılaştırıldığında ültramafitler kadar kesin sonuç vermezler. Diyagramlarda örneklerin yarıya yakın bir bölümü subkontinental alandan uzak alanlara düşerler. Bu durum;

a) Diyagramlarda tanımlanan şablon alanların sınırlarının tartışılabilirliğine
b) Analizlerden doğabilecek hatalara
c) Tektonizma, metamorfizma ve alterasyonun etkisine bağlanabilir.

Bölgenin jeotektonik evriminde bir kısım veri de tortul kayaçlardan elde edilmiştir. Ültaramafik kayaç çakıllarının Liyas, Malm-Alt Kretase tortuları içerisinde bulunmayıp, sadece Üst Kretase ve daha genç tortular içinde bulunuşu bunların yüzeyleme yaşının Alt Kretase sonu ile Üst Kretase öncesi olduğunu gösterir. Malm-Alt Kretase tortuları içinde ültramafitlerin bulunmayışı iki şekilde yorumlanır. Birincisi bu tortul kayaçlar, şu an bulundukları yere yabancı olup, daha güneydeki Torid kuşağından kuzuye doğru sürüklenmişlerdir [90]. İkinci bir görüşe göre bu kayaçlar ortamın kayaçları olup ark gerisi bir havzanın ürünleridirler. Buna göre Kop bölgesi bugünkü Pontidlerin kuzeyinde gelişen ve güney yönlü bir yitimin ark gerisi havzasına karşılık gelir. Ark gerisi bu havzadan çekme gerilmesi ile kabuğun incelenmesi ve buna bağlı olarak da manto yükselimi [89] sözkonusudur (Şekil 219).

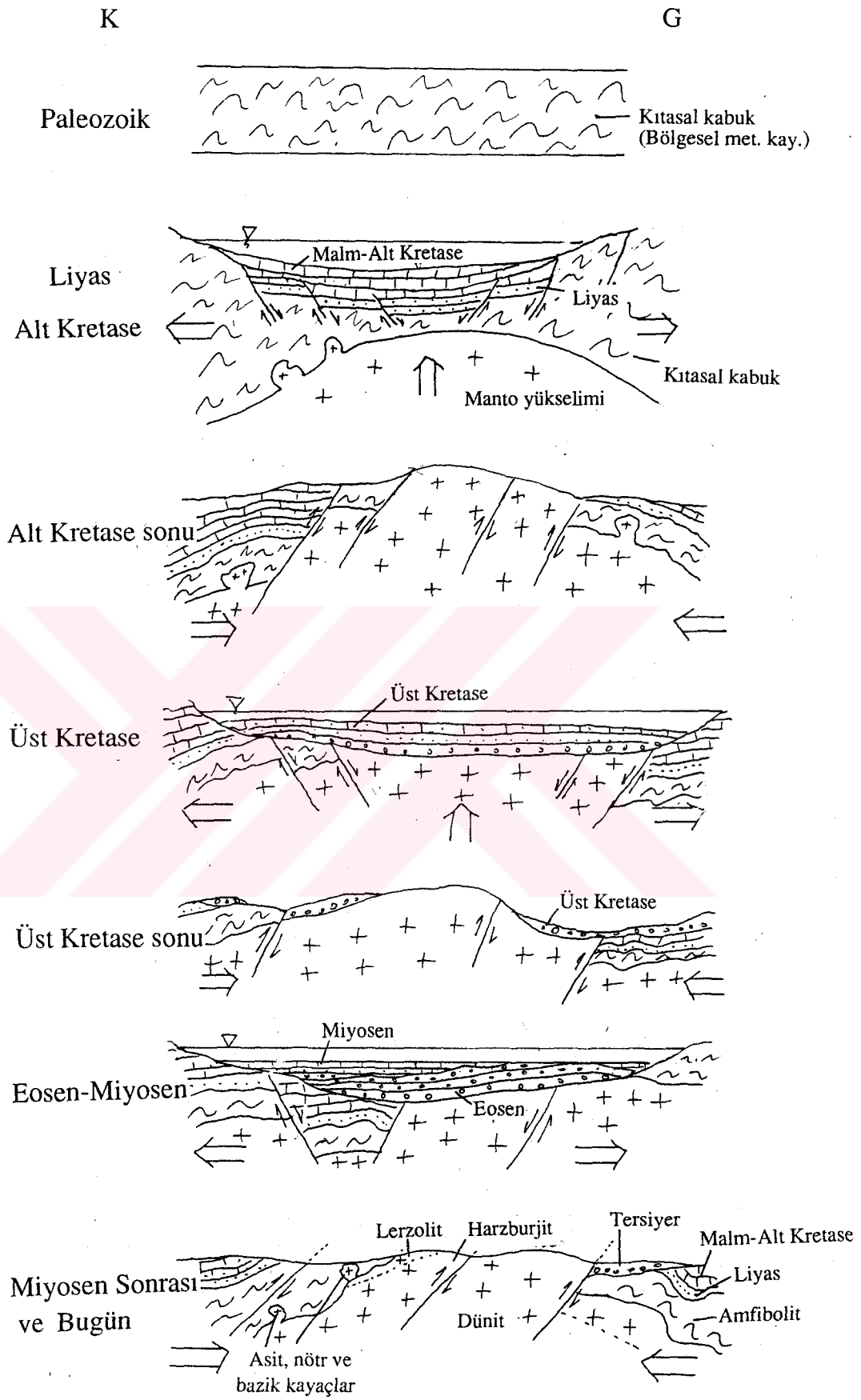


Şekil 219. Kıta kabuğuna sokulum yapan peridotit modeli [89].

Bütün yukarda anlatılanlar ışığında Paleozoikten günümüze bölgenin jeotektonik evrimi şöyle gelişmiştir:

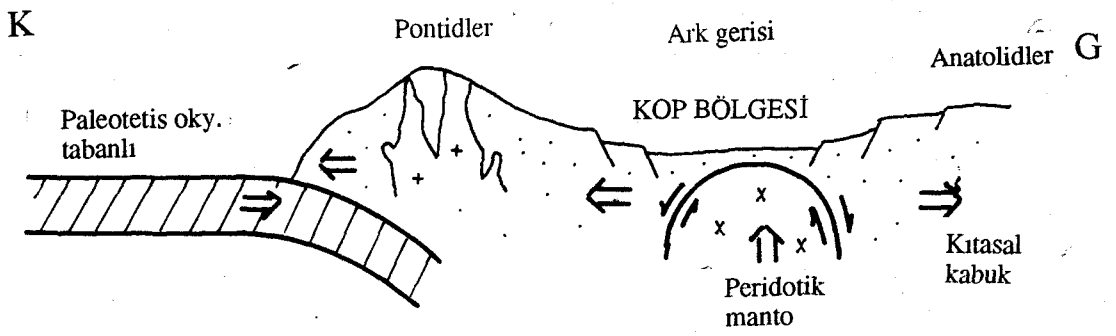
Kop bölgesi metamorfitleri Paleozoik yaşlı olup kıtasal bir kabuğa karşılık gelirler. Liyas ve hemen öncesinde bu kıtasal kabuk KG yönünde açılmaya başlamış, incelen kıtasal kabuk içerisine de manto yükselimi (yerleşimi) olmuştur (Şekil 220) Açılma esnasında gelişen Liyas denizinde kıtasal kabuğun kırıntılarını içeren Liyas yaşlı tortular çökelmiştir. Açılma Alt Kretase sonuna kadar sürmüştür (Bu esnada Dogger'de de açılmanın devam ettiği kabul edilmiştir). Liyasta oluşmaya başlayan çökel ortamı Alt Kretase sonunda maksimum derinliğini kazanmıştır. Alt Kretase sonu ile Üst Kretase öncesindeki zaman aralığında bölgede sıkışma rejimi hüküm sürmüş; Liyas ve Alt Kretase tortulları, metamorfitler ile peridotitler (ve beraberindeki magmatitler) su yüzeyine çıkarak aşınmaya uğramışlardır. Üst Kretasede tekrar açılma rejimi gelişmiş ve havzada aynı yaşlı tortular çökelmiştir. Bu detritik tortullar içerisinde, metamorfitlerin, Malm-Alt Kretase kireçtaşlarının, peridotit ve beraberindeki magmatik kayaçların da kırıntıları yer alır.

Bölge Üst Kretase sonunda tekrar sıkışarak yükselmiş ve Eosene kadar erozyona uğramıştır. Eosende yeniden açılma rejimiyle çökel havzasına dönüşmüş ve Eosen sonunda kısa bir epirojenik yükselmeyi Miyosen'deki son bir açılma izlemiştir. Miyosen sonunda başlıyan sıkışma rejimi önceki birimlerin Miyosen çökelleri üzerine bindirmesini ve takiben bölgenin bugünkü topografyasını kazandırmıştır (Şekil 220).



Şekil 220. Kop bölgesinin Paleozoikten bugüne jeolojik evrimi ve peridotitlerin yerleşim-gelişim modeli.

Netice olarak bölgenin bir ark gerisi havza olduğu, ültramafik ve beraberindeki kayaçların aynı bir manto yükselimi içinde diferansiasyonla geliştikleri sonucuna varılmıştır. Daha önceleri ve değişik araştırmacılarca [91, 28] Pontidlerin kuzeyinden güneyine doğru (Şekil 221) olduğu kabul edilen yitimin, Kop peridotitlerinin ark gerisi bir havzada manto yükselimi ile oluştuklarını destekler niteliktedir.



Şekil 221. Kop peridotit havzasının plaka tektoniğindeki konumu.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Bu çalışma ile Kopdağları ve civarının yaklaşık 730 km^2'lik bir bölümünün 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır.

2. Ültramafik kayaçlar sırasıyle dünitler en altta olmak üzere harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenit (ortopiroksenit, klinopiroksenit, websterit) alt gruplarına; bazik, nötr ve asit kayaçlar ise gabro, diyorit, diyabaz, kuvarslı diyorit, tonalit, granofir, dasit ve bazalt alt gruplarına ayrılmışlardır.

3.Ültramafitler ve bunlarla zaman ve mekan birliği gösteren asit, ortaç ve bazik kayaçlar jeotektonik açıdan subkontinental karakter sunarlar. Sözkonusu bu kayaçlar kıtasal kabuk içerisine manto yükselimi şeklinde ve büyük bir kütle halinde yerleşmişlerdir.

4. Liyas-Alt Kretase çökelleri içinde ültramafit çakıllarına rastlanılmamıştır. Ancak bu çakıllara Üst Kretase ve daha genç tortularda rastlanılması ültramafitlerin yerleşim yaşının Liyas-Alt Kretase, yüzeyleme yaşının ise Üst Kretase öncesi olduğunu belirtir.

5. Ültramafik kayaçlarla bazik magmatik kayaçlar; bunlarla da ortaç ve asit olanlar arasında bir dereceli geçiş sözkonusudur. Gabroik kayaçların lerzolitlere yakın alanlarda bantlı yapı ve ferromagnezyen minerallerce zengin, lerzolitlerden (kuzeye doğru) uzaklaştıkça izotropik yapıya dönüşüp ferromagnezyen minerallerce fakir hale gelmesi, kuzeye doğru yerini diyorit ve kuvarslı diyoritlere bırakması bunun en önemli delilidir.

6. Amfibolitler para ve orto kökenli olup gnays ve mikaşistlerle beraber rejyonal metamorfizma ürünüdürler.

7. Kromit yataklarını etkileyen ana faylar KD-GB doğrultulu sol yönlü ters fay niteliğinde olup yanal atımları doğuya doğru azalır.

8. Kromit yatakları dünit, harzburjit ve lerzolitik kayaçlarda bulunurlar. Dünitlere bağlı kromitler büyük rezervli fakat orta derece tenörlü, harzburjitlere bağlı olanlar küçük rezervli fakat yüksek tenörlü, lerzolitlere bağlı olanlar ise hem küçük rezervli hem de düşük tenörlüdürler.

9. Kromit yatakları arasında geometrik bir ilişki mevcuttur. Bütün cevherleşmeler K(60-70) D/(30-60) KB duruşlu olup cevher kütleleri, genişliği 300-400 m olan bir hat üzerinde bulunurlar.

10. Cevher kütlelerinin hemen hemen tamamı K30-40D doğrultulu sol yönlü ters faylarla parçalanmış olup, bu fayların atımı doğuya doğru azalır, batıya doğru artar.

11. 300-400 m genişliğindeki cevher hattının alt seviyelerinde masif-saçınımlı, üst seviyelerinde yarı bantlı cevher mevcuttur.

12. Eren kromit yatağında cevher ana kütlesi güney yönlü ters bir fayla parçalanmıştır. Kuzeydeki yükselen cevher bloğunun derinliği 70 m'den 26 m'ye düşmüştür. Burada cevherin kuzey devamını işletilen yatağın 70 m kuzeyinde ve işletilen yatağın kotundan 26 m daha derinde aramak gerekir.

13. Doğu Ezan kromit yatağı K35D/65KB duruşlu sol yönlü bir fayla ikiye bölünmüştür. Halen işletilen bu yatağın ikinci yarısını bu yataktan 130 m uzakta ve K35D doğrultusunda aramak gerekir.

14. Sulu kromit yatağı Bal kromit yatağının K70D doğrultusunda bulunur. Sulu kromit yatağı Bal yatağı ile aynı konumda (K80D/50KB), fakat aynı çizgi üzerinde değildir. Sulu kromit yatağı, aranması önerilen Bal'ın KD parçası ile hemen hemen aynı çizgi üzerine düşer. Bu ikisi arasındaki çizgisel hat üzerinde başka yataklar da aranmalıdır.

15. Coşan kromit sahasında zuhurlar ile cevher ana kütlesi arasında geometrik bağıntılar saptanmış ve buna dayanılarak yeni yatakların bulunabileceği alanlar belirlenerek sondaj yerleri önerilmiştir.

16. Heyelan kromit yatağında da cevher-zuhur ilişkisi tespit edilmiştir. Galeride işletilen cevherin kuzey parçası 25-35 m kuzeybatıda ve 16-18 m daha derinde aramak gerekir.

17. Tepe kromit yatağı civarında yeni cevher kütlelerini etraftaki küçük cevher mostralarının 45-50 m daha düşük kotunda ve zuhurlardan 90-110 m KB'da aramak gerekir.

5. KAYNAKLAR

[1] Ketin, İ., Über die Geologie der Gegand von Bayburt in nordost Anatolien. Rev. Fac. Sc. Üniv. Bd. 16, (1951), 113-127.

[2] Gattinger, T.E., Explanatory text of the geological map of Turkey Trabzon, 1:500.000, MTA yayını, Ankara, 1962.

[3] Wedding, H., Beitrare zur Geologie der Kelkit linie und zur stratigraphie des Jura im Gebiet Kelkit-Baybut, MTA derg. 61 (1963), 31-37.

[4] Ağralı. B., Bayburt bölgesinde dogger mevcudiyetinin palinolojik yolla ispatı, MTA derg., 65, (1965), 32-42.

[5] Faure, D., Çoruh nehri ile Karasu çayı arasındaki stratigrafik seri ve Bayburt-Aşkale Tektoniği , MTA yayını, Ankara, 1967.

[6] Burşuk, A., Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelemesi, Doktora tezi, İTÜ Fen Fak., İstanbul, 1975.

[7] Ağar, Ü., Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi Doktora tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, İstanbul, 1975.

[8] Altıparmak, S., Demirözü Permo-Karbonifer yaşlı birimlerin çökel ortamı ve taşkömür oluşumları. MTA yayını, Ankara, 1982.

[9] Korkmaz, S., Baki, Z., Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, TJK Bül, 5, (1984) 107-115, Ankara.

[10] Akdeniz, N., Demirözü (Bayburt) Permokarbonitesi ve bölgesel yapı içindeki yeri. MTA yayını, Ankara, 1984.

[11] Keskin, İ., Bayburt dolayının jeolojisi, MTA yayını, Ankara, 1989.

[12] Tarhan, N., Bingöl-Karlıova Yedisu dolayının jeolojisi, MTA yayını, Ankara, 1992.

[13] Bektaş, O., Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Tanyeri Bucağı Yöresindeki Jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları, Doktora tezi, KTÜ Yer Bil. Fak. Trabzon, 1981.

[14] Miyashiro, A., Ofiyolitlerin Sınıflandırılması, Özgül Nitelikleri ve Kökeni.. Yeryuvarı ve İnsan , 1, (1976) 56-73.

[15] Buket, E., ve Ataman, G., Erzincan Refahiye ültramafik ve mafik kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri , 9, (1982), 5-17.

[16] Yılmaz, A., ve diğ., Geological characteristic and structural evolution of the ophiolitic units around Sakaltutan Dağı (Erzurum) METU, 21, (1988) 221-235.

[17] Kipman, E., Batı Kopdağı ve Güneyinin temel jeolojisi özellikleri ve yapısal evrimi, İTÜ. Müh. Fak. İstanbul, 1989

[18] Kaaden, G., Ziraat Bankası Kromit Şirketi adına Kopdağ batısındaki kromit ruhsatlarının değerlendirilmesi, MTA yayını, Ankara, 1962.

[19] MTA, Choromite deposits of Turkey, MTA yayını, Ankara, 1966.

[20] MTA-Japon Ekibi, Geological Survey of Kopdağ in Eastern Turkey (Phase II), MTA yayını, Ankara, 1979.

[21] MTA-Japon Ekibi, Report on geological survey of Tunceli and Kopdağ areas, eastern Turkey (Phase III), MTA yayını, 1981.

[22] Ketin, İ., Tectonic units of Anatolia, MTA Bul. , 66, (1966), 23-24.

[23] Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., Remmants of a Pre Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Palea Tethys, Geol. Soc. Am. Bulletin, 91, 1(1980), 599-609.

[24] Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysic, 75, (1981), 181-241.

[25] Şengör, A.M.C., Kimmerid orejenic sisteminin evrimi: Orta Mmesozoyikte Paleotetisin kapanması olayı ve ürünleri, T.J.K Bül, 2, 1982, 45-46.

[26] Tokel, S., Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimyası, Türkiye'den örnekler. Yer yuvarı ve insan, 6/3-4, (1981), 55-65.

[27] Tokel, S., Liyas volkanitlerinin kuzey anadoludaki dağılımı, jeokimyası ve kuzey tetis adayayı sisteminin açıklanmasındaki önemi, 37. T.J.K. Kurultayı, 1983, Ankara Bildiriler Kitabı, 42-43.

[28] Bektaş, O., Doğu Pontid (KD Türkiye) ark gerisi baseninde ensialik ofyolit oluşumu, T.J.K. Bülteni, 6, 1991, 187-197.

[29] Winkler, H.G.F., Petrogenesis of metamorphic rocks, 5 th edi., Spri. Verlag New York-Berlin, 1979.

[30] Deer, W.A., Howıe, R.A., ve Zussman, J., An introduction to the rock forming minerals, Longmans, Green and Co. Ltd., London, 1966.

[31] Powder D.F., Inorganics (sets 6-10) PP1S-10İRB, Pensiylvania, 1967.

[32] Taslı, K., Bektaş, O. ve Yılmaz, C., Doğu pontid magmatik yayının kuzey zonundaki Malm-Alt Kretase karbonat platformuna ait yüzeylenmeler, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı. Şubat 1994, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 142.

[33] Norman, T., Bayburt Güneyindeki Alt Tersiyer Havzasında Paleoakıntı Yönleri, TJK Bülteni, 19, (1976), 23-30.

[34] Aslaner, M., Kor ve kor kırıntıları kayaçlar, KTÜ, Müh-Mim Fak, No.23, Trabzon, 1983.

[35] Wichell, A, N., Elements of Optical Mineralogy, Part I, John Wiley and Sons, New York, 1956.

[36] Aslaner, M., İskenderun (Kırıkhan) Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeoloji ve Petrografisi, MTA yayını, 150, Ankara, 1973.

[37] İşler, F., Kurtlapa Çaltılı (Sivas) civarının jeolojik, petrografik ve petrokimyasal incelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Yer Bilimleri Fak., Trabzon, 1983.

[38] Mackenzie, R.C., Differantial Thermal Analysis, Acad. press., London and New York, 1970.

[39] Faust, C.T., Fahey, J.J., The serpantine group minerals, Geol. Surv. 384-A, (1962) 92-94.

[40] Streckeisen, A., Classification and nomenclature of igneous rocks, Njb. Miner. Abh., 107, Stutgart, 1967.

[41] Kolaylı, H., Pargasitli natrolititlerin (Kop dağları) mineralojik ve petrografik özellikleri, S.D.Ü., IX Müh. Semp., 1996, Isparta, Bildiriler kitabı, 181-187.

[42] Irvine, N. ve Baragar, W., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. of Earth Sci., 8, (1971), 523-548.

[43] Lippart, S. ve Truckle., Spatial and temproal variations in basalt geochemistry in the Kenya rift in petrology and geochemistry of continental rift. D. Reidel pub. Co., Amsterdam, 1978.

[44] Niggli, P., Rocks and Mineral Deposits. W.H. Freeman and Co., San Fransisco, 1954.

[45] Leake, B.E., The chemical dimention between orto-para amphibolites. J.Petrology, 5, (1974), 238-254.

[46] Van der Kamp, P.C., Origin of amphibolites in the Beartooth mountains, Wyoming and Montana. New data and interpretation. Bull. Geol. Soc. Amer, 82, (1969), 3163-3168.

[47] Kesler, T.J. ve Kesler, S.E., Amphibolites of the Cartersuille District, Georgia. Bull. Geol. Soc. Amer., 82, (1971), 3163-65.

[48] Özpınar, Y., Denizli-Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bil. Ens., Trabzon, 1987.

[49 Elhaney, M.S. ve Sween, HY., Petrology of the Chunky Gal Mountain mafic-ultramafic complex, Nort Carolina, Geol. Soc. of Amer. Bull., 94, (1983), 855-874.

[50] Schüssler, U., Metabasites from the KTB Oberp Falz target area, Bavaria geochemical characteristics and examples of mobile behaviour of "immobile" elements Tectonoghysics. 157, (1989), 135-148.

[51] Coleman, R.G., Ophiolites: Ancient Oceanic Lithospere. ISBN 0-387-08276, Spr. Ver., New York, 1977.

[52] Buket, A., Ataman, G., Erzincan Refahiye ültramafik ve mafik kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri. H.Ü. Yer Bil. Ens. bül. 9, (1982), 5-17.

[53] Taylor, S.R. ve Mc Lennan S.M., The continental crust, its composition and evolution. Blackwell sci. pub. Oxford, 1985.

[54] Bevins, R.E., Petrology and geochemistry of lower to Middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. Ass., 95, (1984), 337-347.

[55] Weaver, B. ve Tarney, J., Major and trace element composition of the continental litosphere, PCE, 15, (1984), 7.

[56] Weawer, B., Tarney, J. Empiricial approach to estimating the composition of the continental crust, Nature, 310, (1984), 575-57.

[57] Taylor, S. T., Mc Lennan, S.M., The continental curust: It's composition and evolution. Blackwel sci. pub. ISBN:0-632-01148-3, Oxford, 1985.

[58] Leblanc, M. ve Temagoult, A., Chromite pods in a lherzolite massif (Algeria): evidence of oceanic-type mantle rocks along the western Mediteranean Alpine Belt. Lithos, 23, (1989), 153-162.

[59] Rollinson, H.R., Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, Sci. and Tec. Limited, England, 1993.

[60] Fujimaki, H., Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. 40. Lunar and planetary science conference, 1984, J. Geophys. Res., P.2. B662-B672.

[61] Arth, J.G., Behaviour of trace elements during magmatic processes, U.S. Geol. Surv. 4, (1976), 41-47.

[62] Krauskopf, K., Introduction to Geochemistry, Mc Graw Hill Book Co., New York, 1979.

[63] Pearce , J.A., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology , 25, (1984), 956-983.

[64] Wood, D.A., The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province, Earth and Planet. Sci. Let. 50, (1980) 11-30.

[65] Le Maitre, R.W., A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, sci. pub., Oxford, 1989.

[66] Johnsen, L.S., A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, (MP 66), Ontario, 1976.

[67] Pearce J.A. ve Cann J.R., Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary sci. let., 19, (1973) 220-230.

[68] Meschede, M., A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basals and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geol., 56, (1986), 207-218.

[69] Miyashiro, A., Volcanic rock series in İsland arcs and active continental margins. Amer. Jour. Sci. 274, (1974), 321-335.

[70] Pearce, J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Willey, New York, 1982.

[71] Fujimaki, H., Partition coefficients of Hf, Zr and REE between, zircon, apatite and liquid., Contrib. Mineral. Petrol., 94, (1986), 42-45.

[72] Pearce J.A. ve Norry, M.J., Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Min. Petrol., 69, (1979), 33-47.

[73] Nash W.P. ve Crecraft H.R., Partition coefficientss for trace elements in silicic magmas, Geochim. Cosmochim. Acta, 49, (1985), 2309-2322.

[74] Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., Tectonic discriminations of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull. 101, (1989), 635-643.

[75] Bektaş, O., Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Tanyeri bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları, Doktora tezi, KTÜ Yer Bil. Fak., Trabzon, 1981.

[76] Kornprobst, J., Na and Cr Contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. Earth planet sci. let., 53, (1981), 241-254.

[77] Regland, P.C., Basic Analytical Petrology, Oxford Ün. press. Oxford, 1989.

[78] Thayer, T.P., Gravity differantiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. Econ. Geol., 4, (1969), 132-146.

[79] Leblanc, M. ve Temagou, H, A., Chromite pods in a Iherzolite massif (Coto, Algeria): evidence of oceanic- type mantle rocks along the western mediterennan Alpine Belt, Lithos, 23, (1989), 153-162.

[80] Üşümezsoy, Ş., Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım, J.M.O Derg. 29, (1986), 47-60.

[81] Paktunç, A.D., Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt regregation and magma mixing in the upper mantle, Ore Geol. Rev., 5, (1970), 211-222.

[82] Tüysüz, N., Ortakale (Sarıkamış-Kars) kromit zuhurlarının özellikleri ve kökeni, T.J.K Bül., 36, (1993), 151-158.

[83] Stevens, R.E., Composition of some chromites of the western hemisphere, Amer. Min., 29, (1944), 1-34.

[84] Thayer, T.P., Chromite segregations as petrogenetic indicators, Geol. Soc. S. Africa, Spec. publ. 1, (1970), 380-390.

[85] Irvine, T.N., Chromian spinels as a petrogenetic indicator, Can. J. Earth. Sci., 4, (1967), 71-103.

[86] Zhov, M.F. ve Bai, W.J, Chromite deposits in China and their origin, Min. Deposita, 27, (1992), 192-199.

[87] Anıl, M., Le complexe ophiolitique choromifere du massif de Pozantı-Karsantı (Adana-Tuquie), Ofioliti, 15, (2), (1990), 209-229.

[88] Bonatti, E., Ottenalla, G., Hamlyn.,P.R., Peridotites from island of Zabargad, Red Sea: Petrology and Geochemistry. Journal of Geophyical Resources, 91, (1986), 599-631.

[89] Loomis, T.P., Diapiric Emplacement of the Ronda High-Temparature Ultramafic, Intrusion, Southern Spain. Geolgical Soc. of Amer. Bull., 83, (1972), 2475-2496.

[90] Bergougnan, M.H., Dispositif des ophiolites nord-est anatoliennes, origine des nappes ophiolitiques et sud-pontiques, Jeu de la faille nord- anatolienne. C.R. Acad. Sc., 281, (1975), 107-110.

[91] Aslaner, M., Türkiye kurşun ve çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflaması ile plaka tektoniği yönünden incelemesi. Birinci baskı, yayın no. 85, KTÜ Yer Bil. Fak., Trabzon, 1977.

6. ÖZGEÇMİŞ

Hasan KOLAYLI, 1963 yılında Trabzon'da doğdu. İlk orta ve lise öğrenimini 1970-1981 yılları arasında Akçaabat'ta tamamlayarak aynı yıl KTÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne girdi. 1985-86 Eğitim-Öğretim yılında bu bölümden mezun oldu. 1988 yılında mineraloji-petrografi anabilimdalına Araştırma Görevlisi olarak atandı. 1989 yılında yüksek lisans öğrenimini tamamlayarak 1989 yılında mezun oldu. 1990 yılında Jeoloji anabilimdalı, mineraloji-petrografi bilim dalında doktora programına başladı. Araş.Gör. Hasan KOLAYLI İngilizce bilmekte ve halen KTÜ Jeoloji Mühendisliği bölümünde görevine devam etmektedir.

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ