

SSS12

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KÜPLÜ DAĞI (HARMANCIK) OFİYOLİT KAYALARININ İNCELENMESİ VE
BU KAYALARDAKİ MANYEZİT OLUŞUMUNUN JENETİK ETÜDÜ**

DOKTORA TEZİ

Y.Müh. Halis MANAV

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 19 Eylül 1995

Tezin Savunulduğu Tarih : 07 Mart 1996

Tez Danışmanı

: Prof.Dr. Bektaş UZ

Diğer Jüri Üyeleri

: Prof.Dr. Atasever GEDİKOĞLU

Prof.Dr. Mefail YENİYOL

MART 1996

ÖNSÖZ

İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Programında doktora tezi olarak hazırlanmış bu çalışma Küplü Dağı civarında (Harmancık-Bursa) yeralan ofiyolit kayalarının incelenmesi ve peridotitlere bağlı gelişen manyezitlerin zaman mekan aralığı içinde jenez ilişkisinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır.

Konunun bir tez fikri olarak oluşmasından sonuçlanana kadar çeşitli sorunların çözümünde katkıda bulunan değerli hocam sayın Prof.Dr. Bektaş UZ'a şükranlarımı sunarım.

Çalışmalarım sırasında önemli desteğini gördüğüm Sayın Prof.Dr. Yücel YILMAZ'a ve her zaman fikir ve görüşlerine değer verdiğim arkadaşım Yar.Doç.Dr. Fahri ESENLİ başta olmak üzere Mineraloji Petrografi Ana Bilim Dalı'nın değerli elemanlarına teşekkürü borç bilirim. Çalışmalarım sırasında Levha tektoniği prensipleri konusunda bilgisine başvurduğum İ.Ü.Jeoloji Bölümünden Yar.Doç.Dr. Timur USTAÖMER'e; Bilgisayar programları ve tercümeler konusunda katkılarından bölümümüz elemanlarından Yar.Doç.Dr. Fuat YAVUZ ve Yar.Doç.Dr. A.Haydar GÜLTEKİN'e; Jeokimyasal analizlerimi Belçika'da yapma fırsatı sağlayan Sayın Prof.Dr. Ahmet ÇATAKLI'ya; Beni Belçika'ya davet ederek 3 ay süre ile üniversite olanaklarının tümünden yararlandırıan Liege Üniversitesi Jeoloji-Petroloji ve Jeokimya Laboratuvarları direktörü Sayın Prof.Dr. Jean C.DOUCHESNE'ye; Elektron Mikroskop çalışmada olanak sağlayan İ.T.Ü. Kimya-Metalürji Fakültesinden Sayın Prof.Dr. Adnan TEKİN'e; Türkiye Şişe Cam Fabrikaları A.Ş. Araştırma Merkezi Laboratuvarlarında krom-spinel analizlerimin yapımına yardımcı olan Sayın Jeo Yük. Müh. Atay GÜLTEKİN ve Jeo. Müh. Kemal YANIK'a teşekkürler ederim.

Numune hazırlanmasında sonuçlanana kadar her aşaması bana ait olan jeokimyasal analizlerimin gerçekleşmesi süresince kaldığım Belçika'da maddi manevi desteğini gördüğüm babama, anneme, eşime ve oğluma teşekkür ederim.

Bu çalışma İ.T.Ü. Araştırma Fonu tarafından destek görmüştür. Güzide üniversiteme teşekkürü borç bilirim.

EYLÜL - 1995

Halis MANAV

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ŞEKİL LİSTESİ

VI

TABLO LİSTESİ

XIII

ÖZETX IV

SUMMARYXV

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Konu - Amaç ve Bölümlendirme	1
1.2. Çalışma Alanı	3
1.3. Çalışma Yöntemi ve Uygulamalar	6
1.4. Önceki Çalışmalar	8
1.5. Çalışma Alanının Bölgesel Tektonik İçindeki Konumu	11

BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ VE PETROGRAFİSİ

2.1. Giriş	15
2.1.1. Otokton Birimler - Metamorfik Topluluk	15
2.1.1.1. Şistler	15
2.1.1.2. Rekristalize Karbonatlar	27
2.1.2. Allohton Birimler - Ofiyolit Topluluğu	29
2.1.2.1. Peridotitler	29
2.1.2.2. Dayklar	46
2.1.2.3. Ofiyolitik Melanj	54
2.1.3. Ayrışım Kayaları - Lisvenitler	60
2.1.4. Örtü Birimleri - Sedimanter Topluluk	61

BÖLÜM 3. JEOKİMYASAL İNCEMELER

3.1. Giriş	65
3.1.1. Krom - Spinel Kimyası	66
3.1.1.1. Tartışma	69
3.1.2. Daykların Major ve İz Element Jeokimyası	69
3.1.2.1. Tartışma	79
3.1.3. Daykların Nadir Toprak Element Jeokimyası	101
3.1.3.1. Tartışma	102
3.1.4. Model ve Özet	102

BÖLÜM 4. BÖLGEDE MANYEZİT VE MANYEZİTLEŞME OLAYI

4.1. Giriş	109
4.1.1. Manyezit Oluşumu Hakkında Ön Bilgiler	110
4.1.1.1. Mg ⁺² Kaynakları	110
4.1.1.2. CO ₂ Kaynakları	111
4.1.2. Manyezit Türleri	113
4.1.3. İnceleme Alanı manyezitlerinin Jeolojik ve Yatak Özellikleri	114
4.1.3.1. Küplü Dağı Manyezit Yatakları	114
4.1.3.2. Küplü Dağı Dışında Yer Alan Manyezit Yatakları	121
4.1.4. Küplü Dağı ve Civarı Manyezitlerinin Yapı-Doku ve Mineralojik Özellikleri	126
4.1.5. Çalışma Alanı Manyezitlerinin Elektron Mikroskoptaki Kristal - Tane ve Boyut Özellikleri	131
4.1.6. Tartışma	134

BÖLÜM 5. MANYEZİTLERİN KİMYASI

5.1. Giriş	136
5.1.1. Ni, Cr, Co ve Cu Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	137
5.1.2. Fe ve Mn Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	142
5.1.3. Sr ve Ba. Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	145
5.1.4. Hg Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	147

5.1.5. Ti Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	148
5.1.6. B Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları	149
5.1.7. Tartışma	151

BÖLÜM 6. MANYEZİT OLUŞUMUNDA MODELLEME .

6.1. Giriş	152
6.1.1. Çalışma Alanı Manyezitlerinde Oluşum Modeli	153
6.1.1.1. Tartışma	154
6.1.2. Çalışma Alanı Manyezitlerinin Oluşum Yaşları	154
6.1.2.1. Tartışma	156

SONUÇLAR VE TARTIŞMA	157
-----------------------------------	------------

KAYNAKLAR	163
------------------------	------------

ÖZGEÇMİŞ.....	173
----------------------	------------

SEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Çalışma Alanı Bulduru Haritası	4
Şekil 1.2. Çalışma Alanı Yerleşim Birimleri Haritası	5
Şekil 1.3. Küplü Dağının Kuzeyden Görünüşü	6
Şekil 1.4. Çalışma Alanı Tektonik Birlikleri Haritası Okay - SİYAKO (1991),	13
Şekil 1.5. Çalışma Alanı Tektonik Birlikleri Haritası USTAÖMER - ROBERTSON (1993),	14
Şekil 2.1. Harmancık ve Çevresindeki Kaya Birimlerinin Genel Stratigrafik Dikme Kesiti	17
Şekil 2.2. Harmancık Yakın Çevresindeki Kaya Birimlerinin Jeolojik Konumları	18
Şekil 2.3. Şistler ve Reknütalize Karbonatlara Ait Ölçeksiz Dikme Kesit	20
Şekil 2.4. Artıranlar Köyü Çevresinde Rekristalize Karbonatlar ile Ardalanmalı Şistler Görülmektedir	20
Şekil 2.5. BB - Şistler ve Peridotitlerden Bir Jeolojik Kesit	21
Şekil 2.6. Glokofanlı Kuvars Şist İçinde Albit Kristalı	22
Şekil 2.7. Glokofanlı Kuvars Şist İçinde Aragonitler Görülmektedir	23
Şekil 2.8. Glokofanlı Kuvars Şistte Kuvars Kristalleri İçinde Mustovitler ve Aralarda İğne Şekilli Glokofan Mineralleri	23
Şekil 2.9. Ejirinli Kuvars Şistte Kuvars Mineralleri Üzerinde Glokofanlar ile Sarı Yeşil Renkte Ejirin Mineralleri	24
Şekil 2.10. Ejirinli Kuvars Şistte Ejirin Mineralleri Toplu Halde Görülmektedir	25
Şekil 2.11. Glokofanlı Kuvars Şistte Yönlü Kıvrımlı Kuvarslar Üzerinde Glokofan Mineralleri ile İnce Uzun Muskovitler Görülmektedir	25
Şekil 2.12. Glokofan Lavsonit Şist'te İri İdyoblastlar Halinde Yüksek Brefrejanlı ve Kırıklı Lavsonit Mineralleri Görülmektedir	26

Şekil 2.13. Köseler Köyü Civarında Şistlerle Yanal Geçişli Rekristalize Karbonat Kayaları	28
Şekil 2.14. Nusretler Köyü ile Korutepe Arasının Jeolejik Kesiti	28
Şekil 2.15. Rekristalize Karbonat Kayacının Masif Halde İzlenen Mikroskopik Görüntüsü	28
Şekil 2.16. Nusretler Köyü ile Karataş Tepe Arasının Jeolojik Kesiti	31
Şekil 2.17. Bataklı Eyrek Sırtı Güneyinde Harzburjitler İçinde İntrüzit Dünitler	31
Şekil 2.18. Elma Ağacı Köyü Kuzeyinde Harzburjitlerde yer alan Eksfoliasyon Yapıları	32
Şekil 2.19. Büyük Doruk Tepe Kuzeyinde Ofyolit Yerleşimi Sonrası Gelişen Çatlak Sistemlerine Uyumlu Harzburjit Blokları	33
Şekil 2.20. Kataklastik Harzburjit İçinde Serpantin Mineralleri-Olivinler-İri Piroksen Mineralleri	34
Şekil 2.21. Kataklastik Harzburjitte Serpantin Mineralleri ve Olivinler	35
Şekil 2.22. Serpantinize Kataklastik Harzburjitte Serpantin Mineralleri ve Olivinler	37
Şekil 2.23. Harzburjit Kayası İçinde Bronjit Kristalinin Yıldız Şeklinde Bastitleşmesi	37
Şekil 2.24. Kataklastik Dokulu Serpantinleşmiş Harzburjit İçinde Serpantin, Olivin ve Piroksenler	39
Şekil 2.25. Tavşantepe Kuzeyinde Kümülat Harzburjitler İçinde Yer Alan Dünit Blokları	40
Şekil 2.26. Çakmak Köyü Kuzeyinde Dünitler Üzerinde Yer Alan Lateritik Ayrışım Yapıları	41
Şekil 2.27. Serpantize Olmuş Dünit Kayası İçinde Opak Mineraller Görülmektedir.	41
Şekil 2.28. Ortalama Forsterit İçeriğini Gösterir Diyagram YODER-SAMAHA (1957).	43
Şekil 2.29. Serpantinit Örneğinde Serpantin Mineralleri Yanında Opak Mineraller ve Manyezitler	46

Şekil 2.30. Kuzu Yaka Sırtı Mevkinde Peridotitler İçinde Sağlam Bir Polerit Daykı Görülmektedir.	47
Şekil 2.31. Akpınar Tepe Doğusunda Peridotitlerde Yer Alan Zayıf Dereceli Metamorfik Dayk Görülmektedir.	47
Şekil 2.32. Subofitik Dokulu Dolerit Kayası	49
Şekil 2.33. Dolerit Kayası İçinde Zeolit Dolgulu Damarlar ve Çevresinde İkincil Kuvars Oluşumları	50
Şekil 2.34. Dolerit Kayası İçinde Isınsal Zeolitler ve Civarında İkincil Kuvars Oluşumları	50
Şekil 2.35. İri Taneli Ofitik Dokulu Dolerit İçinde Plajioklaslar ve Piroksenlerdeki Uralitleşme Sonucu Oluşan Mineraller Görülmektedir.	51
Şekil 2.36. Porfirik Dolerit İçinde Solda Uralitleşmiş İri Taneli Ojit Kristali Görülmektedir.	52
Şekil 2.37. Elma Ağacı Köyü - Köseler Arası Jeolojik Kesiti	56
Şekil 2.38. Elma Ağacı Köyü Kuzeyinde Ofiyolitik Melanj İçinde Yapraklanmalı Serpantinitlerde Yer Alan Küresel Ayrışma Yapıları	57
Şekil 2.39. Ofiyolitik Melanj İçindeki Dolerit Kayasının Mikroskoptaki Dokusunda Kıvrık Şekilde Yönlenmeler Görülmektedir.	57
Şekil 2.40. Ofiyolitik Melanj İçinde Yer Alan Çört'ün Mikroskopta Görüntüsü	59
Şekil 2.41. Ballısaray Köyü Doğusunda Yer Alan Neojen Yaşlı Örtü Birimlerinin Dikme Kesiti	62
Şekil 2.42. Ballısaray Köyü Girişinde Yer Alan İnce Orta Katmanlı Pliyosen Yaşlı Tüfler Görülmektedir	63
Şekil 2.43. Balatdarışment Köyü Kuzeyinden Alınmış Silisifiye Olmuş Lamelib Kavkısı	63
Şekil 2.44. Karasal Çökeller İçinde Yer Alan Alabarda Kömür Havzaları	64
Şekil 3.1. Harmancık Civarı Peridotitlerinden Alınan Krom Spinel Örneklerinin DICK ve BULLEN, (1984) Diyagramında Gösterilmesi	68

Şekil 3.2. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Dayk'ın CIPW Değerlerinin İRVİNE (1970), in PI-OI-Q2 Diyagramındaki Yeri	76
Şekil 3.3. İnceleme Alanı Bazık Dayklarına Ait PEARCE Element Oranları Diyagramlarına Uyarlanması	78
Şekil 3.4a. Dijeransiasyon İndeksi (DI) ve Ayrışma İndeksi (WI)	82
Şekil 3.4b. Katılaşma (SI) ve Kristalizasyon İndeksi (CI)	82
Şekil 3.4c. Larsesn İndeksi (LI) ve SiO_2	83
Şekil 3.4d. Kristalizasyon İndeksi (CI) ve Ayrışma İndeksi (WI)	83
Şekil 3.4e. SiO_2 ve Na_2O	83
Şekil 3.4f. Katılaşma İndeksi (SI) ve Ayrışma İndeksi (WI)	83
Şekil 3.4g. SiO_2 ve CaO	84
Şekil 3.4h. Diferansiasyon İndeksi (DI) ve SiO_2	84
Şekil 3.4i. Diferansiasyon İndeksi (DI) ve Na_2O	84
Şekil 3.4j. Katılaşma İndeksi (SI) ve MgO	85
Şekil 3.5. İnceleme Alanı Bazık Daykların Anortit (An) ve Kristalizasyon İndeksi (IC) Diyagramında Gösterilmesi İRVİNE ve BARAGAR, (1971) den Alınmıştır	86
Şekil 3.6. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının SiO_2 - Na_2O - K_2O Diyagramında Gösterilmeleri DOWALT ve KATSURA, (1964) den Alınmıştır.	87
Şekil 3.7. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının Anortit (An)- Al_2O_3 Diyagramında Gösterilmesi İRVİNE BARAGAR, (1971) den Alınmıştır.	88
Şekil 3.8. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının TiO_2 - Al_2O_3 Diyagramında Gösterilmesi PEARCE, (1980) den Alınmıştır.	90
Şekil 3.9a. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının Element ve Element Oksitlerinin MgO 'a Karşı Davranışlarını Gösteren "HARKER" Tipi Diyagramlar	91

Şekil 3.9b. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının Element ve Element Oksitlerinin MgO'a Karşı Davranışlarını Gösteren "HARKER" Tipi Diyagramlar	92
Şekil 3.10. MgO-Na ₂ O+K ₂ O-Fe ₂ O ₃ Üçgen Diyagramı IRVİNE ve BARAGAR, (1971) den Alınmıştır	93
Şekil 3.11. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının TiO ₂ -P ₂ O ₅ Diyagramında Fraksiyonel Kristalleşme ve Ergime Derecelerinin Gösterilmesi LATİN (1990), dan Alınmıştır	95
Şekil 3.12. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının Cr-V Diyagramında Gösterilmesi MIYA SHIRO ve SHIDO. (1975), den Alınmıştır.	96
Şekil 3.13. İnceleme Alanı Dayklarının Farklı Mağma Türlerinin Ayrımında Kullanılan Nb/y-Zr/Ti Diyagramında Gösterilmesi WINCHESTER ve FLOYD. (1977).	98
Şekil 3.14. İnceleme Alanı Dayklarının Zr-Ti Diyagramında Gösterilmesi PEARCE. (1980).	99
Şekil 3.15. İnceleme Alanı Dayklarının Y-Cr Diyagramında Gösterilmesi PEARLE ve WANMINO. (1988),	99
Şekil 3.16. İnceleme Alanı Dayklarının Zr/y - Zr Diyagramında Gösterilmesi PEARCE ve NORRY. (1979),	100
Şekil 3.17. İnceleme Alanı Dayklarının TiO ₂ -10MnO-10P ₂ O ₅ Üçgen Diyagramında Gösterilmesi MULLEN. (1983),	100
Şekil 3.18. İnceleme Alanı Dayklarının Ti/Y-Zr/y Diyagramında Gösterilmesi PEARCE ve GALE.(1977),	101
Şekil 3.19a. İnceleme Alanı Dayklarına Ait Dört Adet Normalize Eğriler	105
Şekil 3.19b. İnceleme Alanı Dayklarına Ait Üç Adet Normalize Eğriler	106
Şekil 3.20. Guam'da Farklı Mağma Serileri İçin Kondrite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementleri Değişimi VARGAS ve REAGAN. (1987),	107
Şekil 3.21. İnceleme Alanı Ofiyolit Birliği Kayaları Arasındaki İlişkinin Levha Tektoniği Prensiplerine Dayanarak Kuramsal Olarak Gösterimi	108

Şekil 4.1. Kuplu Dağı Kuzey Bölümünde İşletilen Manyezit Ocaklarının Şematik Gösterimi	115
Şekil 4.2. Küplü Dağı Nirengi Noktası Civarında Yer Alan İnce Manyezit Damarları	116
Şekil 4.3. Değirmendere Manyezit Ocağı İşletme Galerisi Girişinden Bir Görünüş	117
Şekil 4.4. Minero Şirketi Ocakları Galerisi Girişinde Topuk Görülmektedir	118
Şekil 4.5. Minero Şirketi Manyezit Ocaklarının Şematik Gösterimi	119
Şekil 4.6. Manyezit AŞ'nin Son Manyezit Ocağının Şematik Gös.	120
Şekil 4.7. İğneağzı Tepe Manyezit Mostrasında Karnıbahar Manyezitler Harzburjitler İçinde Yer Almaktadır.	121
Şekil 4.8. Artıranlar Köyü Girişinde Yer Alan Manyezit Mostraları Dünitler İçinde Röliyefli Olarak İzlenmektedir.	122
Şekil 4.9. Harzburitlerde Yer Alan Ezik Breşik Manyezitler (Artıranlar Köyü Girişinden)	122
Şekil 4.10. Elmalık Üstü Manyezit Ocağında Küresel Oval Manyezitler	123
Şekil 4.11. Karatepe Ocağı Manyezit Mostralarının Şematik Gösterimi	124
Şekil 4.12. Masit Manyezitlerde Konkoidal Kırılmalar ile Çatlak ve Süreksizliklerde Yer Alan Demirli Kısımlar İzlenmektedir	127
Şekil 4.13. Farklı Mostralardan Derlenen Sarı Kavuniçi ve Kahve Renklerde Karnıbahar Manyezitler Görülmektedir	128
Şekil 4.14. Manyezit ve Kalsedon Minerallerinin Beraber Olduğu Örnekler Görülmektedir	128
Şekil 4.15. Jel Manyezitler (Kriptokrotalen), İçinde Oval Çatlaklı Serpantin Minerallerinin Mikroskopta Görünümleri	129
Şekil 4.16. Jel Manyezitler İçinde Serpantin Mineral Kümeleri ve Civarında İzlenen Metasomatik Oluşumun Mikroskopta Görünüşü	130
Şekil 4.17. Serpantinler Üzerinde Damla Şekilli Jel Manyezitler Ortada Silis Jeli ve Sağ Üstte Silis Kristallerinin Mikroskoptaki Görüntüleri	130

Şekil 4.18. Elektron Mikroskop Görüntüsünde Çok Sayıda Manyezit Romboedirlerinin İki Boyutu	132
Şekil 4.19. Elektron Mikroskop Görüntüsünde Az Deforme Olmasına Rağmen Belirgin Manyezit Romboedirleri	132
Şekil 4.20. Elektron Mikroskop Görüntülerinde Manyezit Romboedirleri Ardarda Sıralanmış Şekilde Görülmektedir	133
Şekil 4.21. Elektron Mikroskopta Manyezit Kristalleri Belirgin Olup Romboedirlerin Üst Yüzeyleri Keskin Çizgi Şeklinde Görülmektedir	133
Şekil 5.1. MOLLER. (1989), a Ait Manyezitlerdeki Ni, Cr, Co, Cu Dağılım Grafikleri Çalışma Bölgeleri Manyezitlerindeki Bu Dağılımlar Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.	140
Şekil 5.2. MOLLER.(1989), a Ait Manyezitlerdeki Fe, Mn Dağılım Grafikleridir. Çalışma Alanı Manyezitlerine Ait Bu Elementlerin Dağılımları Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.	144
Şekil 5.3. MÖLLER.(1989),a Ait Manyezitlerdeki Sr, Ba Dağılım Grafikleridir. Çalışma Alanı Manyezitlerine Ait Bu Elementlerin Dağılımları Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.	146
Şekil 5.4. MÖLLER.(1989),a Ait Manyezitlerdeki Hg Dağılım Grafiğidir.	148
Şekil 5.5. MÖLLER. (1989), a Ait Manyezitlerdeki Ti Dağılım Grafiğidir.	149
Şekil 5.6. MÖLER (1989),a Ait B.Dağılım Grafiğidir. Çalışma Alanı Manyezitlerine Ait Bu Elementin Dağılımı Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.	150
Şekil 6.1. Tavşanlı Ofiyoliti Kayalarının Oluşum Modellemesi	155

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 2.1. Harzburgit Örneklerinin Mineral Determinasyonları	38
Tablo 2.2. Serpantinit Örneklerinin Mineral Determinasyonları	45
Tablo 2.3. Dolerit Örneklerinin Mineral Determinasyonları	53
Tablo 2.4. Ofiyolitik Melanj İçindeki Serpantinit Örneklerinin Mineral Determinasyonları	60
Tablo 3.1. İnceleme Alanı Peridotitlerinden Alınan Dört Adet Krom Spinele Ait Major Element ve Katyon Değerleri	66
Tablo 3.2a. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Bazik Dayk Örneğinin Major Element Analizleri	71
Tablo 3.2b. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Bazik Dayk Örneğinin İz Element Analizleri	72
Tablo 3.3a. İnceleme Alanından Alınan Toplam 5 Adet Bazik Dayk Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları	73
Tablo 3.3b. İnceleme Alanından Alınan Toplam 5 Adet Bazik Dayk Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları	74
Tablo 3.3c. İnceleme Alanından Alınan Toplam 3 Adet Bazik Dayk Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları	75
Tablo 3.4. Dayk Örneklerinin İkili Elemanları Korelasyon Katsayıları ve Regresyon Eşitlikleri	77
Tablo 3.5a. İnceleme Alanı (4 Adet) Bazik Daykların Nadir Toprak Elementleri Analizleri	103
Tablo 3.5b. İnceleme Alanı (3 Adet) Bazik Dayklarının Nadir Toprak Element Analizleri	104
Tablo 5.1. İnceleme Alanı Manyezitlerinden Derlenen Örneklerin Kimyasal Analiz Sonuçları	139

ÖZET

Kuzey Batı Anadolu'da İzmir-Ankara Zonun'da yeralan çalışma alanının stratigrafik kesitinde; Tabanda Alt Kretase yaşlı mavi şistler ile bu kayalarla düşey ve yanal ardalımalı kristalize karbonatlar yer almaktadır. Bu temel kayalar üzerine tektonik bindirme ile gelen ofiyolitik melanj ve yine bu melanj üzerine tektonik bindirme ile gelen peridotitler ve tüm bu birimleri diskordan olarak örten Neojen yaşlı sedimanter topluluk yer almaktadır. Çalışma alanı içinde peridotitleri ve ofiyolitik melanji dayk yada dayk kümeleri halinde kesen doleritleri; plajoklas ve klinopiroksenden oluşan oldukça basit bir mineral topluluğunun yansıttığı, fakat geçirmiş olduğu ikincil olaylarla (deformasyon+ayırışma) bu doleritlerin plajoklaslarının söşürütlediği (serisit) ve albitleşme gösterdiği ve klinopiroksenlerinin (ojit) ise uralitleşmeler gösterdiği anlaşılmıştır. Bu mineraller yanında sfen, opak, klorit, aktinot, epidot (pistaşit) ve zeolitminerallerine rastlanmış olması bu doleritlerin etkin bir "sipilitleşme" geçirdiğini göstermektedir. Doleritlerin jeokimyasal analizlerinin (majorelement, iz element, nadirtoprak elementleri), diyagramlara yerleştirilip yorumlanması sonunda; bu daykların 1,5 kb basınç şartlarında oluştuğu ve aynı mağmanın ürünü olduğu anlaşılmıştır. Bu kayaların "Ada yayı toleiti" kimyasında oldukları ve bir yitim zonu ile kimyası değişmiş manto kısmının kısmi ergimesi sonucu oluşmuş dayklar olduğu ve günümüzde korunmamış olan okyanusal kabuğun mafik kısmını oluşturan kesimi (okyanus içi ada yayları), besleyen bacalar olduğu arazi verileri desteği ile de doğrulanmıştır. Peridotitlerden alınan krom-spinellerin analizi ile bu peridotitlerin yitim zonu üstündeki manto kesimine ait olabileceğini göstermiştir.

Peridotitlerde bol miktarda Mg^{+2} iyonu olması sebebi ile bu kayalara bağlı manyezit oluşmasında en büyük sorun CO_2 'in nereden ve nasıl geldiğidir. İnceleme alanı Küplü Dağı ve civarı manyezitleri (peridotitlerde gelişen kriptokristalen manyezitler) için cevherleşmeyi meydana getiren olay, büyük olasılıkla ofiyolitlerin karbonatlar üzerine tektonik bindirmeli olarak gelip yerleşmesidir. (yaklaşık $300^{\circ}C$ ve 6-7 kb. basınç şartları), Bu durumda karbonat kayaları dekompoze olarak ortama CO_2 verirler. Peridotitlerden metasomatik olarak Mg^{+2} iyonları koparan sıvılar ortamdaki CO_2 ile karşılaştıklarında $Mg CO_3$ (menyezit) oluştururlar. Bu tür iyonlar ihtiva eden sıvılar uygun koşulları buldukça manyezit yataklarını oluşturacaktır. İnceleme Alanında manyezit yataklanmaları Üst Kratese-Paleosen'de ofiyolitlerin karbonatlar üzerine tektonik bindirmesi ile başlayıp yaklaşık 2-3 milyon yılda manyezit yataklanması sona ermiştir.

THE STUDY OF THE OPHIOLITIC ROCKS IN THE VICINITY OF KÜPLÜ DAĞI (BURSA) AND GENETIC INVESTIGATIONS OF THE MAGNEZİTE OCCURANCES RELATED TO THESE ROCKS

SUMMARY

The study area including Küplü Mountain and its surrounding around Harmancık covers Quadrangles I22C1, I22C2, I22D2 and I22D4. In the stratigraphic column of the study area of which the geological map has been prepared, the lower cretaceous age blue schists at the bottom and recrystallized carbonates laterally and vertically interbedded with these rocks take place. Over these basement rocks, ophiolitic melange pushed by a thrust fault and over this ophiolitic melange peridotites pushed by another thrust fault and neogen age sediment groups overlaying these units as discordant are observed.

The study area in the north-western Anatolia takes place in the Akhisar and Tavşanlı Groups according to the studies of KAYA (1981) and by accepting as a continuation of the İzmir-Ankara Zone in the İzmir-Ankara-Akhisar and Tavşanlı Groups (İzmir-Ankara Zone).

Some part of minerologic, petrographic and lithologic properties of rocks taking place in the study area was determined in this research and given below with rock names.

Schists : Although they are formed by quartz, muscovite (fuchsite), glaucophane and sodic pyroxene minerals, epidote, aragonite, albite and small amount of opaques are other minerals taking place in blue schists.

Recrystallized Carbonates : As observed in thin sections they include crystallized calcite minerals with deformation lamella were recrystallized due to tectonism.

Ophiolitic Melange : They are formed by pelagic sediments (chert, shale, limestone), basic rocks (dolerites), serpentinite and talc schists. These talc schists are different than regionally metamorphic schists and cataclastic schistose and autoclastic rocks.

Peridotite : They are formed by dunite and harzburgite (Dunits take place in harzburgite as lenses and bards). Other than these, serpentinites derived from dunite and harzburgite by the process of alteration more than 90

% and lisvenites formed due to upper structure differentiation as depending on the alteration of peridotites take place in peridotites.

Dolerites : They are basic rocks cutting peridotites and ophilitic melange as dike or dike groups in the study area. It is understood that these dolerites are formed by a simple mineral group including plagioclase and clinopyroxene (augite) but as a result of the secondary events (deformation and weathering) that they went through they ended as a highly crowded mineral group. In all plagioclases in dolerites effective saussuritisation (sericite) as well as a widespread albitization are observed. Clinopyroxenes (augite) are generally seen with uralitization (converted to amphibole) on the edges. These minerals are accompanied by sphene, opaque, chlorite, actinolite, epidote (pistacite) and zeolite. By weathering events observed in dolerites such as albitization, chloritization and epidotization, and newly formation of albite, epidote, chlorite, actinolite and zeolites, it is understood that dolerites in the study area went through effective saussuritisation.

Sedimentary Group : This unit having the future of continental sediments is formed by a 80-85 m. thick sedimentary deposit below and about 10 m. thick bedded tuff sediments above.

Detailed information about oceanic crust that could not be protected until the present will be obtained from chemical analyses of chrome spinel and geochemical analyses of dikes because the ophiolites of Harmancık and its surrounding are generally represented by ultramafics.

In the evaluation of the chrom spinel analyses for peridotites, it is seen that peridotites may belong to the mantle section above the lost zone. After geochemical analyses of 13 dike samples as a result of CIPW virtual calculations it is understood that 8 of them are tholeiite with olivine and 5 of tholeiite with quartz and these dikes were formed by a olivine and orthopyroxene dominating magma. It is determined that these dikes are the product of the some magma under a pressure of 1.5 Kb. As a result of other geochemical analyses it is also determined that these dikes show a subalkalic future and have a tholeiitic character. It is understood that these dikes from which the results were plotted on the $\text{TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ diagram were formed by basic liquids of partial meltings and affected by olivine + orthopyroxene fractionation. (Figure 1),

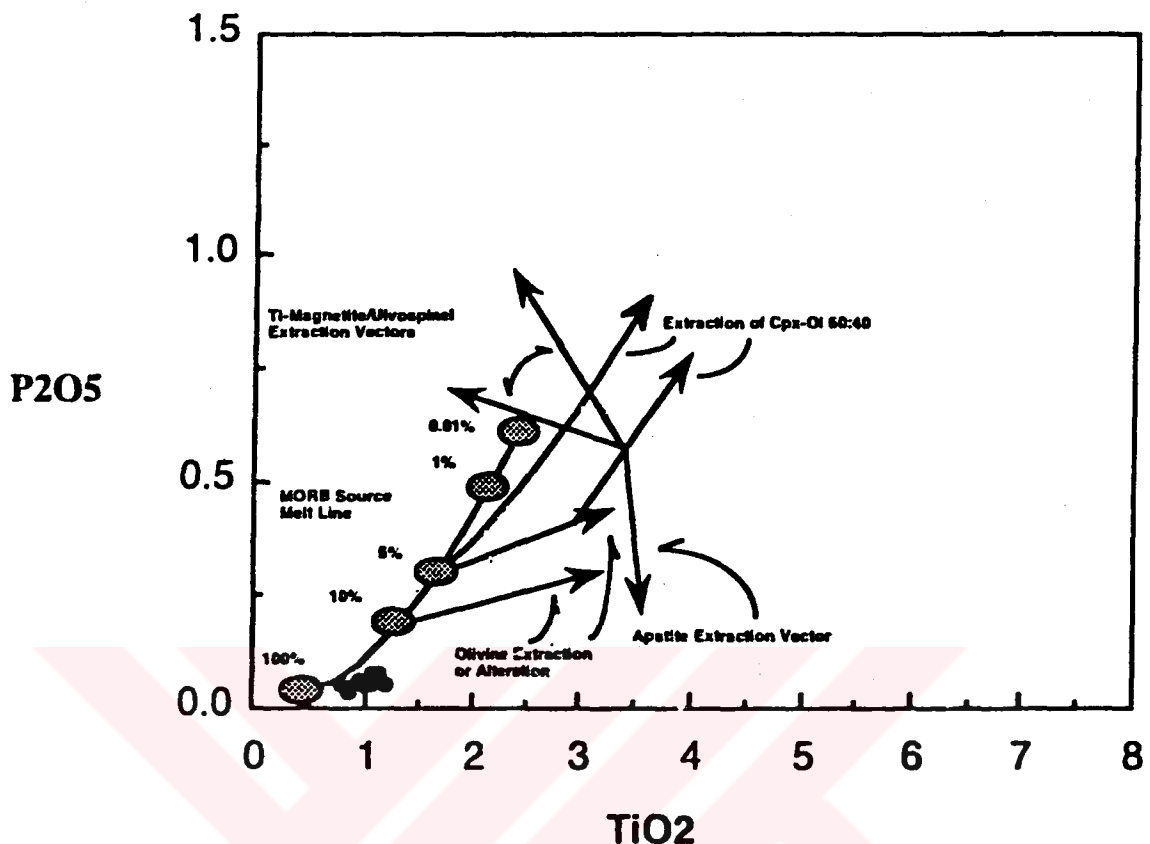


FIGURE: 1. TiO_2 Versus P_2O_5 Diagram, Used To Determine The Extent Of Fractional Crystallisation And Degree Of melting. (After LATIN. 1990),

It is concluded that these dikes show uninterrupted differentiation, and there is Na-bringing in rocks as well as increasing increasing ratio of MgO with increasing solidification according to the "Harker" diagrams established by the relations of dual elements.

It is understood that dolerites in a good agreement with the rare soil elements of tholeiitic rocks "front of island arc" have R.E.E.

According to geochemical values of dike samples, plotted on about 20 diagrams, it is thought that these rocks have a chemistry of island arc tholeiite and these dolerites are dikes formed by the partial melting of the mantle section with changed chemical composition and a lost zone, and they are chimneys feeding the mafic section (island arcs in ocean) of unprotected oceanic crust at the present.

Massive and nodular shaped magnetite deposits has been found at Küplü mountain and its surroundings. Those two types of magnetites differ

Massive and nodular shaped magnesite deposits has been found at Küplü mountain and its surroundings. Those two types of magnesites differ only in shape. While massive magnesites are made of magnesite + serpentine $\pm$ talk $\pm$ quartz/calcedon, nodular magnesites include magnesite $\pm$ quartz/calcedon or magnesite +serpentine mineral groups. Those two types of magnesites share the common property of having silica filled fractures (deposited later in time) and having microscopic silica in magnesite (internal silica) which is invisible to the naked eye and only can be detected by analysis. Those internal silica formations and magnesites share the common origin and formed simultaneously. In both types of magnesites, serpentines are gang minerals, and after the microscopic examination it has been understood that they both formed from periodits metasomatically. Although all types of magnesites show block-forming, milonitization and crumbling properties, those properties are more common to the massive magnesites. Indications of compression deformation in the study area magnesites show that these magnesites were formed at much higher P/T conditions than the conditions can exist at shallow depths.

Existence of the spherically shaped chromites about size of a hazel nut in Yanıktepe magnesites reveals a turbulent precipitation environment.

Examination of magnesites under the electron microscope revealed the snow-like formations on the top and sides of the magnesite romboheda. Point analysis also shows that these formations do not belong to the internal structure of magnesite crystals but they are located on the top and sides of the crystal structure. These Fe, Si, Ca, Mg, Al elements, which do not integrate with magnesite crystals and were presumably formed in the gaps or unconformities of the crystal structure simultaneously or deposited at a later time, are really oxides of those elements.

The major and trace element analysis were performed on the 24 magnesites samples gathered from the investigation field. "Ni, Co, Cr...and B" values obtained from the analysis is correlated with "The graphics of trace element distribution in magnesites" by MOLLER, (1989) and it is found out that there is a considerable difference between them. The reason of this inconsistency is investigated and as a result it is found out that the increase of Fe is caused by the penetration of the iron oxides created by the formation of lateratites at the gang minerals to these magnesites. The reason of Cobalt (Co) mineral is being notably less than the "Co" distribution limit at the magnesites related to ultramafics given by MOLLER, (1989) originated from the deficiency of data gathered during the preparation of MOLLER's charts. It is clear that the cobalt limit should be changed slightly in these charts. In addition to this, MOLLER's, (1989) trace element distribution limit graphs will show clearly whether the origin of sephiolites is the magnesites of this region by correlating the analysis of trace elements of sephiolites by the charts.

The ore formation of the magnezites developed related to ophiolites in the investigation region in Turkey is probably the tectonic placement of ophiolites on to the carbonates (300° C temperature and 6-7 kB pressure conditions). This is enough for the carbonate rocks to decompose and produce CO₂. When CO₂ in this medium mixes to the fluids containing Mg⁺² ions produced metamorphic by the alteration of the peridotites, forms MgCO₃ (Magnezite) and in case finds appropriate conditions turns out to be magnezite ore. It is predicted that in the region of interest, the bed formation started by the formation of ophiolites at the Upper Cretaceous-Pliocene period range and after 2-3 million of years ended by the completion of magnezite beds.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Konu Amaç ve Bölümlendirme

Bu çalışmada inceleme alanında yer alan ofiyolitler ve bu kayalara bağlı gelişen manyezitlerin jenez ilişkisinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır. Bu ancak ofiyoliti oluşturan mağmanın çok iyi tanınması ile bugünkü konuma nasıl geldiği, zaman mekan içindeki davranışlarının tesbiti ve ortaya konması ile mümkün olacaktır.

Amaç doğrultusunda çalışma yerinin; Türkiye toplam rezervinin % 28'ini oluşturan Batı Anadolu manyezitlerinde oldukça önemli bir potansiyele sahip Harmancık (Bursa) ve civarı (manyezit yatakları) olmasına karar verilmiştir. Bölgede yapılan çalışmalarda ayrıntılı saha gözlemleri ile mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerin tesbiti yanında aneetik verilerde toplanarak ofiyolit topluluğu kayalarının geçirdiği evreler levha tektoniği kuramları doğrultusunda zaman mekan aralığı içinde model oluşturularak ortaya konmuştur. Bu kayaların manyezitlerle olan jenez ilişkisine çözüm getirilmiştir.

Bu çalışma ile doğasına uygun olarak yapılan tüm işlerin kapsam ve içeriği ile uygulanan metod ve yöntemlerin kısa özeti altı bölüm halinde aşağıda sunulmuştur.

BÖLÜM 1: Tez ile ilgili konu amaç ve çalışmayı tanıtan ön bilgilerin yer aldığı bu bölümde; çalışma alanı belirtilip uygulamaya konan yöntem ve metodlar önceki çalışmacıların sonuçları ve çalışma alanının bölgesel tektonik içindeki konumuna ait tamamlayıcı bilgiler yer almaktadır.

BÖLÜM 2 : Çalışma alanına ait kayaların stratigrafik olarak tanıtıldığı bu bölümde; önce doğasına uygun olarak kayalar gruplandırılıp daha sonra ortam koşulları tektoniği, dokanak ilişkileri, yaşı, litolojik ve petrografik özellikleri ile yer yer tip kesitler verilerek tanıtılmış ve adlandırılmışlardır. Ayrıca bu bölümde X-ışınları analiz yöntemi ile peridotitler içinde yer alan olivin örneklerinin forsterit yüzdeleri saptanmıştır.

BÖLÜM 3 : İnceleme alanında yer alan ofiyolitinin ne tür bir tektonik ortamı yansıttığını ve bu ofiyoliti kesen daykaların ne tür tektonik ortamda oluştuğunu anlamak amacıyla uygun yapılan analizlerden kompüterli mikroprop kullanılarak yapılan krom-spinel analizleri, XRF (X-ışınları floresan) yöntemi ile gerçekleştirilen major ve iz element analizleri ile ICP-MS (kütle spektrometresi) de yapılan nadir toprak elementleri analizleri ve ilgili diyagramlar kullanılarak oluşturulan model ve sonuçlar yer almaktadır.

BÖLÜM 4 : Çalışma bölgesi manyezitlerinin türü, yapısı, dokusu ve kristal tane-boyut özelliklerinin anlatıldığı bu bölümde; mineralojik petrografik incelemeler sırasında polarizon mikroskop ve JEM-T.330 tip taramalı elektron mikroskop (SEM) dan yararlanılarak yapılan çalışmalar ve sonuçları yer almaktadır.

BÖLÜM 5 : İnceleme alanı manyezit mostralarından sistematik olarak derlenmiş 24 adet cevher örneğinin ICP spektrometresi kullanılarak yapılan analizlerin sunulduğu bu bölümde, analiz sonuçlarına dayanılarak yapılan iz element dağılımları ile ilgili korelasyonlar ve sonuçları yer almaktadır.

BÖLÜM 6 : Çalışma alanında yer alan ofiyolitlere bağlı gelişmiş manyezitlerde oluşum modellemesi yapılarak, bu kayalarla olan jenez ilişkilerine manyezitlerde oluşum yaşları da verilmek sureti ile açıklık kazandırılmıştır.

EK 1 : Harmancık ve civarında yaklaşık 600 km² lik bir alanın jeolojik haritası ile bu harita'dan düzenlenen 1 adet jeolojik kesit yer almaktadır.

EK 2 : Bu çalışmanın hazırlanmasında faydalanılan cevher ve kaya numunelerinin arazi de yerlerini gösterir örnekleme haritasıdır. .

1.2. Çalışma Alanı

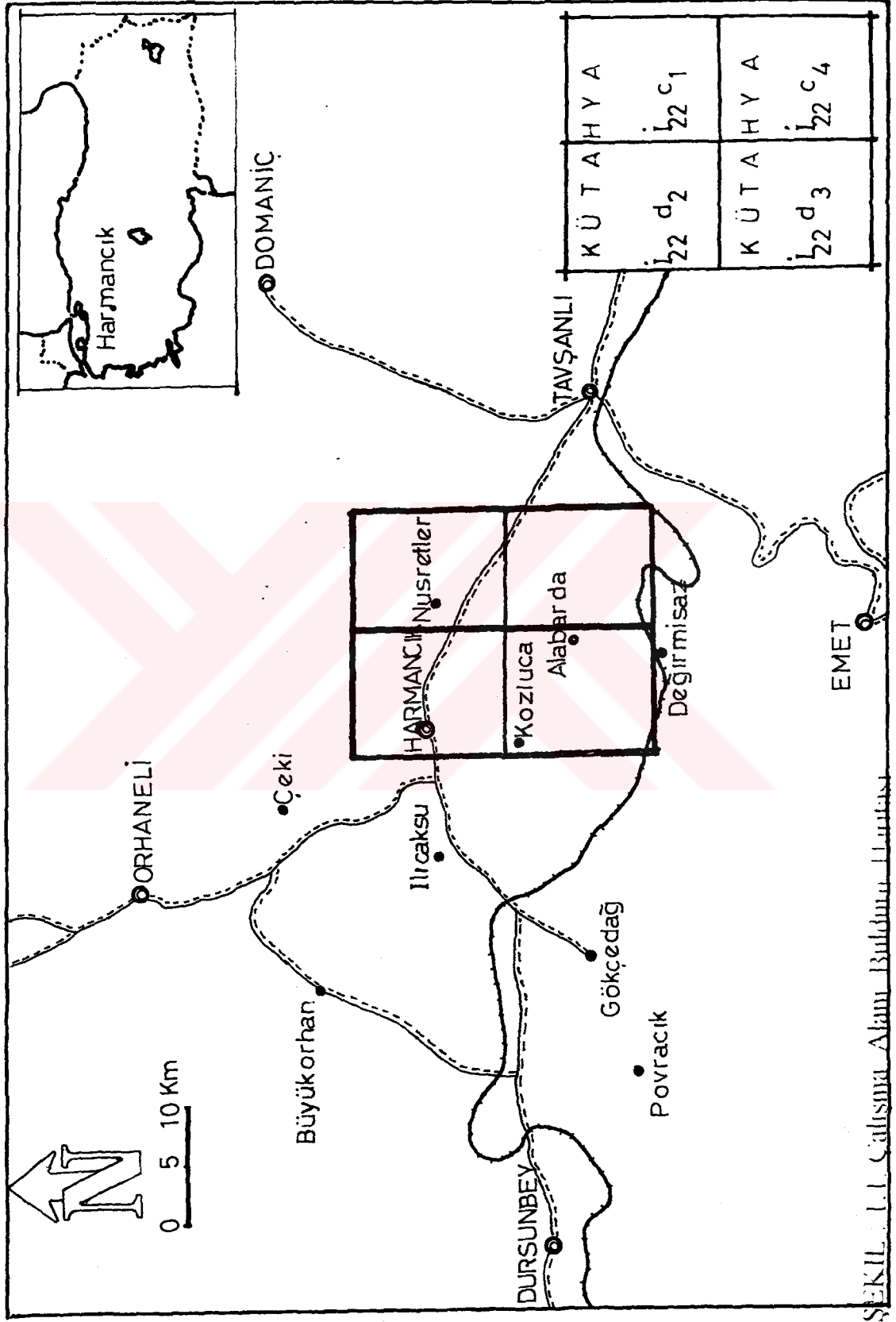
Harmancık ilçe merkezini içine alan çalışma alanı "Dağardı" olarak tanımlanan Emet-Tavşanlı-Domaniç-Orhaneli ve Dursunbey poligonu içinde yer almaktadır ve yaklaşık 600 km² genişliğindedir. I₂₂ C₁, I₂₂ C₄, I₂₂ d₂, I₂₂ d₃ paftalarını kapsayan ve tümü Harmancık ilçesine bağlı yerleşim merkezlerinden Çakmak, Doğancılar, Kanlıca, Göcekler, Hoban, Nalbant, Bekdemir, Kepekdere, Ishaklar, Balatdanışment, Kozluca, Alabarda, Madanlar, Yataklı, Öksüzler, Doğanlar, Kargılı, Çaltılı, Eşen, Kurtköy, Köşeler, Dutlar, Köprücek, Abdüsselamdemirli ve Sekbandemirli köyleri inceleme alanında yer alırlar. (Yerleşim Birimleri Haritası-Şekil 1.2)

Yüzey topoğrafyası yüksek bir plato görünümünde olan bölgede haritalanan alan içindeki en yüksek tepeler Küplü Dağı (1219 m.), (Şekil 1.3), Göynük Tepe (1208 m.), Yemişkiran Tepe (1220 m.), Boyalık Tepe (1216 m.), Kızılkaya Tepe (1241 m.), ile Oyluk Dağı (1347 m.) dir.

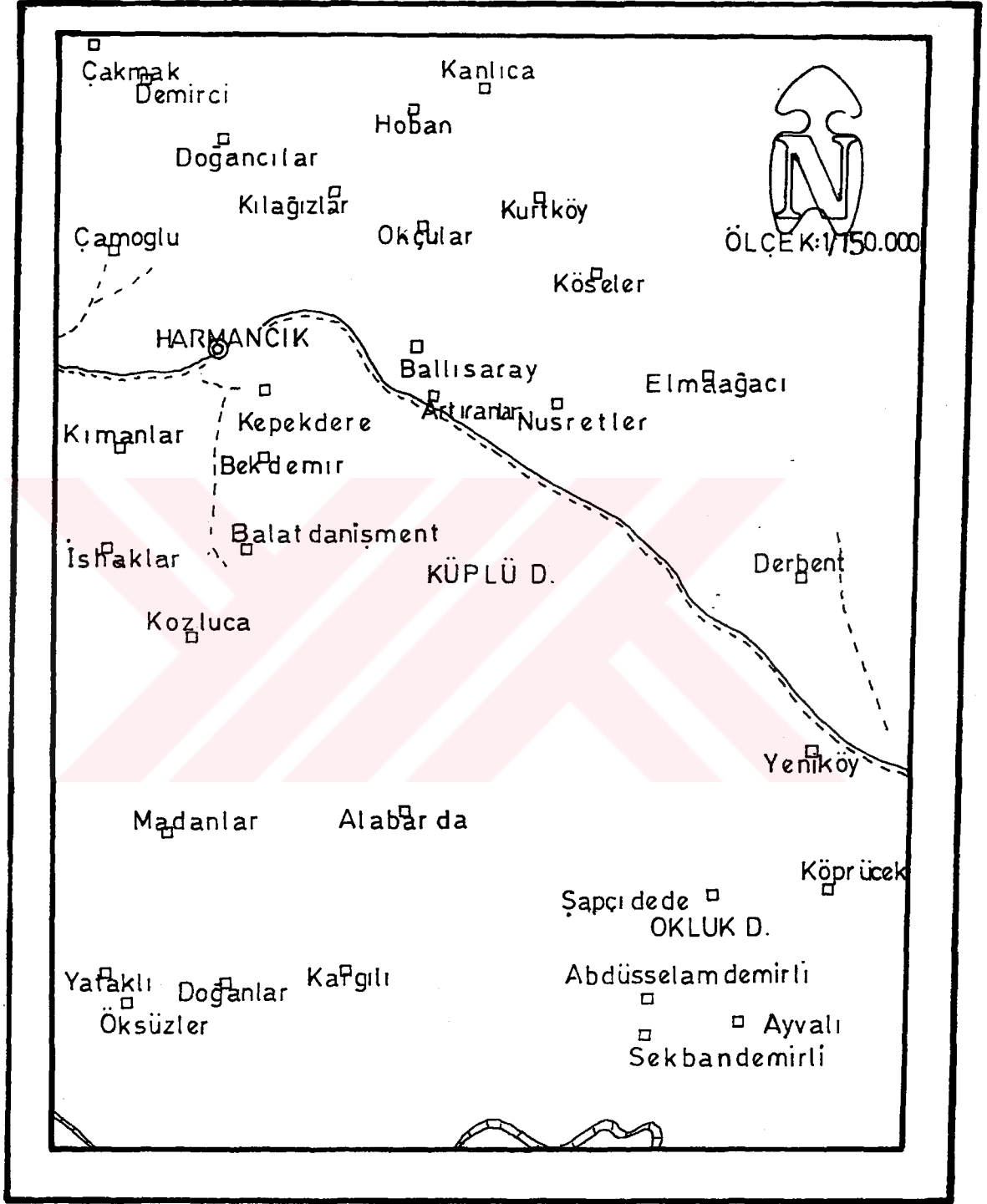
İnceleme alanı güneybatısı yükseltilerin en az olduğu kesimi oluşturur. Kocasu Çayı, yamaçları ve alüvyonlu alanlar (450 m.), bu kısımda yer alırlar. Bölge akarsularının en büyüğü Kocasu Dere olup, diğerleri Kevrandere, Alabarda Dere, Doğanyuva Dere, Değirmendere ve Bağdere dir.

Çalışma alanının pekçok noktasına ulaşım yılın her mevsiminde mümkün olup, motorlu araçlarla sağlanmaktadır. Köyler arası yolların hemen hemen tamamı stabilize kaplı olup yalnız Tavşanlı-Orhaneli arasında yer alan Harmancık ilçesini diğer ilçelere bağlayan karayolu asfalt kaplıdır. (Bulduru haritası Şekil 1.1.)

Karasal iklimin hüküm sürdüğü çalışma alanında peridotitlerin hemen hemen tamamı kızılçam ağaçları ile kaplı olup, diğer kaya birimleri üzerinde Maki topluluğu yer almaktadır. Yöre ekenomisi tarım, hayvancılık ve orman ürünlerinin değerlendirilmesi yanında madencilikte dayanır. İşletilen yataklar



ŞEKİL 1.1. Çalışma Alanı Bulduca Haritası



ŞEKİL : 1.2. Çalışma Alanı Yerleşim Birimleri Haritası

önemli rezervlere sahip olmayıp genelde eski metodlarla mostra madenciliği yapılmaktadır. Bölgedeki madenler ise önem sırasına göre : Kömür, kromit, manyezit, talk, aspest, barit, florit şeklinde sıralanırlar. Ayrıca yöresel olarak el sanatları ve taşımacılık bölgedeki diğer uğraşı alanlarıdır.



ŞEKİL : 1.3. 7 Adet Manyezit Ocağı ve Pek çok Manyezit Mostrasının Üzerinde Yer Aldığı “Küplü Dağı” nın Kuzey’den Görünüşü (Beyaz Kısımlar Manyezit Ocaklarıdır)

1.3. Çalışma Yöntemi ve Uygulamalar

Bu çalışmada jeolojik harita alımı ile petrografik çalışmaların ötesinde çok sayıda sistematik kayaç ve cevher örnekleri derlenip doğasına uygun analiz ve incelemeler yapılarak değerlendirilmiştir.

Çalışma alanı ofiyolit kayalarından peridotitlerde gelişmiş manyezit yataklarının bilinen ve bilinmeyen pek çok ocak ve mostrasının tesbiti ve kayaç ile cevher arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılması amacı ile 1991-1992-1993 yılları yaz dönemlerinde bölgenin jeolojik haritası hazırlanmıştır. Sistematik alınan kaya ve cevher örnekleri örnekleme haritasında noktasal olarak gösterilmiştir (Ek 2). Numuneler laboratuarda optik mikroskop, x-

ışınları, kimyasal analiz, jeokimyasal analiz ve elektron mikroskop çalışmaları için ayrıldıktan sonra kalanı tanık numuneler olarak muhafaza edilmiştir.

Optik mikroskop çalışmaları 87 adet kayaç örneğinin tamamında ve 196 adet manyezit cevherinin 30 adedinde yapılmıştır. İnce kesit haline getirilerek incelenen bu örneklerin fotoğrafları bu çalışmanın ilgili bölümlerine konulmuştur.

Peridotitlerde yer alan dayk örneklerinin uygun görülen 13 adet'inin major, iz element ve nadir toprak elementleri analizleri Belçika'da Liège Üniversitesi Jeoloji, Petroloji ve Jeokimya laboratuvarlarında XRF ve ICP-MS spektrometre analiz yöntemleri ile gerçekleştirilmiştir. Jeokimyasal analizler CGR-Alpha 2020 tipi Fransız yapım cihazda 50 KW, 50 MA, $K\alpha$ Rh katod şartlarında; Rh, Cr, Au, Mo katodlara sahip Philips jeneratör kullanılarak yapılmıştır. Nadir toprak element analizleri ise ICP-MS (Plasma Quad Fisons) kullanılarak yapılmıştır.

Sistematik olarak derlenen manyezit cevher örneklerinden seçilmiş 24 adedinin kimyasal analizleri Kanada'da ACME Analytical Laboratoires Ltd.'de ICP spektrometresi ile yapılmıştır.

Manyezit cevherlerinde iç mikro yapı özelliklerinin incelenmesine yönelik elektron mikroskop çalışmaları İTÜ. Kimya Metalürji Fakültesi Laboratuvarlarında JEM .T.330 tip taramalı elektron mikroskop (SEM) da yapılarak manyezit romboedirlerinin fotoğrafları çekilmiştir. Bu amaçla kullanılan manyezit örnekleri 1 cm.'lik kübler haline getirildikten sonra düzgün bir yüzeyi parlatılarak karbon ile kaplanmıştır.

Krom-spinellerin kimya bileşimlerini belirlemek için Türkiye Şişe Cam Fabrikaları A.Ş. araştırma merkezi laboratuvarlarında jeol JCXA-733 tip kompüterli mikroprop kullanarak $Al_2 O_3$, MgO , $Cr_2 O_3$ ve $Fe_2 O_3$ oranları saptanmıştır.

İTÜ Maden Fakültesi X-ışınları laboratuvarında Philips difraktometre, Cu K α radyasyon ve Ni filtre kullanılarak değişik 2 θ aralığında, çekim hızı 1" 0.5 dak. ve duyarlık 2000 şartlarında olivin analizleri yapılarak [130] yüzeylerinden elde edilen piklere göre ilgili diyagramdan faydalanarak forsterit yüzdeleri saptanmıştır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Harmancık ve çevresinde yapılmış ilk çalışmalar kromit yataklanmalarını amaçlamıştır. Türkiye de işletilen ilk krom yatakları bu bölgede yer almaktadır. 1940 yılında başlatılan krom madenciliğinden günümüze jeolojik çalışmaların artması yeni yatakların ortaya çıkartılmasına neden olmuştur. Yapılan çalışmaların bir bölümü ve jeolojik yeniliklerin özeti kronolojik olarak aşağıda sunulmuştur.

WISKERSLOOTH (1941), Orhaneli ve civarındaki kromit yataklanmaları ile çevre kayaların genel tektonik özelliklerini incelemiş ve bu kayaları üç grupta toplamıştır. Orhaneli ultramafik kayaları ve metamorfiklerin tümüne Paleozoyik yaşını vermiştir. Bölgedeki Göynükbelen Granadiyoritinin yaşının Uludağ Granitlerinden farklı olduğunu belirtip ayrı ayrı yaşlar vermiştir.

KOVENKO (1945), Bursa bölgesinde pek çok kromit cevherleşmesi incelemiştir. Çalışmalarında kromitlerin yan kayaları olan peridotitlere Paleozoyik yaşını uygun görmüştür.

KETİN (1947), Uludağ Masifi'nin metamorfik kayalarını incelemiştir. Permien öncesi yaşta olduğunu belirttiği bu metamorfiklere ait ayrıntılı kaya sınıflamaları vermiştir.

KAADEN (1959), Kuzeybatı Anadolu'da yaptığı çalışmalarında bölgede yer alan ultramafik kayaların Hersiniyen Orojenez'inde oluştuğunu söylemiştir.

BORCHERT (1961). Harmancık ve Göynükbelen de kromit yataklarının tesbiti amaçlı çalışmalarında cevher yan kayalarının yaşı için KAADEN'in Alpin-Dönemi'ni oluşum yaşı olarak kabul etmiştir.

AKKUŞ (1962). Kütahya-Gediz arası bölgede yaptığı saha çalışmalarında metamorfik kayaların ilksel jeosenklinallerin sedimentlerinin bölgesel metamortizmaya uğramaları sonucunda oluştuklarını ve yaşlarının Paleozoyik olduğunu söylemiştir. Ultrabazik kayalara ise Mesozoik yaşı verip metamorfikler üzerine yerleştiğini belirtmiştir.

KALAFATCIOĞLU (1962), Dağardı ve Tavşanlı arasında kalan bölgeyi incelemiştir. Metamorfik kayaları gnays ve az metamorfikler diye ayırıp Paleozoyik yaşı vermiştir. Kalkerlere ise içinde rastladığı fosillere dayanarak Meastrihtien yaşı vermiştir. Bu kayalar üzerine gelen serpantinitle diyabaz ve volkanik breşleri karışık seri olarak adlandırmıştır. Bölgede farklı yaşta iki ayrı ofiyolitten bahsetmiştir.

BORCHERT ve UZKUT (1967), Harmancık ve çevresindeki incelemelerinde ultrabazik kayaların tabanına "Kristalen Subasman" adını vermişler ve bunun mikasist, serisitik fillat ve bunlara karışmış olan kalker ve yarı mermerlerden oluştuğunu belirtmişlerdir.

ÖZKOÇAK (1969), Orhaneli ve kuzeyinde yaptığı çalışmalarında oldukça geniş alanların jeoloji haritalarını hazırlamıştır. İnceleme alanında yer alan birimlerden temeldeki metamorfikleri Alt ve Üst Seri olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bölgedeki ofiyolit kayalarını petrografik olarak 6 gruba ayırıp incelemiş ve ultrabazik kayaların yaşını Üst-Kratese olarak belirlemiştir. Bölgede yer alan granadiyorit ve bunu üzerleyen konglomera tuf ve traverten kayalarını incelemiştir.

LİSENBEE (1972), Orhaneli Ultramafik Masifi'ni incelemiş, altta lavsonit ve glokofan ihtiva eden metamorfiklerin Paleozoyik veya Mesozoyik

yaşta olduklarını belirtmiştir. Bu kayalar üzerine uyumsuz olarak grovvak serisi geldiğini ve daha üstte Orta-Üst Jura yaşlı bir konglomeranın transgresif geldiğini belirtmiştir. Konglomera üzerinde ise Üst Jura, Alt-Kratese yaşlı kireçtaşlarının bulunduğu bahsetmiştir. Kireçtaşları üzerine ise ultramafik gabro karmaşığının sariyaj olarak geldiğini göstermiştir. Dünit harzburjit, gabro ve klino piroksenden oluştuğunu belirttiği bu karmaşıktaki az oranda da lerzolit ve verlit kayaçlarının bulunduğunu belirtmiştir.

KAYA (1972), Tavşanlı Ofiyolitinin kuzey ve güney bölümlerinde çalışmıştır. Tavşanlı kuzeyinde yer alan kayaçların tabanda ultrabaziklerle başladığını ve yukarı doğru Jura yaşlı lavsonit, albitistler, eklojitler rekristalize kireçtaşları, tabakalı çörtler ve diyabaz bileşimli kayaçlar diziliminde olup bunun kumtaşı ve şeyl ile son bulduğunu belirtmiştir.

OKAY (1984), Batı Anadolu'da geniş alanlara yayılan ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. İncelemelerinde Karakaya Kompleksi, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırtlamıştır. Tavşanlı Zonu'nu oluşturan kayaları "Ovacık Birliği ve Orhaneli Birliği" diye ikiye ayırmıştır. Orhaneli Birliğinde düzenli stratigrafi görüldüğünü ve mavişist metamorfizması gösterdiğini belirtmiştir. Bölge de görülen YB/DS metamorfizmasının Turoniyen-Alt Senoniyen aralığında geliştiğini ve bölgede geniş alanlar kaplayan ofiyolit birimlerini ise Tetis Okyanusu'nun kalıntıları olduğunu belirtmiştir.

UZ ve diğerleri (1988; 1991; 1993), Batı Anadolu da Orhaneli, Harmancık ve Tavşanlı ya kadar uzanan peridotitlerde yer alan manyezit yatakları ile ilişkili rezerv ve tenör özellikleri de kapsayan mineralojik-petrografik çalışmalar yapmışlardır.

EMRE (1990), Orhaneli kuzey ve güneyini kapsayan çalışmalarında ÖZKOÇAK (1969); LİSENBEE (1971); OKAY (1984), ten farklı ve

KALAFATÇIOĞLU (1962). gibi düşünerek. kümülat harzburjit. tektonit harzburjit. tektonit dünit. serpantinit ve gabro birimlerinden oluşan Tavşanlı Ofiyolit'inden başka ikinci bir ofiyolitin varlığından bahsedip "Orhaneli Ofiyoliti" diye adlandırmıştır. Bu ofiyolitin Üst Kratese-Paleosen aralığında metamorfik birimler üzerine bindirmeli olarak geldiğini. belirtmiştir. Bu çalışmalarında metamorfik kayaların yaşı için ÇOĞULU. (1967). nin vermiş olduğu Paleozoyik yaşını kabul etmiştir.

Bu bölümde yer almayan ilave birkaç çalışma ve önceki çalışmaların tekrarı tezin ilgili bölümlerinde konulara açıklık getireceği düşüncesi ile kavramların kronolojik evrimi halinde tekrar verilecektir.

1.5. Çalışma Alanının Bölgesel Tektonik İçindeki Konumu

Kuzeybatı Anadolu da Pontit ve Anatolitlere ait üç tektonik zon yer alır. Kuzeyde Pontitlere dahil olan Sakarya Zon'u (OKAY 1984), bulunur. Sakarya Zon'u yaklaşık olarak BRINKMAN. (1966), nın "Mysisch-Galatische Scholle", İZDAR. (1975), in "Kuzeybatı Anadolu Eşiği" BERGOUGNAN ve FOURQUIN. (1980), in "İç Pontitler", SENGÖR ve YILMAZ. (1981), in "Sakarya Kıtası" na karşılık gelir.

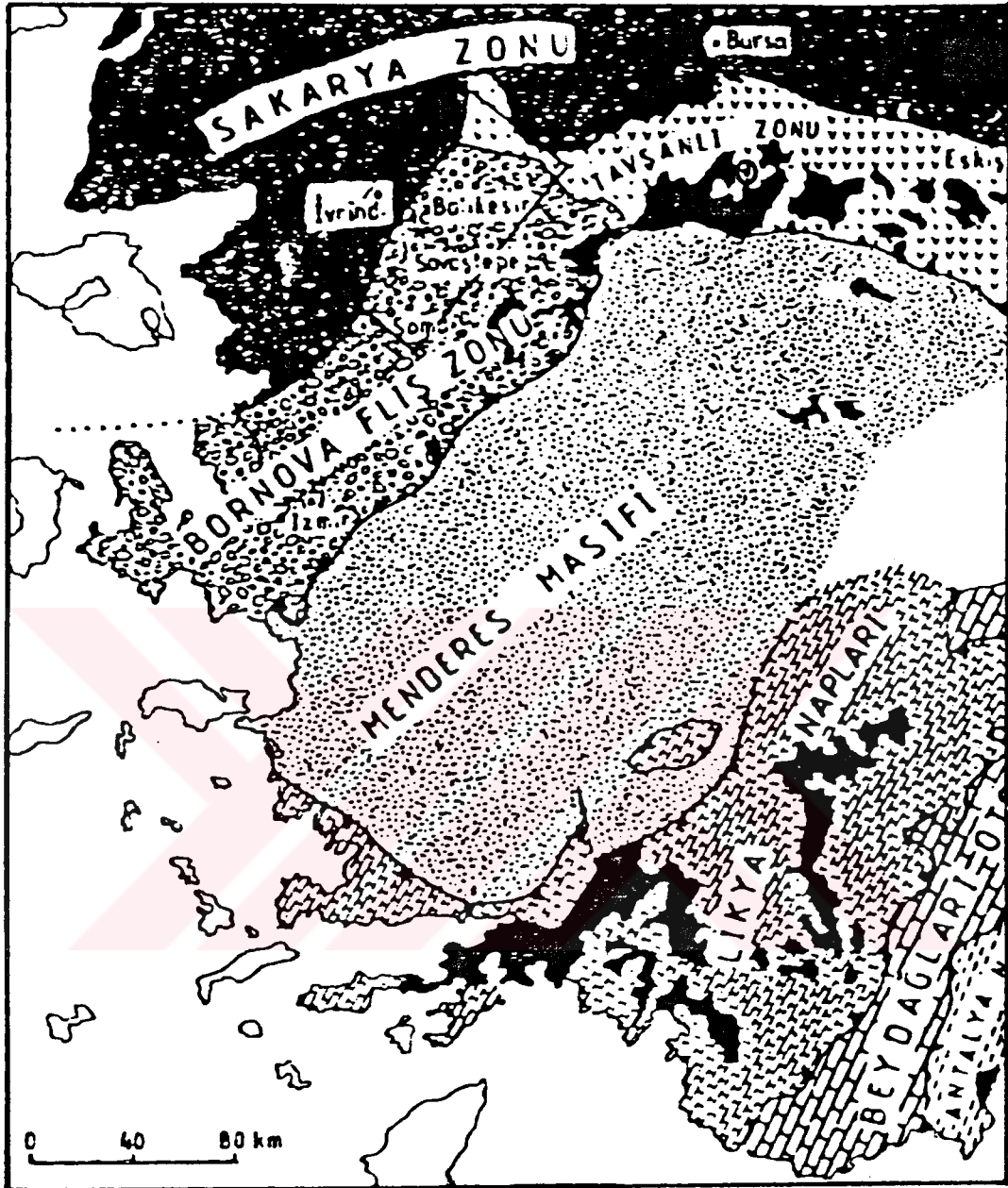
İzmir-Ankara Zon'u içinde yer alan çalışma alanı ilk kez BİRİNKMANN. (1966), tarafından tanımlanmıştır. "İzmir-Ankara Jeosenklinali" nin kaya toplulukları 1- Ultrabazik, bazik derinlik ve bazik yarı derinlik kayaları. 2- Düşük ısı yüksek basınç mineralleri kapsayan metamorfikler. 3- Bazik denizaltı lavları, piroklastikler ve türevleri, rekristalize kireçtaşları, tabakalı çörtlü. 4- Kumtaşları ve kireçtaşlarıdır.

İzmir-Ankara Zonu; KAYA (1981), in tanımlamasında İzmir-Ankara, Akhisar ve Tavşanlı toplulukları da birimin devamı olarak kabul edilmiştir. SENGÖR ve YILMAZ (1981), in Doğu Akdeniz Alp Kuşağı içinde

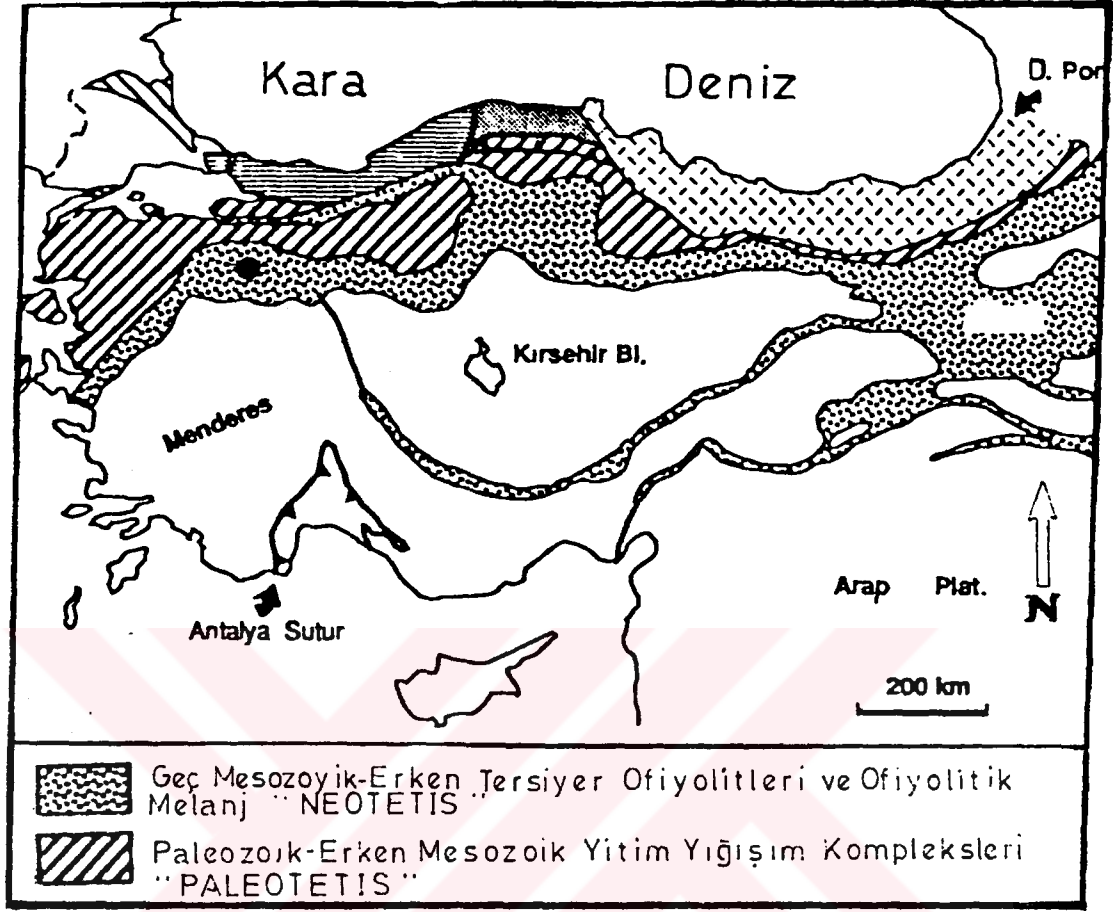
Türkiye'nin tektonik yeri haritasında belirttikleri gibi (Türkiye Kenet haritası için ilk ayırt ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981). Kuzeyinde Sakarya Kıtası güneyinde Menderes Masifi yer almaktadır. ŞENGÖR ve YILMAZ (1981), i tadil eden OKAY (1991). in sınıflamasının bir bölümü harita ve anlatımlı şekliyle aşağıda sunulmuştur. (Şekil 1.4).

OKAY (1984-86), Çalışma alanı tektonik birlikler şematik haritası (Şekil 1.4), yorumunda; İzmir-Ankara Zonu nun Mesozoyik sırasında var olmuş bir okyanusun kalıntılarını temsil ettiğini göstermektedir. OKAY (1984); ROBERTSON ve DIXON (1984); KOÇYİĞİT ve diğerleri (1988), Neotetis Okyanusunun kapanması sonucu meydana gelen çarpışmanın güneye veryanslı bir yapı geliştirdiği ve İzmir-Ankara Zonunda yer alan ofiyolitlerin nap konumunda olduğu göz önüne alınarak İzmir-Ankara kenedi bir çizgi halinde ofiyolitlerin kuzeyinden geçirilmiştir. Bu hali ile kened'in KETİN (1966), da gösterilen Anatolid-Pontit ayırım çizgisi ile çakıştığını belirtmiştir. Yine OKAY (1986), Sakarya Zonu'nun Kratese de Mavişist metamorfizması geçirmiş Toros tipi Paleozoyik-Meozoyik yaşta bir sedimentler istif olan Tavşanlı Zonu'ndan ayrıldığını belirtmiştir.

USTAÖMER ve ROBERTSON (USTAÖMER-1993, Doktora tezinden alınmıştır.), Çalışma alanı tektonik birlikler şematik haritası [ŞENGÖR ve YILMAZ, (1981), den modifiye edilmiştir.] yorumunda (Şekil 1.5), çalışma alanını içine alan İzmir-Ankara Zonu'nun daha önceki çalışmacıların aksine Paleotetis Okyanusu'nun Üst Mesozoyik-Tersiyer döneminde kapanması sonucunda oluşan Kenet kuşağı olduğunu belirtmişler, böylece inceleme alanındaki ofiyolitlerin Neotetis Ofiyolitleri değil, Paleotetis Okyanus kabuğu parçaları olduğunu öne sürmüşlerdir.



ŞEKİL : 1.4. Çalışma Alanı tektonik Birlikler ve Bölgedeki Tektonik Birliklerin Konumunu Gösterir Şematik Harita (OKAY-SİYAKO, 1991)



ŞEKİL : 1.5. Çalışma Alanı Tektonik Birlikleri ve Bu Bölgedeki Birimlerin Konumunu Gösterir Şematik Harita (USTAÖMER ve ROBERTSON 1993),

BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANININ STRATİGARAFİSİ VE PETROGRAFİSİ

2.1. Giriş

Harmancık ve civarında yer alan peridotitler yaklaşık 1250 km² lik bir alan kaplamış olup, bu çalışmada harita alımı yapılan 300 km² lik bir bölümü incelenmiştir (Şekil 2.2). Bu kayaların tabanında metamorfizma yaşı Alt Kratese (HARRİS ve diğerleri 1994), olan Metamorfik şistler ile bunlarla yanal geçişli ve ardalanmalı olan rekristalize karbonatlar yer alırlar. Bu birimler peridotit kayaları üzerine ters fayla bindirmeli olarak gelirler. Peridotitlerin üzerini ise Neojen yaşlı sedimenter topluluk örtmüştür. Alüvyon örtü ise bu birimler üzerine diskordans olarak yerleşmiştir. (Şekil 2.1.),

2.1.1. Otokton Birimler - Metamorfik Topluluk

Çalışma alanı içide peridotit kayalarının temelinde mavi şistler ile bunlarla yanal ve düşey geçişli olarak rekristalize karbonatlar yer almıştır. Bu kayalara ait jeolojik konum ve mineralojik petrografik özellikler aşağıda sunulmuştur.

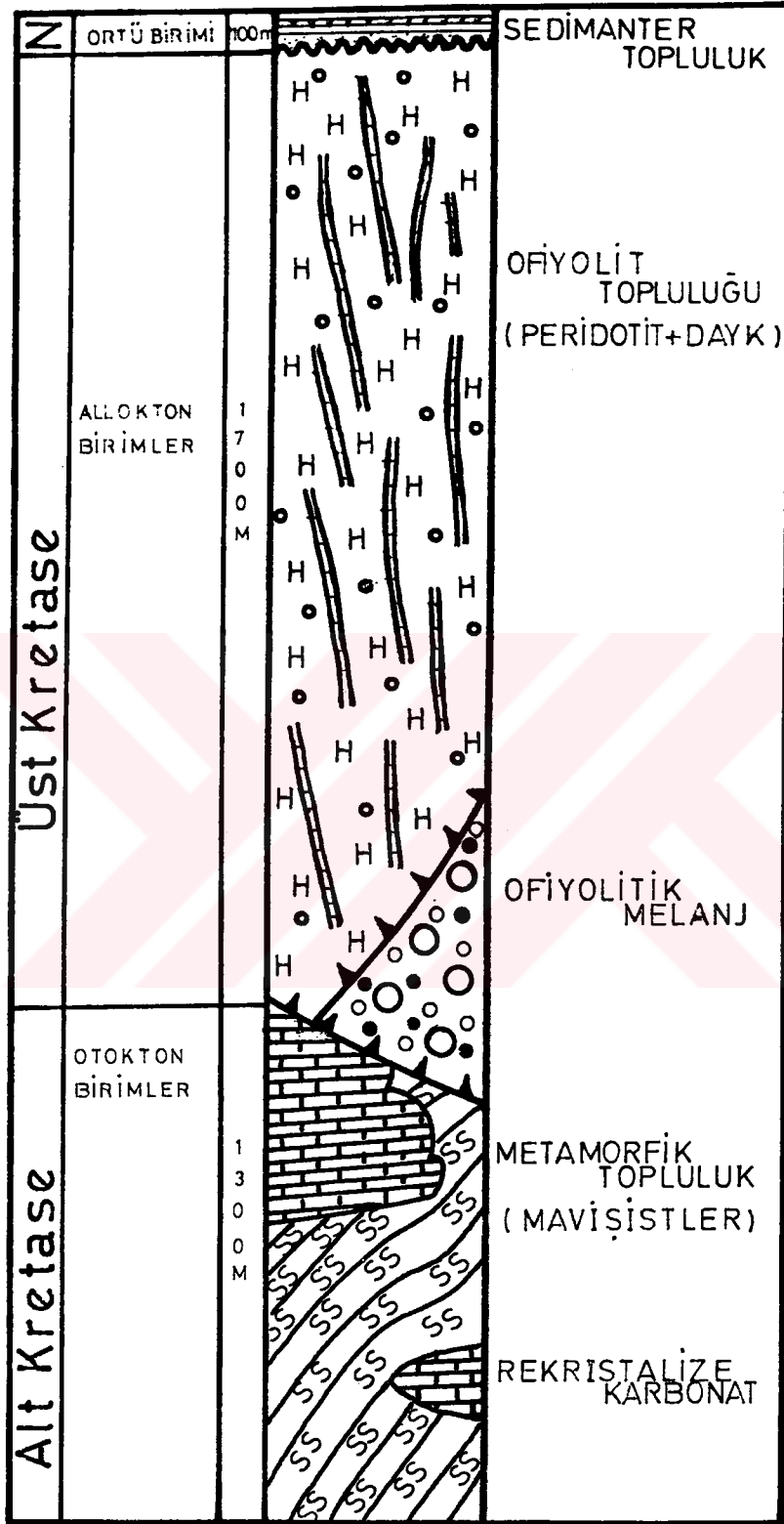
2.1.1.1. Şistler

Tanım, sınırları ve dağılımı : İnceleme alanında alt sınırı belirsiz üstten tektonik bindirmeli olarak ofiyolitik melanaj ve peridotitlerle sınırlı yer yer Neojen yaşlı sedimenter topluluk ile örtülmüş olan glokofan-lavsonit şistler,

(mavi şistler) haritalanan inceleme alanında kuzey doğu ve güney batı da yüzeylemiştir. Mavi şistler kuzey doğuda Okçular Köyü batısında başlayıp daha batıya doğru Nüsretler Köyünü içine alırlar. Kuzey batıdan ve güney doğudan (bu şistlerle yanal ve düşey ardalı olan) rekristalize karbonatlar ile sınırlanırlar. Yer yer rekristalize karbonatlar içinde şistlerde rastlanmıştır. Bu şistlerin batısını ise Neojen yaşlı sedimenter örtü diskordans olarak örtmüş, doğusunu ise tektonik bindirme ile ofiyolitik melanaj ve peridotitler çevrelemiştir. (Şekil 2.3.) İnceleme alanının kuzeybatısını yüzeyleyen Doğanlar, Çaltılı, Öksüzler ve Yataklı Köylerini içine alan şistlerin kuzey ve batısına tektonik bindirme ile peridotitler allokon olarak yerleşmiştir. Neojen yaşlı örtü birimleri ise yer yer diskordans olarak gelip bu şistlerin düşük kod'lu kısımlarını örtmüştür.

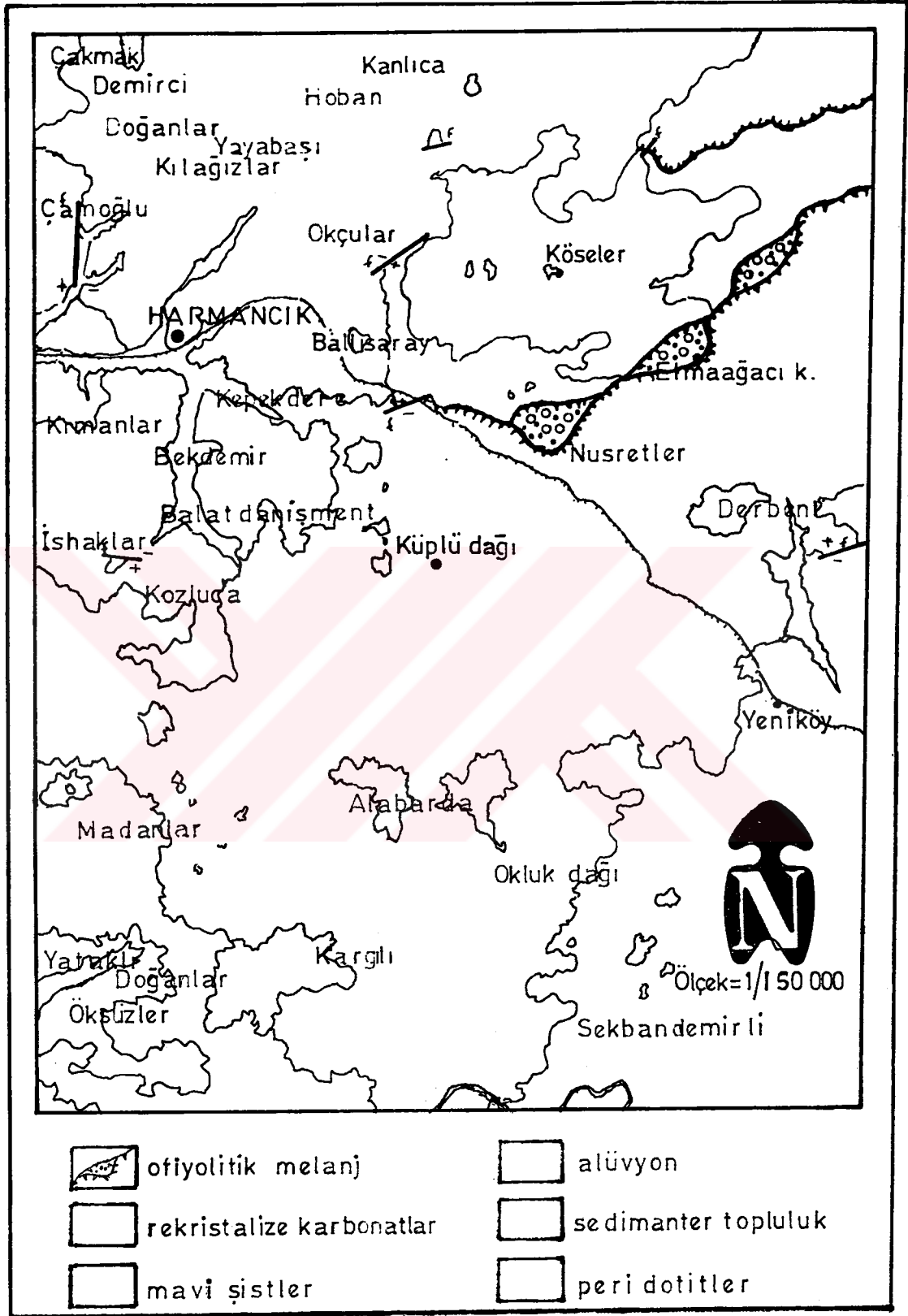
Önceki Çalışmalar

KETİN. (1947), Uludağ Masifi'nin metamorfik kayalarını incelemiş ve Permian Öncesi yaşta olduğunu belirtmiştir. HOLZER ve COLİN. (1957), Kütahya batısında serpantin kayalarının kenar kısımlarında glokofan şistlerin yer aldığına işaret eder, ofiyolit topluluğu içinde şistleri Üst Jura-Üst Kratese olarak verirler. KALAFATCIOĞLU. (1962), "Mavi Metamorfik Kayalar"ın oluşumunu Üst Kratese ye ait "Karışık Seri" içine dahil eder. AKKUŞ. (1962); Kütahya-Gediz arası bölgede yer alan metamorfik kayaların ilksel jeosenklinallerin sedimentlerinin bölgesel metamorfizmaya uğramaları sonucunda oluştuklarını ve yaşlarının Paleozoyik olduğunu söylemiştir. BORCHERT. (1963), e göre "Fillatlı Kristalen Şistler"e Silüriyen ve Kambro Silüriyen yaşlarını uygun görmüştür. ÇOĞULU. (1965), Mihaliçcik çevresinde, lavsonit, glokofan ve glokofanitik yeşil şist metamorfizmasının ultrabazik yerleşiminden daha sonra meydana geldiğini ileri sürer. KAADEN (1966), Ovacık Köyü yakınlarında peridotitleri kalkerlerden ayıran şariyaj zonunda glokofan kayacının varlığından bahsetmiştir. Yazara göre Batı Anadolu'daki metamorfizma Paleozoyik yaşlıdır.



ÖLÇEK: 1/20.000

ŞEKİL 2.1. Harmancık ve Çevresindeki Kaya Birimlerinin Genel Stratigrafik Dikme Kesiti

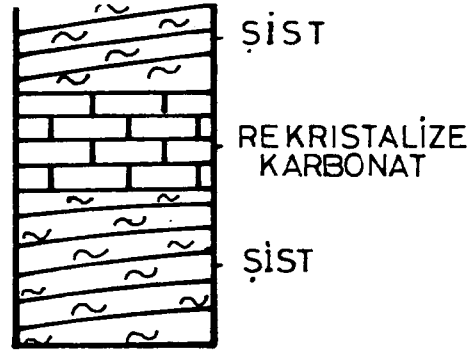


ŞEKİL : 2.2. Harmancık Yakın Çevresindeki Kaya Birimlerinin Jeolojik Konumları

BORCHERT ve UZKUT: (1967). Artıranlar Köyü civarındaki peridotit masifinin tabanındaki sahanın en yaşlı birimlerinden oluşan şistler, fillatlar, kalkerler ve yarı mermerlerden oluşan topluluğa “Kristalen subasman” adını vermişlerdir. ÖZKOÇAK. (1969). Orhaneli ve çevresinde yaptığı çalışmalarda temeldeki metamorfikleri alt ve üst seri olmak üzere iki grupta toplayarak yaşlarının Silirüyen ve Devoniyen olabileceğini belirtmiştir. LİSEN BEE. (1972), Orhaneli Ultramatik Masifini incelemiş lavsonit ve glokofan ihtiva eden metamorfiklerin Paleozoyik veya Mesozoyik yaşta olduklarını belirtmiştir. KAYA (1972), Ultrabaziklerin üzerine Jura yaşlı lavsonit albit şistlerin geldiğini belirtmiştir. OKAY.(1984), Batı Anadolu’da geniş alanlara yayılan çalışmalarında “Karakaya Kompleksi, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu” olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırtlamıştır. Tavşanlı Zonu’nu oluşturan kayaları “Ovacık Birliği ve Orhaneli Birliği” diye ikiye ayırmıştır.

Orhaneli Birliğinde düzenli stratigrafi görüldüğünü ve mavişist metamorfizması gösterdiğini belirtmiştir. Bölgede görülen YB/DS metamorfizmasının Turoniyen-Alt Senoniyen aralığında geliştiğini belirtmiştir. EMRE (1990), Orhaneli’nin kuzeyi ve güneyinde yaptığı çalışmalarında metamorfik kayaların yaşı için ÇOĞULU (1967), nin vermiş olduğu Paleozoyik yaşını kabul etmiştir. HARRİS, KELLEY ve OKAY. (1994), Mavi şistlerdeki glokofanlar üzerinde Ar^{39} / Ar^{40} yaş tayini metodu ile $108 \pm 3,7$ milyon yıl (Alt Kratese) bulmuşlardır.

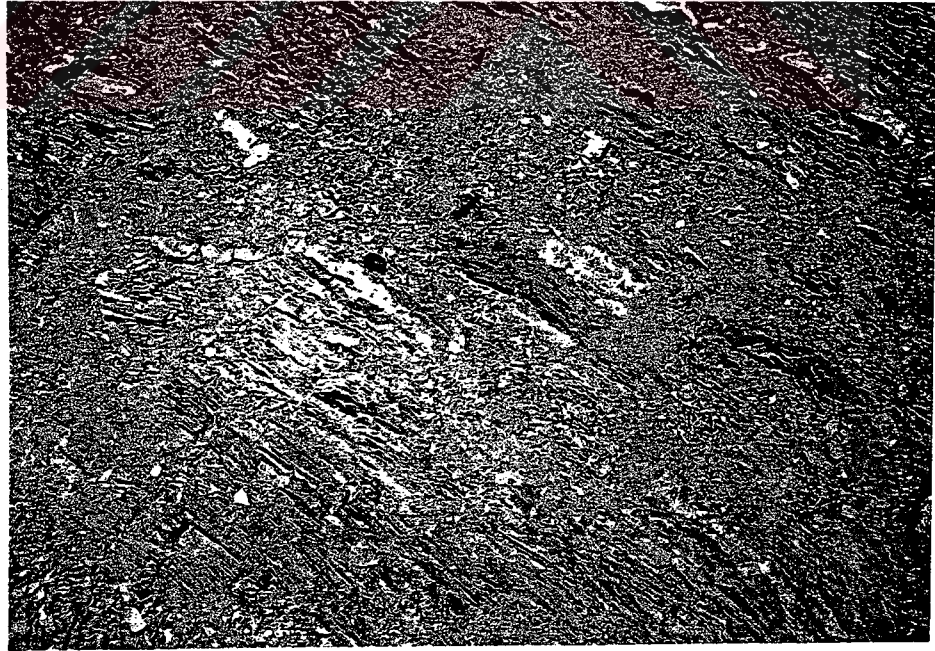
Litoloji ve Petrografik Özellikler : Çalışma alanında peridotitler ve örtü kayaları altında yer yer yüzeyleyen şistler rekrystalize karbonatlar ile düşey ve yanal olarak ardalanırlar (Şekil 2.3.)



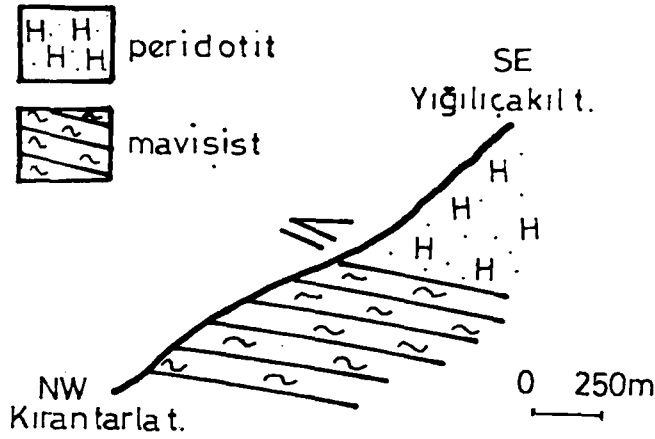
ŞEKİL : 2.3. Şistler ve Rekristaliye Karbonatlara Ait Ölçeksiz Dikme Kesit.

Arazi görüntülerinde şistler kötü yapraklanma gösterip gri yeşil ve kırmızı kahve renklerde izlenirler. (Şekil 2.4.)

Glokofan ve lavsonit mineralleri içeren bu şistler OKAY.(1980 a, 1980 b, 1981 ve 1984), in verileri ile benzerlikler göstermektedir. Söz konusu bu mineraller yaklaşık 350° C sıcaklık ve 8 kb şartları bize YB/DS koşullarını göstermektedir. (WINKLER. 1967),



ŞEKİL : 2.4. Artıranlar Köyü Çevresinde Rekristaliye Karbonatlar ile Ardalanmalı Şistler Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.5. BB' - Şistler ve Peridotitlerden Bir Jeolojik Kesit.

Şistlerden alınan örneklerin mineralojik petrografik determinasyon değerlendirilmeleri yapılmıştır. Bu şistlerden 5 adedi temsili örnekler seçilerek fotoğrafları ile birlikte aşağıda sunulmuştur.

Ş-20 NO'LU ÖRNEK

Doku : Kataklastik deforme şist dokusu içinde yer alan kuvarslarda tane küçülmesi gözlenmiştir. Kuvarslar arasında aragonit kristalleri ve az oranda plajioklaslara rastlanmıştır. Minerallerde yönelme, kırılanma ve bükülmeler birlikte izlenir. Yönlenmeyi izleyen kuvars, mika, plajioklas beraberce şistleşme yönünde dizilirler.

Mineral Bileşimi :

Kuvars : 0,03 mm. - 0,9 mm arası tane boyutunda izlenmiştir. Bu tanelerde küçülme ve kırılanma yanında yönelmeler saptanmıştır.

Albit : Kuvars kristalleri arasında 1-1.2 mm. arası boyutlarda kırıklı kenarları yuvarlanmış halde polisentetik ikizli şekilde izlenmiştir. (Şekil 2.6.)

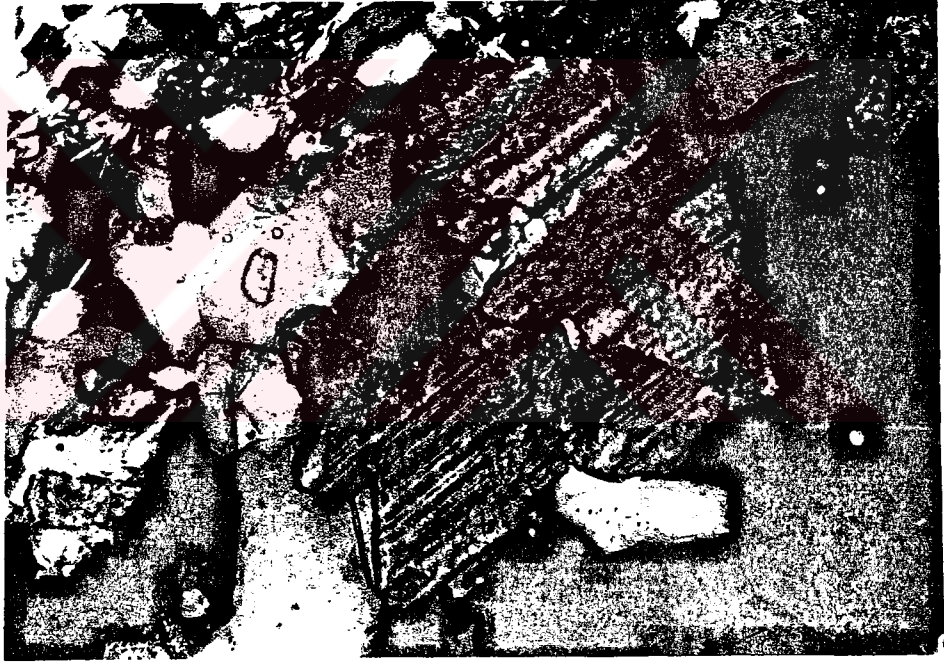
Aragonit : Dokuda ve kuvars taneleri içinde ikincil olarak iri taneli kompakt halde izlenmiştir. Bu minerallerde ikiz ve dilimine rastlanmamıştır.

(Şekil 2.7.)

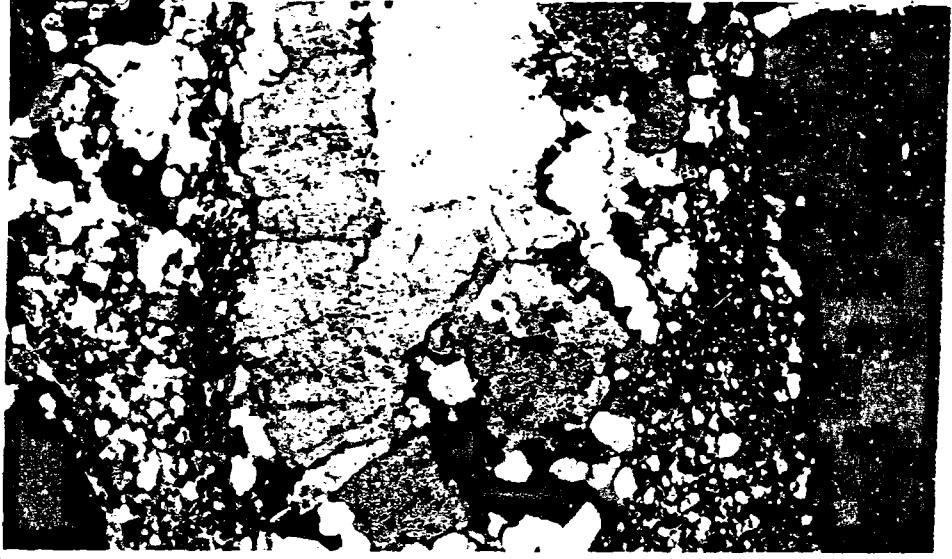
Muskovit : Yönlü ince lifsel iğnecikler halinde rastlanılmıştır. içlerinde mercek şekilli glokofan kristalleri izlenmiştir. (Şekil 2.8.)

Glokofan : Muskovitler içinde yeni küçük kristaller halinde şistoziteye uyumlu olarak rastlanmıştır. Mekik ve iğne şekilli bir arada izlenmiştir.

GLOKOFANLI KUVARS ŞİST.



ŞEKİL : 2.6. Glokofanlı Kuvars Şist (Ş-20 No'lu Örnek) İçinde Albit Kristali(B:25x10 ; PI)



ŞEKİL : 2.7. Glokofanlı Kuvars Şist (Ş-20 No'lu Örnek) İçinde Aragonitler Görülmektedir (B:6,3x10; PI)



ŞEKİL : 2.8. Glokofanlı Kuvars Şist'te (Ş-20 No'lu Örnek) Kuvars Kristalleri İçinde Muskovitler ve Aralarda İğne Şekilli Glokofan Mineralleri Görülmektedir.(B:25x10; PI)

Ş-5 NO'LU ÖRNEK

Doku : İnce taneli, yönlü şist dokusu gözlenmiştir. Kuvarşlı seviyeler ve mikalı seviyeler ardışıklı izlenmiştir. (Şekil. 2.9.)

Mineral Bileşimi

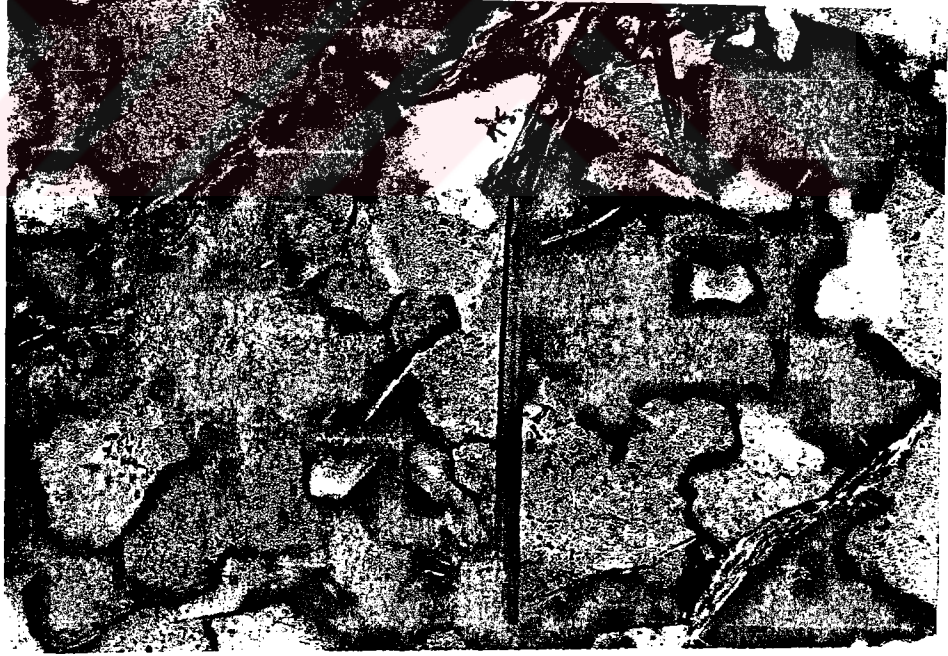
Kuvars : İnce orta taneli, dalgalı yanıp sönmeli, yönlü ve yeniden kristallenmiş olarak izlenmiştir.

Ejirin : Hafif sarımsı, yeşil plokroik, yüksek brefrejanlı olarak izlenmiştir. (Şekil 2.10)

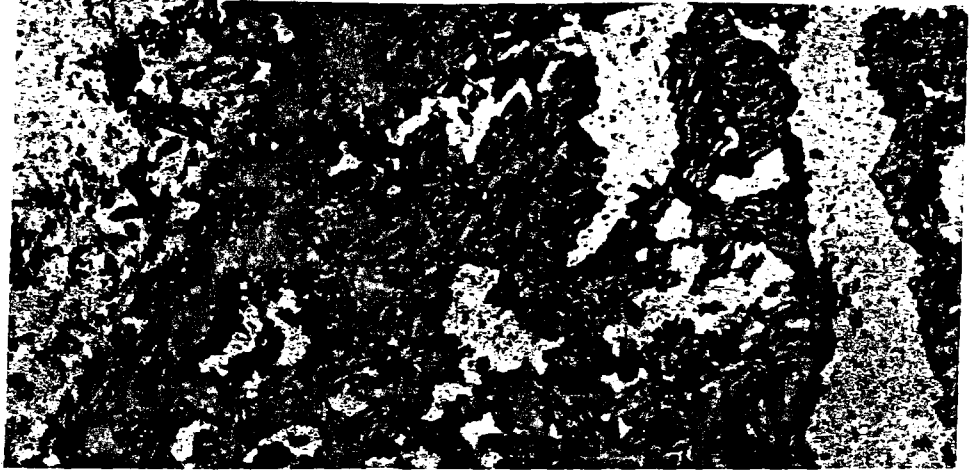
Glokofan : İğnemsî, ışınal, demet ve yelpaze yaylacı ile saç şeklinde (Venüs saç) izlenmiştir. (Şekil 2.11)

Epidot : Kırıklı bol demirli olarak glokofanlarla birlikte izlenmiştir.

EJİRİNLİ GLOKOFANLI ŞİST



ŞEKİL : 2.9. Ejirinclı Kuvarşlı Şist'te (Ş.5 No'lu Örnek) Kuvars Mineralleri Üzerinde Glokofanlar ile Sarı Yeşil Renkte Ejirin Mineralleri Görölmektedir. (B:6.3x10; BI)



ŞEKİL : 2.10. Ejirinli Glokofanlı Şist'te (Ş-5 No'lu Örnek) Ejirin Mineralleri Toplu Halde Görülmektedir. (B: 6,3x10; BI)



ŞEKİL : 2.11. Glokofanlı Kuvars Şist'te (Ş-4 No'lu Örnek) Yönlü Kıvrımlı Kuvarslar Üzerinde Glokofan Mineralleri (Çubuk Şekilli) ile İnce Uzun Muskovitler Görülmektedir. (B: 2,5x10; PI)

Ş-2. NO'LU ÖRNEK

Doku: Kuvarslı ve mikalı seviyeler merceksel şekilli paralel dizilimli olarak diğer minerallerle birlikte izlenmiştir.

Mineral Bileşimi:

Kuars : Farklı boyutlarda, dalgalı yanıp sönmeli izlenmiştir.

Muskovit : İnce kesit içinde “fenjit” türünde bolca ratlanmıştır.

Lavsonit : İri idyoblastlar halinde birefrejanslı, rölüyefi yüksek ve kırıklı olarak izlenmiştir. Kristaller 0.6 mm. 0.7 mm. boyutlu ve idyomorftur. (Şekil 2.12)

Glokofan : Bu minerallere mikalar ile iç içe ve yer yer de lavsonit mineralleri ile beraber rastlanmıştır.

GLOKOFAN - LAVSONİT ŞİST



ŞEKİL : 2.12. Glokofan-Lavsonit Şist'te (Ş-2 No'lu Örnek) İri İdyoblastlar Halinde Yüksek Birefrejanslı ve Kırıklı Lavsonit Mineralleri Görülmektedir. (B: 25x10 ; PI)

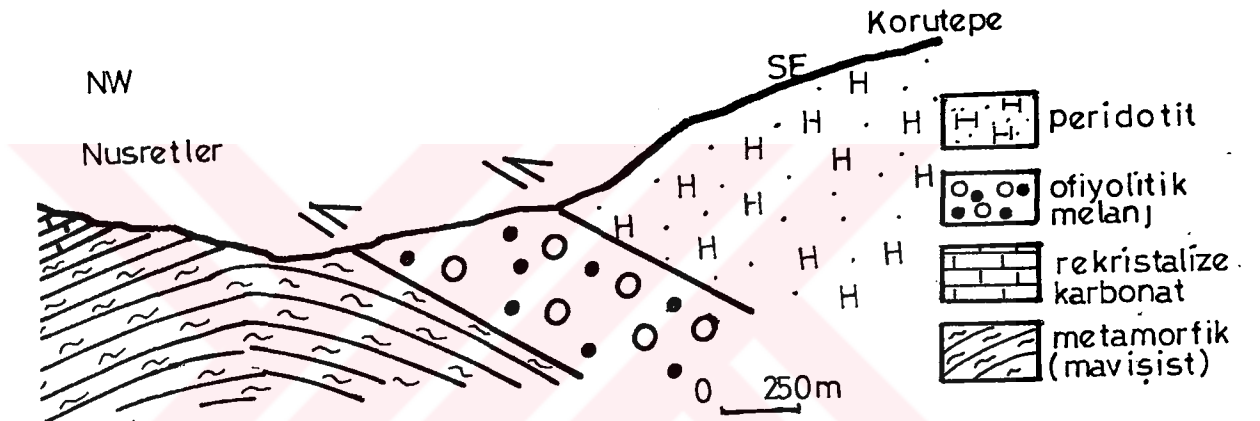
İnceleme alanı "Mavi Şistler" de esas mineral kuvars, muskovit (fenjitik) içinde metamorfizmayı belirleyen glokofan, lavsonit ve sodik piroksen minerallerine rastlanmıştır. Bu şistlerde rastlanılan diğer mineraller ise epidot, aragonit ve albit yanısıra % 3 oranda opak mineraller olmuştur.

Glokofan, Lavsonit, sodik piroksen "Mavi Şist" endeks minerallerinin şistlerdeki dağılım özellikleri aşağıda tanımlandığı şekilde saptanmıştır.

Glokofan : Muskovitler (fenjit) içinde çok küçük taneler halinde olup şistoziteye uyumlu dizilimler gösterirler. Bu dizilimlerde glokofanlar ince iğnecikler veya merceksi yapılarda izlenmiştir. Lavsonitler beraberindeki

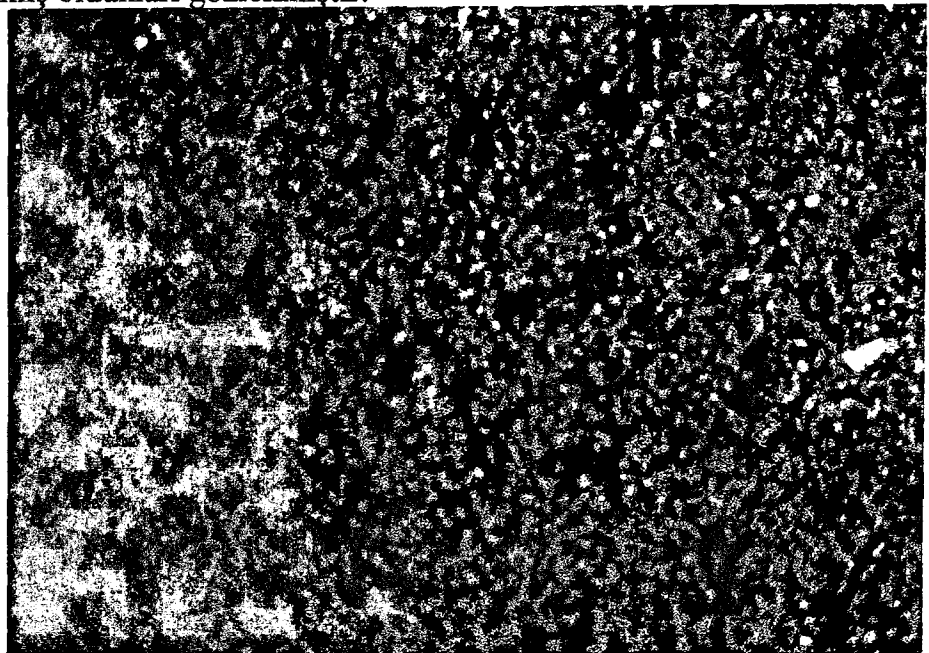


ŞEKİL : 2.13. Köseler Köyü Civarında Şistlerle Yanal Geçişli Rekristalize Karbonat Kayaları Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.14. Nusretler Köyü ile Korutepe Arasının Jeolojik Kesiti

Rekristalize karbonatlar ince kesitlerinde kristalize ve deformasyon lamelli kalsit mineralleri içermektedir. Tektonizma sonucu yeniden kristallenmiş oldukları gözlenmiştir.



ŞEKİL : 2.15. Rekristalize Karbonat Kayacının (K.1 No'lu Örnek) Masif Halde İzlenen Mikroskobik Görüntüsüdür. (B:6,3x10; PI)

2.1.2. Allohton Birimler-Ofiyolit Topluluğu

İnceleme alanında metamorfik topluluk (şistler ve rekrystalize karbonatlar) üzerine tektonik bindirme ile allohton olarak yerleşen ofiyolit topluluğu kayaları bu çalışmada üç grupta incelenmiştir.

- Peridotitler
- Dayklar (bazik kayalar)
- Ofiyolitik melanj

Bu kayalara ait jeolojik konum ile mineralojik-petrografik özellikler aşağıda sunulmuştur.

2.1.2.1. Peridotitler

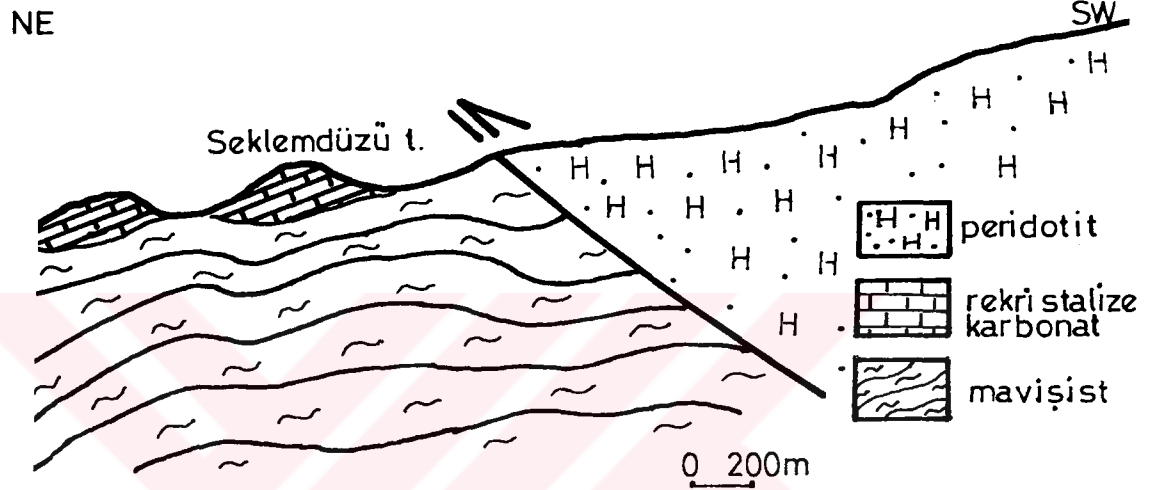
Tanım, sınırları ve dağılımı : Yaklaşık 300 km² lik bir yayılımla çalışma alanının hemen hemen yarısını kaplayan bu birimi harjburjit dünit ve serpantin kayaları oluşturmaktadır. Bu kayalar üzerine kuzeyde tektonik bindirme ile ofiyolitik melanj yerleşmiştir. Kuzey batıda yer alan şistler ise peridotitlerle tektonik ilişki içindedirler (Şekil 2.16). Güneybatı ve kuzey doğuda ise Neojen yaşlı örtü birimleri ile diskordan olarak örtülmüşlerdir. (Ek.1; jeoloji haritası)

Önceki çalışmalar : WISKESCOOTH (1941), Orhaneli ve civarındaki çalışmalarında kromitleri incelemiş yan kayaçları olan peridotitlerin ise “Varistik Ofiyolit” kuşağı içine düştüğünü belirtmiştir. ARNİ; (1942), Balıkesir ve Kütahya arasındaki ofiyolit için “Permo Triyasik” yaşını ileri sürer. HOLZER. (1954), Çalışma alanındaki ultrabazikleri Alt Kratese olarak verir ve ultrabazik ile üste gelen “kireçtaşı mermerler” arasında tektonik bir dokanağın varlığına işaret eder. HOLZER ve COLİN. (1957), “Ofiyolit” içindeki ultrabazikler için “Üst Jura-Üst Kratese” arasında bir zaman aralığını

kabul ederler. KAADEN. (1959). Ultrabazik masifin Domaniç çevresindeki yayılımını "Alt Paleozoik" e dahil eder. KALAFATÇIOĞLU. (1962). Dağardı ve Tavşanlı arasında kalan bölgeyi incelemiş. buradaki ultrabaziklere ise "Üst Kratese-Maestrihtien" yaşını uygun görmüştür. AKKUŞ (1962). Ultrabazikleri. Paleozoik üzerinde diskordans durumlu Mesozoyik kesiti içine dahil etmiştir. NORMAN ve ARPAT. (1962), Birimi Kratese yaşlı "Serpantin, dolerit, gabro" topluluğu şeklinde belirtmiştir. BORCHERT ve UZKUT (1967), Harmancık ve çevresindeki kayaları; kuzeye ve batıya uzanan bir peridotit masifi ile tabanında sahanın en yaşlı birimleri olan şistler, fillatlar, kalkerler ve yarı mermerlerden oluşan "Kristalen Subasman" adını verdikleri kayaların oluşturduğunu belirtmişlerdir. ÖZKOÇAK. (1969), Orhaneli ve Kuzeyinde yaptığı çalışmalarda ofiyolit kayalarını 6 grupta incelemiş ve ultrabazik kayaların yaşını "Üst Kratese" olarak belirlemiştir. LİSENBEE. (1972), ise kireçtaşları üzerine ultramafik gabro karmaşığının sariyaj olarak geldiğini göstermiştir. Bu karmaşığın dünit, harzburjit, gabro, klinopiroksen ve az oranda lertzolit ve verlit kayalarından oluştuğunu belirtmiştir. KAYA. (1972), Tavşanlı kuzeyinde yer alan kayaların tabanda ultrabaziklerle başladığını ve yukarı doğru Jura yaşlı şistlerin geldiğini belirtmiştir. OKAY. (1985), Batı Anadolu da ayrıntılı incelemeler yapmış "Karakaya Kompleksi, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu" olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırtlamıştır. Tavşanlı Zonu nu oluşturan kayaları " Ovacık Birliği ve Orhaneli Birliği " diye ikiye ayırmıştır. EMRE (1990), Orhaneli kuzeyi ve güneyini kapsayan çalışmalarında Tavşanlı Ofiyolitinden başka ikinci bir ofiyolit varlığından bahsedip "Orhaneli Ofiyoliti" diye adlandırmıştır.

Litoloji ve petrografik özellikler : Peridotitler saha üzerinde renk ve konumları ile kolayca ayrılabilen iki birimden oluşurlar, bunlar harzburjitler ve dünitler olup inceleme alanında iç içe yapılar halinde bulunurlar. (Şekil 2.17). Bu iki birimi harita ölçeğinde ayırmak oldukça güçtür. Serpantinitler ise % 95-100 oranında serpantin minerallerine dönüşmüş dünit ve harzburjit kayalarıdır.

İnceleme alanında dünitlerin harzburjitler içinde merccek ve bantlar şeklinde yer almaları, bu kayalar içinde primer magmatik bantlı kromit taneleri ihtiva etmeleri ve dolarit dayklarının sadece bu kayalarda yer almaları (dik konumda keserler) sebebi ile bu peridotitlerin kümülat dizisine ait olduğu düşünülmüştür.



ŞEKİL : 2.16. Nusretler Köyü ile Karataş Tepe Arasının Jeolojik Kesiti



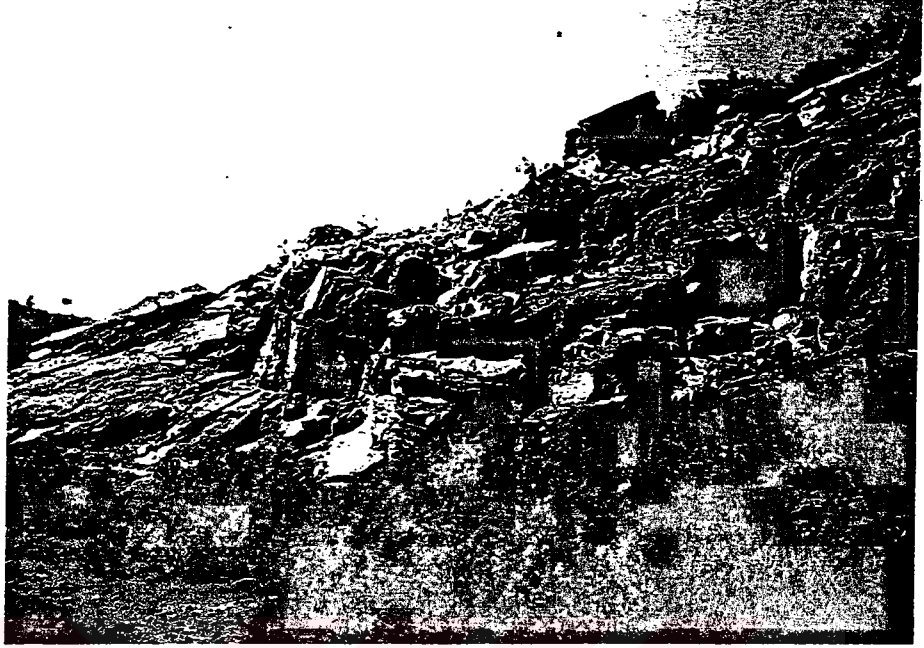
ŞEKİL : 2.17. Bataklı Eyrek Sırtı Güneyinde Harzburjitler İçinde Dünitler

Harzburjitler : Peridotit birimi içinde dünitlere oranla daha yaygındırlar. Taze harzburjitler arazide cam yeşili parlaklığındadır. serpantinleşmiş olanlar ise yeşilimsi kahve tonlarındadır. Bu kayalar içlerindeki piroksen mineralleri röliyepli özelliği ve yeşil renkleri ile tanınırlar. Bu kayalarda foliasyon yapılarına rastlanmıştır (Şekil 2.18).

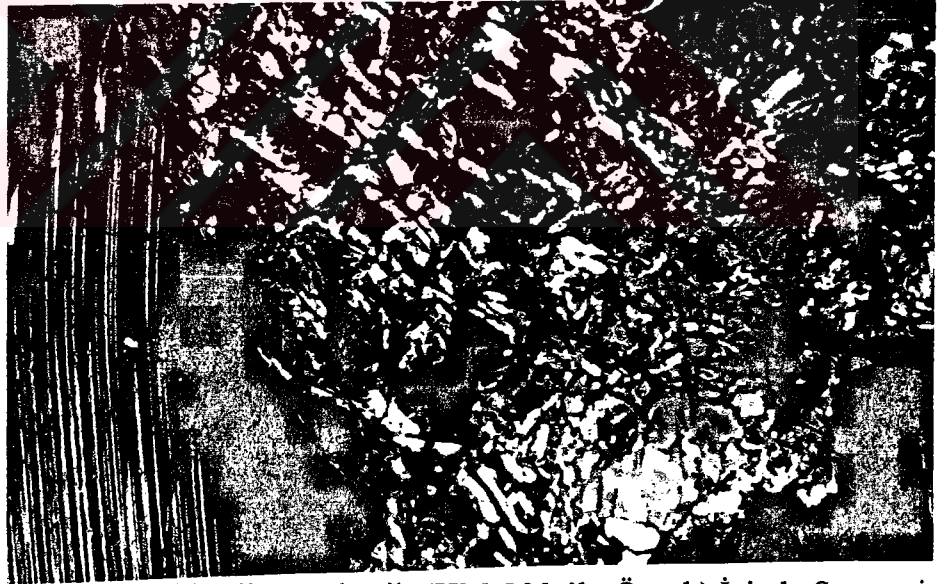
Üç yönde gelişmiş çatlak sistemli ve bol kırıklı yapıları ile etkin deformasyon izleri taşıyan harburjitlerde serpantinleşme oldukça yaygındır. Bu kayalar yer yer siyah nokta kümecikleri halinde kromitler ve şeffaf yeşil olivin taneleri ihtiva ederler. Çevre kayalarında ofiyolit yerleşiminden sonra yaygın bir çatlak sistemi gelişmiş ve bu çatlak sistemine uygun gelişen harzburjit bloklarına arazide sıkca rastlanmıştır. (Şekil 2.19)



ŞEKİL : 2.18. Elma Ağacı Köyü Kuzeyinde Harzburjitlerde Yer Alan Eksfoliasyon Yapıları Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.19. Büyük Doruk Tepe Kuzeyi'nde Ofiyolit Yerleşimi Sonrası Gelişen Çatlak Sistemlerine Uyumlu Harzburgit Blokları.



ŞEKİL : 2.20. Kataklastik Harzburgit (HM-5 No'lu Örnek) İçinde Serpantin Mineralleri-Olivinler-İri Piroksen Mineralleri Görülmektedir. (B:6,3x10 ; PI)

HM - 5 NO'LU ÖRNEK

Doku : Çok kırıklı, küçük tane boyutlu ve çok serpantinleşmiş kalıntı olivin ve iri proksen kristalli olarak izlenmiştir.

Mineral Bileşimi :

Olivin : Tane boyutu 0,04 mm-0,1 mm. arası (küçük taneli) Biaks + ;



ŞEKİL : 2.19. Büyük Doruk Tepe Kuzeyi'nde Ofiyolit Yerleşimi Sonrası Gelişen Çatlak Sistemlerine Uyumlu Harzburjit Blokları.



ŞEKİL : 2.20. Kataklastik Harzburjit (HM-5 No'lu Örnek) İçinde Serpantin Mineralleri-Olivinler-İri Piroksen Mineralleri Görülmektedir. (B:6,3x10 ; PI)

HM - 5 NO'LU ÖRNEK

Doku : Çok kırıklı, küçük tane boyutlu ve çok serpantinleşmiş kalıntı olivin ve iri proksen kristalli olarak izlenmiştir.

Mineral Bileşimi :

Olivin : Tane boyutu 0,04 mm-0,1 mm. arası (küçük taneli) Biaks + ;

2V=50° - 60° FORSTERİT % 10

Piroksen : Tane boyuta 4-5 mm (çok iri taneli) kırılanmış kenarları aşınmış ikizlenme var. çatlaklarda bastırılma görülmektedir.

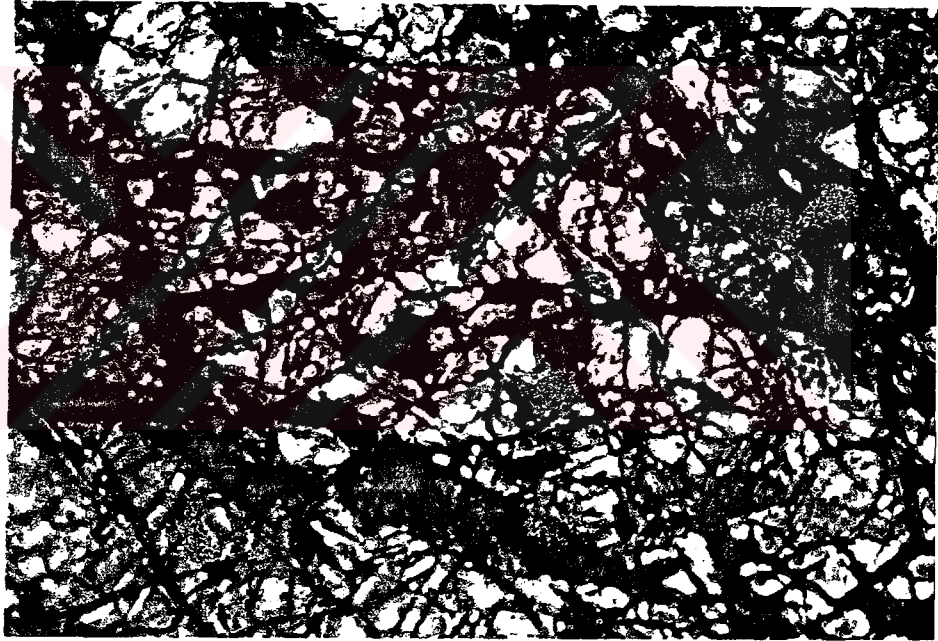
Biaks - : 2V= 85° - 90° BRONZİT % 15 (orta.prx)

Üç yönde klivajlı Biaks - : DİALLAJ (% 4)

Serpanti Mineralleri : Krizotil ve antigorit dir. % 70

(ikincil mineraller)

KATAKLASTİK HARZBURJİT



ŞEKİL : 2.21. Kataklastik Harzburgit'te (HM.10 No'lu Örnek) Serpantin Mineralleri ve Olivinler Görülmektedir (B:6,3x10; PI).

HM-10 NO'LU ÖRNEK

Doku : Kırıcı deformasyon geçirmiş, buna paralel olarak etkin serpantinleşmenin geliştiği, krizotil lifleri ikincil olarak gelişmiştir ve kataklastik doku egemendir.

Mineral Bileşimi :

Olivin : Kırılanmış, tane boyutu küçülmüş ve buna paralel kısmen serpantinleşmiştir. Biaks-; 2V= 40° - 50° FAYALİT % 25-30

Olivinler kırıklı çatlaklı küçük taneler halinde bol oranda ve çevreleri serpanleşmiş olarak izlenmiştir.

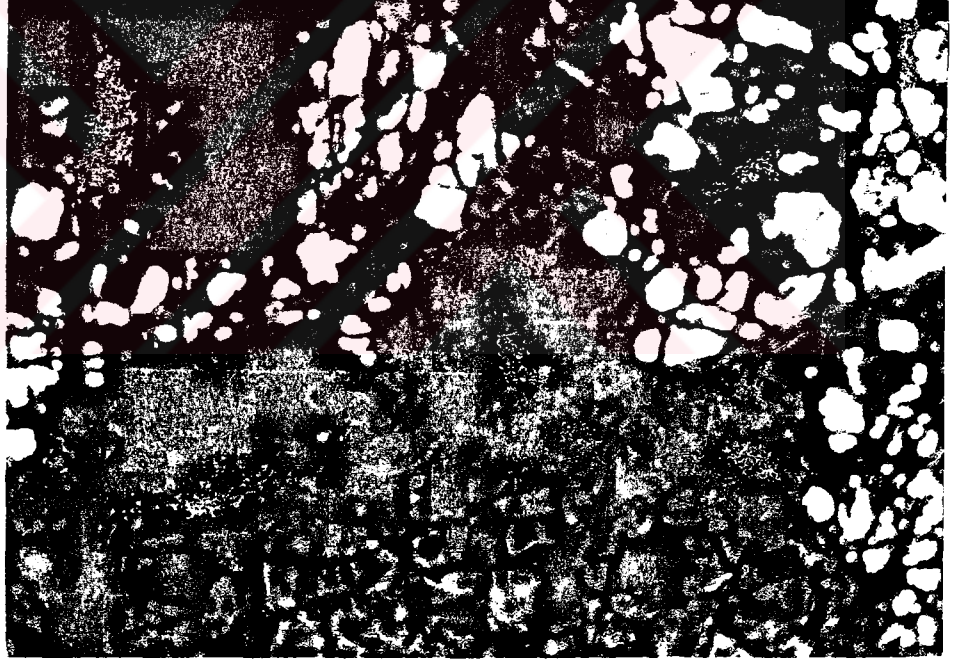
Piroksen : Çok iri taneli kırılanmış Biaks-: 2V düşük BRONZİT % 12

Gri tonlarda iri taneli çok kırıklı üç yönde klivajlı Biaks +: 2V = 80° - 85° - DİALLAJ

Serpantin Mineralleri : İkincil mineral olarak krizotil ve antigorit % 45-50

Kromit : PİKOTİT 0,25 mm. ortalama boyutlu

KATAKLASTİK HARZBURJİT



ŞEKİL : 2.22. Serpantinize Kataklastik Harzburgit'te (HM-11 No'lu Örnek) Serpantin Mineralleri ve Olivinler Görülmektedir (B: 6,3 x 10 ; PI)

HM-11 NO'LU ÖRNEK

Doku : Taneler tamamen kırılanmış, deforme olmuş ve tane boyutu küçülmüştür. Az oranda serpanleşme izlenmektedir.

Mineral Bileşimi :

Olivin : İki tip olivin gözlenmiştir 1. Kırıklı taneli serpantinize Biaks - :
2V= 80° FORSTERİT % 50 oranında

2. Biaks - : 2V= 50° FAYALİT % 15 oranında

Piroksen : Olivin inklizyonları içerir halde 0.6 mm-0.7 mm. kısmen bastılmıştır. Biaks - : 2V= 60° - 70° BRONZİT % 20 İri taneli, kırıklı girintili yüzeylere sahiptir olivinler tarafından aşındırılmıştır.

Serpantin Mineralleri : Krizotil antigorit % 15 oranındadır.

Kromit : İnce taneli çatlaklı aşınmış şekillerde izlenmiştir % 1 oranında çatlaklar arasına krizotil minerali dolgulanmış olarak izlenmiştir.

SERPANTİNİZE KATAKLASTİK HARZBURJİT

Harzburgitlerden alınan örneklerin mineralojik petrografik determinasyon değerlendirilmesinde tamamının serpantinleşmiş kataklastik doku özelliği gösterdiği, bazı örneklerde ise minerallerin deforme oldukları görülmüştür. Serpantinleşme oranları ise birkaç örnekte % 10 civarında izlenirken pek çok örnek de % 80'e kadar çıktığı gözlenmiştir. İncelenen harzburgit örneklerinin 7 adedi tablo halinde verilmiştir. (Tablo 2.1), Bu tabloda yer alan harzburgit kayaları içindeki minerallerin mineralojik petrografik özellikleri bu çalışmada toplu halde sunulmuştur.

Harzburgitler mikroskopta kırıklı deformasyon geçirmiş ve bunun sonucu mineral tane boyutlarında kırılma ve küçülme izlenirken buna paralel olarak değişik oranlarda serpantinleşme gözlenmiştir.

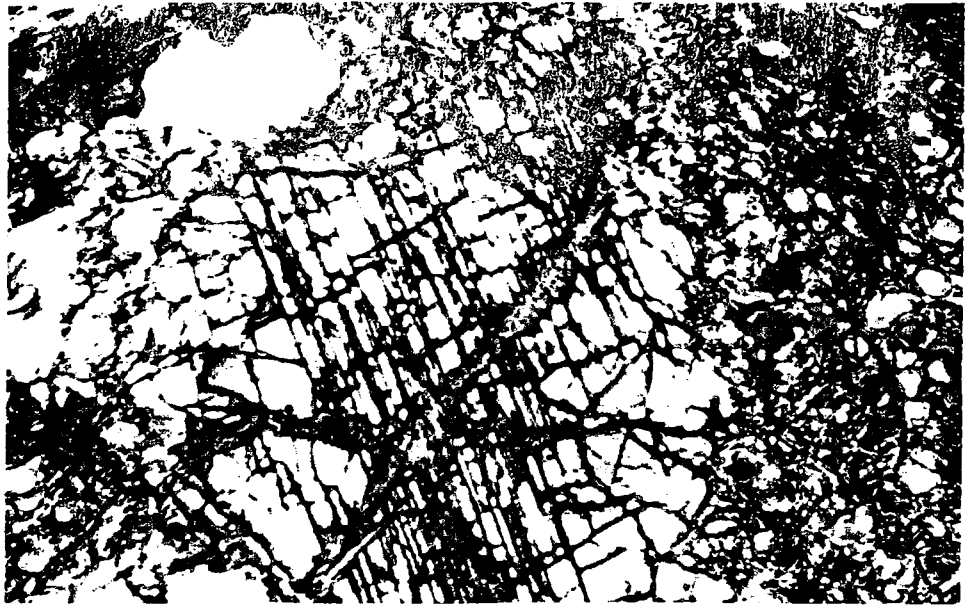
Harzburgitler kırılan olivinler yanında yer alan aşınma deforme olma ve ikizlenme gösteren piroksenlerin varlığı ile tipik "Kataklastik doku" gösterirler.

Birincil ve esas mineral olan olivin "forsterit" bileşimindedir. Bir örnekte olivinin fayalit bileşimli olduğu görülmüştür. "Forsterit: biaks (-) $2V=50^{\circ}$ - 60° ". Harzburgitler içindeki minerallerin mineralojik petrografik özellikleri aşağıda tanımlandığı şekilde saptanmıştır.

Olivinler : Aşırı kırılanma geçirmiş kataklastik doku içinde tane boyutlarında küçülmeler tesbit olunmuştur "0,02 mm-0,5 mm" dir. Kalıntı olivin taneleri kısa krizotil kristalleri ile çevrilmiştir. (HM-5) Olivinler ili proksen kristalleri arasındaki ilişki piroksenlerin aşınması ve araya olivin minerallerinin girmesi şeklinde olmuştur.

Orto Piroksenler : Harzburgitler içinde ikinci önemli mineraldir. Bu minerallerden "bronzit" kırılanma ve aşınma şekilleri yanında bükülme, ikizlenme ve bastitleşmenin izlendiği orto proksendir.

Çalışma alanında yer alan kataklastik harzburgitlerde bronzit minerali oranının % 25'e kadar çıktığı saptanmıştır. Bronzit tane boyutu 4 mm-5 mm. çok iri taneli kırılanmış aşınmış, bastitleşmiş (Şekil 2.23) ve ikizlenme göstermektedir. (Braks - ; $2V=85^{\circ}$ - 90°)



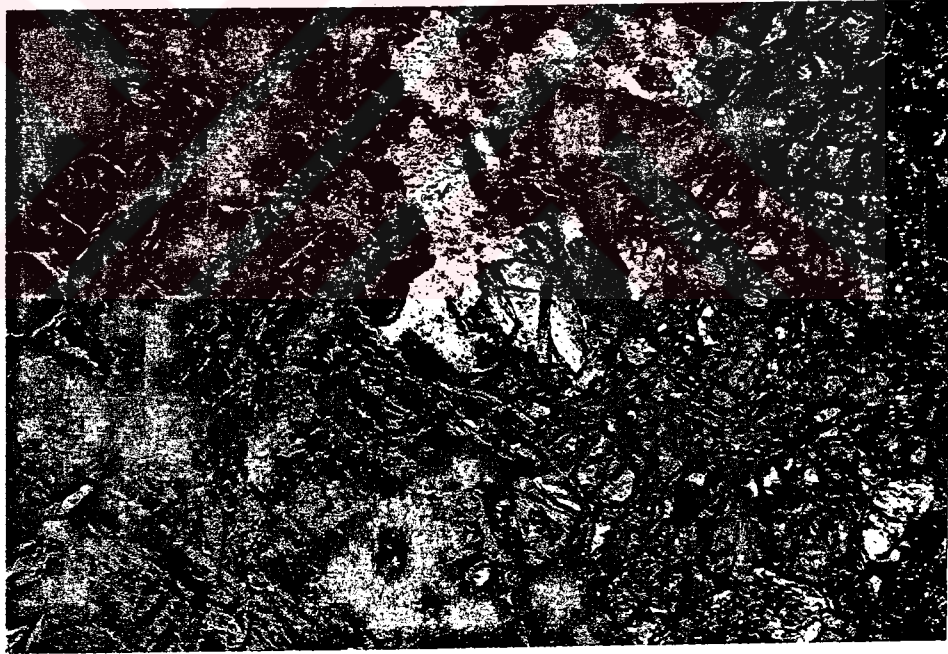
ŞEKİL : 2.23. Harzburgit Kayası İçinde (HM-14 No'lu Örnek) Bronzit Kristalinin Yıldız Şeklinde Bastitleşmesi Görülmektedir. (B: 25x10 ; PI) |

Ortoproksen minerallerinden bronzit yanında tali olarak % 3-5 oranında klinoproksen minerali "diallaj" a'da rastlanmıştır. (Diallaj üç yönde klivajlı, biaks $\pm$, An yüksek $2V = 85^\circ - 90^\circ$)

TABLO : 2.1. Harzburgit Örneklerinin Mineral Determinasyonları

Numune Kodu	Mineral bileşimi	% Mod.	Özellikleri
HM-5	serpantin bronzit forsterit diallaj	70 15 10 4	Aşırı serpantinize, deforme, KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-9	forsterit bronzit serpantin diallaj pikotit	50 25 10-15 6-7 1	Az deforme, KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-10	serpantin fayalit bronzit diallaj kromit	45-50 25-30 12 6 1	Kırıklı deformasyon geçirmiş serpantinize, KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-11	forsterit bronzit serpantin fayalit kromit	50 20 15 15 1	Aşırı deforme olmuş, serpantinize milonitik, KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-12	serpantin bronzit forsterit kromit	80 12 8 1	Aşırı deforme olmuş, serpantinize, milonitik KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-13	serpantin forsterit bronzit diallaj kromit	45-50 30 15 5 1	Serpantinize, KATAKLASTİK HARZBURJİT
HM-14	forsterit serpantin bronzit diallaj kromit	50 25 17 3 4	Kırıklı az serpantinize, KATAKLASTİK HARZBURJİT

Serpantin mineralleri : İkincil mineral olarak en çok serpantin mineralleri krizotil ve antigoritlere kataklastik harzburjitlerde % 10 - 80 arasında rastlanmıştır. Bu minerallere bağlı olarak bazen kayaçta “elekdoku” dönüşümleri gözlenmiştir. (Şekil 2.24)



ŞEKİL : 2.24. Kataklastik Dokulu Serpantinleşmiş Harburjit (HM-14 No’lu Örnek) Solda Kısmen Elek Doku, Sağda Serpantin ve Olivinler ortada ise Piroksenler Tanınmaktadır (B:6,3x10; PI)

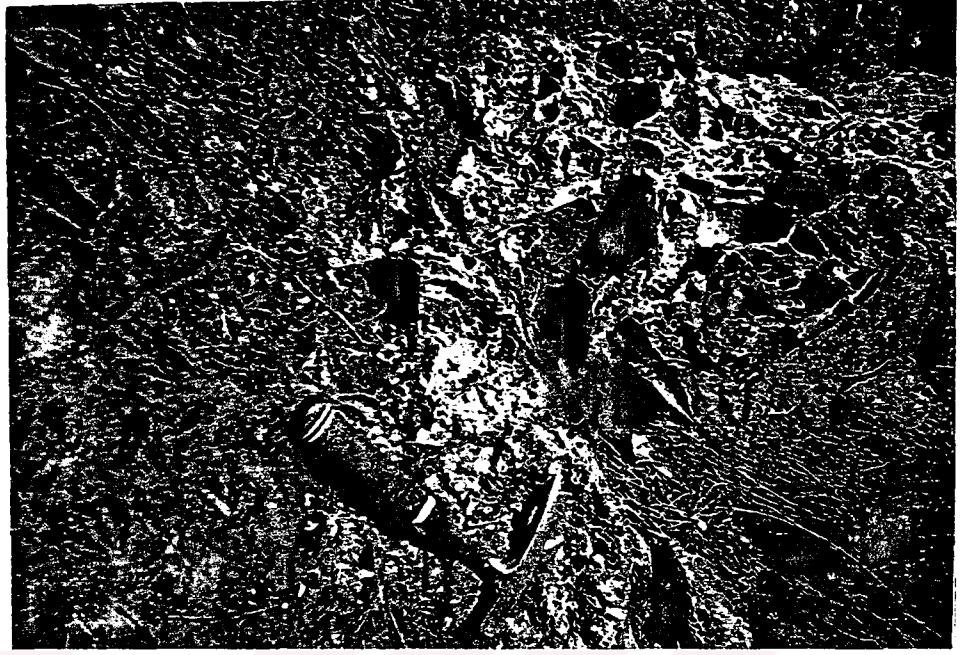
Dünitler: İnceleme alanında harzburjitlere oranla daha az yüzey verirler (% 25-30). Peridotitlerde dünitler harzburjitlerle ara bantlar veya merceksel zonlar halinde izlenmiştir. Renkleri sarı yeşil ve kahve yeşili tonlarında homojen bir görünüme sahiptirler. Dünitler içinde kromit tane ve dizilimleri ile

kolayca tanınırlar. (Şekil 2.25) Çalışma alanında pirimer mağmatik bantlı kromit taneleri, ihtiva eder şekilde gözlenmiştir. Ayrıca harzburjitlere oranla daha fazla rastlanılan serpantinleşme belirli bir düzlemsellik arzetmeyip çatlaklar boyunca, masifin kemarlarında, fay zonlarında, bindirme ve makaslama zonlarında artış gösterir. Dünit yüzeylerinde lateritik ayrışım olaylarına sıkça rastlanmıştır. (Şekil 2.26) Dünitler kümülat harzburjitler içinde krom içeren cepler şeklinde Küplü Dağı kuzeyi Nusretler arasında yer almaktadırlar.

Dünit mercceklerinde esas mineral olivindir % 93-94 modal mineral bileşimlerinde ve yine [130] yüzeylerinin 2θ açlarına bağlı yapılan forsterit yüzde hesaplamalarında 90 civarında saptanmıştır. (Şekil 2.28)

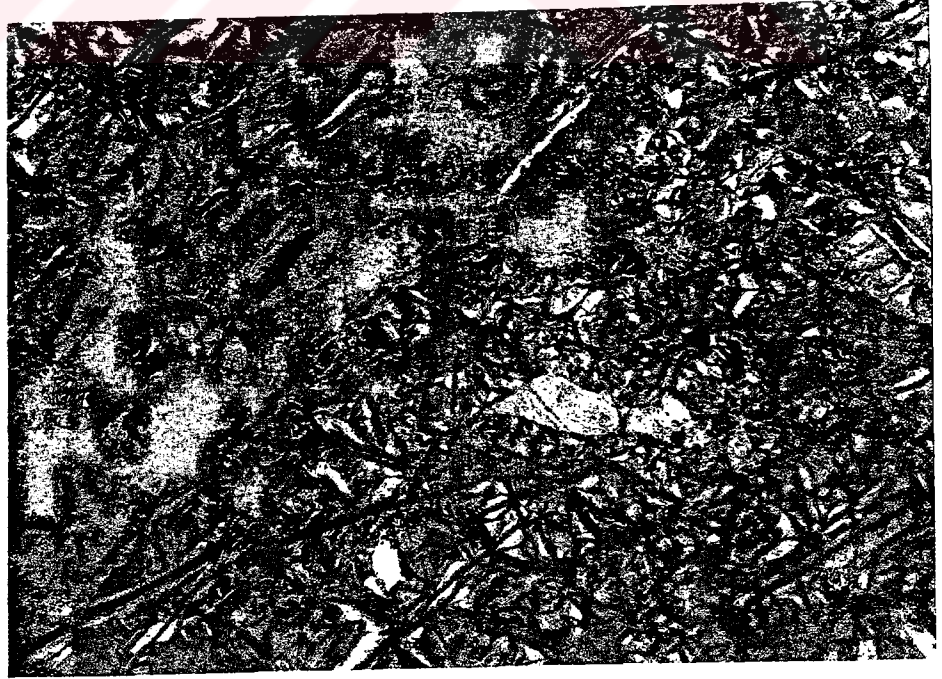


ŞEKİL : 2.25. Tavşan Tepe Kuzeyinde Kümülat Harzburjitler İçinde Yer Alan Dünit Blokları Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.26. Çakmak Köyü Kuzeyinde Dünitler Üzerinde Yer Alan Lateritik Ayrışım Yapıları Görülmektedir.

Dünitlerden alınan örneklerin ince kesit incelemelerinde genelde ince taneli ve kataklastik olduğu, aşırı serpantinleşme geçirdiği izlenmiştir.



ŞEKİL : 2.27. Serpantinize Olmuş Dünit Kayası İçinde (HM-16 No'lu Örnek) Opak Mineraller Görülmektedir. (B: 6,3x10; PI)

HM-16 NO'LU ÖRNEK

Doku : Aşırı serpantinleşmiş ince taneli dokuda krizotil tüyleri yer yer yönlü ve paralel şekilde izlenmiştir (Şekil.2.27)

Mineral bileşimi :

Serpantin mineralleri: (% 80 oranında)

Krizotil : 0,05 mm - 0,25 mm. arası ortalama boyutta olup litsel yönlü ve 10-12 mm olan liflerede rastlanmıştır. Biaks - ; Krizotil α

Antigorit: 0,12 mm - 0,25 mm. boyutlu hevha yüzeyler halinde çoğunluk krizotil lifleri ile çevrelenmiştir. Bazen opak içeriklidir.

Kromit : (% 8-10) 0,1 - 0,2 mm

Pikolit : (% 2) parçalı taneler halinde 0,5 - 0,6 mm. boyutlu

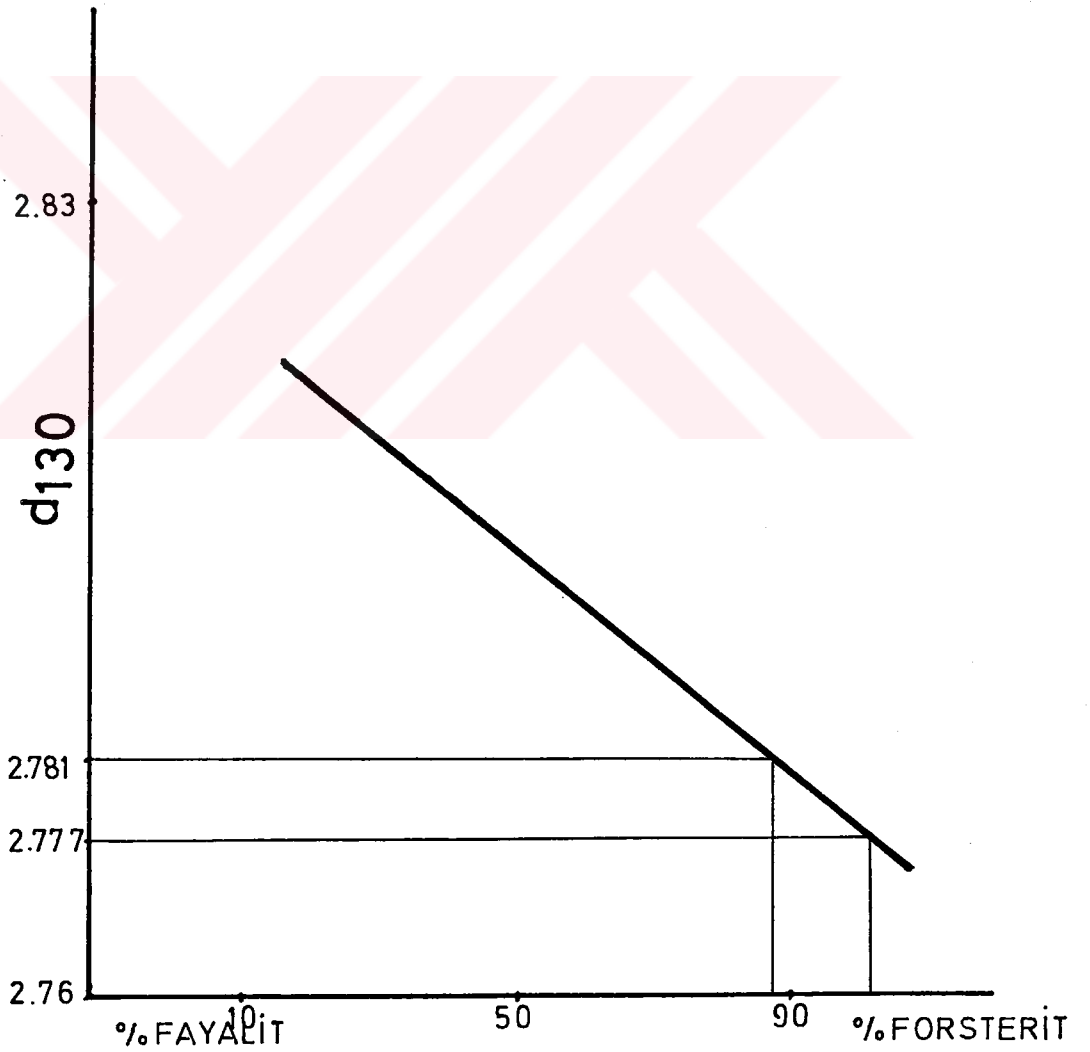
Bastit : (% 2) 0,6 - 0,8 mm. boyutlu aşınmış yüzeyli ve bol çatlaklı

SERPANTİNİZE DÜNİT

Çalışma alanından alınan iki adet olivin örneğinin X-ışınları difraktomları alınarak d_{130} parametrelili yansıma piklerinin 2θ açıları ölçülmüş ($d_1 = 2.7776$; $d_2 = 2.7810$) ve bu değerlerin ASTM kartlarından 2θ değerlerine karşılık gelen “d” aralığı değerleri bulunmuştur. Bulunan bu değerler YODER ve SAMAHA. (1957), olivinlerdeki faylalit, forsterit yüzde bileşim diyagramlarına yerleştirmek sureti ile % 90 üzerinde forsterit içerikli oldukları saptanmıştır. (şekil 2.28)

Serpantinitler : Peridotitlerde yer alan harzburgit ve dünitlerde kırıcı deformasyon sonucu masifin kenar zonları, kırık ve fay zonları ve bindirme hattı boyunca geniş bir aralıkta serpantinleşme yaygın bir şekilde izlenir. Peridotitlerde % 5-100 oranında serpantinleşme ve buna paralel oluşan serpantin minerallerine dönüşme izlenmiştir. % 90 ve daha fazla oranda serpantinleşme gösteren dünit ve harzburgitler bu çalışmada serpantinitler adı altında tanımlanmıştır. Bu kayalar saha üzerinde açık ve koyu yeşil tonlarda ezikli, bloklu ve lokal kıvrımlı yapılar gösterirler.

Serpantinitlerden alınan örneklerin 8 adedi tablo halinde verilmiştir



ŞEKİL : 2.28. Ortalama Forsterit İçeriğini Gösterir Diyagram, YODER ve SAMAHA. (1957), den Alınmıştır.

(Tablo 2.2). İncelenen örneklerde serpantin mineralleri olarak krizotil, antigorit ve bastit çoğunlukta (Şekil 2.29).

Krizotiller : 0.09 mm - 0.25 mm. boyutlu lifsel görünümde. serpantinlerde tipik elek dokusu oluştururlar. Lifler çoğunlukla levha şeklindeki antigoritlerin kristal yüzeylerini çevrelerler krizotiller kristallografik olarak genelde krizotil α , tipi gösterirler.

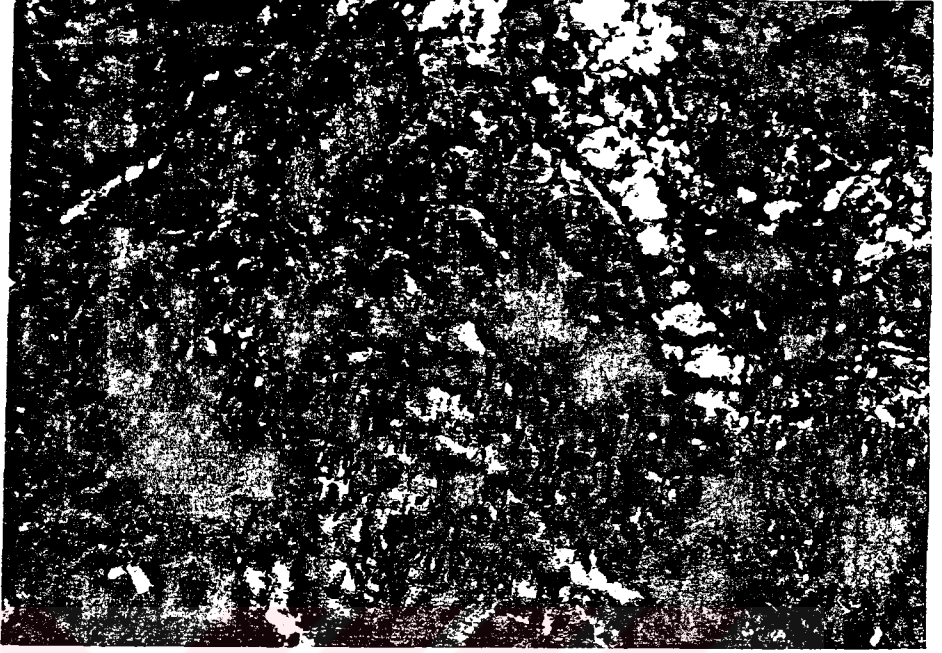
Antigoritler : Tipik elek doku içinde düzenli ve üniform 0,12 - 0,25 mm. boyutlu yüzeyler oluştururlar deformasyon geçirmiş türlerde ise krizotillerle iç içe dokular gösterirler.

Bastitler : Aşınmış, kırıklı taneler halinde tane boyutu 0,6 mm. 2,5 kadar değişir.

Serpantinlite tali olarak 0,01 - 0,7 mm boyutlarında % 1-5 oranında değişen kromit ile % 1 oranda pikotil (spinel 0,3 - 0,5 mm boyutlarda) ve demir oksit izlenir. Serpantinlerde rastlanan opak minerallerden “kromitler” çoğunlukla kırılanmış, saçılmış bazen sürüklenerek çatlaklar boyunca yeniden dizilmiş çok ince tanelerden oluşurlar. Tane boyutları 0,01 mm den 0,7 mm. ye kadar değişkendirler. Pikotitler’e ise 0,5 - 0,6 mm. tane boyutlu (Şekil 2.29) çoğunlukla kırılanmış aşınmış ve yerel olarak dağılmış taneler halinde rastlanmıştır.

TABLO : 2.2. Serpantinit Örneklerinin Mineral Determinasyonları

Numune Kodu	Doku	% Mod	Mineral Bileşimi	Boyutu	Diğer Özellikler
H-1	İnce taneli, kırıklı, kataklastik deforme elek doku	60 30 5 3 - 4	Krizotil α Antigorit Bastit Kromit	0,05 - 0,025 " " 2 - 3 0,6 - 07	Aşırı deformasyon ve kavaçta % 100 serpantinleşme tane boyutu küçülmesi KATAKLASTİK SERPANTİNİT (Harzburjit)
D-5	Çok ince taneli silistiye damar dolgulu elek doku	90 8 2	Krizotil α Antigorit Opak Silis	0,09 0,2	% 100 Serpantinleşmiş az deformasyonlu SERPANTİNİT (Dünit)
D-7	Yönlü bastit kristalli çok ince taneli	92-95 2 2 1 3	Krizotil α Antigorit Bastit Pikotit Kromit Manvezit	0,05-0,25 0,12 - 0,25 0,6 - 0,8 0,5 - 0,6 0,1 - 0,6	SERPANTİNİT (Dünit)
H-8	Az deforme elek doku İnce taneli	85 8 5-6 2 1 1	Krizotil α Bronzit Fayalit Diallaj Kromit Pikotit	1,2 0,09 - 03	Kalıntı az oranda Küçük olivin taneleri SERPANTİNİT (Harzburjit)
H-15	Kataklastik kalıntılı elek doku	98 1 1 1	Krizotil Antigorit Bastit Kromit Pikotit	0,09 - 2mm. - 0,06 - 0,2 0,6 - 0,2	SERPANTİNİT (Harzburjit)
H-16	Tamamen Serpanti-ze	94 1 5 1	Krizotil Antigorit Bastit Kromit Pikotit	0,09 0,09 - 0,5 1,5 - 2 1,5 - 2,5 0,3	SERPANTİNİT (Harzburjit)
KA	Çok aşırı kataklastik deforme elek doku'lu	90 6 - 7	Krizotil α Antigorit Bastit Kromit	0,02-0,05 - - 0,05 - 0,5	KATAKLASTİK SERPANTİNİT (Harzburjit)



ŞEKİL : 2.29. (D-7 No'lu) Serpantinit Örneğinde Serpantin Mineralleri Yanında Opak Mineraller ve Manyezitler İzlenmektedir. (B: 6,3x10 ; PI)

2.1.2.2. Dayklar

Çalışma alanı içinde peridotitleri ve ofiyolitik melanji kesen bazik kayalara ait dayk ve dayk kümeleri halinde izlenen doleritler, içinde bulundukları kayaları, dik yada dike yakın konumda keserler. İnceleme alanında çeşitli boyutlarda yüzün üzerinde mostra veren bu kayaların çevresi aşırı serpantinleşmiş ezikli bir kabuk ile çevrelenmiştir. Dolarit daykları çoğunlukla masif (şekil 2.28) bazen ayrılmış yapılar gösterirler. Ayrılmış daykların tüm dayklara oranı % 20-25'i geçmez. Dayklar sahada değişik yapı ve konumda bölgesel ölçekte NW-SE yönde dizilim gösterirler. Dolarit dayk kümeleri bazen dayk yapısından kopartılmış deformasyonla ultrabazik kütle içinde ovalleşerek küresel yapı kazanmışlardır (Şekil 2.31). Çalışma alanında 20 m ile 200 m. aralıklarla ve 0,5 m - 3,5 m. arasında kalınlıklarla rastlanılan bu dayklarda düzenli bir çatlak sistemlerinin olmadığı anlaşılmıştır. El numunelerinde çoğunlukla masif kompakt orta ve ince taneli mavi yeşil renk tonlarında bazen de demirli kahve yeşil renkte az kararmış olarak izlenmiştir.



ŞEKİL : 2.30. Kuzu Yaka Sırtı Mevki de Peridotitler İçinde Sağlam Bir Dolerit Daykı Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.31. Akpınar Tepe Doğusunda Peridotitlerde Yer Alan Zayıf Dereceli Metamorfik Bazik Dayk Görülmektedir.

İnceleme alanındaki dayklardan (doleritler) alınan örneklerin mineralojik petrografik determinasyon değerlendirilmeleri yapılmıştır. Yapılan çalışmalarda bazik daykların dokusal özelliklerine göre kendi aralarında üç

grupta taplandıkları anlaşılmıştır.

- 1 - Orta taneli (normal) doleritler
- 2 - İri taneli doleritler
- 3 - Pofirik doleritler şeklindedir.

1 - Orta taneli doleritler : İnceleme alanından derlenmiş H-3, ; D-20 No'lu örnekler bu grubu oluşturmuştur. Bu grupta doleritleri oluşturan minerallerin tane boyutu 0,1 mm. - 0,7 mm. arasındadır ve bu kayalarda subofitik doku egemendir. Mineral bileşimi plajioklas ve amfibol den oluşur. (Şekil 2.32).

Plajioklaslar : 0,35 mm. tane boyutlu, idiomort zonlu kristaller halinde; sosüritleşme yaygın olup, Andezin (% 37 - 38 An) ve Labrador (% 56 An) bileşimine sahiptir. Bu mineraller ve çevresinde yaygın biçimde küçük kristaller halinde “ikincil albit” kristallerine rastlanır. (Albitleşme)

Amfibol (hornblend) : Yeşil kahve tonlarında plökroik, iki yönlü klivajları ile yaygın olarak izlenen minerale, sfen ve klorit eşlik ederler.

H-3 ve D-20 No'lu örneklerde ışınal ve yapraklı “zeolit” minerallerine rastlanmıştır (Şekil 2.32; 2.33).

2 - İri taneli doleritler : İnceleme alanından derlenmiş G-1 ; D-15 ; D-80 No'lu örnekler bu grubu oluştururlar. Bu gruptaki doleritleri oluşturan minerallerin tane boyutu 0,4 mm. - 1,5 mm. arasındadır ve bu kayalar ofitik doku gösterirler. (Şekil 2.33),

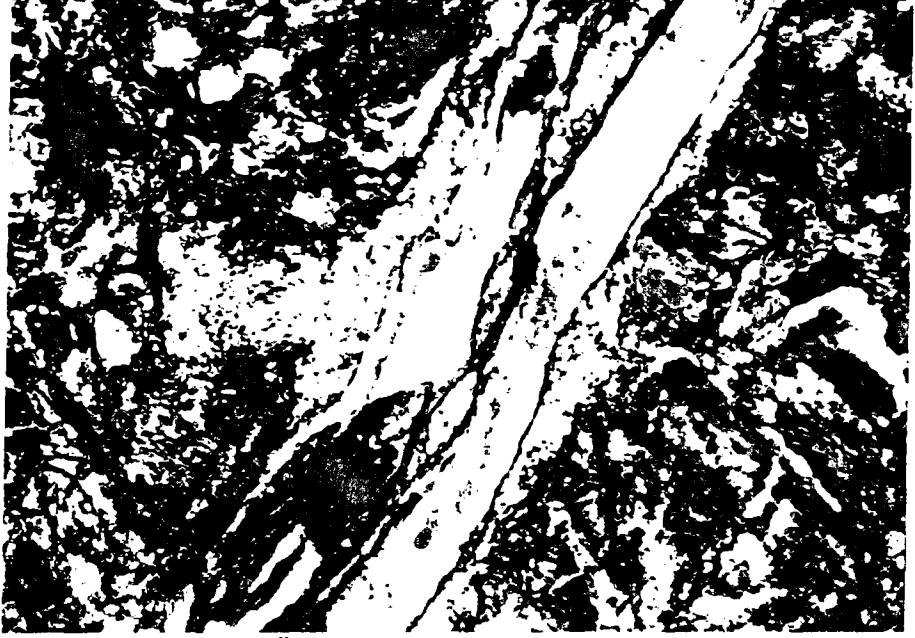
Plajioklaslar : 0,4 - 1,5 mm. boyutlarda (% 67 An labrador) yaygın bir şekilde plajioklas kristalleri çevresinde ve ara boşluklarda küçük kristaller halinde “Albitler” ‘ e yaygın biçimde rastlanır (Albitleşme).

Piroksen (Ojit) : İdyomorf ve yarı idyomorf halde rastlanmıştır. Bu piroksenlerin kristallerinin çevresi tamamen uralite dönüşmüştür.

İri taneli doleritlerde playioklaslarda sosüritleşme (Albitleşme); piroksenlerde amfibole dönüşüm (uralitleşme) ile hornblend, aktinot oluşumu, bazı örneklerde amfibollerden ikincil klortlerin oluşması, bir kısım renkli minerallerin oksitlenerek kahve tonlarda kararması ile sfen ve opakların bunlara eşlik etmesi saptanan ayrışım sonucu oluşumlardır.



ŞEKİL : 2.32. Subotitik Dokulu Dolerit Kayası (H.3 No'lu Örnek;
B:6,3x10;PI)



ŞEKİL : 2.33. (D-20 No'lu Örnek) Dolerit Kayası İçinde Zeolit Dolgulu Damarlarve Çevresinde İkincil Kuvars Oluşumları (B:6,3x10;PI)



ŞEKİL : 2.34. Dolerit Kayası İçinde Işınsal Zeolitler ve Civarında İkincil Kuvars Oluşumları (D-20 No'lu Örnek; B: 25x10; PI)



ŞEKİL : 2.35. İri Taneli Ofitik Doku'lu Dolerit İçinde Plajioklaslar ve Piroksenlerdeki Uralitleşme Sonucu Oluşan Mineraller Görülmektedir. (D-15 No'lu Örnek; B:6,3x10; PI)

3. Porfirik Doleritler : İnceleme alanından derlenmiş D-3, D-4, H-22 no'lu örnekler bu grubu oluştururlar. Bu grubu oluşturan doleritlerin minerallerinin tane boyutları farklı iri ve ince taneler halinde ofitik-girift deforme ve ayrışma matriks içinde idyo blast kristallerin varlığı ile açık bir biçimde görülmektedir. (Şekil 2.36).

Plajioklaslar : Etkin ayrışım ürünü “sosürtleşme” sonucu serizit ve ikincil “albit” kristallerine dönüşmüştür. (0,12 mm.)

Piroksenler : Ojit bileşimlidir, kenarları tamamen uralitleşmiş olup (şekil 2.36) “idyoblastlar” halinde izlenir. Biaks $+2V=40^{\circ} - 60^{\circ}$

İkincil ve tali olarak aktinot, sfen, epidot (pistaşit) ve klorit'e yaygın bir biçimde rastlanır.



ŞEKİL : 2.36. Porfirik Dolerit İçinde (D-16 No'lu Örnek) Solda Uralitleşmiş İri Taneli Ojit Kristali Görülmektedir. (B: 6,3x10 ; PI)

İnceleme alanı içinde perdotitleri dayk ve dayk kümeleri halinde kesen doleritlerin petrografik inceleme ve değerlendirilmeleri ile aşağıdaki öz sonuçlara varılmıştır.

Bazik kayaları (dolerit dayklar) plajioloklas ve klinoproksen (ojit) den oluşan oldukça basit bir mineral topluluğunun oluşturduğu anlaşılmış fakat geçirmiş oldukları ikincil olaylar (deformasyon + ayrışım olayları) sonucu oldukça kalabalık bir mineral topluluğu ile sonuçlanmıştır.

Bazik kayalar içindeki tüm plasioklaslarda yerel olarak etkin söşüritleşme (serizit) yanında yaygın bir biçimde albitleşme (ikincil albit) izlenir.

Klinoproksenlere (ojit) çoğunlukla kenarları uralitleşmiş (amfibol) yanında sfen, opak, klorit, aktinot, epidot (pistaşit) ve zeolit mineralleri eşlik ederler.

TABLO : 2.3. Dolerit Örneklerinin Mineral Determinasyonları

Numune No	Doku	Mineral Bileşimi	Diğer Özellikler
G-1	İri taneli ofitik dokulu	Plajioklas Ojit Amfibol Sfen Opak Klorit	Albitleşme yaygın. Plajioklaslar sosiritiye Ojitlerin çevresi uralitleşmiş, kloritleşme var SPİLİTİK DOLERİT
H-3	Orta taneli ofitik dokulu	PL (Albit) Hornblend Spen Klorit Zeolit	İlksel plajioklaslar tümü ile albitleşmiş kloritleşme, zeolitleşme yaygın SPİLİTİK DOLERİT
D-3	İnce taneli Deforme, karma şık, ayrılmış portirik dokulu	Plajioklas Piroksen (ojit) Amfibol Opak	Plajioklaslar sosüntleşmiş, albitleşme yaygın, proksenler uralitize olmuş. Deforme SPİLİTİK PORFİRİK DOLERİT
D-4	Farklı taneli idyoblastlı porfirik dokulu	Plajioklas (Andejo) Amfibol Opak	Plajioklaslar (zonlu) % 40 - 42 An. Albitleşme Yaygın, proksenler tamamen uralitize AMFİBOLLÜ SPİLİTİK DOLERİT
D-15	Az ayrılmış iri taneli ofitik dokulu	Plajioklas (Labrador) Ojit Klorit Sfen	Ojitlerde uralitleşme yaygın OJİTLİ DOLERİT
D-20	Orta taneli ofitik dokulu	Plastoklast %4An Plajioklas(%56An) Amfibol Sfen Albit (İkincil) Zeolit	Plajioklaslar andezin ile labrador bileşimli olup sosürtleşme izlenmektedir, albitleşme var ikincil oluşum kloritleşme yaygın oldukça ayrılmış SPİLİTİK DOLERİT
H-22	Farklı taneli Porfirik Ofitik doklu	Plajioklas Ojit Amfibol Opak	Portroblastlar, pajioklas ve proksenlerdendir. plajioklaslar altere beraberinde albitleşme var Ojit kısmen uralitize dir. PORFİRİK - SPİLİTİK DOLERİT
D-80	İri taneli ayrılmış ofitik dokulu	Plajioklas Ojit Amfibol Opak	Plajioklaslar idyomorf sosürtleşme + albitleşme yaygın SPİLİTİK DOLERİT

Bazik kayalardaki mineralojik gözlemler : Plajioloklaslarda söşüritleşme, albitleşme; piroksenlerde uralitleşme sonucu amfiboller ve buna eşlik eden klorit epidot, zeolit mineralleri izlenmiştir. Tüm bazik kayalarda ortak olarak izlenen albitleşme, kloritleşme, epidotlaşma gibi ayrışım olayları ve bunlara bağı yeni oluşan mineral topluluğı: albit, epidot, klorit, aktinot ve zeolit dir. Bu grup doleritlerin etkin olarak “spilitleşme” geçirdikleri anlaşılmıştır.

2.1.2.3. Ofiyolitik Melanj

Çalışma alanı kuzey kısmında Nusretler Köyü kuzey doğusu, güneybatısı ve Elma Ağacı Köyü civarında üç yerde merceksi görünümde rastlanmıştır. Ofiyolitik melanj inceleme alanında şistler üzerine tektonik bindirme ile, peridotitler ise ofiyolitik melanj üzerine tektonik bindirmeli olarak yerleşmiştir. Bu birim (ofiyolitik melanj) kuzeyden metamorfiklerle güneyden peridotitlerle sınırlandırılmıştır.

İnceleme alanında ofiyolitik melanjı, oluşturan ana kayalar pelajik çökeller (çört, şeyl ve kireçtaşları), bazik kayalar (doleritler) ile serpantinit ve talk şistlerdir.

Bu kayalarla ilgili olarak önceki çalışmacılardan; “Orhaneli Ultramafik Masifi” çevresinde yer alan ofiyolitlerde çalışan LİSENBEE . (1971), Tavşanlı güneyinde “Ovacık Grubu” KAYA (1972), ile Sındırgı Akhisar bölgesinde “Filiş Ofiyolit Dizisi” UZ.(1978), ayrıca Tavşanlı kuzeyinde OKAY .(1980; 1981), benzer özellikler ortaya koymuşlardır.

Elmağacı Köyü - Köşeler arasındaki “Ofiyolitik melanj” tipik özellikleri ile jeolojik kesitte gösterilmiştir. (Şekil 2.37), Bu enine kesitte Elmağacı Köyü harman yerini geçtikten sora küresel ayrışmalı yapraklı serpantinitler (Şekil 2.38) 30 m. yol ayrımına kadar devam etmekte ve burada 2-3 m. lik kalınlıkta bazik dayk yer almakta (Şekil 2.39). daha sonra

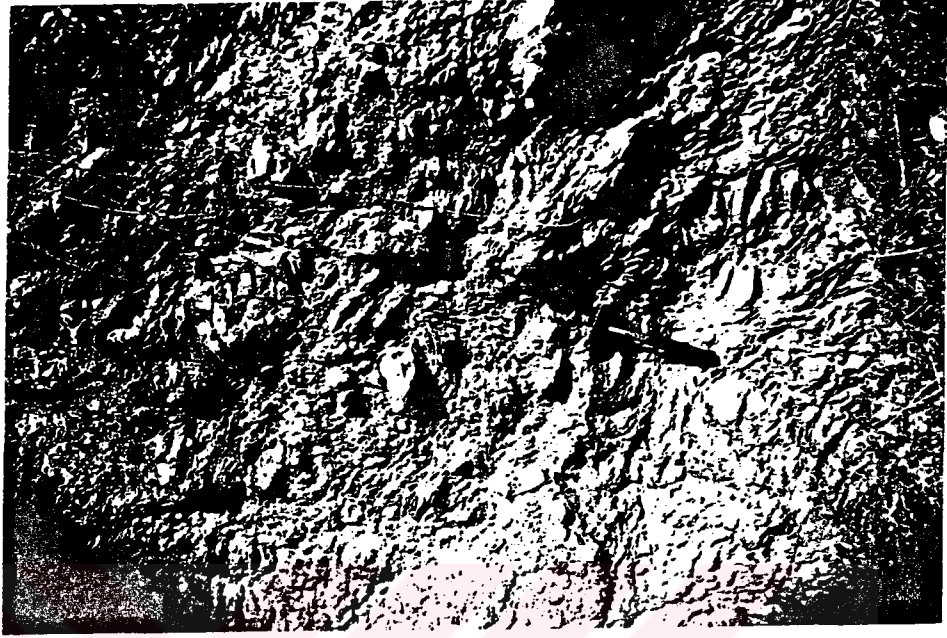
yapraklanmalı serpantinler geçildiğinde 5 m.x5m. boyutunda mermer blokları yer almakta. daha sonra bazik dayk. yapraklanmalı breşleşmiş serpantinit. bazik dayk. killi şist. mermer blokları. killi şist. çört. (Şekil 2.40). sleyt. kuvars mercekleri içeren yeşil renkli şist. talk şistler. bazik dayk. serpantin şist. bazik dayk ve devamında yapraklanmalı şistlerle Köşeler Köyü yol ayrımına kadar devam etmektedir. Yol ayrımında ofiyolitik melanjin üzerlediği rekristalize karbonatlar yer almaktadır. Bu anlatımda şist olarak söz edilen kayalar tektonik dokanak boyunca sistozite kazanmış kataklastik yapraklı otoklastik kayalardır. (Rejional metamorfik şistlerden farklı) Zira Ofiyolitik melanj okyanusal malzemeden dalma batma sonucu oluşmuştur. .

Pelajik Çökeller : İnceleme alanında Elmağacı-Köşeler arasında radyolaritli çörtlerle kırmızı yeşil renkli killi şeyiler ve bunlarla ardışık olarak plaketli kireçtaşları ile temsil olan pelajik çökellerde; oldukça ince bir yapraklanma gözlenir.

Serpantinit ve talk şistler : Pelajik çökeller arasında 20-25 m. genişliğinde serpantinit ve talk şist seviyeleri yer almaktadır.

Mikroskop altında genelde 0,01 - 0,05 mm arası tane boyutlu deforme olmuş elek doku altında izlenirler. Mineralojik olarak modalanalizlerinde % 60 oranında krizotil α ; % 30 oranında antigorit; % 5 bastit ve % 3 oranında kromit içeriklidirler (Tablo 2.3). Aşırı deformasyon geçirmiş serpantinitte kataklazma sonucu tane küçülmesi (granülasyon) ile birlikte dokusal deformasyon izleri egemendir.

Ofiyolitik melanj içinde yer alan serpantin şist yapıları içinde çok ince devamlı olmayan talkşist seviyeleri geçilir. Bunlar birkaç cm. kalınlığı geçmeyen açık yeşil kahve tonlardaki ayırtman renkleri ile kolayca tanınırlar. Bu talklı seviyeler ekonomik boyut ve rezerv taşımayan mineralizasyonlardır.



ŞEKİL : 2.38. Elmaağacı Köyü Kuzeyinde Ofiyolitik Melanj İçinde Yapraklanmalı Serpantinitler de Yer Alan Küresel Ayrışma Yapıları Görülmektedir.



ŞEKİL : 2.39. Ofiyolitik Melanj İçindeki Dolerit Kayası'nın Mikroskoptaki Dokusunda Kıvrık Şekilde Yönlenmeler Görülmektedir. (F.16 No'lu Örnek; B:2,5x10; PI)



ŞEKİL : 2.40. Ofiyolitik Melanj İçinde Yer Alan Çört'ün Mikroskopta Görüntüsü
(F-50 No'lu Örnek; B:6.3x10; PI)

F - 50 NO'LU ÖRNEK

Doku: İnce taneli, silis içerilikli ve yönlenmelidir.

Mineralleri

Kuvars: Farklı taneli yönlü ince kuvars damarları tüm kayacı kesmektedir.

Muskovit: Serisit türü.

Klorit: Az oranda.

Opak: Bol miktarda, demir oksit şeklindedir.

ÇÖRT

TABLO : 2.4. Ofiyolitik Melanj İçindeki Serpantinit Örneklerinin Mineral Determinasyonları.

Numune No	Doku	Mineral Bileşimi	% Mod.	Tane boyu (mm)	Diğer Özellikler
D-5	Çok ince taneli elek doku	Krizotil α Antigorit Opak Silis	90 7 3	0,09 0,2	% 100 derpantinleşmiş 92 deformasyona uğramış SERPANTİNİT (DÜNİT)
D-7	Çok ince taneli yönlü (bastit kristalleri var)	Krizotil α Antigorit Bastit Pikotit Kromit	95 2 2 1	0,05 - 0,25 0,12 - 0,25 0,6 - 0,8 0,5 - 0,6 0,1 - 0,2	SERPANTİNİT (DÜNİT)
F-12	% 100 Serpantinleşmiş ezikli, kırıklı, bol krizotil damarları ile kesilmiştir.	Krizotil α Antigorit Bastit Pikotit	40 40 20 2	0,09 - 0,45 0,12 - 0,04 1,5 - 2,5 1,5 - 0,5	Deformasyon geçirmiş SERPANTİNİT (HARZBURJİT)
KA	Aşırı kataklastik deformasyonlu elek doku	Krizotit α Antigorit Bastit Kromit	90 3 6-7	0,02 - 0,05 0,05 - 0,5	KATAKLASTİK SERPANTİNİT (HARZBURJİT)

2.1.3. Ayrışım Kayaları - Lisvenitler

Arazide Balatdanışment köyü batısında Yanık tepe, Sarıyar tepe ve Yassı tepe de peridotitler üzerinde yer alırlar. Serpantinleşmenin yüksek olduğu bu kayalarda bünyeden MgO atılarak silika kalır ve kaya; silika + karbonat kayası na "Lisvenit"e dönüşür. Kirli beyaz karbonat kayası görünümündedirler. Bu kayalar peridotitler üzerinde ve onlara bitişik halde gözlemiştir. Silisifiye olup boşlukları kalsedonla dolmuştur. Mikroskop

görüntüleri ise bol kuvarşlı kireçtaşıdır. çok az opak mineral ve lifsi idingsitleşmiş serpantin mineralleri ihtiva ederler. Peridotitler üzerinde 50cm-60cm'lik yükseltilerle kümeler halinde izlenirler. Bu kayalar ayrışım ürünleri olup peridotitlerde üst örtü farklılaşması şeklinde oluşmuşlardır. Bu kayaların oluşumu ve yaşları ile ilgili bilgiler "bölüm 6" da verilecektir.

2.1.4. Örtü Birimleri - Sedimanter Topluluk

Bu çalışmada jeolojik haritası hazırlanan alanda yaklaşık 200km² bir yüzeyleme ile peridotitlerden sonra en geniş ikinci birim olma özelliğindedir. İnceleme alanında kuzeybatı ve güneş doğuda metormorfikleri, bunun dışında kalan alanlarda ise peridotitleri diskordan olarak örter.

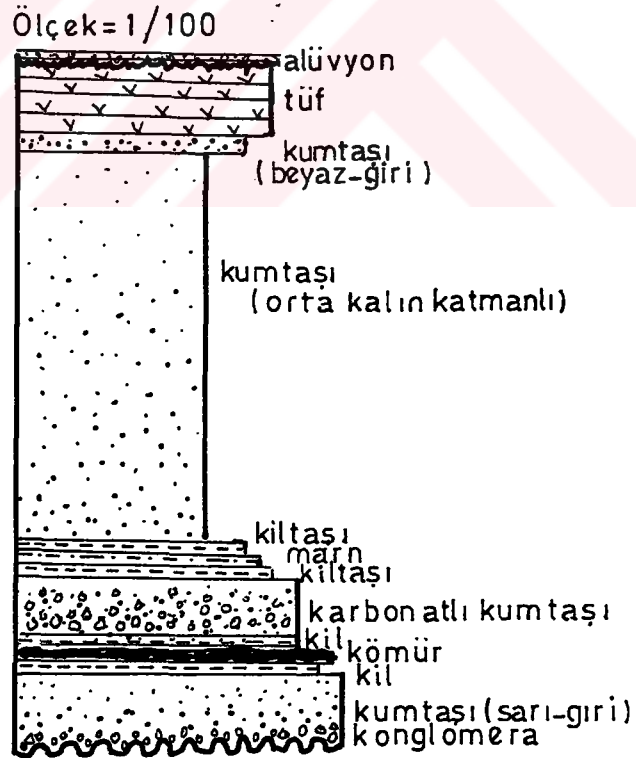
Karasal çökel özelliğinde olan bu birim altta 80-85m'lik sedimanter istif ve üzerinde yaklaşık 10m'lik bir tabakalı tuf çökellerinden oluşmaktadır. (Şekil 2.41) Tabakalı tüfler ise Neojen yaşlı sedimenter örtü içinde haritanın güneydoğusunda oldukça yaygın ve Balısaray köyü civarında az yayımlı halde izlenmiştir. (Şekil 2.42) Gölsel çökeller içinde Balat danışment köyü yakınında Miosen de bulunan Mactra vit aliana eichwaldi (Lamellib) kavrıklarına rastlanılmıştır. (Şekil 2.43)

İnceleme alanında Harmancık ve çevresinde yer alan karasal çökeller tabanda çakıl görünümünde çoğunlukla tutturulmamış malzeme ile başlayıp kalın katmanlı tutturulmuş, kaba taneli bir ekseni daha uzun olan çakıl taşına geçmektedir. Bunun üzerinde sarı, gri, renkli kum taşı ve yer yer gri yeşil renkli kil taşı ile 1.5-2m'lik kil ara katkılı kömürlü seviyelerden sonra kil (0.5-1m) ve konglomera gelmektedir. Bu kayalar üzerinde 8-10 metrelik karbonatlı kumtaşı ve üzerine yaklaşık 1'er metre kalınlıkta kıltaşı, marn kıltaşı ve üzerine 50-60m. kalınlıkta orta kalın katmanlı kahverengili az tutturulmuş dağılgan kumtaşı üzerine 1.5-2m beyaz gri kumtaşı ile en üstte

yaklaşık 10m 'lik gri beyaz renkte altere proksen kristalleri ile bol kayaç parçaları içeren ince ve orta katmanlı tabakalı litik tüfler yer almaktadır. Ballısaray civarında tüfler kumtaşı üzerinde bulunurlar. Bu tüflerin görsel çökeller üzerinde olmaları Pliyosen yaşıda fakat üst seviyelerinde olabileceğini göstermektedir.

Neojen yaşlı görsel çökellerde Alabarda ve civarında 10-12 m'ye varan ekonomik kömür katmanlarına rastlanılmıştır. (Şekil 2.44)

Alüvyon : Genelde Neojen yaşlı örtü birimlerinden koparılarak taşınan çakıl, kum, silt ve kil boyutlu malzemeden oluşmuştur. Bu birim Harmancık civarında 7-8 m. yi bulan kalın birikintiler halinde Öksüzler, Yataklı ve Derbent köyleri civarında ise 2-3 m. kalınlıkta birikintiler şeklinde yayılım göstermektedir.



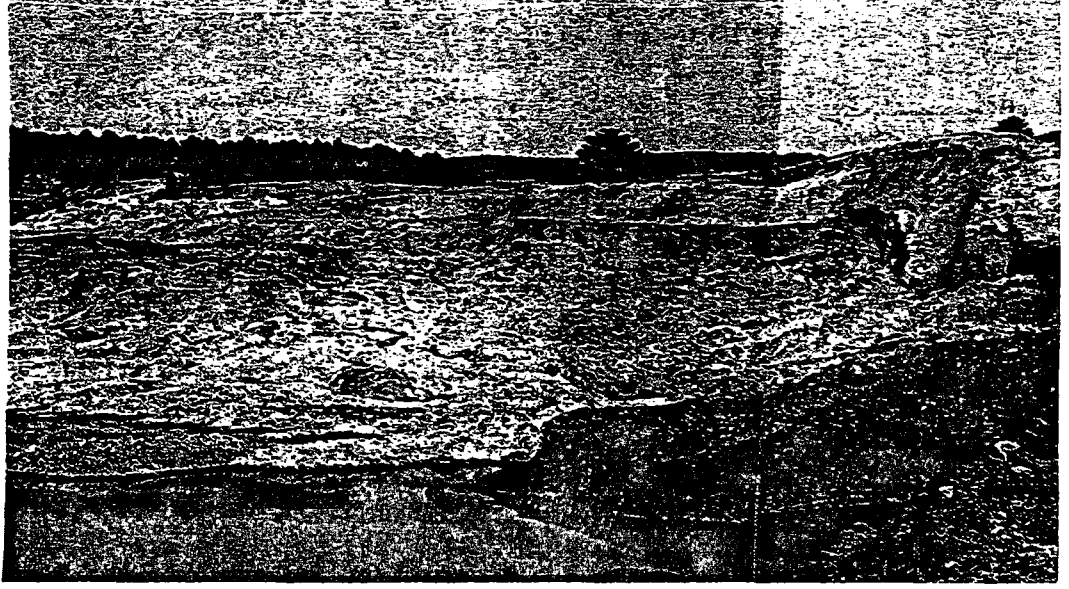
ŞEKİL : 2.41. Ballısaray Köyü Doğusunda Yer Alan “Neojen Yaşlı Örtü Birimlerinin” Dikme Kesiti.



ŞEKİL: 2.42. Ballısaray Köyü Girişinde Yer Alan İnce Orta Katmanlı Pliyosen Yaşlı Tüfler Görülmektedir.



ŞEKİL: 2.43. Balatdanışment Köyü Kuzeyinden Alınmış Silisifiye Olmuş Lamallib. Kavkısı Görülmektedir. (B 25x10;PI)



ŞEKİL : 2.44. Karasal Çökeller İçinde Yer Alan Alabarda Kömür Havzaları Görülmektedir.

BÖLÜM 3. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

3.1. Giriş

Bu çalışma Bursa-Harmancık civarında yer alan İzmir-Ankara Zonu'na ait olduğu düşünülen ofiyolit in ne tür bir tektonik ortamı yansıttığını (Yay önu, Yay ardı, Major okyanusal havza) ve bunları kesen bazik daykların bu ofiyolit in bir parçası olup olmadığını ve ne tür bir tektonik ortamı oluşturduğunun anlaşılması ancak bu kayaların jeokimyasal analizleri ile ortaya konacaktır. Krom spinel kimya analizleri ise peridotitlerle ilgili tektonik ortamın anlaşılmasına ışık tutacaktır. Ofiyolit ile manyezit arasındaki jenez ilişkisinin ortaya konmasının bu ofiyoliti oluşturan mağmanın çok iyi tanınmasına bağlı olacağı düşünülmüştür.

Harmancık ve civarı ofiyolitleri genellikle ultramafiklerle temsil edildiğinden şu anda korunmaması olan okyanus kabuğuna ait detaylı veriler bu daykların çalışılması ile elde edilecektir.

Bu amaçlara uygun çalışma alanı içinde yer alan dayklardan alınan 13 adet temsili örneğin major elementler, iz elementler ve nadir toprak elementleri jeokimyasal analizleri ile 4 adet krom-spinel örneklerinin kimyasal analizleri yapılarak, ilgili diyagramlarda yerleştirilip; ofiyolit mağması, ofiyolit ve daykların ortam koşulları, oluşumu ve tanınmasına ilişkin arazi gözlemlerinde birleştirerek çözümler üretmiştir.

3.1.1. Krom-Spinel Kimyası

İnceleme alanı peridotitlerinden derlenen 4 adet kromit cevher örneğinin mikroprop yöntemi ile analizleri yapılarak tablo halinde gösterilmiştir. (Tablo 3.1)

TABLO : 3.1. İnceleme Alanı Peridotitlerinden Alınan 4 Adet Krom-Spinel'e Ait Major Element ve Katyon Değerleri.

	KS-1	Kat	KS-2	Kat	KS-3	Kat	KS-4	Kat
MgO	15.84	0.76	16.02	0.765	16.25	0.769	16.05	0.764
Al ₂ O ₃	10.09	0.38	10.25	0.385	10.77	0.404	10.62	0.398
Fe O	13.52	0.36	13.30	0.356	13.80	0.366	13.47	0.360
Cr ₂ O ₃	60.55	1.54	60.43	1.533	59.69	1.504	59.85	1.516

[ABİSAL VE ALPİN TİPİ PERİDOTİTLERDE VE İLİŞKİLİ LAVLARDA PETROJENETİK GÖSTERGE OLARAK KROM SPİNEL] *

Ofiyolitik komplekslerinin gerilmeli bir ortamda yükselen manto üzerinde oluşan ~ 2-8 km kalınlıkta ince okyanus kabuğunu simgelediği anlaşılmıştır. Bunun bir sonucu olarak, okyanus ortası sırtlarda okyanus kabuğunun oluşumu, ofiyolitlerin çalışılması ile anlaşılabilir. Ancak kabuk oluşumu için böyle bir ortam; volkanik yaylar ve yay arası rift kuşaklarının gelişiminin ilk dönemlerinde, yay ardı havzalarında ve okyanus ortası sırtlarda mevcuttur. Bu farklı ortamlar ise kayaların jeokimyasal evrimlerinde önemli farklılıklar sunmalıdır.

Krom spinel (Mg. Fe^{2+}) (Cr. Al. Fe^{3+})₂ O₄ bazalt ve peridotitlerde aksesuar faz olarak bulunur ve Cr₂ O₃ hariç, kayada herhangi bir elementin toplam konsantrasyonuna etki etmez. Spinel aynı zamanda ana kayanın

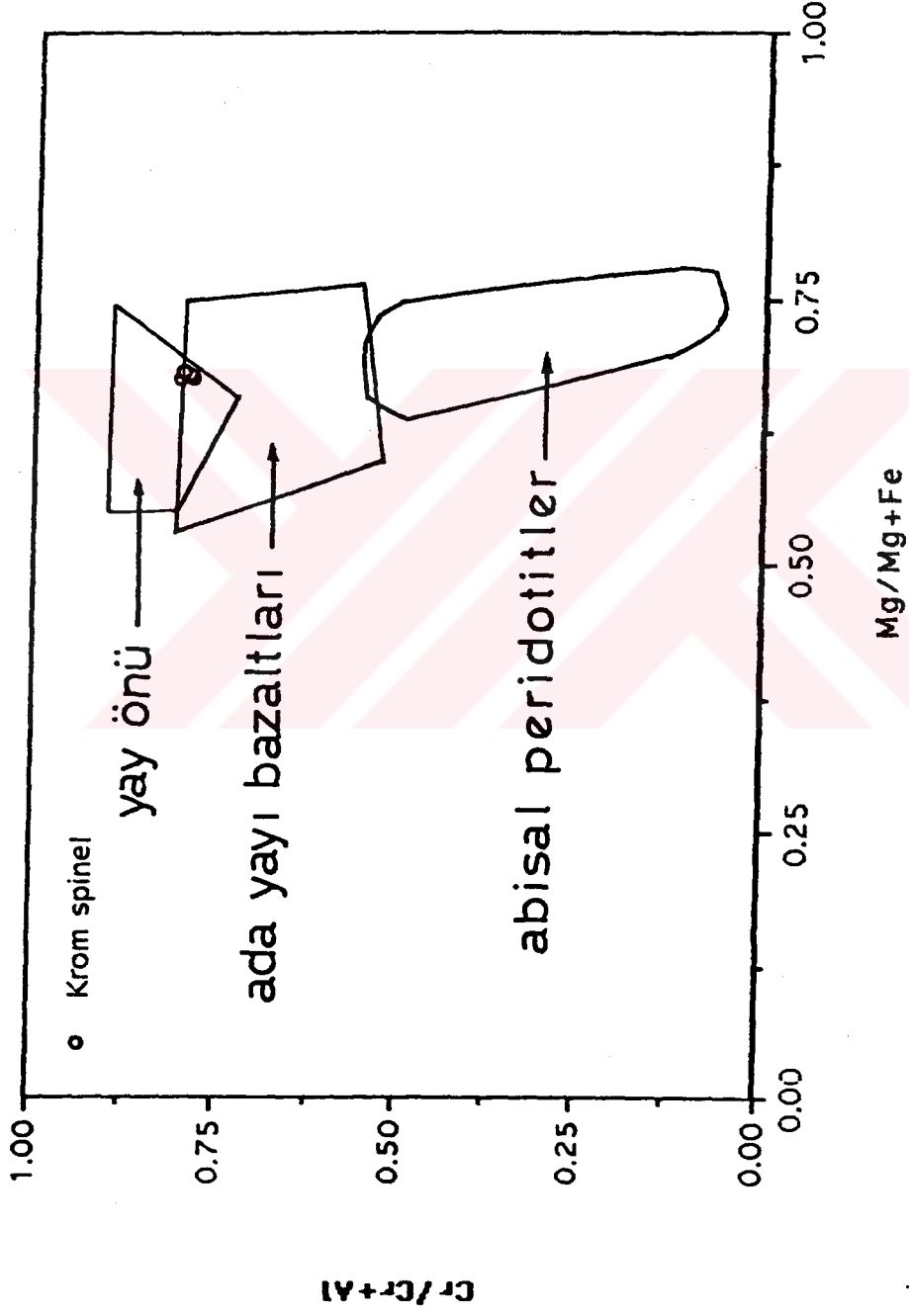
* DICK VE BULLEN. (1984). ten yararlanılmıştır.

mineralojisine ve petrojenezine de duraylıdır. Spinelin ana bileşenleri fraksiyonel kristallenme ve kısmi ergime sırasında çok farklı davranırlar. Cr ve Mg katı fazda kalırken Al ergiyiğe geçer. Ek olarak Mg ve Fe^{2+} nin spinel silikat ergiyiği ve mineraller arasında dağılımı sıcaklığa bağlıdır. Fe^{2+} ve Fe^{3+} oranı ise F O₂ değişimlerine duyarlıdır. Bütün bu nedenlerle krom spinel herhangi bir major jeokimyasal rol oynamazken ana kayacın petrojenezi için oldukça hassastır. Burada üç tip peridotit sınıflaması yapılmıştır. TİP-I : Bu ofiyolit komplekslerindeki peridotitlerin spinel toplulukları okyanus ortası sırtlarındaki kayaların spinel topluluklarına kimyasal özellikleri ile uyuyorsa bu gruba girerler. Tip-III: Eğer spinel toplulukları abisal kayaçlarınkinden çok farklı ise bu gruba girerler. Eğer ofiyolitlerin spinel topluluklarının bileşimi Tip I ve Tip III ofiyolitlerinin her ikisi ile çalışıyorsa bunlarada geçişli veya tip II olarak üç grupta sınıflandırılmışlardır.

Abisal Spinel Peridotitler : Bu peridotitlerde spinelin en düzenli (belirgin) kimyasal değişimi artan Cr # ($Cr/(Cr+Al)$) karşısında; Mg #²⁺ ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) nin azalmasıdır. Ferrik demir (Fe^{2+}) nadiren % 5'i aşar ve Ferro demir (Fe^{3+}) ve Cr ile biraz artma trendi gösterir. Çoğu abisal spinel peridotitler düşük veya ihmal edilebilir TiO₂ (<0,25 %) içeriklerine sahiptir.

Alpin tipi Spinel Peridotitler : Bu tip peridotitler orojenik kuşaklarda yaygın olarak bulunur. Çoğunlukla küçük izole bloklar şeklinde yer almalarına karşın 1000 km² ve daha fazla yayılım gösteren büyük masifler halinde yüzeylenirler. Bu peridotitler >% 95 oranında harburjitlerden oluşur. Alpin tipi peridotitler genellikle katı halde yerleşmişler ve tektonik yapıdadırlar. Buradaki en önemli bileşimsel değişim Cr azalırken Mg'nin artmasıdır.

Burada spinel bileşimine bakarak üç tip ayırmak mümkündür. Tip-I: Cr nin 0,60 dan küçük olduğu peridotitler. Tip II: ise tip I ve tip III'ün her ikisi ile çakışık olan peridotitlerdir. Mtip I-Okyanus ortası sırtı ortamını verirken Tip III-yaylarda ilişkili ortamı göstermektedir,



ŞEKİL : 3.1. Harmanlık Cıvan Peridotitlerinden Alınan Krom Spinel Örneklerinin DICK ve BULLEN. (1984) Diyagramında Gösterilmesi.

3.1.1. Tartışma

İnceleme alanı peridotitlerinden derlenen 4 adet temsili kromit örneğinin krom-spinellerinin yüzde oksit değerlerine dayanılarak bulunan Mg,Al,Cr ve Fe katyon değerleri Mg/Mg+Fe yatay ve Cr/Cr+Al düşey eksen takımlı diyagramında DICK ve BULLEN. (1984), yerleştirildiğinde daha önce sözü edilen Cr'ın 0,60 dan büyük tip-III (yay önü) ve tip-II (ada yayı bazaltları), de yer aldıkları anlaşılmıştır. (Şekil 3.1), Bu özellikleri ile inceleme alanı peridotitlerinden alınan korm-spinel örneklerinin karakterleri ait oldukları peridotitlerin yitim zonu üstündeki manto kesimine ait olabileceğini göstermektedir.

3.1.2. Daykların Major ve İz Element Jeokimyası

İnceleme alanından temsili alınan 13 adet bazik daykı örneğinin major ve iz elementi analiz sonuçları topluca verilmiştir (Tablo 3.2. a-b). Bu analiz sonuçları major elementleri CIPW normları halinde sunulmuştur (Tablo 3.3. a-b-c).

CIPW norm hesaplamalarına ait düzenlenen tabloda toplam demir önce Fe_2O_3 ve FeO olarak ikiye ayrılmış bu Fe_2O_3 değerlerinden % 1,5'u standart alınmış (MIYA SHIRO. 1975), e göre geri kalan Fe_2O_3 yüzdesi ise aynı kaya analizine düzeltilmiş ateşte kayıp olarak ilave edilip "Harker" diyagramlarında yerleştirilerek sonuçlara varılmıştır. Harker diyagramlarının ikili elemanlarının korelasyon katsayıları ve regresyon eşitlikleri topluca verilmiştir (Tablo 3.4.). Ayrıca "PEARCE Element Oranları" diyagramları ile IRVINE, (1970). in $\text{P1}' - \text{O1}' - \text{Q}_2'$ üçgen diyagramlarında CIPW normları test edilerek yorumlara gidilmiştir. (Şekil 3.2)

Bu çalışmalara ilave olarak 20 kadar diyagram oluşturularak dayklar ve daykları oluşturan mağma ile ilgili yorumlamalar yapılmıştır.

Yapılan çalışmalara ait kısaltmalar aşağıda sunulmuştur.

BSV : boninit serisi vkanikler
IAT : ada yayı toloyitleri
MORB : okyanus ortası sırtı bazaltları
WPB : levha içi bazaltlar
OIT : okyanus adası toloyitleri
CAB : kalk alkali bazaltlar
OIA : okyanusal ada yayı
WPT : levha içi toloyitleri
VAB : Volkanik yay bazaltı
P-MORB : Pölüm tipi okyanus ortası sırtı bazaltı
N-MORB : Norpal tip okyanus ortası sırtı bazaltı
BONİNİT : Yay önü

TABLO : 3.2a. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Bazık Dayk Örneğinin Major Element Analizleri.



Liège, le 30 mai 1994,

Echant. N°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
D-5	51.32	0.8	16.05	11.07	0.18	5.87	7.79	3.83	0.28	0.05	2.15	99.39
D-10	49.8	1.04	16.68	10.87	0.17	5.41	8.93	3.96	0.16	0.05	2.81	99.77
D-11	52.68	0.97	15.3	11.3	0.19	4.85	6.86	4.85	0.73	0.06	1.19	98.97
D-12	49.94	0.98	15.79	10.02	0.17	7.7	10.14	2.37	0.21	0.05	2.23	99.59
D-13	48.68	0.87	16.42	11.06	0.19	7.46	9.85	2.11	0.2	0.04	2.71	99.59
D-16	46.54	1.06	16.41	10.19	0.18	7.46	12.24	2.11	0.12	0.07	4.02	100.39
D-17	49.77	1.08	14.6	12.07	0.18	6.76	8.87	2.87	0.08	0.07	3.35	99.69
D-20	47.56	1.12	16.47	11.25	0.18	7.54	10.94	1.85	0.26	0.07	2.48	99.72
D-80	49.93	1.14	14.83	10.49	0.15	7.17	9.49	2.92	0.04	0.07	3.28	99.51
G-1	53.48	1.13	14.9	10.66	0.22	5.78	7.2	3.72	0.45	0.07	2.15	99.73
H-3	45.41	1.18	17.67	11.96	0.27	6.62	12.23	1.33	0.09	0.05	3.18	99.99
H-6	48.78	1.13	15.66	9.29	0.15	7.61	10.49	2.57	0.12	0.06	3.87	99.75
H-22	49.08	1.08	15.12	9.37	0.16	7.44	11.08	2.94	0.18	0.05	3.15	99.66

TABLO : 3.2b. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Bazık Dayk Örneğinin İz Element Analizleri.



Liège, le 31 mai 1994,

n .N°	Nb	Rb	Sr	Y	Zr	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	V	Ba
D-5	<4	7.3	104	23	44	↻	80	29	39	46	332	72
D-10	<4	5.4	164	22	38	↻	78	27	36	<25	350	55
D-11	<4	13	222	27	42	36.8	83	<25	37	<25	343	431
D-12	<4	5.4	178	26	51	↻	78	96	42	205	294	121
D-13	<4	5.1	234	23	<22	↻	82	52	48	71	371	67
D-16	<4	5.1	65	26	61	34	74	48	36	98	294	71
D-17	<4	↻	194	27	47	↻	51	44	45	29	430	52
D-20	<4	6.8	219	26	43	↻	63	104	44	150	296	137
D-80	<4	↻	212	24	43	39.5	37	56	39	113	306	47
G-1	<4	11.2	279	26	41	↻	83	53	38	87	332	124
H-3	<4	↻	381	25	31	↻	78	26	39	<25	363	93
H-6	<4	↻	203	22	44	↻	69	152	27	220	282	161
H-22	<4	10.3	171	22	44	↻	75	69	35	211	244	49

**TABLO : 3.3a İnceleme Alanından Alınan Toplam 5 Adet Bazik Dayk
Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları.**

Örnek No	D-5	D-10	D-11	D-12	D-13
SiO ₂	51,32	49,80	52,68	49,94	48,68
TiO ₂	0,50	1,04	0,97	0,98	0,87
Al ₂ O ₃	16,05	16,68	15,30	15,79	16,42
Fe ₂ O _{3t}	11,07	10,87	11,30	10,02	11,06
MnO	0,18	0,17	0,19	0,17	0,19
MgO	5,87	5,41	4,85	7,70	7,46
CaO	7,79	8,93	6,86	10,14	9,85
Na ₂ O	3,83	3,96	4,85	2,37	2,11
K ₂ O	0,28	0,16	0,73	0,21	0,20
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04
PF(H ₂ O+CO ₂)	2,15	2,81	1,19	2,23	2,71
TOTAL	99,39	99,77	98,97	99,59	99,59
FeO	8,61	8,43	8,82	7,67	8,60
Fe ₂ O _{3st}	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
PF düzeltilmiş	3,11	3,75	2,17	3,08	3,67
NORM DEĞ. %					
Qz (kuvars)	0,000	0,000	0,000	0,945	0,379
Or (Ortoz)	1,655	0,945	4,314	1,241	1,182
Ab (Albit)	32,408	33,508	41,039	20,054	17,854
An (Anortit)	25,775	27,265	17,821	31,826	34,742
Di (Diyopsid)	10,393	13,831	13,177	14,802	11,371
Hy (Hipersten)	19,127	7,370	7,770	23,507	26,484
Ol (Olivin)	3,394	8,956	8,543	0,000	0,000
Mt (Manyetit)	2,175	2,175	2,175	2,175	2,175
Il (ilmenit)	0,950	1,975	1,842	1,861	1,652
Ap (Apatit)	0,118	0,118	0,142	0,118	0,095
An %n (Anortit)	44,300	44,863	30,227	61,345	66,054
IC % (Krist. ind)	36,038	34,307	33,507	42,345	41,683
ID % (Difer. ind)	34,063	34,454	45,353	22,240	19,415
IS%(Katılaş.ind)	29,214	27,796	23,373	39,593	37,536

Ol. Tol.

Ol.Tol.

Ol.Tol.

KuarsTol

KuarsTol.

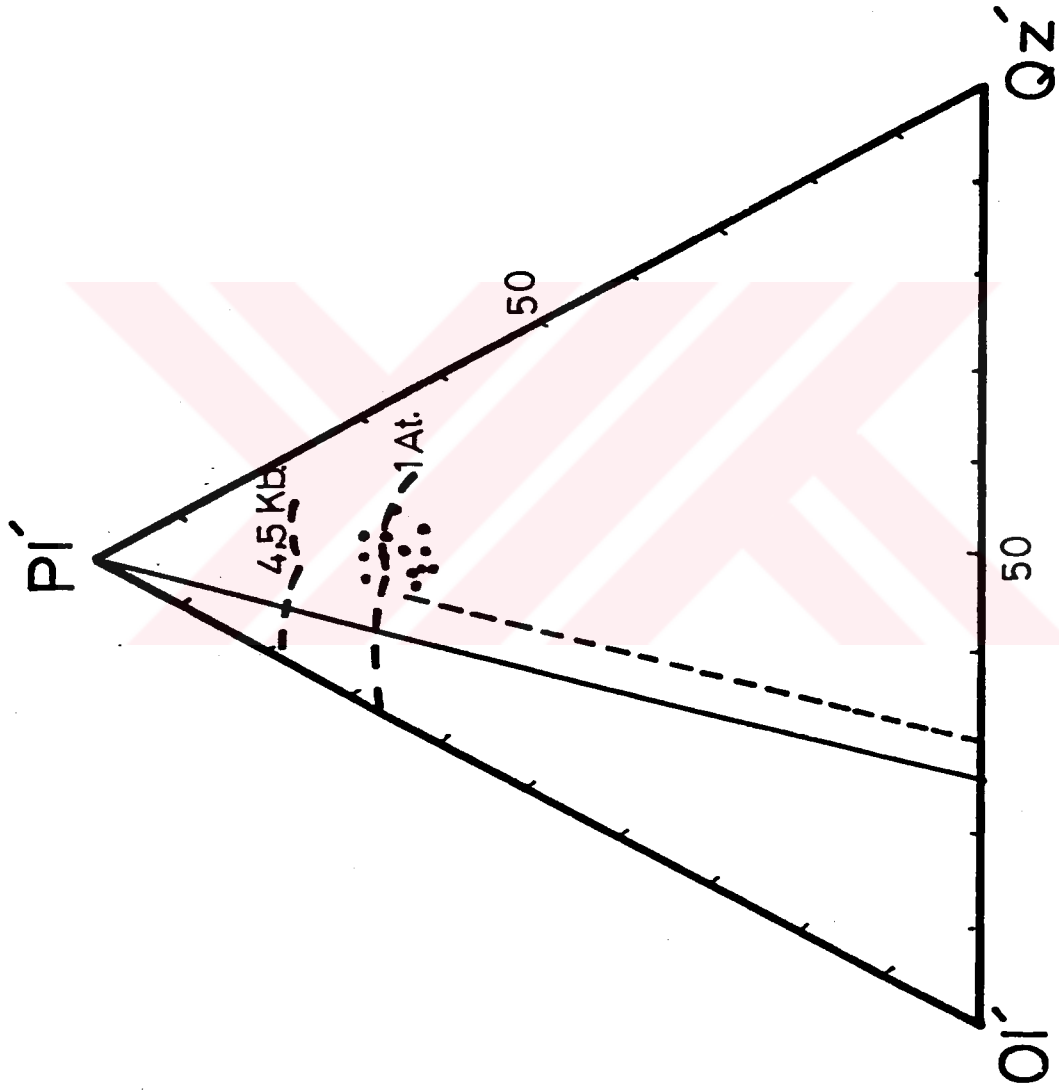
**TABLO : 3.3b. İnceleme Alanından Alınan Toplam 5 Adet Bazik Dayk
Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları.**

Örnek No	D-16	D-17	D-20	D-80	G-1
SiO ₂	46,54	49,77	47,56	49,93	53,48
TiO ₂	1,06	1,08	1,12	1,14	1,13
Al ₂ O ₃	16,41	14,60	16,47	14,83	14,90
Fe ₂ O ₃	10,19	12,07	11,25	10,49	10,66
MnO	0,18	0,18	0,18	0,15	0,22
MgO	7,46	6,76	7,54	7,17	5,78
CaO	12,24	8,87	10,94	9,49	7,20
Na ₂ O	2,11	2,87	1,85	2,92	3,72
K ₂ O	0,12	0,08	0,26	0,04	0,45
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
PF(H ₂ O+CO ₂)	4,02	3,35	2,48	3,28	2,15
TOTAL	100,39	99,69	99,72	99,51	99,73
FeO recal.	7,82	9,51	8,78	8,09	8,24
Fe ₂ O ₃ st	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
PF corrige	4,89	4,41	3,46	4,18	3,07
NORM DEĞ. %					
Qz (kuvars)	0,000	0,778	0,000	0,672	3,326
Or (ortoz)	0,709	0,473	1,536	0,236	2,659
Ab (albit)	17,854	24,285	15,654	24,708	31,477
An (anortit)	34,950	26,718	35,868	27,240	22,629
Di (dioksit)	20,673	13,901	14,723	15,869	10,439
Hy (hipersten)	8,381	24,762	21,489	22,115	21,692
Ol (olivin)	8,605	0,000	2,542	0,000	0,000
Mt (manyetit)	2,175	2,175	2,175	2,175	2,175
Il (ilvenit)	2,013	2,051	2,127	2,165	2,146
Ap (apatit)	0,166	0,166	0,166	0,166	0,166
An %n (anortit)	66,188	52,386	69,617	52,437	41,823
lc % (krist. Ind.)	41,847	42,888	43,056	42,324	36,453
ID % (Dit. Ind.)	18,563	25,535	17,190	25,616	37,462
IS%(KatılmaInd)	39,240	32,621	37,842	36,357	29,349

Ol.Tol. Kuvarlı To. Olivin Tol. Kuvars Tol. KuvarsTol

Tablo : 3.3c. İnceleme Alanından Alınan Toplam 3 Adet Bazik Dayk
Örneğinin Major Element Analizleri ve CIPW Normları.

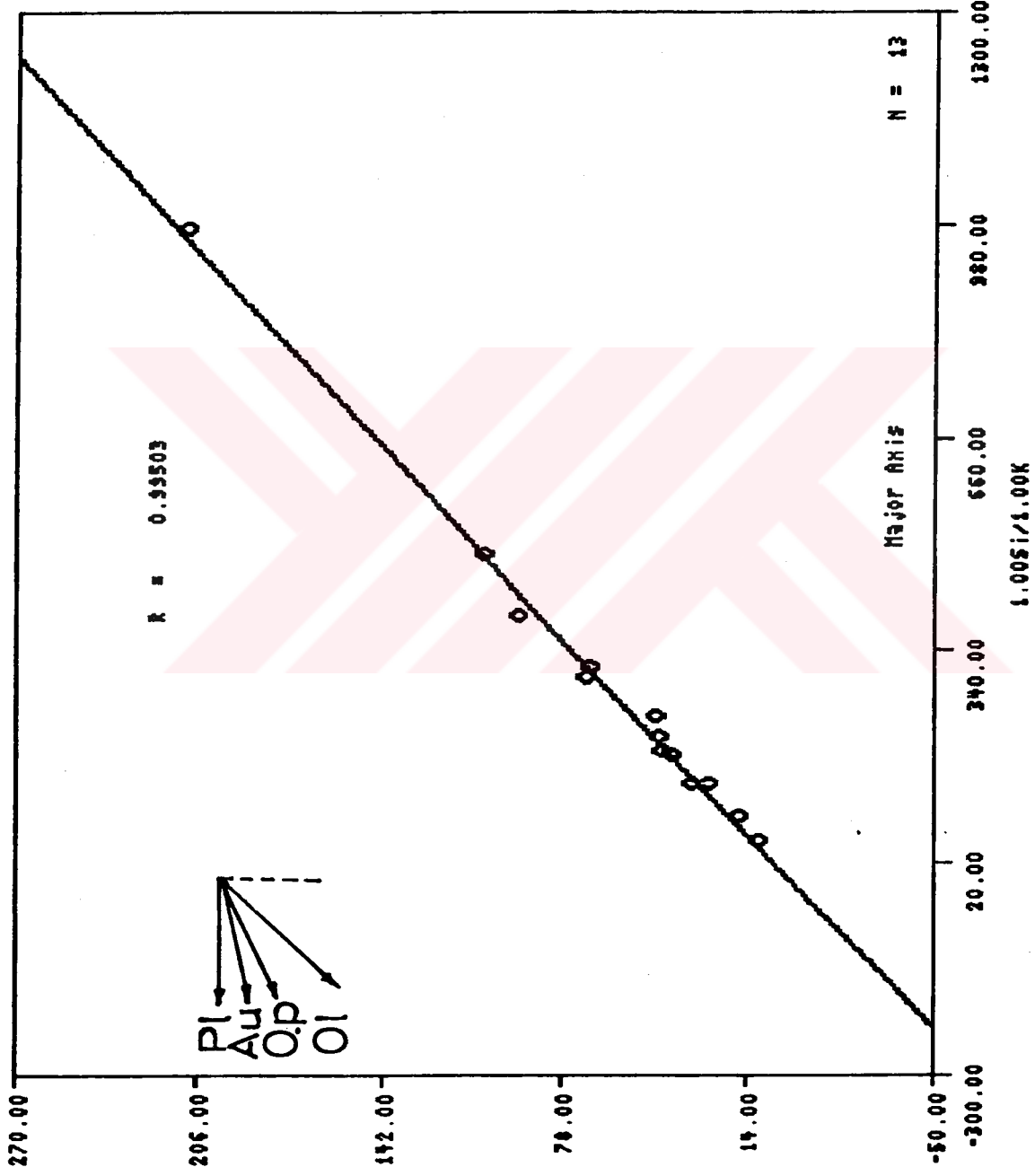
Örnek No	H-3	H-6	H-22
SiO ₂	45,41	48,78	49,08
TiO ₂	1,18	1,13	1,08
Al ₂ O ₃	17,67	15,66	15,12
Fe ₂ O ₃ t	11,96	9,29	9,37
MnO	0,27	0,15	0,16
MgO	6,62	7,61	7,44
CaO	13,23	10,49	11,08
Na ₂ O	1,33	2,57	2,94
K ₂ O	0,09	0,12	0,18
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05
PF (H ₂ O+CO ₂)	3,18	3,87	3,15
TOTAL	99,99	99,75	99,66
FeO recalc.	9,41	7,01	7,08
Fe ₂ O ₃ st	1,50	1,50	1,50
PF corrige	4,23	4,65	3,94
NORM DEĞERLERİ %			
Qz (kuvars)	0,000	0,000	0,000
Or (ortoz)	0,532	0,709	1,064
Ab (albit)	11,254	21,746	24,877
An (anortit)	41,978	30,839	27,528
Di (diopsit)	19,251	16,908	22,044
Hy (hipersten)	12,444	19,706	10,042
Ol (olivin)	6,783	0,722	5,825
Mt (manyetit)	2,175	2,175	2,175
Il (ilmenit)	2,241	2,146	2,051
Ap (apatit)	0,118	0,142	0,118
An %n (anortit)	78,859	58,646	52,529
IC % (kris.Ind)	42,894	41,657	42,137
ID % (Dit. Ind.)	11,786	22,456	25,941
IS % (Katı. Ind.)	34,927	40,455	38,865
	Ol.Tol.	Ol.Tol.	Ol.Tol.



ŞEKİL : 3.2. İnceleme Alanından Alınan 13 Adet Dayk'ın CIPW Değerlerinin İRVINE, (1970), in $P_1^1 - O_1^1 - Q_z^1$ Diyagramındaki Yerleri.

TABLO : 3.4. Dayk Örneklerinin (Toplam 13 Adet) Major Element Analiz Sonuçlarının “YAVUZ ve GÜLTEKİN. (1994), Bilgisayar Programı” Yerleştirilmelerindeki İkili Elemanları Korelasyon Katsayıları ve Regresyon Eşitlikleri.

İkili Elemanlar	Korelasyon Katsayısı (r)	Regresyon eşitliği (y)
SiO ₂ - Na ₂ O	0,864	$y = 0,379 x - 15,869$
SiO ₂ - K ₂ O	0,67	$y = 0,0557 x - 2,53$
SiO ₂ - CaO	- 0,95	$y = - 0,7342 x + 46,01$
SiO ₂ - MgO	- 0,62	$y = - 0,264 x + 19,817$
SiO ₂ - FeO _t	- 0,03	$y = - 0,012 x + 11,357$
FI - MI	0,68	$y = 0,325 x + 0,535$
SI - CI	0,85	$y = 2,064 x + 6,259$
I - WI	- 0,93	$y = - 0,575 x + 63,09$
CI - WI	0,96	$y = 0,429 x + 13,567$
SI - WI	0,90	$y = 0,991 x + 12,834$
LI - SiO ₂	0,97	$y = 0,6652 x + 56,421$
I - SiO ₂	0,94	$y = 0,2309 x + 42,34$
CI - Q	- 0,42	$y = - 0,069 x + 10,245$
SiO ₂ - SI	- 0,65	$y = - 1,512 x + 107,609$
MgO - SI	0,97	$y = 0,174 x + 0,75$
Na ₂ O - I	0,98	$y = 0,104 x + 0,1457$



ŞEKİL : 3.3. İnceleme Alanı (13 Adet) Bazık Dayklarına Ait PEARCE Element Oranları Diyagramlarının Yüksek Silis İçeren Sistemlere Uygulanması BRADSHAW. (1992), den Alınmıştır. [$x = \text{Si/K}$; $y = 0,5 (\text{Mg} + \text{Fe})$]

3.1.2.1. Tartışma

“Harker” diyagramlarında ikili elemanlar arasındaki ilişkisi belirlenen ($r = + 0,85$ ve daha büyük) on adedinin seyir grafikleri ve yorumları aşağıda sunulmuştur.

Diferansiasyon indeksi (DI) ile, ayrışma indeksi (WI) şekilde görüldüğü üzere bu iki değişken arasında oldukça yüksek negatif bir seyir mevcuttur (Şekil 3.4 a).

Katılaşma (SI) ve kristalizasyon (CI) indeksleri bir arada değerlendirildiklerinde; artan kristalizasyona bağlı olarak katılaşmanın lineer ($r = 0,85$ korelasyon katsayısı) değişimini göstermektedir. (Şekil 3.4 b), Bu ilişki beklenen bir sonucu yansıtmaktadır, zira kristalizasyon artması ile katılaşma uyum içindedir.

Larsen indeksi (LI)’ne karşı teşkil edilen SiO_2 değerleri arasında oldukça yüksek bir korelasyon katsayısı ile ($r=0,96$) pozitif bir seyir vardır. Mağmatik diferansiasyon arttıkça Larsen indeksinde (LI)’de artış olmaktadır. (Şekil 3.4 c)

Kayaçların kristalizasyon indeksine (CI) bağlı olarak oluşturulan ayrışma indeksleri (WI) arasındna $r=0,95$ korelasyon ile ideal bir pozitif seyrin varlığı görülmektedir. Bölgede yer alan bazik dayklarda magma kristalleşmeye başlar ve kristalleşir. bu durumda magmadan en erken kristalleşen mineralde en fazla ayrışmanın olduğunu göstermektedir. (Şekil 3.4 d)

SiO_2 - Na_2O arasındaki değişimlerin pozitif bir ilişki sergilediği görülmektedir. ($r=0,86$) Bu özellik analize tabi kayalarda sodyum zenginleşmesi olduğuna işaret etmektedir ve albitleşme ile yakından ilişkilidir. Na_2O artışında sodyum getirimi vardır. (Şekil 3.4 e)

Katılaşma indeksi (SI) ile ayrışma indeksi (WI) arasında $r= 0,90$ korelasyon katsayısı ile pozitif oldukça iyi bir seyir gözlenmektedir. Bu olay bazik daykların doğal olarak katılaştıklarını ve sonradan ayrışma maruz kaldıklarını göstermektedir. (Şekil 3.4 f)

SiO_2 ve CaO arasında $r=-0,95$ ile bu ilişki kayaların kimyasal karakterleri ile uyum içindedir. (Şekil 3.4 g).

Diferansiasyon indeksi (DI) ile SiO_2 arasında $r=0,94$ korelasyon katsayısı ile oldukça iyi bir trend gözlenmektedir. Bu ilişki inceleme alanındaki bazik kayaların kesintisiz bir diferansiasyon gösterdiği anlamını taşımaktadır. (Şekil 3.4.h)

Diferansiasyon indeksi (DI) ile Na_2O arasında $r=0,98$ korelasyon katsayısı ile oldukça büyük bir ilişkinin varlığı anlaşılmıştır. Burada muhtemelen diferansiasyon artışına bağlı olarak Na getirimi olmuştur. Plajyoklaslarda görülen albitleşme ile uyum içindedir. (Şekil 3.4.I)

Katılaşma indeksi (SI) ile MgO arasında $r=0,97$ korelasyon katsayısı ile oldukça büyük bir ilişkinin varlığı görülmektedir. Katılaşma arttıkça MgO artmaktadır (Şekil 3.4 j).

PEARCE Element Oranları Diyagramı (PER)

İnceleme alanı bazik dayk örneklerinin analiz sonuçları yardımı ile bu dayklara vücut veren mağmanın tanınması amacı ile PEARCE element

oranları diyagramında test edildiğinde lineere yakın bir doğru elde edilmiştir. (Şekil 3.3), Bu (doğrunun eğimi 0,23 olup) inceleme alanı dayklarını besleyen mağmanın “Olivin + ortapiroksen” kombinasyonlarından oluşan bir fraksinasyon ile uyum içinde olduğunu gösterir. İnceleme alanı bazik kayaları 0,99 korelasyon katsayısı ile bu kayaların bu model ile karakterize edilebileceğini ortaya koymaktadır.

(PER) PEARCE element oranları diyagramı, mağmatik difaransiasyon prosesleri ile ilişkili spesifik hipotezlerin test edilmesinde kullanım alanı bulan bir dizi petrolojik hesaplamalara dayanır.

En basit hali ile PER diyagramları A/W ye karşılık oluşturulan B/W eksen takımlarından oluşur [$y=0,5 (Mg+Fe)/K$ ve $X=Si/K$], Burada A ve B yüzde oksit cinsinden kayanın kimyasal analizini element veya molar fonksiyonları yada CIPW normatif değerleri gösterir. W'nin seçiminde genellikle P, K, Ti gibi uyumsuz elementler göz önünde bulundurulur. Yöntemin teorisi ve diyagramların bazaltik kayaç birliklerine ait fraksinasyon ilişkileri çeşitli araştırmacılar tarafından yürütülmüştür (PEARCE.1987); ERNST ve diğerleri 1988; STANLEY ve RUSSELL 1989 b; RUSSEL ve HALLERAN. 1990; RUSSEL ve diğerleri. 1990).

PER diyagramlarının temel prensiplerinin kompleks yüksek silis içeren sistemlere uygulanması BRODSHAW. (1992), tarafından verilmiştir.

CIPW normatif hesaplamalarında 13 adet dayk örneğinin 8 adedinin olivinli toleit ve 5 adedinin kuvarşlı toleit oldukları anlaşılmıştır (Tablo 3.3 a,b,c).

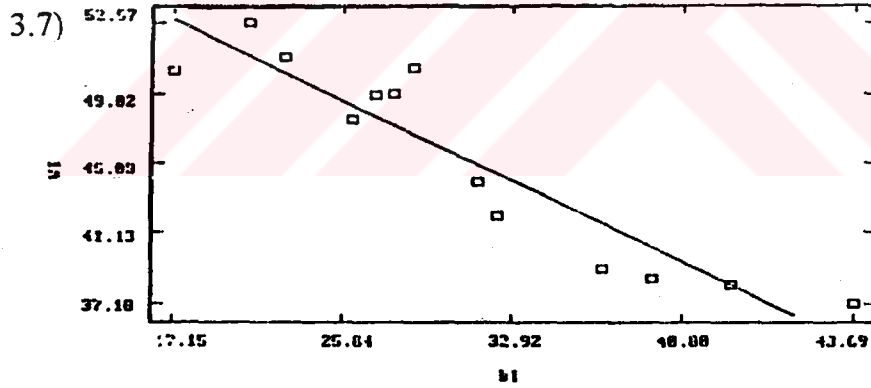
Ayrıca bazik daykların CIPW değerleri İRVINE. (1970). in $Pl^1 - Ol^1 - Q_2^1$ üçgen diyagramında korele edilmiştir. (Şekil 3.2). Bu diyagramda dayk

örneklerinin bir bölümünün 1 at. basınç eğrisi önüne düştüğü bir bölümünün ise 1,5 K.b. basınç şartlarında oluştuğu görülmüştür. Genelde dayk örneklerinin (CIPW normlu kestirimleri sonucunda) 1 at basınç eğrisi civarında gruplanmaları muhtemelen bu daykların aynı zamanda oluştuklarını ve aynı magma ürünü olduğunu göstermektedir.

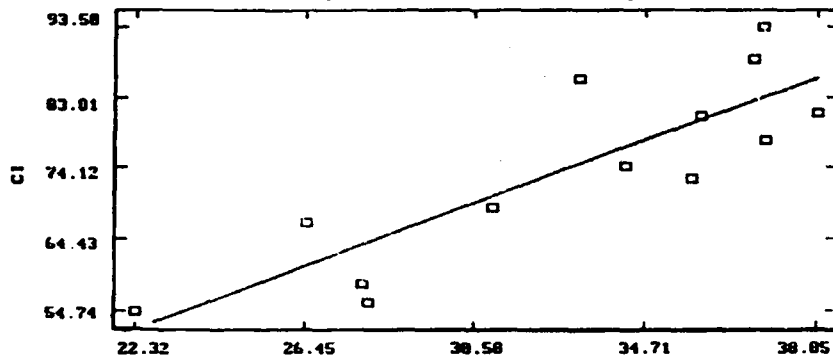
Bazik dayk örneklerinin % anortit miktarları ile kristalizasyon endeksi ilişkisini gösteren diyagramda bir tane dışında diğerlerinin toleitik bazalt karakterde olduğu anlaşılmıştır. (Şekil 3.5)

Alkalın ve subalkalen özelliğini gösteren diyagramda ise daykların tamamının subalkalen alana düştükleri anlaşılmıştır. (Şekil 3.6),

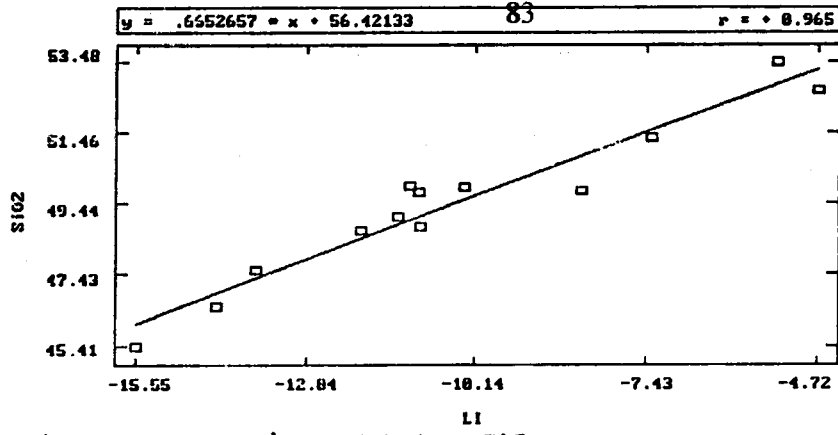
Anortit ve Al_2O_3 diyagramında ise dayk örneklerinin 10 adet'inin toleitik alana üç adedinde kalkalkalen alana düştükleri anlaşılmıştır. (Şekil



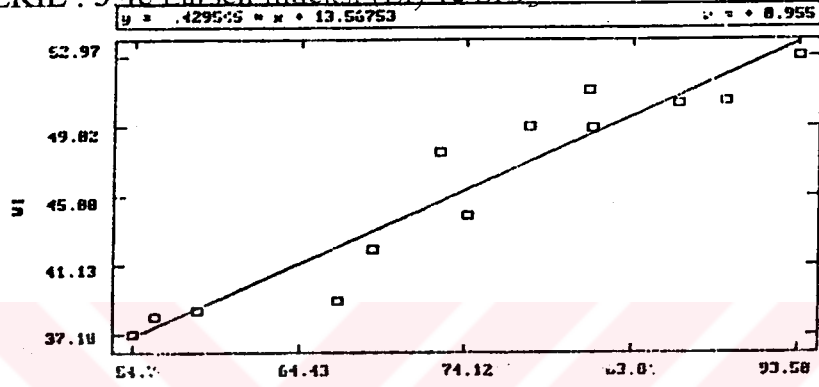
ŞEKİL : 3.4 a Diferansiasyon İndeksi (DI) ve Ayrışma İndeksi (WI)



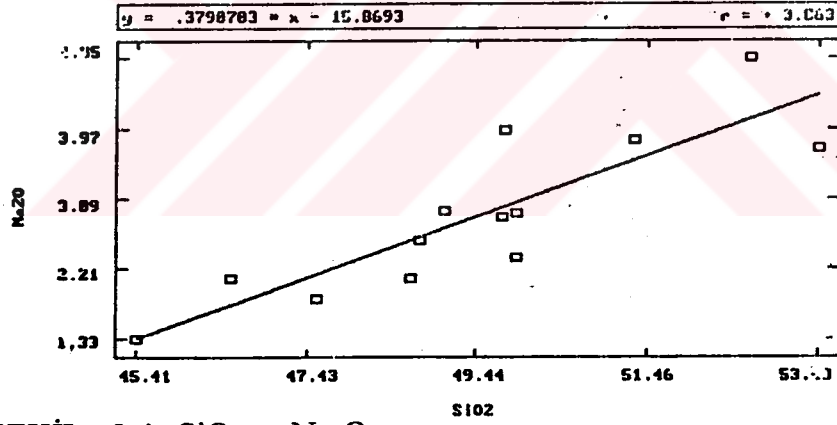
ŞEKİL : 3.4b Katılma (SI) ve Kristalizasyon İndeksi (CI)



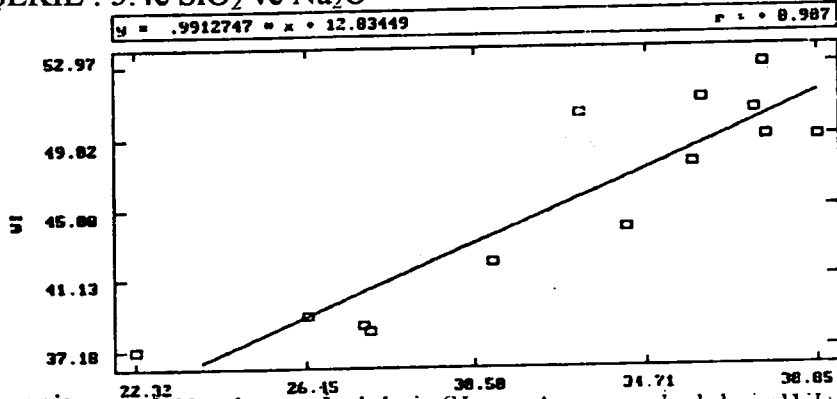
ŞEKİL : 3.4c Larsen İndeksi (LI) ve SiO₂



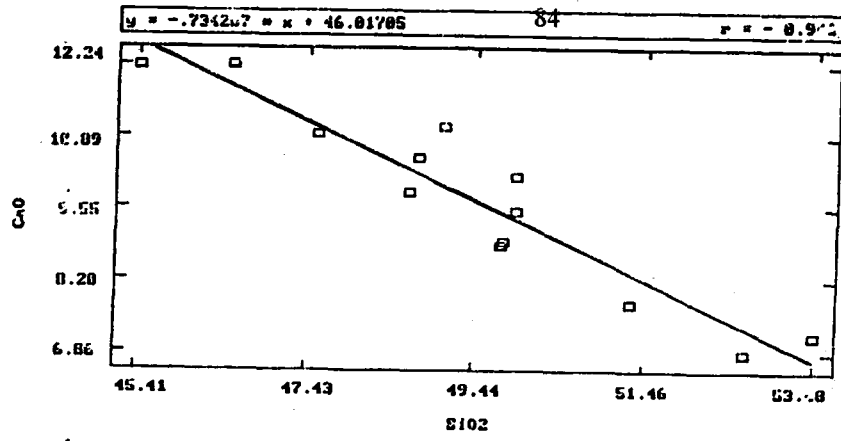
ŞEKİL : 3.4d Kristalizasyon İndeksi (CI) ve Ayrışma İndeksi (WI)



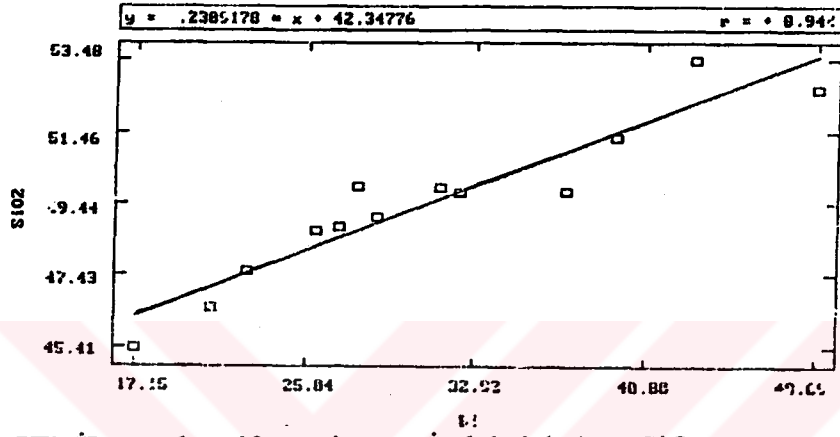
ŞEKİL : 3.4e SiO₂ ve Na₂O



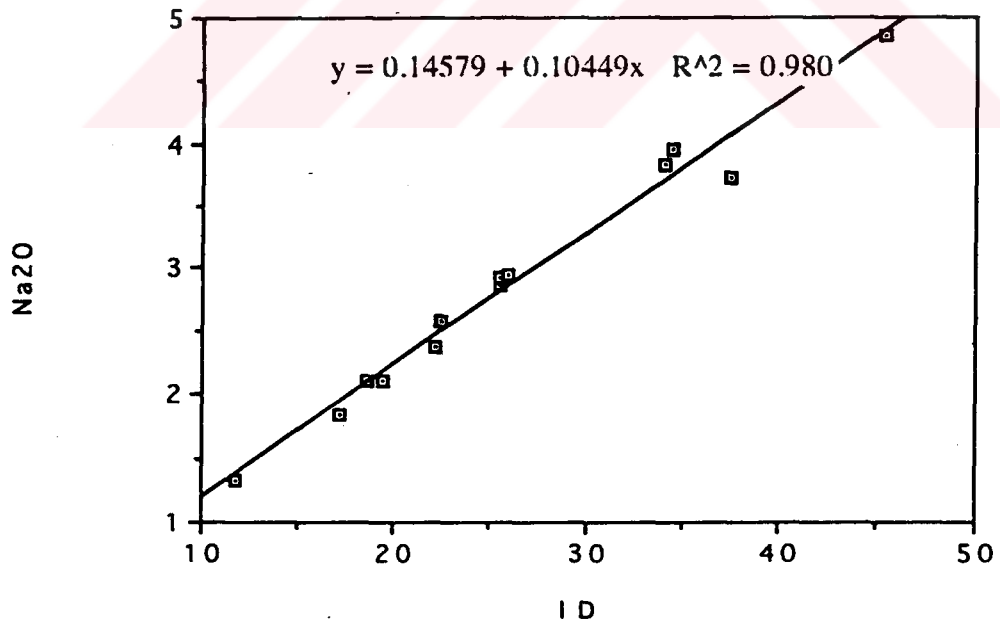
ŞEKİL : 3.4f. Katılaşma İndeksi (SI) ve Ayrışma İndeksi (WI)



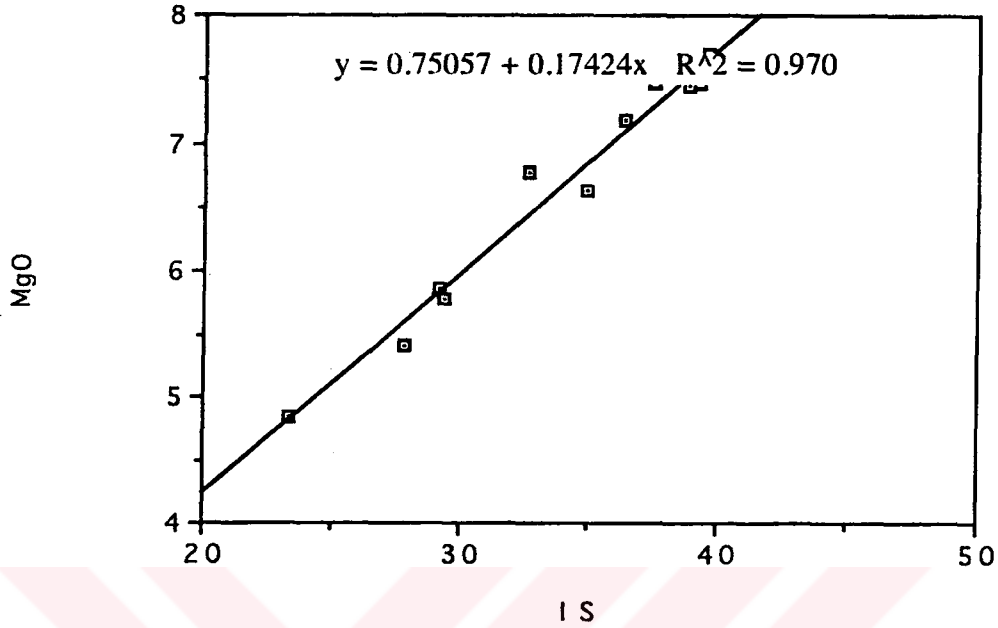
ŞEKİL : 3.4g. SiO_2 ve CaO



ŞEKİL : 3.4h. Differansiyasyon İndeksi (DI) ve SiO_2



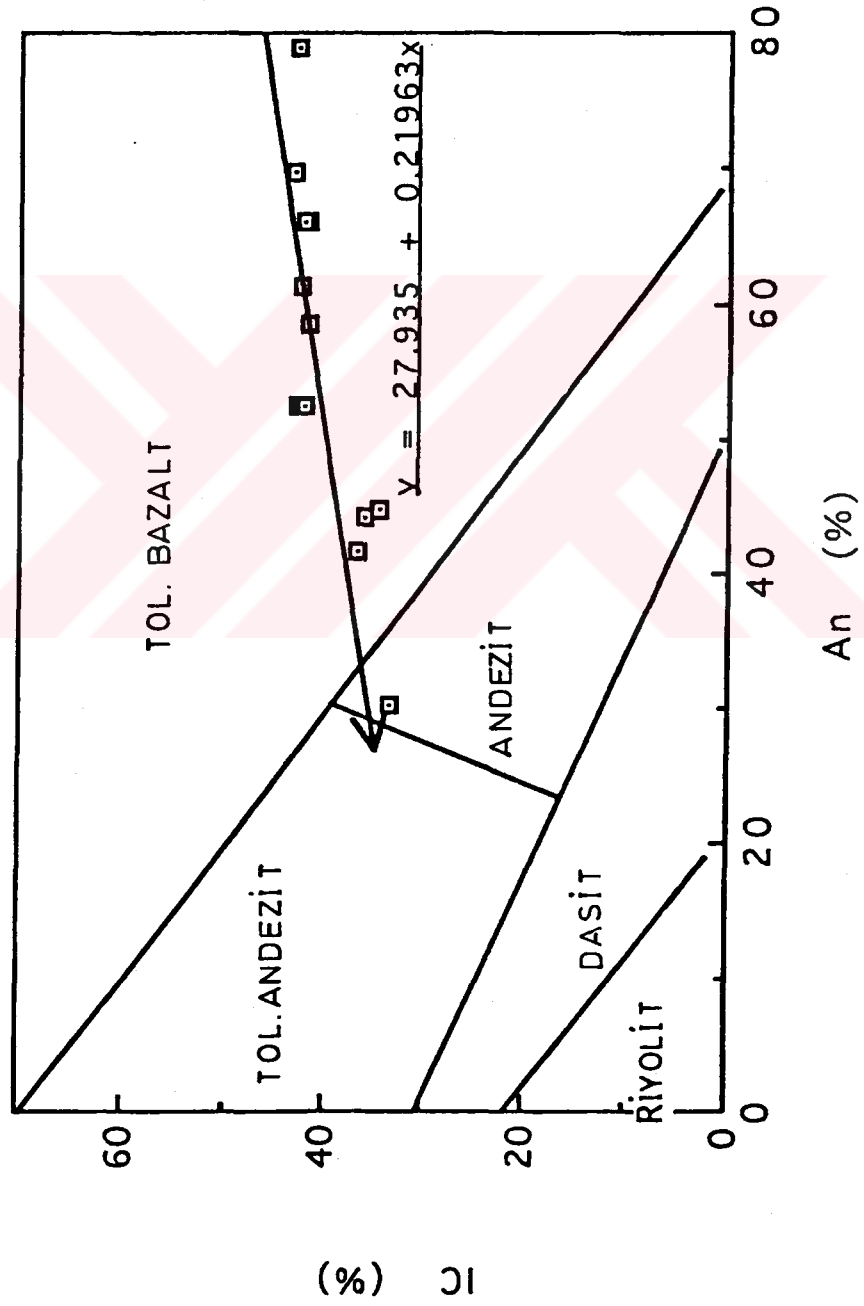
ŞEKİL : 3.4i. Differansiyasyon İndeksi (DI) ve Na_2O



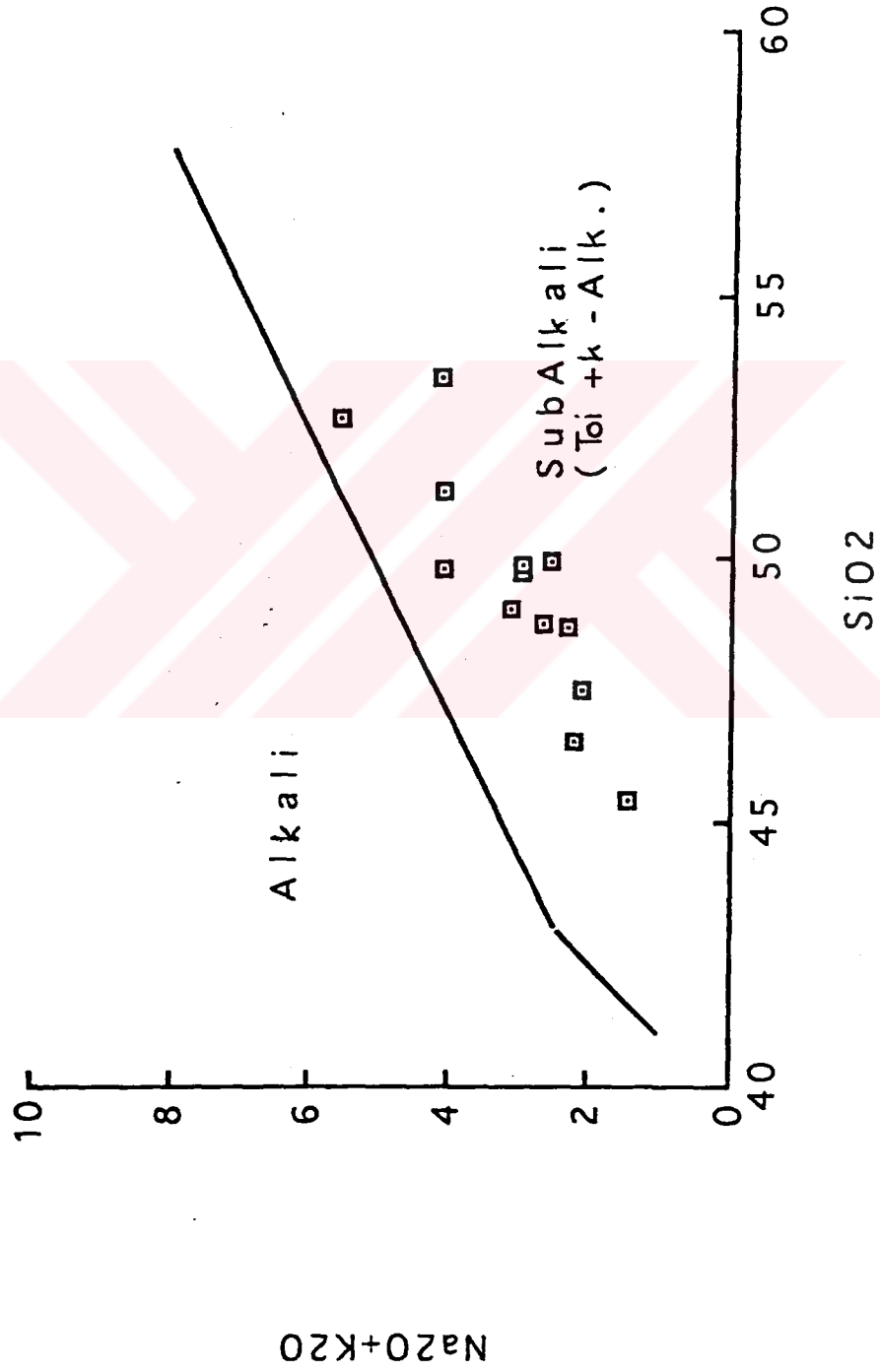
ŞEKİL : 3.4j. Katılaşma İndeksi (SI) ve MgO

Analizi yapılan dayk örnekleri TiO_2 - Al_2O_3 diyagramına konulduğunda bunlardan dokuzunun bazalt sıvıları alanında kalan dördünde gabro alanında yoğunlaştığı görülmektedir. (Şekil 3.8)

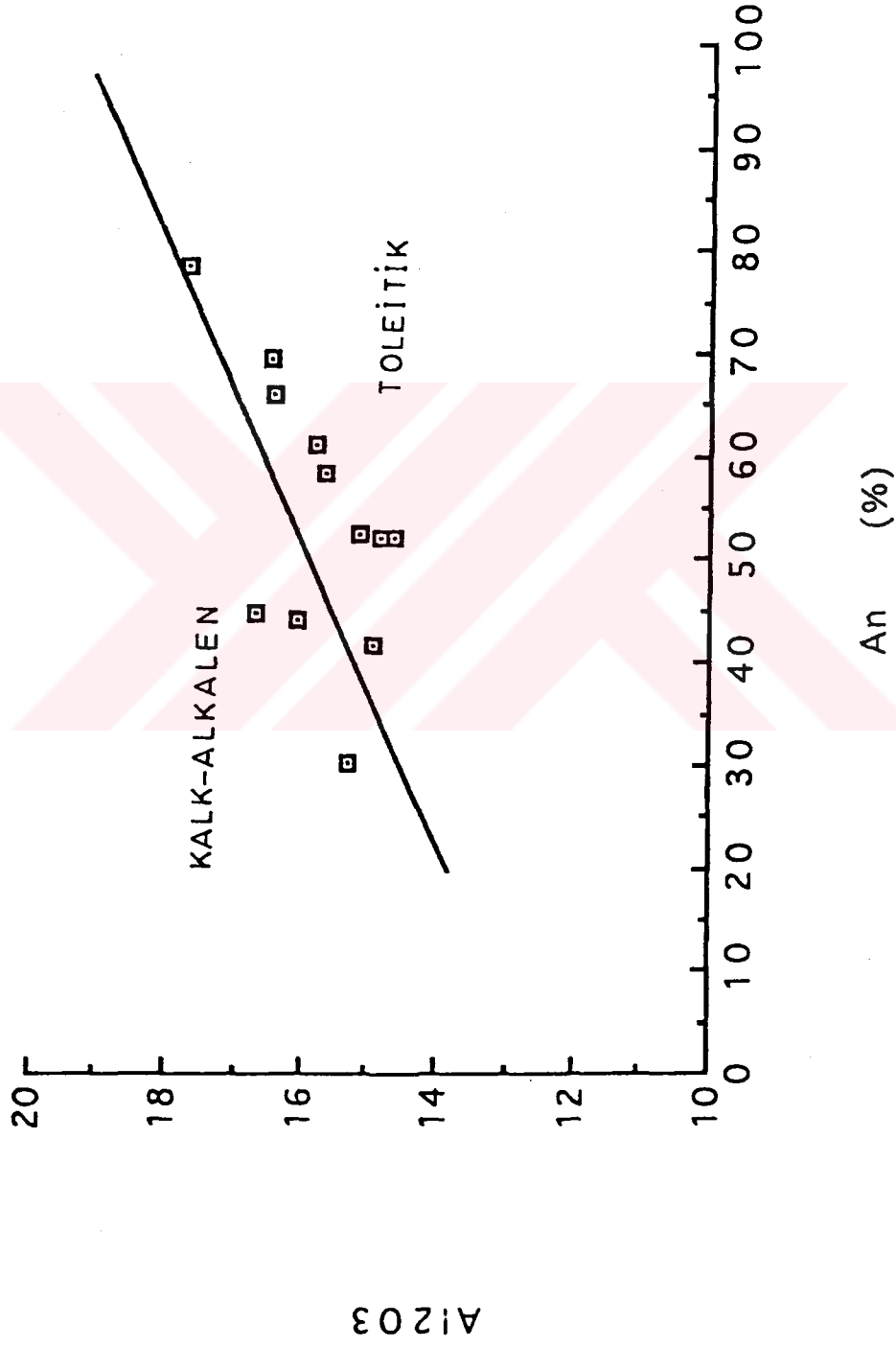
MgO - LOI (ısı kayıp değerleri) grafiğinde görüldüğü üzere (şekil 3.9a), bazik dayklarda MgO arttıkça LOI da artmaktadır. Bu özellik sistemden bazı elementlerin hidrotermal alterasyon sırasında ayrıldığını MgO'nun ise görece olarak zenginleştiğini göstermektedir. Dayklardaki ısı kayıp değerleri 1,1 ile 4 arasında değişmektedir. Bu da önemli oranda alterasyonun bu daykları etkilediğini göstermektedir.



ŞEKİL : 3.5. İnceleme Alanı Bazık Daykların (13 Adet) Anortit (An) ve Kristalizasyon İndeksi (IC) Diyagramında Gösterilmesi IRVİNE ve BARAGAR. (1971), den Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.6. İnceleme Alanı Bazık dayklarının (13 Adet) SiO₂ - Na₂O + K₂O Diyagramında Gösterilmeleri DONALD ve KATSURA. (1964), den Alınmıştır.

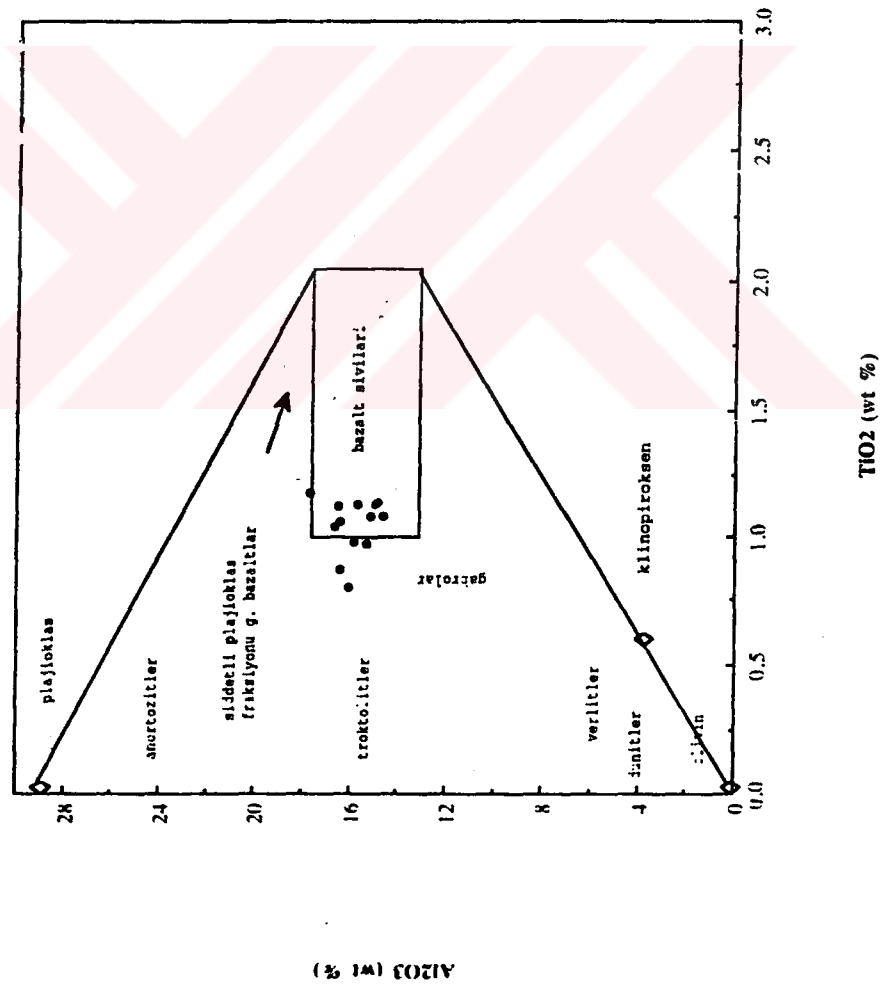


Şİ:KİL : 3.7. İnceleme Alanı Bazık Dayklarının (13 Adet) Anortit (An) - Al_2O_3 Diyagramında Gösterilmesi İRVİNE ve BARAGAR. (1971), den Alınmıştır.

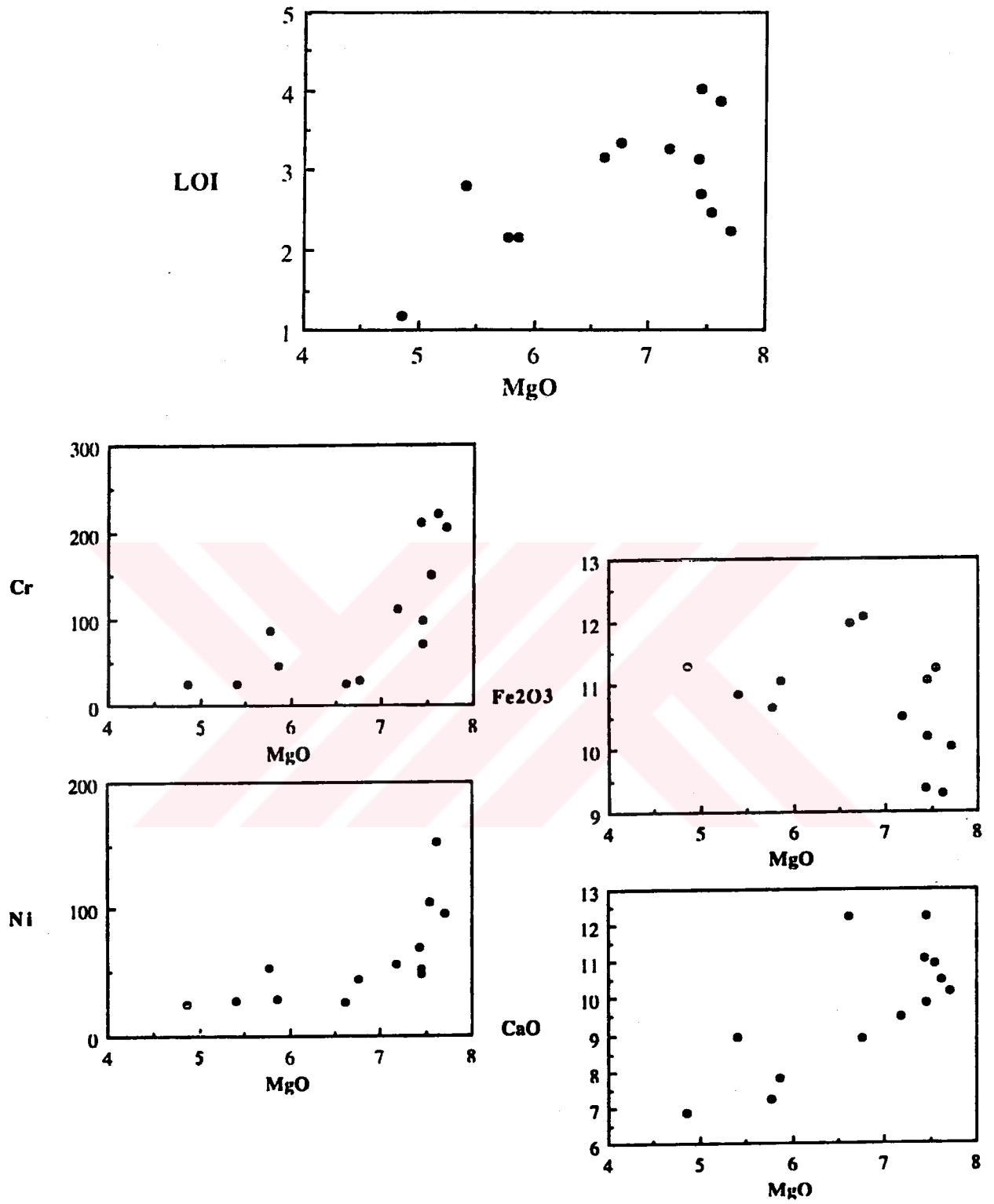
MgO-Cr ve MgO-Ni grafiğinden (şekil 3.9a) görüldüğü gibi “Cr ve Ni in Mg O oranı % 6,5’a ulaşınca kadar yavaşca artmakta, daha yüksek MgO oranına ulaşınca bu iki elementin hızlı bir artış trendine girdiği görülmektedir. Bu durum bazik ergiyikteki olivin+ortoproksen fraksinasyonu ile açıklanabilir. Bu grafiklerin vurguladığı diğer önemli bir sonuç ise MgO ve Cr-Ni arasında düzenli bir ilişki olması nedeni ile MgO değerlerinin kayada alterasyondan etkilenmediğini yani yukardaki yorumun doğruluğunu desteklemektedir.

MgO-Fe₂O₃ grafiğinde (Şekil 3.9a), MgO miktarının artmasına karşın Fe₂O₃ oranının arttığı görülmekte, bu da tipik toleitik trandle uyum içindedir. Bu ilişkinin daha iyi anlaşılması için AFM oluşturulmuştur. (Şekil 3.10) Bu üçgen diyagramda 13 bazik dayk örneğinin 9 tanesinin toleitik alana düşmesi toleitik trendle olan uyumu doğrulamaktadır.

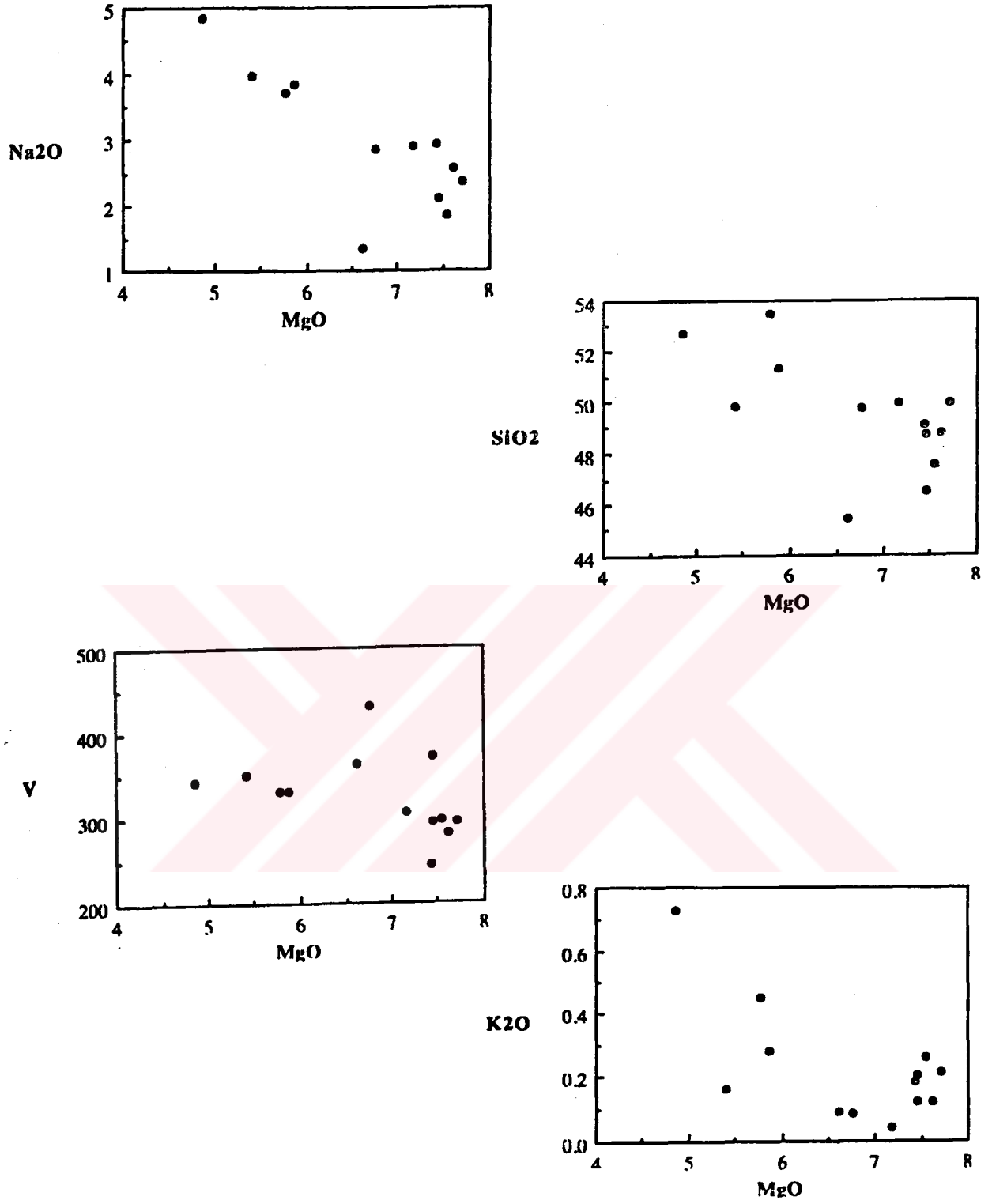
MgO-CaO grafiğinde (3.9a), MgO arttıkça CaO’nun da arttığı görülmektedir. Bu tür bir ilişki playioklas + ortoproksen fraksinasyonunun bir sonucudur.



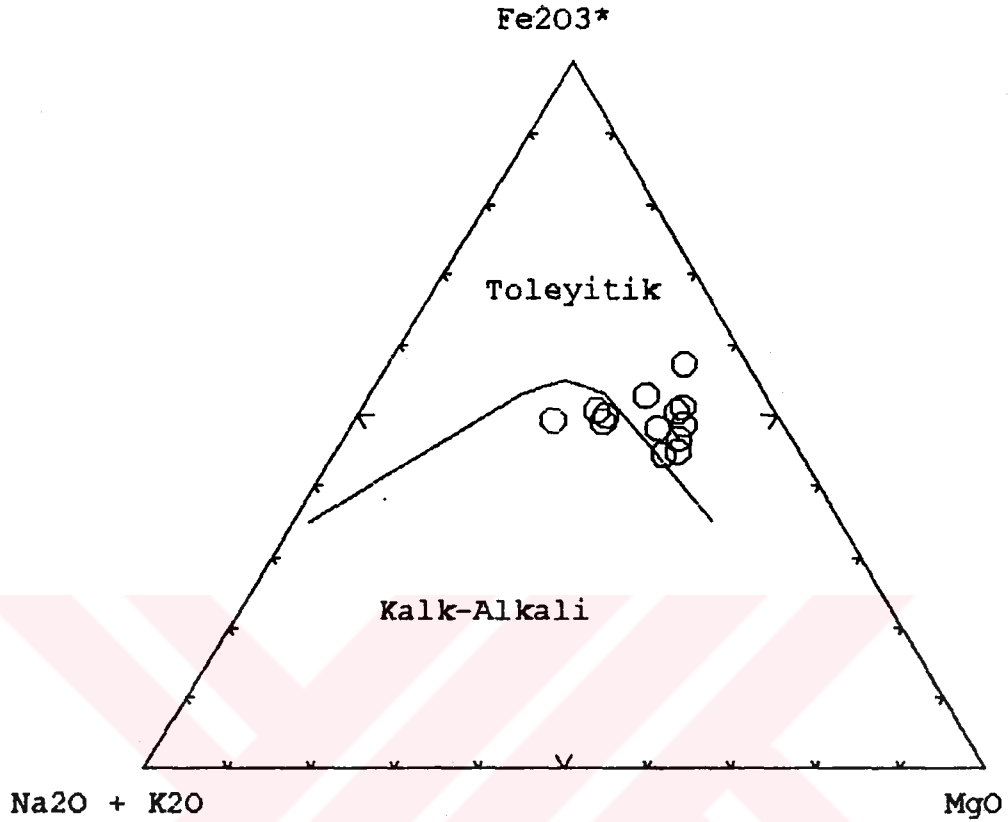
Şİ-KİL. : 3.8. İnceleme Alanı Bazık Diyklarının (13 Adet) TiO₂ - Al₂O₃ Diyagramında Gösterilmesi PEARCE. (1980), den Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.9a. İnceleme Alanı Bazık Daykalarının Element ve Element Oksitlerinin MgO'a Karşı Davranışlarını Gösteren "Harker" Tipi Diyagramlar



ŞEKİL : 3.9b. İnceleme Alanı Bazı Dayıklarının Element ve Element Oksitlerinin MgO'a Karşı Davranışlarını Gösteren Harker Tipi Diyagramlar.

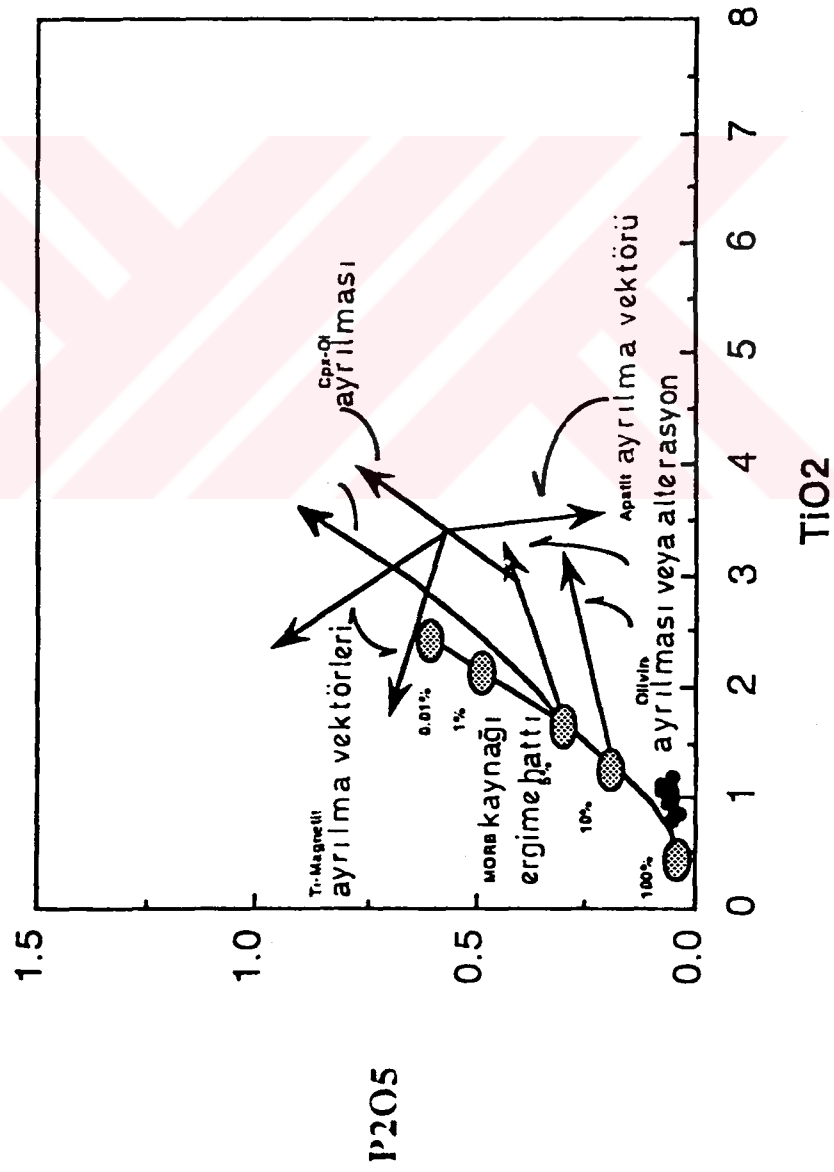


ŞEKİL : 3.10. MgO-Na₂O+K₂O-FeO Üçgen Diyagramı (AFM.Diyagramı)
İRVİNE ve BARAGAR. (1971), den Alınmıştır.

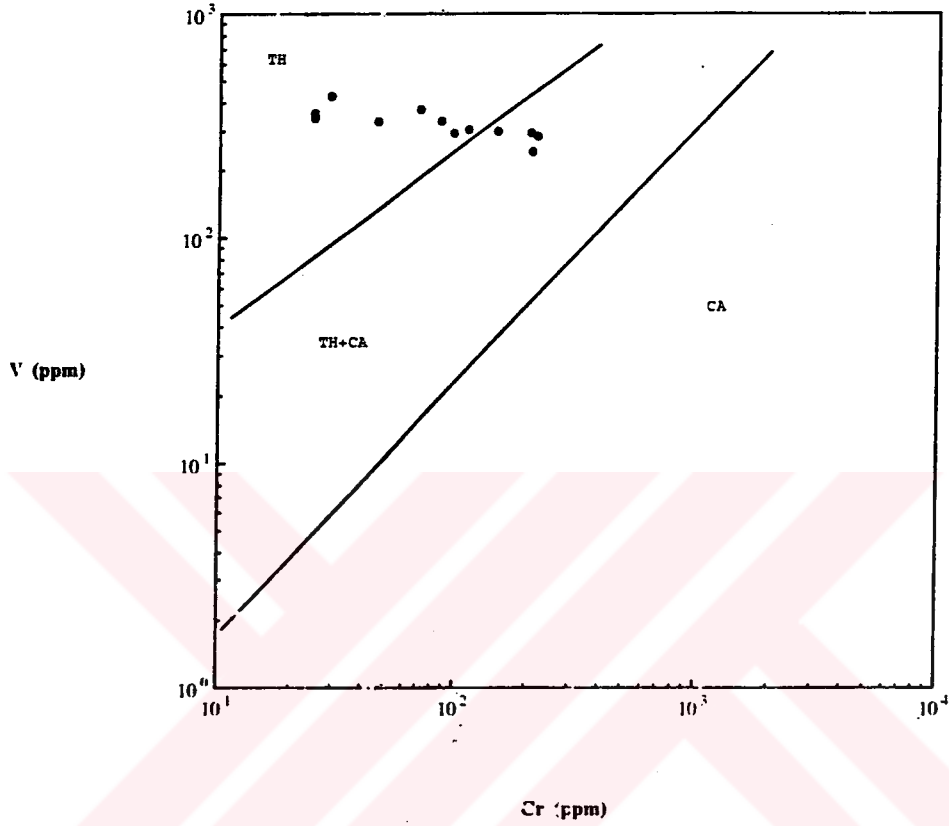
MgO-NaO grafiğinde (Şekil 3.9b) plajiyoklas fraksinasyonunun bir kanıtı görülmektedir. Bu diyagramda MgO ile Na₂O arasında kuvvetli bir negatif trend vardır. Burada MgO arttıkça (daha bazik ergiyik) Na₂O azalmaktadır. Sonuçla bazik plajiyoklaslar fraksinasyon sırasında kalıntı ergiyikle reaksiyona girip asit karakterli plajiyoklaslar oluşmakta ya da alternatif olarak bazik plajiyoklaslar kristalleştikçe kalıntı ergiyik Na'ca zenginleşmektedir.

Ti O₂ - P₂ O₅ diyagramı (Şekil 3.11), fraksiyonel kristallenme derecesini ölçmek için kullanılmıştır. Bu diyagram eksenlerini oluşturan Ti O₂ ve P₂ O₅ in her ikisi de duraylı elementlerdir (Alterasyon ve düşük dereceli metamortizmadan etkilenmezler.) Bunlar çoğu major manto fazları ile uyumsuzdurlar. Bu elementlerin uyumsuz olmaları düşük dereceli ergimelerle yüksek TiO₂ ve P₂ O₅ içeren birincil mağmaların oluşabileceğini göstermektedir. Yüksek dereceli ergimelerde ise bunun tersi olmaktadır. Olivin Ti ve P içermez bu nedenle ergiyikten olivin ayrılması her iki elementi de kalıntı sıvıda arttırır. Ortoproksenler önemli oranda Ti içermelerine karşın P içermezler manyetit ve apatit ise sırası ile Ti ve P'i bol oranda bulundururlar. Bütün bunların net etkisi ise kaynağın kısmi ergimesi ile birincil ergiyiklerden oluşan bazaltik bileşimli (MgO>%4) kayalarda geniş bir olasılıkla TiO₂, P₂O₅ ve Ti O₂ / P₂ O₅ değerlerinin oluşabilmesidir. Çalışma sahasındaki bu dayklar TiO₂ - P₂O₅ diyagramında yerlerine konulduklarında, bazik kayaların yüksek kısmi ergimeler sonucu ile oluşmuş bazik sıvılardan itibaren meydana geldiklerini ve olivin+ortoproksen fraksinasyonundan etkilendikleri anlaşılmaktadır.

Cr-V diyagramında (Şekil 3.12), analiz edilen kaya örneklerinin büyük çoğunluğunun toleitik alanda toplandığını gabroik sıvılar alanının ise toleitik+kalkalkalen alanda gruplaştığı görülmektedir. Gabroik sıvılı kayaların kalkalkalen alana doğru trend göstermesinin sebebi bunların yüksek Cr içerikli olmalarıdır. Bu nedenle daykların toleitik karakterde olduklarını söylemek doğru olacaktır.



ŞEKİL : 3.11. İnceleme Alanı Bazık dayklarının TiO₂ - P₂O₅ Diyagramında Fraksiyonel Kristalleşme ve Ergime Derecelerinin Gösterilmesi LATİN. (1990), dan Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.12. İnceleme Alanı Bazik dayklarının Cr-V Diyagramada Gösterilmesi MIYASHIRO ve SHIDO. (1975), den Alınmıştır.

Bazik kayalarda Nb/Y miktarı ergiyiğin kimyasal karakteri için ayırtmandır. İnceleme bölgesi bazik daykları için Nb/Y oranı 0,07 ile 0,1 arasında değişmektedir. Bu özellik toleitik kimya ile uyum içindedir. Nb/y-2r Ti diyagramı (Şekil 3.13) volkanik kayaların adlandırılmasında kullanılan en hassas diyagramdır. Zira bu grafikte kullanılan elementlerin hepsi mobil

olmayan, oldukça duraylı elementlerdir. Bu diyagrama göre kayaların tümü bazaltik andezit bileşimlidir.

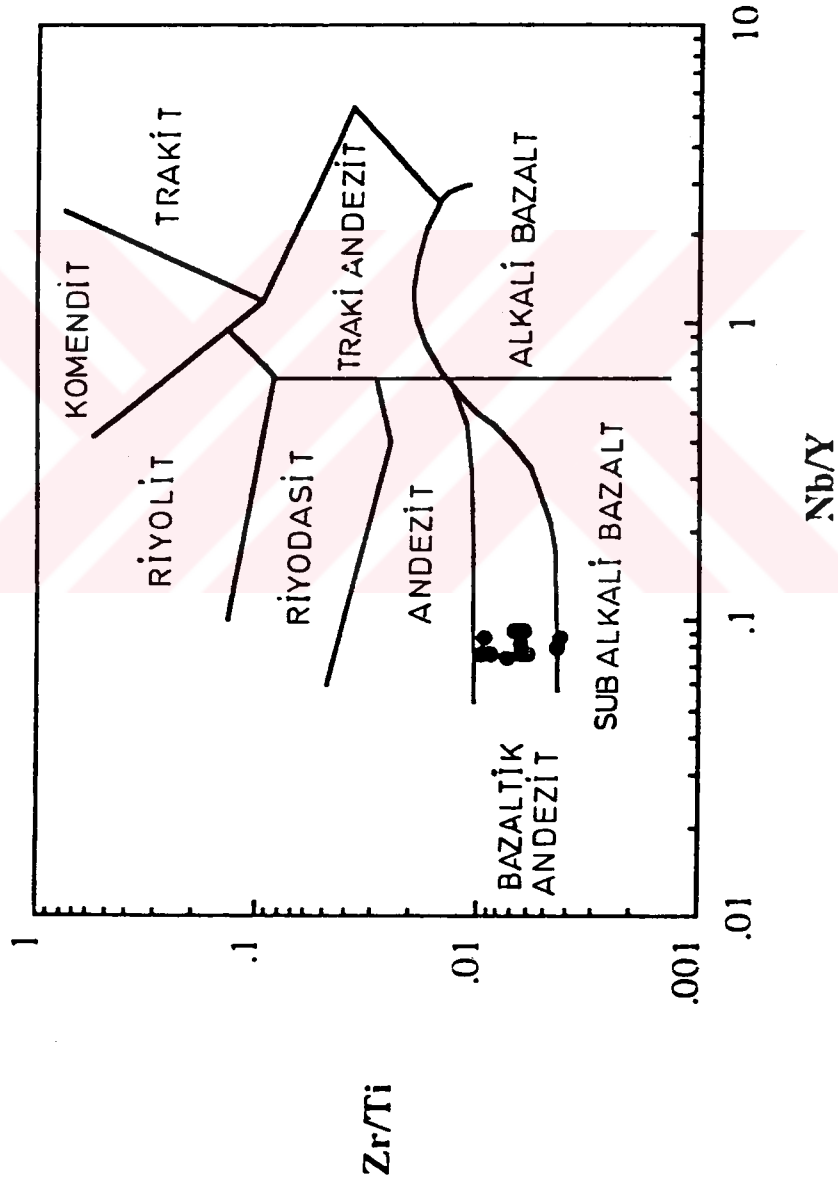
Zr-Ti diyagramı (Şekil 3.14) bazik kayalarla daha asidik kayaları birbirinden ayırır. Aynı zamanda volkanik, subvolkanik kayaları tektonik ortamlara göre ayırabilir. Buna göre daykların hepsi bazik bileşimlidir ve I AT. (Ada yayı toleyiti) ve MORB (Okyanus orta sırtı bazaltı) alanında yoğunlaşmıştır.

Y-Cr diyagramı (Şekil 3.15) ada yayı toleyitleri ile okyanus ortası sırtı bazaltlarını birbirinden ayırmada kullanılan en etkili diyagramdır. Bu diyagrama göre daykların hepsi IAT (Ada yayı toleiti) alanında yoğunlaşmıştır.

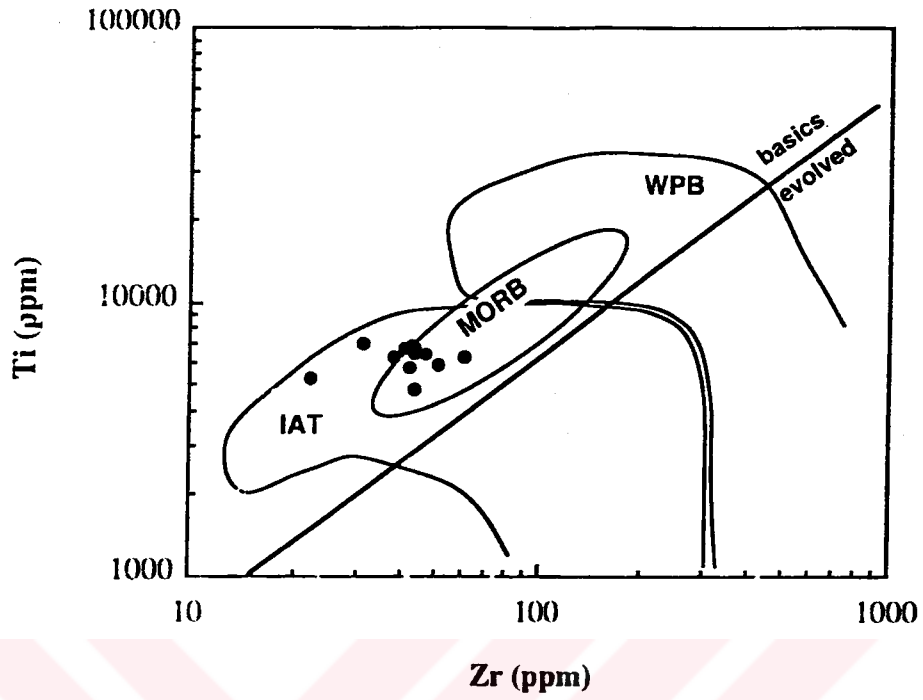
Zr-Zr/Y grafiğinde (Şekil 3.16) daykların hepsinin I AT (Ada yayı toleyiti) alanında gruplandığı görülmektedir. Bu diyagram primer ergiyiklerin saptanması için önemlidir.

TiO₂-10 MnO-10P₂O₅ üçgen diyagramında (Şekil 3.17) inceleme alanı dayklarının tamamının IAT (Ada yayı toleyiti) alanında kaldıkları görülmektedir.

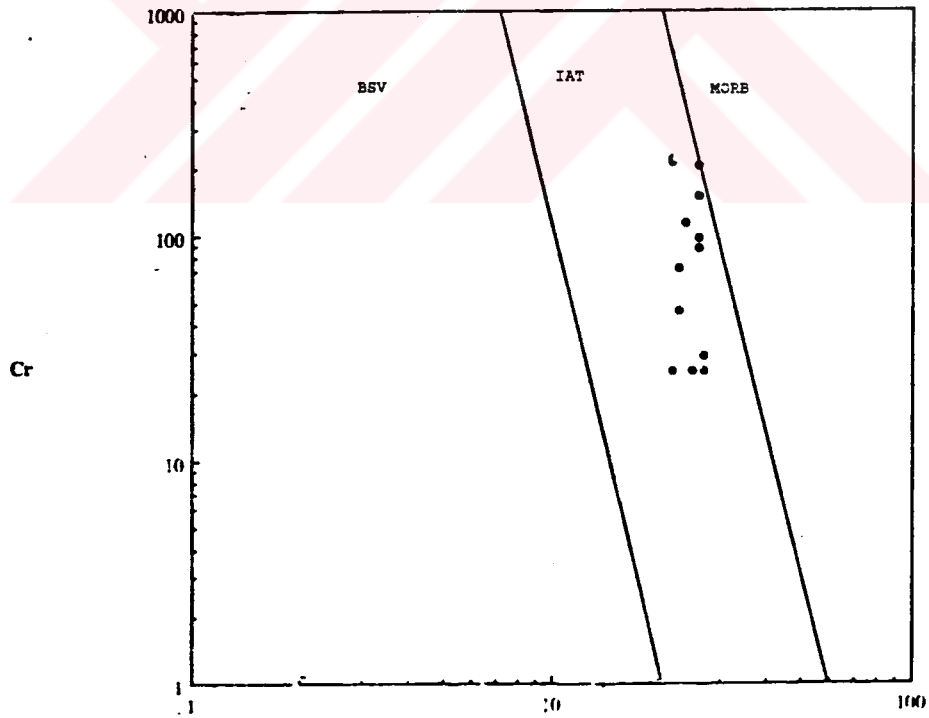
Ti/Y - Zr/Y diyagramında (Şekil 3.18), görüldüğü gibi daykların çoğunlukla VAB (Volkanik yay bazaltı) alanında yoğunlaştığı anlaşılmıştır.



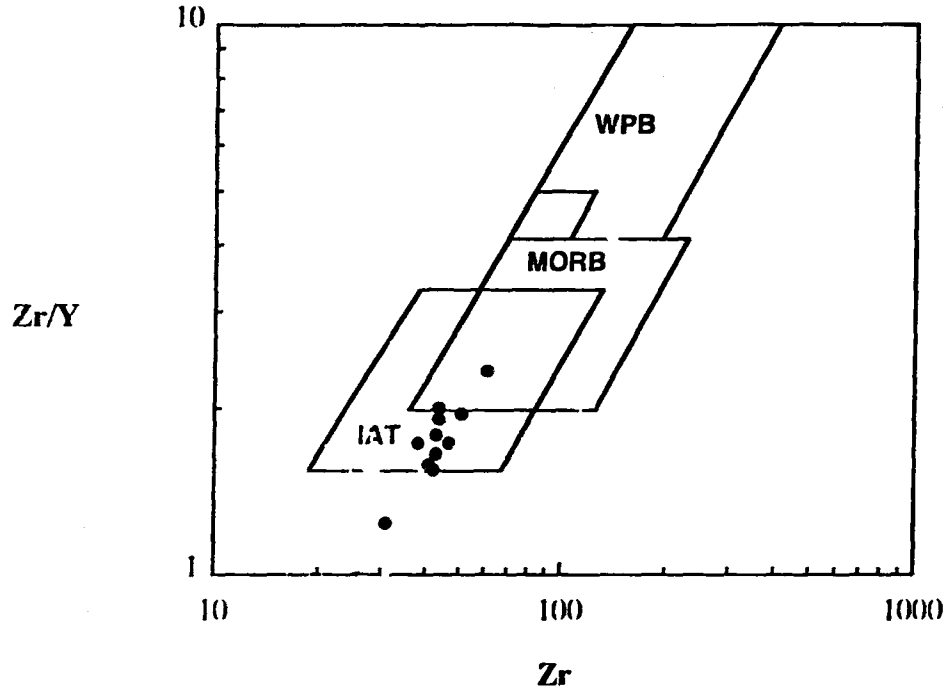
ŞEKİL : 3.13. İnceleme Alanı Dayklarının Farklı Mağma Türlerinin Ayrımında Kullanılan $Nb/Y - Zr/Ti$ Diyagramında Gösterilmesi WINCHESTER ve FLOYD. (1977), den Alınmıştır.



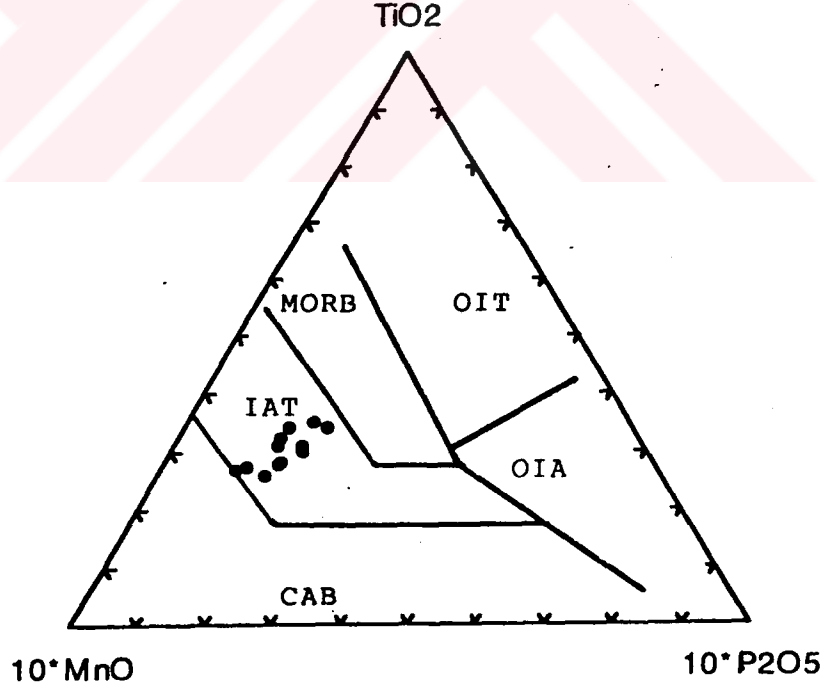
ŞEKİL : 3.14. İnceleme Alanı Dayklarının Zr-Ti Diyagramında Gösterilmesi
PEARCE. (1980), den Alınmıştır.



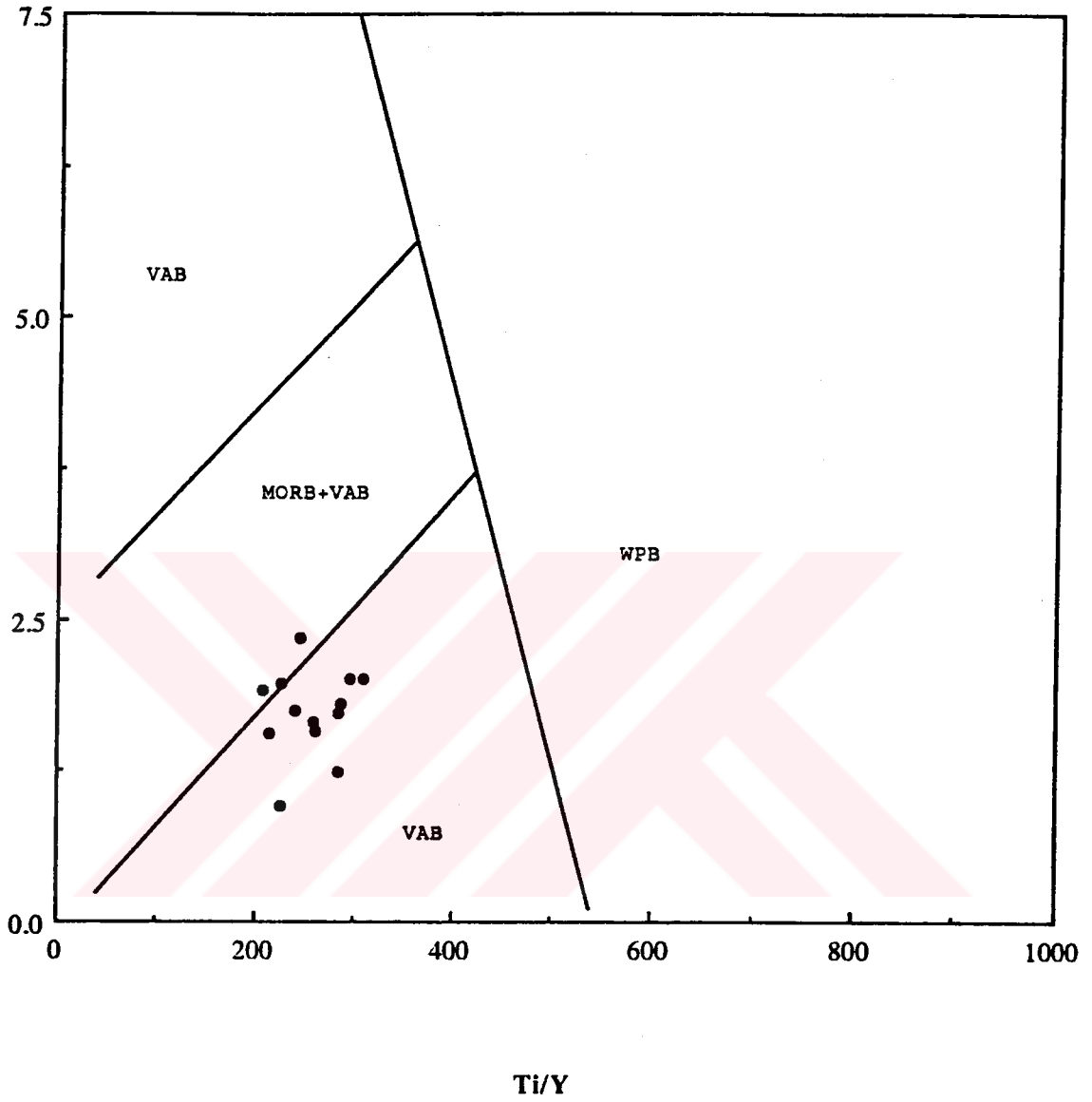
ŞEKİL : 3.15. İnceleme Alanı Dayklarının Y - Cr Diyagramında Gösterilmesi
PEARCE ve WANMING. (1988). den Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.16. İnceleme Alanı Dayklarının Zr/y-Zr Diyagramında Gösterilmesi PEARCE ve NORRY. (1979), dan Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.17. İnceleme Alanı Dayklarının TiO_2 -10 MnO -10 P_2O_5 Üçgen Diyagramında Gösterilmesi MULLEN. (1983). ten Alınmıştır.



ŞEKİL : 3.18. İnceleme Alanı Dayklarının Ti/Y-Zr/y Diyagramında Gösterilmesi PEARCE ve GALE (1977), den Alınmıştır.

3.1.3. Daykların Nadir Toprak Element Jeokimyası

İnceleme alanı bazik dayklardan alınan 7 adet örneğin ICP-MS (Kütle spektrometresi), de yapılan nadir toprak elementleri analizleri topluca

verilmiştir (Tablo 3.5 a.b.), Ayrıca analizleri verilen 7 adet dayk örneğinin nadir toprak elementleri yönünden azalma oranlarının gösterildiği normalize eğriler verilmiştir (Şekil 3.19 a,b) Hemen hemen birbirlerinin aynı olan bu normalize eğriler VARGAS ve REAGAN. (1987), derleme grafikleri ile korele edilmiştir.

3.1.3.1. Tartışma

Birbirine çok yakın nadir toprak elementleri kimyası gösteren 7 adet bazik dayk örneği VARGAS ve REAGAN. (1987), derleme grafikleri (şekil 3.20) ile korele sonucunda 458 ve 459 no'lu okyanusal sandajlardan alınan “Ada Yayı Önü” toleitik kayaların nadir toprak elementleri dağılımı ile uyum içinde oldukları anlaşılmıştır.

3.1.4. Model ve Özet

Harmancık ve civarında yer alan ve Tavşanlı Ofiyoliti içinde dayk konumunda bulunan bazik kayalar “Ada Yayı Toleyiti” kimyasındadırlar. (Bu dayklar peridotitlerde ve ofiyolitik melanj da yer almışlardır). Bu kayalar bir yitim zonu üzerinde yitim zonu ile kimyası değişmiş manto kısmının kısmi ergimesi sonucu oluşmuş dayklardır.

Yukarıda belirtildiği gibi bu daykların günümüzde korunmamış olan okyanusal kabuğun mafik kesimini oluşturan kısmı (okyanus iç ada yaylarını) besleyen bacalar olduğu düşünülmektedir. (Şekil 3.21)

TABLO: 3.5a. İnceleme Alanı (4 Adet) Bazik Dayklarının Nadir Toprak Elementleri Analizleri

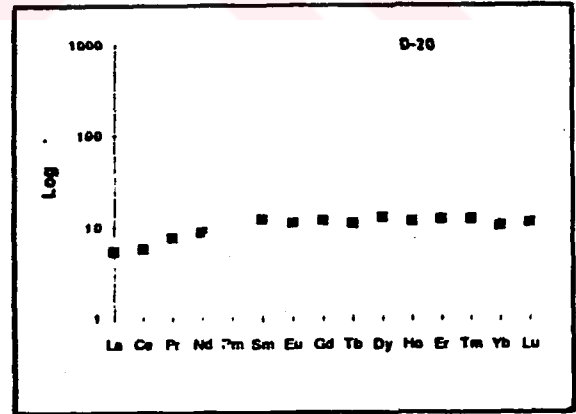
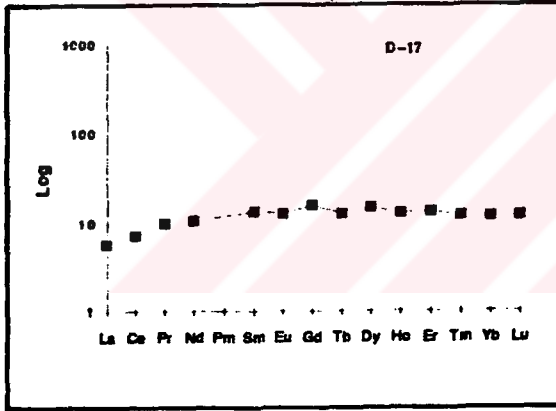
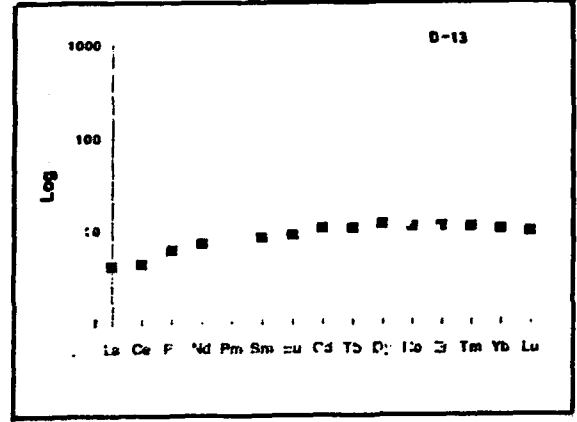
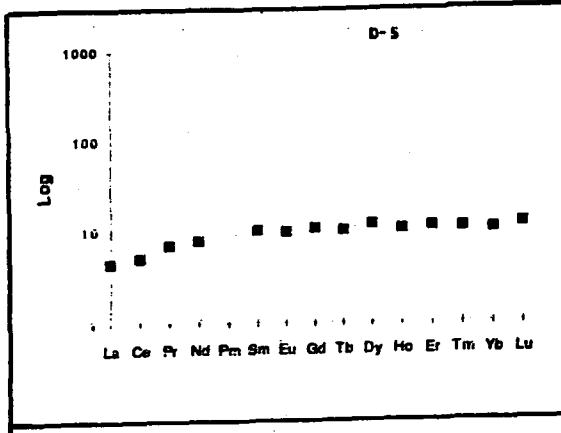
D-5				D-13			
La	1,5	0,34	4,41	La	1,4	0,34	4,12
Ce	4,4	0,87	5,06	Ce	3,76	0,87	4,32
Pr	0,842	0,12	6,96	Pr	0,743	0,12	6,14
Nd	4,92	0,64	7,69	Nd	4,62	0,64	7,22
Pm			#N/A	Pm			#N/A
Sm	1,95	0,2	10	Sm	1,63	0,2	8,36
Eu	0,7	0,07	9,55	Eu	0,66	0,07	9
Gd	2,74	0,26	10,5	Gd	2,75	0,26	10,6
Tb	0,468	0,05	9,96	Tb	0,497	0,05	10,6
Dy	3,42	0,3	11,4	Dy	3,47	0,3	11,6
Ho	0,79	0,08	10,1	Ho	0,867	0,08	11,1
Er	2,22	0,2	11,1	Er	2,24	0,2	11,2
Tm	0,34	0,03	10,6	Tm	0,348	0,03	10,9
Yb	2,22	0,22	10,1	Yb	2,26	0,22	10,3
Lu	0,39	0,03	11,6	Lu	0,325	0,03	9,56

D-17				D-20			
La	2	0,34	5,88	La	1,85	0,34	5,44
Ce	6,30	0,87	7,24	Ce	5,13	0,87	5,9
Pr	1,19	0,12	9,83	Pr	0,94	0,12	7,77
Nd	6,84	0,64	10,7	Nd	5,65	0,64	8,83
Pm			#N/A	Pm			#N/A
Sm	2,65	0,2	13,6	Sm	2,4	0,2	12,3
Eu	935	0,07	12,8	Eu	0,814	0,07	11,1
Gd	4,13	0,26	15,9	Gd	3,06	0,26	11,8
Tb	604	0,05	12,9	Tb	0,517	0,05	11
Dy	4,58	0,3	15,3	Dy	3,82	0,3	12,7
Ho	1,01	0,08	12,9	Ho	0,906	0,08	11,6
Er	2,7	0,2	13,5	Er	2,45	0,2	12,3
Tm	393	0,03	12,3	Tm	0,388	0,03	12,1
Yb	2,61	0,22	11,9	Yb	2,3	0,22	10,5
Lu	418	0,03	12,3	Lu	0,379	0,03	11,1

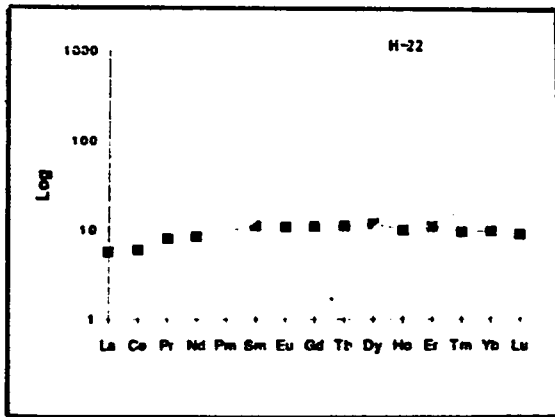
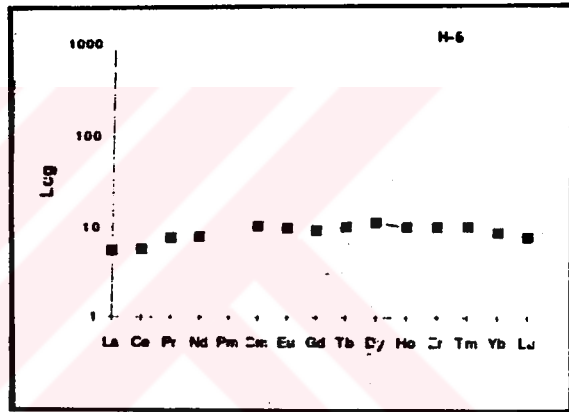
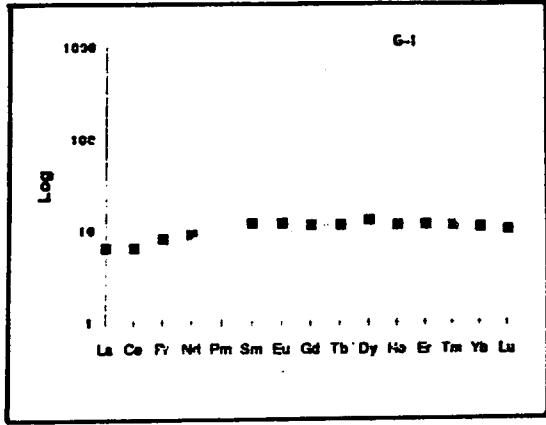
TABLO: 3.5b. İnceleme Alanı (3 Adet) Bazik Dayklarının Nadir Toprak Elementleri Analizleri.

G-4				H-6			
La	2	0,34	6,47	La	1,90	0,34	5,59
Ce	5,67	0,87	6,52	Ce	5,03	0,87	5,78
Pr	0,985	0,12	8,14	Pr	0,93	0,12	7,69
Nd	5,72	0,64	8,94	Nd	5,15	0,64	8,05
Pm			#N/A	Pm			#N/A
Sm	2,31	0,2	11,8	Sm	2,03	0,2	10,4
Eu	0,87	0,07	11,9	Eu	0,73	0,07	9,96
Gd	2,95	0,26	11,3	Gd	2,47	0,26	9,5
Tb	0,534	0,05	11,4	Tb	0,482	0,05	10,3
Dy	3,86	0,3	12,9	Dy	3,44	0,3	11,5
Ho	0,893	0,08	11,4	Ho	0,797	0,08	10,2
Er	2,32	0,2	11,6	Er	2,04	0,2	10,2
Tm	0,36	0,03	11,3	Tm	0,336	0,03	10,5
Yb	2,38	0,22	10,8	Yb	1,96	0,22	8,91
Lu	0,347	0,03	10,2	Lu	0,272	0,03	8

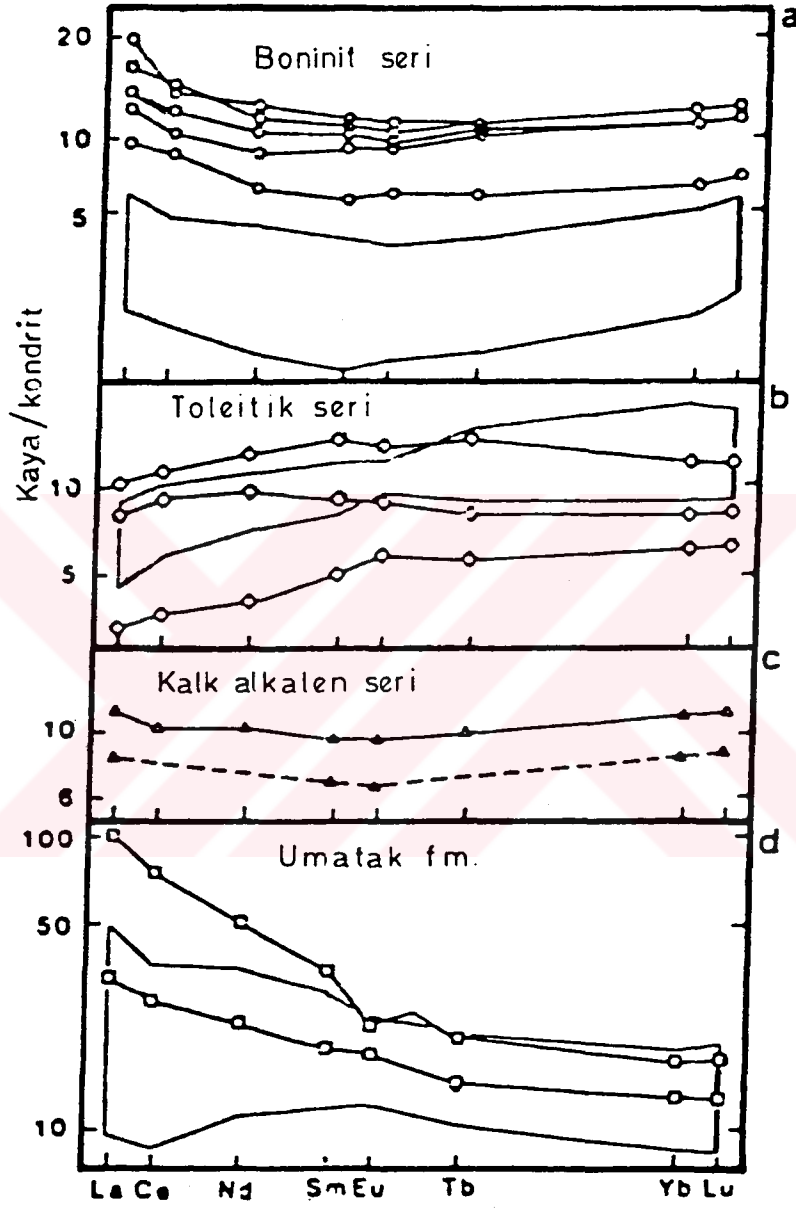
H-22			
La	1,95	0,34	5,74
Ce	5,16	0,87	5,93
Pr	0,967	0,12	7,99
Nd	5,34	0,64	8,34
Pm			#N/A
Sm	2,15	0,2	11
Eu	0,78	0,07	10,6
Gd	2,8	0,26	10,8
Tb	0,512	0,05	10,9
Dy	3,46	0,3	11,5
Ho	0,768	0,08	9,85
Er	2,14	0,2	10,7
Tm	0,302	0,03	9,44
Yb	2,1	0,22	9,55
Lu	0,296	0,03	8,71



ŞEKİL : 3.19a. İnceleme Alanı (4 Adet) Bazık Dayklarının İlksel Kayadan Nadir Toprak Elementleri Yönünden Azalma Oranlarının Gösterildiği Normalize Eğriler.

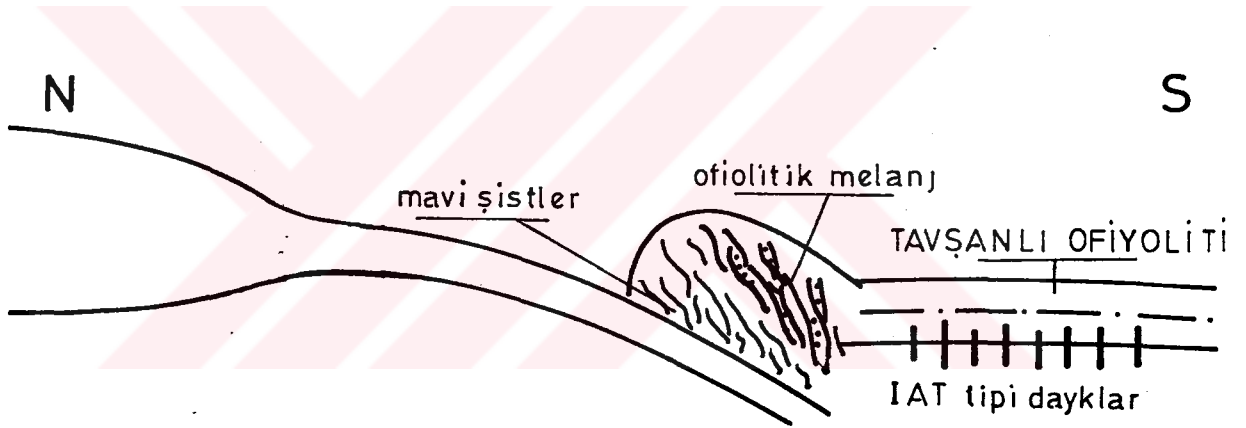


ŞEKİL : 3.19b. İnceleme Alanı (3 Adet) Bazık Dayklarının İlkse Kayadan Nadir Toprak Elementleri Yönünden Azalma Oranlarının Gösterildiği Normalize Eğriler.



ŞEKİL : 3.20. Guam'da Farklı Mağma Serileri İçin Kondrite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementleri Değişimi VARGAS ve REAGAN (1987). den Alınmıştır.

- a) Bonin Adalarındaki Boninitler İçin N.T.E. Dağılımı HİCKEY ve FREY. (1982), den Alınmıştır.
- b) Okyanusal 458 ve 459 No'lu Okyanusal Sondaj Noktalarından Alınan Ada Yayı Önü Toleitik Kayalar İçin N.T.E. Dağılımları HİCKEY ve FREY. (1981), den Alınmıştır.
- c) GUM-80 Bölgesinden Alınan Kalk-Alkalen Dasitik Andezitler İçin N.T.E. Dağılımları REGAN ve MEIJER. (1984), ten Alınmıştır.
- d) Aktif. Marina'dan Alınmış Örnekler İçin NTE.Dağılımları DİXON ve BATİZA. (1979); HOLE ve diğerleri. (1984),



ŞEKİL : 3.21. İnceleme Alanı Ofiyolit Birliği Kayaları Arasındaki İlişkinin Levha Tektoniği Prensiplerine Dayanarak Kuramsal Olarak Gösterimleri.

BÖLÜM 4. BÖLGEDE MANYEZİT VE MANYEZİTLEŞME OLAYI

4.1. Giriş

Manyezit ($Mg\ CO_3$) hammadde olarak üretilen başlıca magnezyum minerallerinden biridir. Hammadde açısından oldukça geniş tüketim alanları olan manganitinin en çok tüketildiği alan reflektör sanayiidir.

Teorik olarak bileşiminde % 52.2 CO_2 ve % 47.8 MgO bulunur sertliği 3,5-5 arasında olup, özgül ağırlığı 2,9-3,1 gr/cm^3 dır. $700^\circ - 1000^\circ C$ arasında ısıtılırsa % 2-10 CO_2 gazı içeren kalsine manyezit $1450^\circ - 1750^\circ C$ ısıtıldığında % 0,5 CO_2 içeren oldukça yoğun ve sert sinter manyezit elde edilir. Sinterleşmiş manyezit “Periglas” MgO te kalite hammadde halindeki manyezitin şebeke yapısına, kimyasal bileşimine ve iz element dağılımı gibi özelliklere bağlıdır.

Manyezitleri hammadde olarak iki grupta toplamak mümkündür. 1- Kriptokristalen manyezitler veya jel manyezitler 2- Spari manyezitlerdir. Kriptokristalen manyezitler peridotitlere bağlı gelişmişlerdir. Bu manyezitlere bazen peridotitler yakınında sedimenter kökenli olarakta rastlamak mümkündür. kriptokristalen manyezitlerin demir içerikleri oldukça düşüktür. Spari manyezitler ise iri kristalli ve kalsite benzer görünümlü olup dolomitler, kireçtaşları, şistler ve evaporitlerle birlikte yataklanma gösterirler. Bu manyezitlerin demir oranları % 8'e kadar ulaşmaktadır.

4.1.1. Manyezit Oluşumu Hakkında Ön Bilgiler

Manyezit oluşumunda en önemli 2 faktör (CO_2 ve Mg^{+2}) kaynaklarının birarada bulunmasıdır. Manyezit oluşumlarının görüldüğü ortamlarda bu iyonlardan birinin bol miktarda bulunması gerekir. Araştırmacılar ortamda bulunmayan iyonların nereden geldiği yada gelebileceği sorusuna cevap ararlar. BARNES. ve diğerleri. (1973), LANGMUIR. (1965), gibi araştırmacılar manyezit oluşumunda Mg^{+2} ve CO_2 iyonlarını kontrol eden koşulların $55^\circ - 60^\circ \text{C}$ gibi oldukça düşük ısı derecelerinde gerçekleşebileceğini, ultrabaziklere bağlı gelişen manyezitlerin daha yüksek sıcaklıklarda ince taneli damar dolgular halinde oluşmasına karşın düşük sıcaklıklarda ultramafiklerin alterasyonu sonucu oluşan manyezitlerin daha geç yataklanıp daha kalın manyezit damarları oluşturduklarını savunmuşlardır. BARNES. ve diğerleri (1976), ilave olarak “Zemin sularının kimyasal, izotopik ve termodinamik işlevleri” araştırmalarında ise manyezit oluşumlarının yüksek CO_2 içerikli suların yüzeysel ve 100°C arasındaki sıcaklıklarda meydana geldiğini ve bu değerlerin daha üstündeki sıcaklıklarda da manyezit oluşabileceğini belirtmişlerdir.

4.1.1.1. Mg^{+2} Kaynakları

Potansiyel Mg^{+2} kaynakları ultramafik kayalardan, sedimanter veya Mg^{+2} ’ce zenginleşmiş kayalardan veya deniz suyu gibi 3 farklı ortamdan kaynaklanabilirler.

Manyezitler ultramafik kayalar ile ilişkili ise Mg^{+2} o kayaların Mg lu minerallerinden kaynaklanırlar. çevrede ultramafikler yoksa veya bilinmiyor ise bu takdirde magnezyumun kaynağı tartışılmalıdır. Örneğin yüksek

mağnezyumlu kalsitler veya hidromanyezitler Mg'a kaynak sağlamış olabilirler SCHULZ. (1980); VAVTAR. (1976),

Mağnezyumlu sıvıların karbonatları manyezitleştirme özelliği ise ortamdan ortama değişiklikler göstermektedir. Akışkanlar manyezit oluşturmak için sıcaklığı yüksek bölgelerden geçmek zorundadır. JOHANNES. (1970), e göre eğer bir meteorik akışkan (sıvı) Mg'lu kalsit veya dolomit içeren yüksek permeabiliteli diyajenetik karbonat kayasını geçerse (kat ederse) bu akışkan Mg^{+2} iyonunca çok zenginleşir. Bu sıvı yeterli bir sıcaklıkta benzer bileşimli ortamdan geçerek sıvı "manyezit-dolomit" oluşturmaya başlar. Tuzluluktaki artış ise manyezitleşme sıcaklığını düşürür. Mg^{+2} ce zengin sıvılar uygun koşullar altında herhangi bir karbonatla temasa geçtiği takdirde bu karbonatlar manyezite kanalize olabilir. ROSENBERG ve HOLLAND. (1964); ROSENBERG ve diğerleri; (1967); JOHANNES. (1970),

4.1.1.2. *CO₂ Kaynakları* *

CO₂ oluşu bazı ultrabazik ve mavi şist kayaç fasiyeslerinden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. BARNES ve diğerleri; (1978), Kıtasal kalkanlarda sismik hareketler ve CO₂ çıkışlarının dağılımı ile tektonik hareketlerin dağılımının benzerliği, karbondioksit çıkışlarının günümüzde yaygın olarak etki gösteren temel tektonik olaylara bağlılığını göstermektedir. Bununla birlikte bazı CO₂ çıkışlar genç ve aktif volkanların civarında ve yüksek ısı akışı ile birlikte yer almaktadır.

CO₂ çıkışları; sismik episantırlar ana plakaların sınırları boyunca yoğunlaşmakta bu belki de plakaların birbirleri ile çarpışmalarının bir sonucu olabilir. Bu aktif plakalar boyunca hareketlerine karşı olan direnç. sismik

* H. YILMAZ. (1994). ten yararlanılmıştır.

enerji ve yüksek sıcaklık açığa vurmaktadır. Dalma-batma hareketleri ve magnetik getirim işlevleri sonucu denizel karbonatlı kayalardan karbondioksit çıkışları mümkün olmaktadır. Ayrıca mantoya kadar uzanan kırıklar boyunca CO_2 çıkışı sözkonusudur. Bu tektonikce aktif zonlardan CO_2 çıkışları Prekambriyenden Holosen'e kadar olan kayalar içerisinde çıkış göstermektedir.

Yerkürede karbondioksit metamorfizma geçirmemiş kayalardan çıktığı gibi, metamorfik kayalardan da yayılır. Karbondioksitin üç temel kaynaktan çıktığı kabul edilir.

- 1 - Organik malzemelerden
- 2 - Denizel karbonatlı kayaların metamorfizması sonucu
- 3 - Manto'dan

Karbondioksitin manto kökenli olduğunun en belirgin kanıtı okyanus sırtlarından yayılan volkanik kayalar içindeki inklizyonlar dır. MOORE ve diğerleri.(1977), Karbondioksit çok genç volkanlardan ve bunların çok yakınından çıkıyor olsa bile duraylı izotop yöntemi karbondioksitin kökenini bulmada yararlıdır. Birçok volkanik kayalar denizel çökellerin üzerine yayılmış olarak bulunurlar. Burada karbondioksit'in kaynağı olarak volkanik getirim dikkate alınabilir. Karbondioksit'in metamorfik kökenli olması halinde bu durum yüksek ısıli lokal bir ortamdan kaynaklanabileceği gibi, silikat eriyiklerinin sedimenter kayalar ile reaksiyonu sonucu açığa çıkmasından da oluşabilir. Başka bir karbondioksit kaynağıda mantodan gelebilir. Volkanik püskürtmeler olmaksızın mantodan karbondioksit çıkışları kırıklar boyunca ancak mümkündür PINEAU ve diğerleri. (1976).

Karbondioksitin kökenini araştırmak için bir duraylı izotop çalışması Karlovy Vary'deki Bohemian Masifinden çıkan karbondioksit üzerinde

yapılmıştır. Burada Temel kaya Veriscan graniti dir. Bu granit karbondioksit ve yaygın traverten çökelleri oluşturan kalsiyum kaynağı bakımından son derece fakirdir. Burada izotop kompozisyonu sıfır permil olarak bulunmuştur. Buradan çıkan Karbondioksit Bohemian masifinin tabanındaki denizel karbonatlı kayalardan kaynaklanmaktadır.

4.1.2. Manyezit Türleri

Manyezitler jeolojik petrografik veriler ışığı altında dört farklı oluşuma sahiptir.

- 1 - Ultramafiklerin alterasyonu ile oluşan manyezitler,
- 2 - Sedimanter ve diyajenetik manyezitler (Gölsel/denizel),
- 3 - Diyajenetikten metamorfiğe oluşan manyezitler,
- 4 - Metamorfik manyezitler,

Denizel evaporatik manyezitlerin altere olmuş ultrabaziklere bağlı gelişen manyezitlerle bir ilişkisi yoktur. Bu tip manyezitler Mg^{+2} iyonlarını deniz suyundan, veya deniz suyundan kaynaklanmış tuzlu ergiyiklerden kazanmaktadır. Denizel manyezitlerin tipik özelliği ince tanecikler kümeleri halinde olan görünümleridir.

Metamorfik kayalara bağlı gelişen manyezitler (spari manyezit) belirli basınç sıcaklık koşulları altında kireçtaşı veya dolomitlerin Mg^{-2} metasomatozu ile oluşmaktadırlar.

Manyezitlerin tümü oluştuğu ortam özelliklerini taşıyan major ve iz element içerirler. Bunlardan major elementler MgO : Fe_2O_3 : CaO ve SiO_2 dir.

4.1.3. İnceleme Alanı Manyezitlerinin Jeolojik ve Yatak Özellikleri

İnceleme alanında tamamı peridotitlere bağlı olarak gelişen manyezit; damar ve mostraları şeklindedir. İncelenen manyezit cevher yataklarından işletmeye açılmış ocak konumunda olanlarda galeri, kuyu, baş aşağı, baş yukarı vb. madencilik faaliyetlerine rastlanmıştır. İşletilmeyen manyezit mostralarında ise kuyu, yarma, sondaj, temizlik vb. madencilik hazırlık faaliyetlerinin yapılmadığı izlenir. Yapılan gözlemlerle bu zuhurlardan bazılarının, bu çalışma ile ortaya çıkarılmış olabileceği ve ekonomik rezerv ihtimali düşüncesi ile manyezit mostralarının bir bölümünün krokileri çizilmiş, bir bölümü jeolojik mineralojik özellikleri ile tanıtılmış ve bir bölümünün ise jeolojik haritada yerleri işaretlenmiştir. (Ek.1).

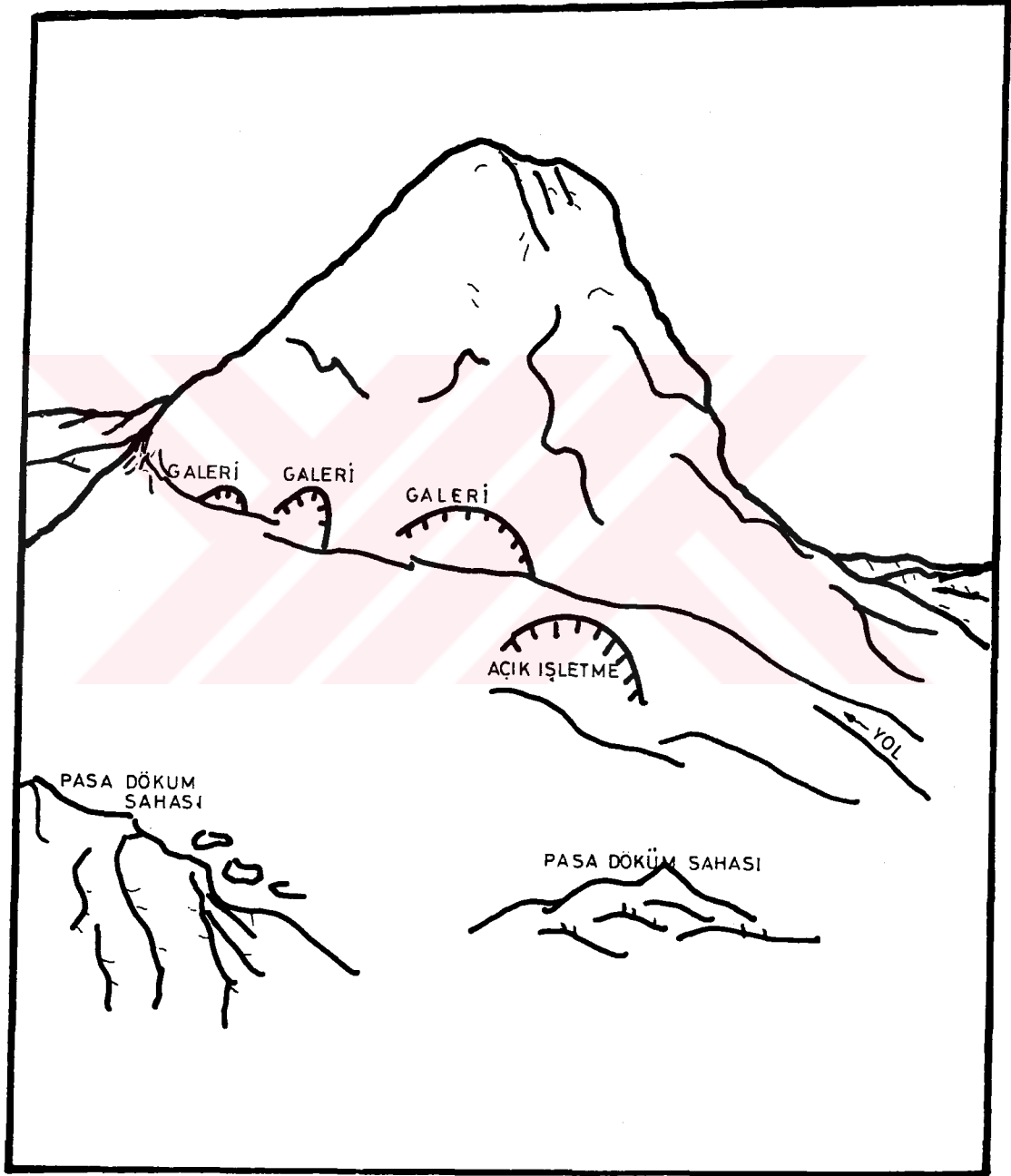
Arazi incelemelerinde manyezit mostralarından 7 adedinin ocak işletmesi halinde Küplü dağı üzerinde yer aldığı (Şekil 4.1), diğer manyezit oluşuklarının ise inceleme alanı peridotitlerinde düzensiz olarak dağıldıkları tesbit olunmuştur. Bu özellikle çalışma alanı manyezitlerinin 1.Küplü Dağı Manyezitleri 2.Küplü Dağı civarı manyezitleri şeklinde iki grupta incelenmesi düşünülmüştür.

4.1.3.1. Küplü Dağı Manyezit Yatakları

Küplü Dağı İnceleme alanımızın tüm ortasında (1219 m. dört paftanın kesiştiği noktada) dır. Bu dağ üzerinde 20-30 m. kod farklı 300-400 m. uzaklıklarla sıralanmış 7 adet manyezit üreten ocaklar yer almaktadır. Ocaklar ve ilgili manyezit damarları dağ eteğinden 20-25 m. kod ile yükselerek başlayıp sürekli olmayan fakat birbirleri ile ilintili damarlar şeklinde 400-450 m. kadar yükselerek devam edip Küplü Dağı nirengi noktasına kadar yükselirler. (Şekil 4.2) Bu manyezit damarlarının dalımları yaklaşık 40° SE dir.

Yüzeyde yer yer incelerek birbirlerini takip eden damarlarda yapısal konumlarında önemli değişiklik arz etmeden yalnızca manyezitlerde renkte sarı ve kırmızı tonlarında değişiklikler izlenmiştir.

Küplü Dağı üzerinde yer alan bu manyezitlerde 300-400 m. kod farkı ile sözkonusu cevherleşmenin tabanda birleşerek büyük bir rezervi oluşturduğu kuvvetle anlaşılmıştır.



ŞEKİL : 4.1. Küplü Dağı Kuzey Bölümünde İşletilen Manyezit Ocaklarının Şematik Gösterimi.

Cevher yan kayacı bol demirli yer yer lateritleşmiş dünit ve harzburjit kayalarından oluşur. Bu kayaların cevherli kısımları ezikli mikonitleşmiş çatlaklı, manyezit çimentolu ve kısmende ayrıışmıştır.

Küplü Dağı üzerinde yer alan 7 adet manyezit ocağı özellikleri ile aşağıda sunulmuştur. (Şekil 4.1)

1 - Değirmen Deresi Ocağı: Manyezit damarları stokwerk şeklinde olup dağın zirvesine doğru serpantinleşmiş gevşek dünit kayası içinde 350-370 m. devam etmektedir. Manyezit damarı burada 4 m. kalınlığa ulaşır. doğrultu ve eğimi N 70 E ; 50° SE dir. (Şekil 4.3)



ŞEKİL : 4.2. Küplü Dağı Nirengi Noktası Civarında Yer Alan İnce Manyezit Damarları



ŞEKİL : 4.3. Değirmendere Manyezit Dağı Ocağı İşletme Galerisi Girişinden Bir Görünüş.

2 - Karataş Ocağı : Değirmen deresi manyezit ocağının ~ 50 m. kuzey doğusunda kahve renkli ayrıışmış dünitler içinde yer alan bu zonda eski bir işletme galerisi mevcuttur. Cevher doğrultu ve eğimi N 3° E; 44° SE dir.

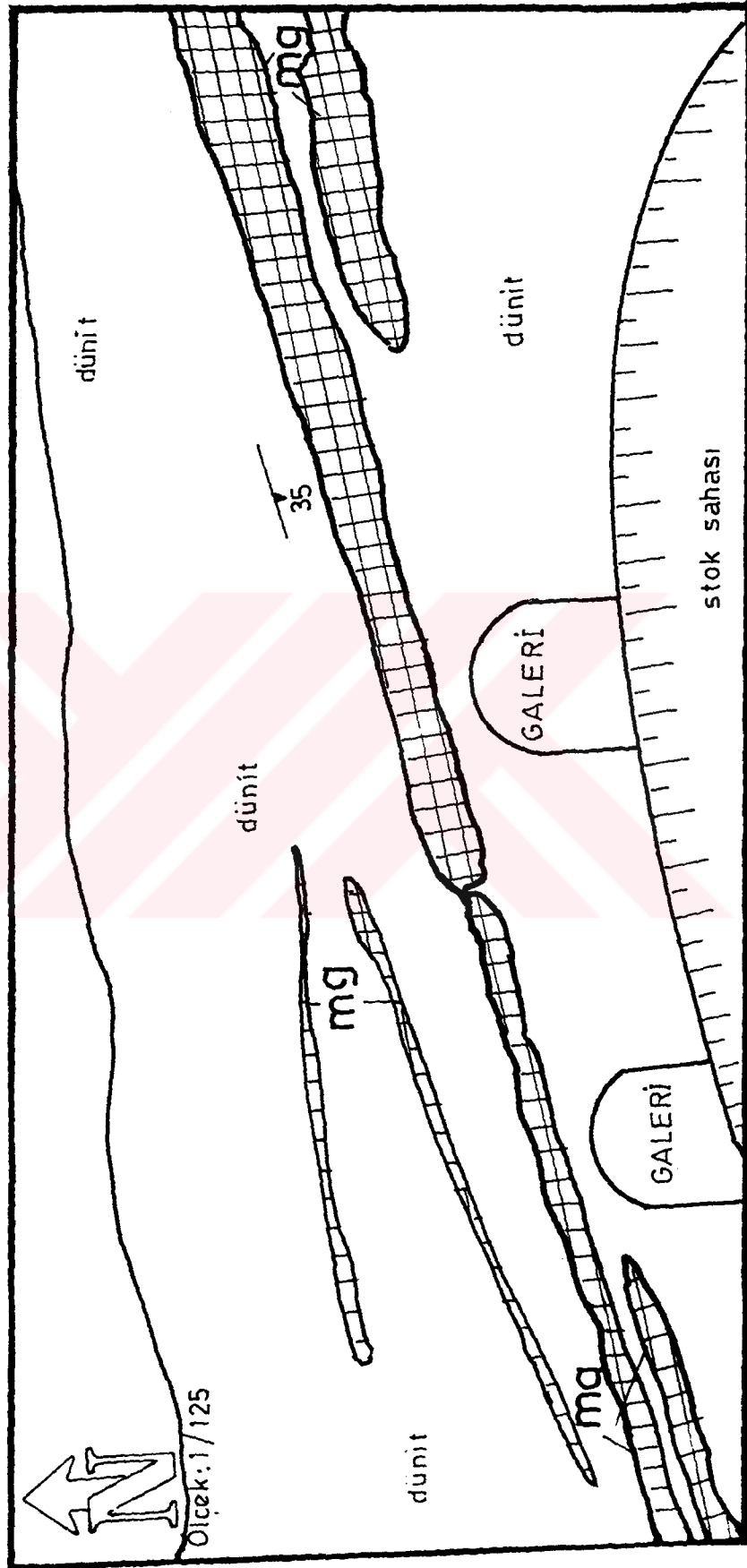
3-4 - Esmas Şirketi Ocakları : Değirmenderesi ocağının batısında ~ 310-320 m. uzağındadır. Yanyana 2 adet ocak olup yan kayaç bol demirli ve ezikli dünitlerdir. Cevher 30-40 cm. den başlayarak 100-150 cm. kalınlığa ulaşmaktadır. Cevher kalın damarlar halinde doğu batı yönünde yayılım göstermektedir. Galeri işletmeciliği yapılan bu ocakta manyezit rengi sarının tonlarındadır. Yüzeyde Küplü Dağı zirvesine doğru 180-200 m. kesikli olarak cevher devam etmektedir. Galeri ağzında maksimum kalınlık gösteren damar N5E, 35 SE doğrultu ve eğimdedir.

5-6 - Minero Şirketi Ocakları : İki adet ocak yanyanadır. Ezik, ayrıışmış sarı kahve tonlarda dünit kayası içindeyer alan manyezit damarlarının kalınlığı 0,4 m. ile 2,5 m. arasında değişerek kesintili bir şekilde yaklaşık 65 m. dağın zirvesine kadar devam etmektedir. Ortalama cevher doğrultu ve eğimi N 70° E, 35° SE dir. (Şekil4.4; 4.5), Mostra yüzeyindeki manyezitlerde bolca kalsedon gözlenmiştir.

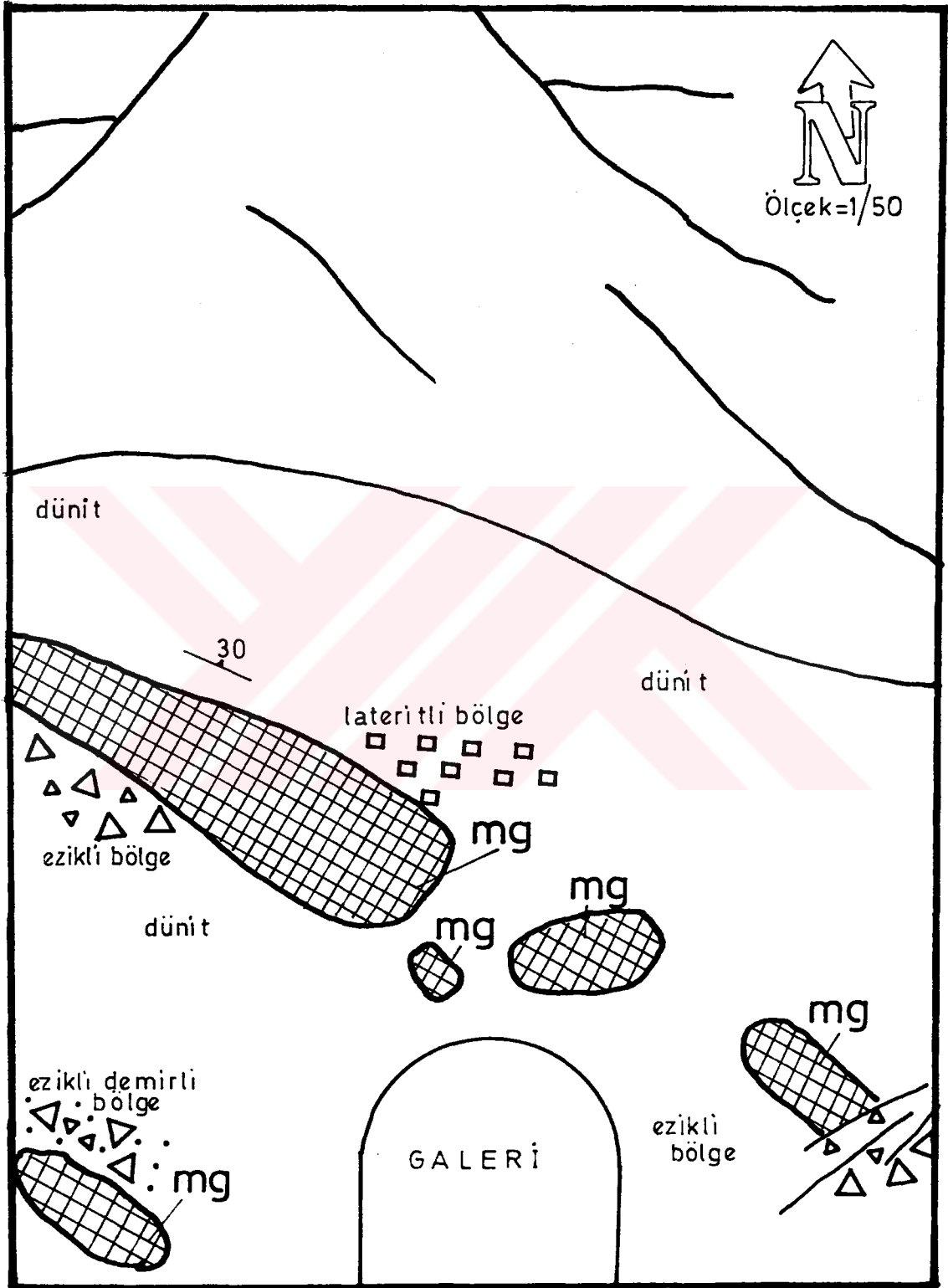
7 - Manyezit A.Ş. Ocağı : Küplü Dağı'nın güney doğusunda yer almaktadır. Altere olmuş kırmızı renkli lateritik harzburjit kaysı içinde yer alan manyezitlerin kalınlıkları 0,3 - 1,2 m. arasında değişmektedir. Cevherde farklı iki doğrultu ve eğim tesbit edilmiştir. (N 70 W, 30° SW ve N35W, 70 SW (Şekil 4.6),



ŞEKİL : 4.4. Minero Şirketi Ocakları Galeri Girişinde Topuk Görölmektedir.



ŞEKİL : 4.5. Minerco Şirketi Manyezit Ocakları'nın Şematik Gösterimi.



ŞEKİL : 4.6. Manyezit A.Ş. nin Son Menyezit Ocağının Şematik Gösterimi

4.1.3.2. Küplü Dağı Dışında Yer Alan Manyezit Yatakları

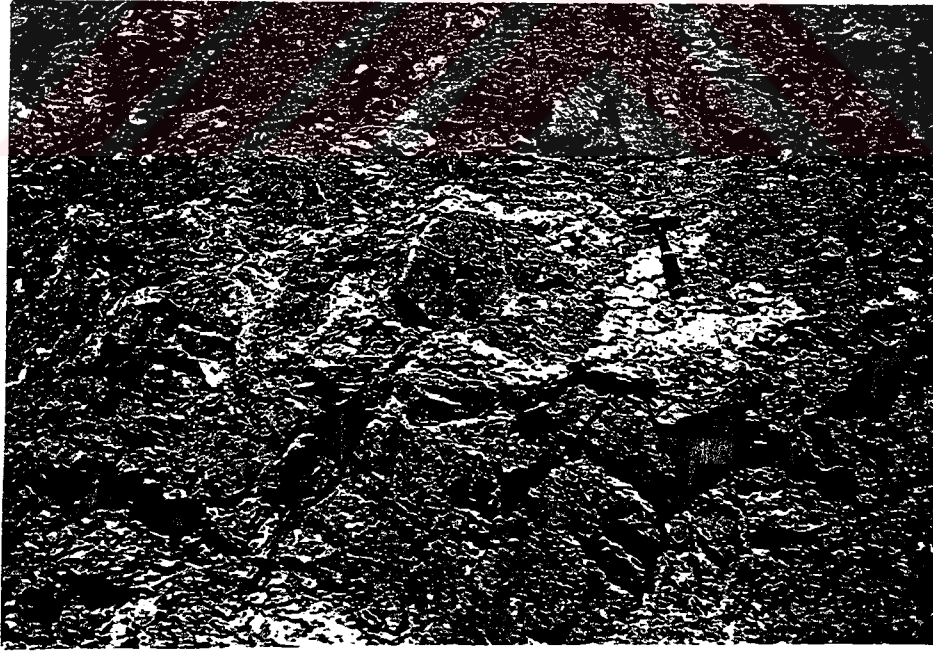
Bu çalışmada inceleme alanında yer alan manyezit zuhurundan 2 adedinin mostra krokileri çizilip 7 adedinin yataklanma özelliği ve mineralojisi verilmiştir. Gözlenlerde Küplü dağı zirvesi dışındaki manyezitlerin arazide dağınık yataklanmalar halinde küçük boyutlu mostralar şeklinde işletme açısından fazlaca ekonomik olmayan mineralizasyonlar gösterdiği tesbit olunmuştur. (Şekil 4.7; 4.8; 4.9; 4.10) Tüm yataklardaki ortak özellikler ise kırılanma ve bloklanma şeklinde gözlenen deformasyon izleri ve az yada çok orandaki silis içerikleri dir. (Şekil 4.14)



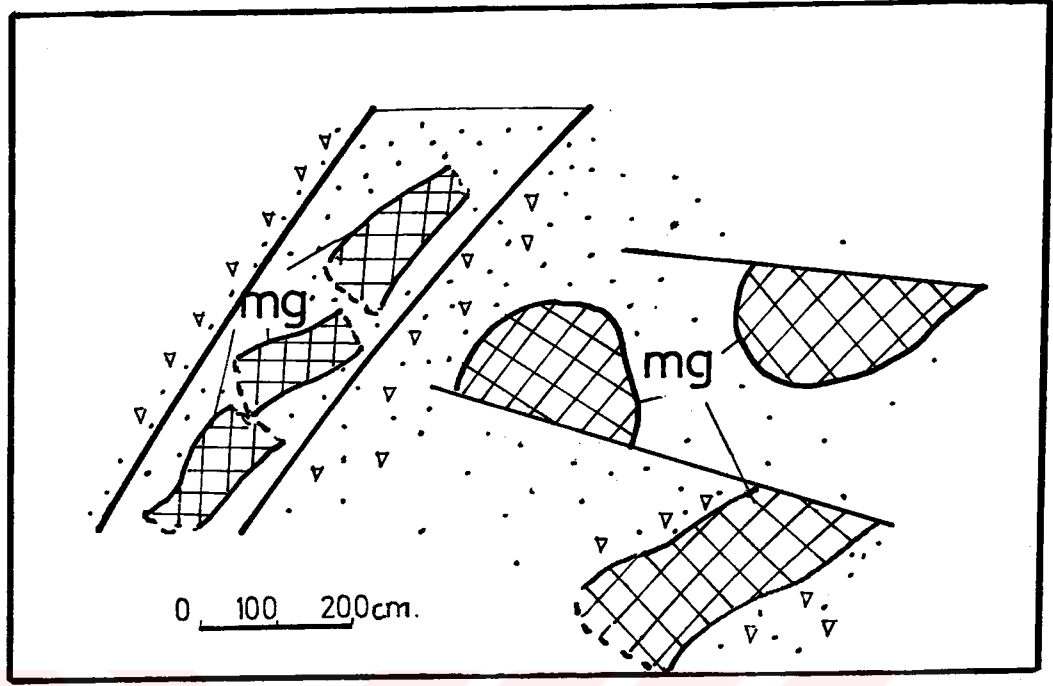
ŞEKİL : 4.7. İğneağzı Tepe Manyezit Mostrasında Karnıbahar Manyezitler Harzburjitler İçinde Yer Almaktadır.



ŞEKİL : 4.8. Artıranlar Köyü Girişinde Yer Alan Manyezit Mostraları
Dünitler İçinde Röliyefli Olarak İzlenmektedir.



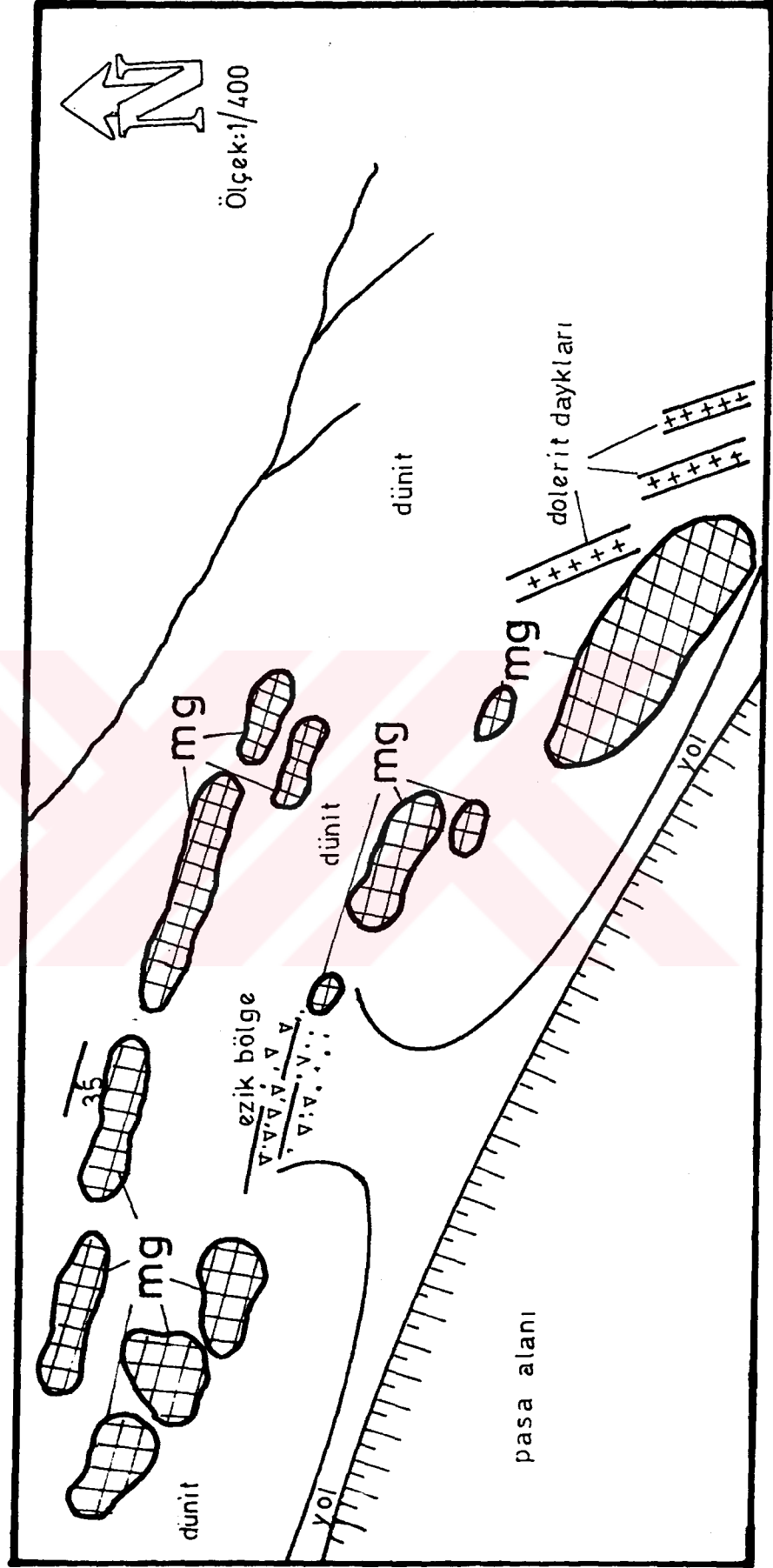
ŞEKİL : 4.9. Harzburjitlerde Yer Alan Ezik Breşik Manyezitler
(Artıranlar Köyü Girişinden)



ŞEKİL : 4.10. Elmalılıküstü Manyezit Ocağında Küresel Oval Manyezitlerde Ezilme+İtilme Birlikte İzlenmektedir. Cevher 15 cm. 2m. Boyutlarında Ezikli Serpantinize Harzburgitlerde Yer Almaktadır.

Küplü Dağı Civarında yer alan 7 adet manyezit mostrası ve cevher özellikleri aşağıda sunulmuştur.

Alabarda-Alangözcek Tepe Manyezit Mostrası : Damar ve merccekler halinde cevherleşmeler gözlenmiştir. Cevher dünitlerde yer almaktadır. Manyezit damarları kesikli olarak 100-120 m. devam etmektedir. Yer yer ikiye ayrılarak devam eden cevherde ana damara ait doğrultu ve eğim N 30°E; 37°SE dir. Ortalama cevher kalınlığı 1.5 m. dir.



ŞEKİL : 4.11. Karatepe Ocağı Manyezit Mostralarının Şematik Gösterimi

Küplü Dağı civarındaki mostralarda içinde en fazla potansiyele sahip manyezitlerin kimyasal analizleri verilmiştir. (Alangöz Tepe manyezitleri)

SiO ₂ : 0,55	Ca O : 0,98	Mg O : 46,5
Fe ₂ O ₃ : 0,24	Al ₂ O ₃ : 0,04	A.Z. : 51,3

Alabarda-Davulgakıran Tepe Manyezit Mostrası : Damar ve stoklar zinciri şeklinde cevherleşmeler izlenmiştir. Manyezit damarı 100-110 m. kesikli olarak dünitler içinde yer almaktadır. Cevherde yer yer silisli zonlar yer almıştır. Ortalama cevher kalınlığı 55 cm. olan cevherin doğrultu ve eğimi N 26° W; 48 SW dir.

Konkoidal kırılmalı bu masif cevherin kimyasal analizleri:

SiO ₂ : 0,33	CaO : 1,46	MgO : 47,26
Fe ₂ O ₃ : 0,14	Al ₂ O ₃ : 0,04	A.Z. : 50,75

İshaklar Sarıdede Tepe Manyezit Mostrası : Harzburjitlerde yer alan cevher ortalama 40 cm. lik ağ yapılı damarlar halinde 110-120 m. kadar devam etmektedir. Cevherle yan kaya arasında 30-35 cm. lik silisli serpantinize ezik bir zon yer almaktadır. Ana damara ait doğrultu ve eğim N 122° E ; 75° NE dir.

Karatepe Manyezit Mostrası : Ortalama 85 cm. kalınlığındaki merccek yapılı damarlar 50-55 m. kadar kesikli olarak dünitlerde yer almaktadır. Cevhere ait ortalama doğrultu ve eğim N 80° W; 35° SW dir. (Şekil 4.11)

Zincirtepe Güneyi Manyezit Mostrası : Serpantinleşmiş dünitler içinde yer yer kesintilerle 80-85 m. devam eden manyezit zuhurlarının ortalama kalınlığı 60 cm. olup doğrultu ve eğim N 10° E ; 70° SE dir.

Çakmaktepe Manyezit Mostraları : Stokwerk şekilli manyezit damarları breşik serpantinize harzburjitlerde yer almışlardır. Yer yer 2 m.'yi bulan farklı kalınlıkdaki cevherde farklı iki doğrultu ve eğim mevcuttur, bunlar N 70° W, 50° SE ve N 25 E, 70° SE dir.

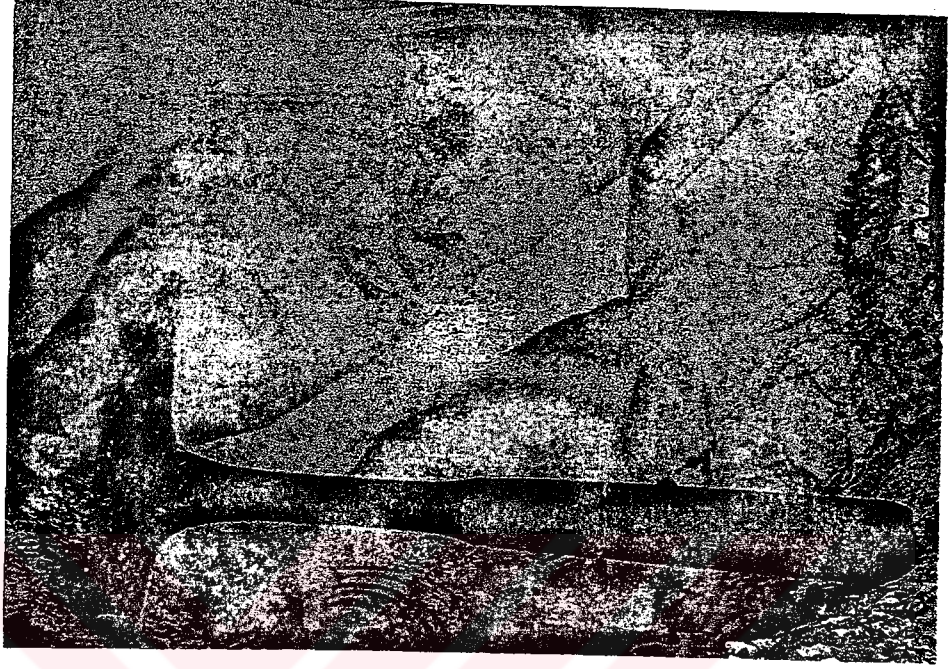
İğneazı Tepe Manyezit Mostraları : Serpantinleşmiş harzburjitlerde yer alan karnibahar manyezitler beşli ve yedili kümeler halinde olup hakim bir doğrultu mevcut değildir.

Küplü Dağı çevresinde yer alan diğer manyezit mostraları jeolojik haritada gösterilmiştir. (Ek.1),

4.1.4. Küplü Dağı ve Civarı Manyezitlerin Yapı-Doku ve Mineralojik Özellikleri

Çalışma alanında peridotitlere bağlı gelişen manyezitleri makroskobik görünümlerine göre iki grupta toplanarak incelenmiştir.

1 - Masif Manyezitler : Değişik boyutlarda damarlar halinde rastlanmıştır, çoğunlukla beyaz renkli olup sarı ve açık pembe renklerde mevcuttur. Konkoidal kırılma gösteren bu manyezitlere mercek ve bloklar halinde rastlanılmıştır. (Şekil 4.12), Masif manyezitlerde saptanan mineral toplulukları: Manyezit – serpantin – talk – kuvars kalsedon şeklindedir.

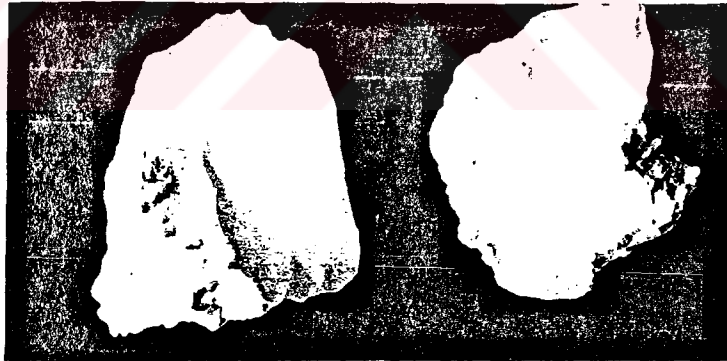


ŞEKİL : 4.12. Masif Manyezitlerde Konkoidal Kırılmalar ile Çatlak ve Süreksizliklerde Yer Alan Demirli Kısımlar İzlenmektedir.

2 - Yumrusal Manyezitler : Bu manyezitlere milimetre boyutundan metre boyutuna erişen karnıbahar görünüşte rastlanmıştır. (Şekil 4.13) Yumrusal manyezitlerin dış yüzeyleri sarı, kahverengi ve kavuniçi renklerde dir. Bu manyezitlerde kıvrımlanmalar izlenmiştir. Mineral toplulukları: Manyezit + kuvars/kalsedon veya manyezit + serpantin sıralaması şeklindedir.



ŞEKİL : 4.13. Farklı Mostralardan Derlenen Sarı Kavun içi ve Kahve Renklerde Karnıbahar Manyezitler Görülmektedir.

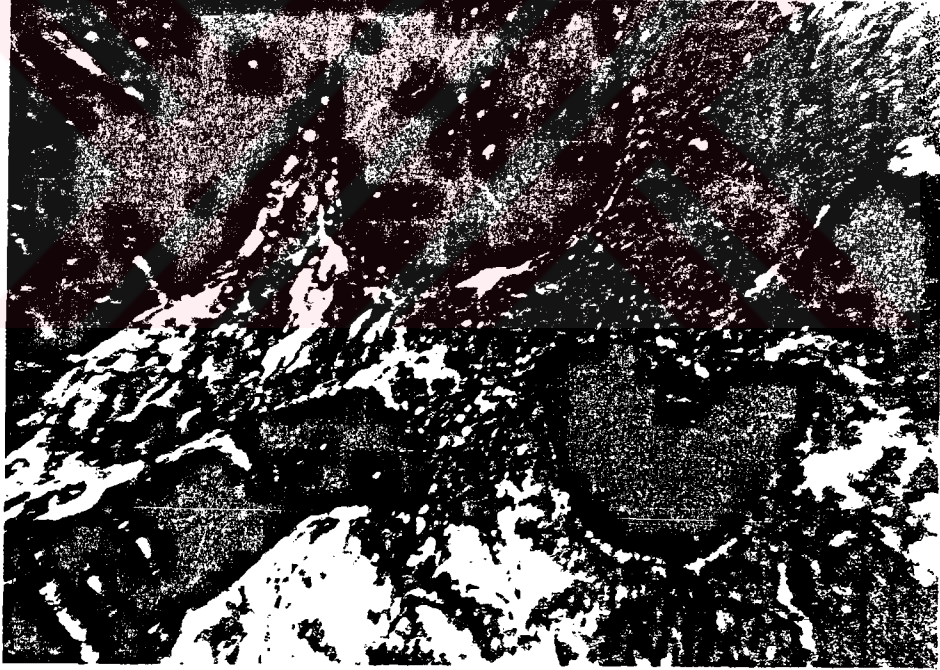


ŞEKİL : 4.14. Manyezit ve Kalsedon Minerallerinin Beraber Olduğu Örnekler Görülmektedir.

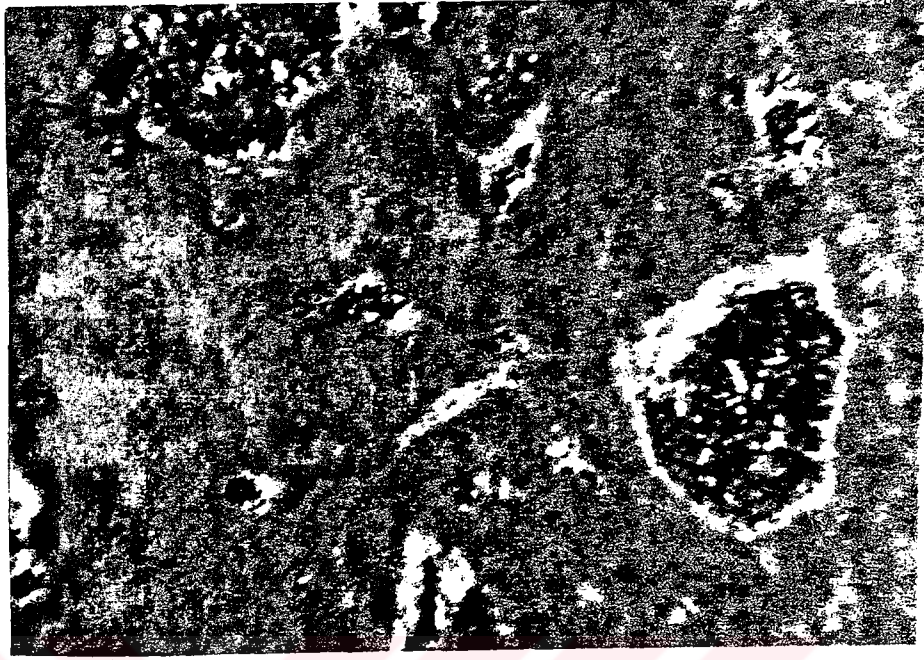
Manyezitlerde Mikroskopik Özellikler : Kriptokristalen manyezitler (jel manyezitler), in polarizan mikroskopta izlenen özellikleri tek nikolde genelde masif hafif kahve renkli az irizasyonludur. Çift nikolde ise çok büyük çift kırılma değerleri ile üst mertebede gri beyaz renklerde polarize olmaktadır.

(Pembe beyaz renkli irizasyon gösterirler.), Konveryan ışıkta uniaks ve negatiftir.

Manyezitlerin polarizan mikroskop incelemelerinde yalnız cevherden alınmış manyezitlerin ince kesitlerinde orta, ince ve iri taneli doku dışında fazlaca bir yaklaşım getirmek oldukça zordur. Ancak yan kaya ile beraber hazırlanan ince kesitlerde önemli veri ve bugular olanaklıdır. R. Yankaya ile birlikte hazırlanan incekesitlerde; serpantin mineralleri ve manyezitler (şekil 4.15), serpantin blokları ve silis jelleri (şekil 4.16 ; 4.17), izlenmektedir.



şEKİL : 4.15. Jel Manyezitler (Kriptokristalen). İçinde Oval atlaklı Serpantin Minerallerinin Mikroskopta Görünümleri (B:10x6.3:PI)



ŞEKİL : 4.16. Jel Manyezitler (Kriptokristalen) İçinde Serpantin Mineral Kümeleri ve Civarında İzlenen Metasomatik Oluşumun Mikroskopta Görünüşü. (B:10x6,3; PI)



ŞEKİL : 4.17. Solda Kahverenkli Serpantinler Üzerinde Damla Şekli Jel Manyezitler Ortada Silis Jeli ve Sağ Üstte Silis Kristallerinin Mikroskoptaki Görüntüleridir. (B:10x6,3; PI).

NEBERT.(1959), un Sahra Masiflerinin serpantinleşmesi ve Manyezit Oluşum teorisinde; belirtilen şekille çok uyumlu olmasından burada verilmiştir. Ender rastlanılan bir görüntü olması özelliği ile Yüksek Lisans Tezinden alınmıştır. (MANAV-1988),

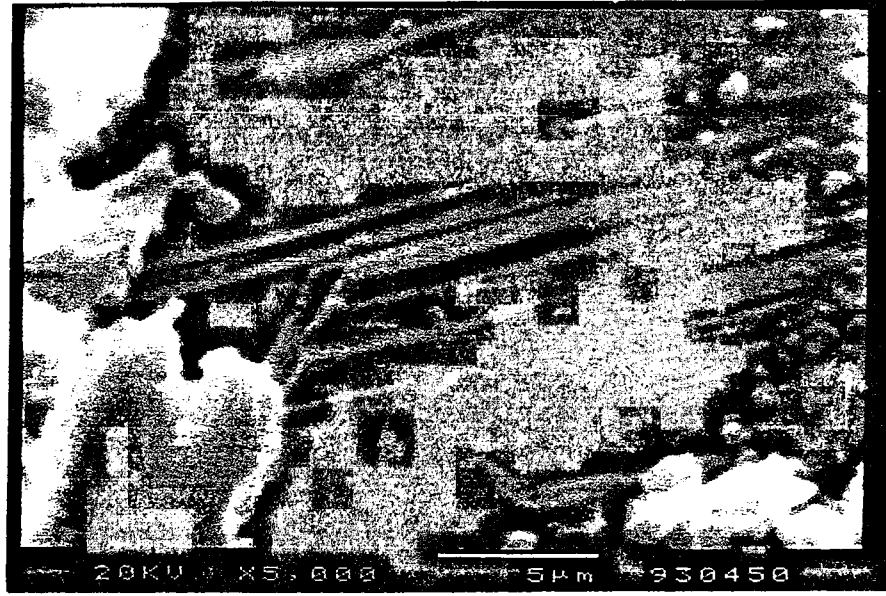
4.1.5. Çalışma Alanı Manyezitlerinin Elektron Mikroskoptaki Kristal Tane ve Boyut Özellikleri

Elektron mikroskop üzerinde çalışma yapılan yapay yada doğal nesneleri on binlerce kez büyülterek iç yapılarını gözler önüne sergiler. Örneğin: sanayide üretilen araç yada gerecin malzeme yapısındaki süreksizlik veya hatayı fark edilecek oranlara kadar büyültür.

Eğer incelemek istediğimiz doğal bir mineral ise onun çok düzenli (mükemmel) olan iç yapısına ait; (kristal sistemi ve kristal düzlemleri) kristal dizilimleri, yabancı kristaller, birbirlerine göre ilişkileri ve kristal üzerindeki olumsuzlukları onbinlerce kez büyülterek görelî olarak elektron mikroskop bize sunar.

Elektron mikroskopta (yukarıda belirtilen özellikleri sebebi ile) inceleme alanında kristal vermeyen kriptokristalen manyezitler (jel manyezitler), den incelenmesi uygun görülen örneklerde kristal-tane ve boyut özellikleri saptanmıştır. Bu bölümde üzerinde çalışma yapılan manyezit örneklerinden 4 adedinin fotoğrafları ve açıklamaları sunulmuştur. (Şekil 4.18; 4.19; 4.20; 4.21),

Elektron mikroskop çalışmaları yapılan Küplü Dağı manyezitleri örneklerinin elektron mikroskop incelemeleri ve teze katkısı bu bölümün tartışma kısmında anlatılmıştır.



ŞEKİL : 4.18. Elektron mikroskop Görüntüsünde Çok Sayıda Manyezit Romboedirlerinin İki Boyutu ve Yanlarda Beyaz Kar Görünümlü Diğer Mineraller Görülmektedir. (Kod: S.1)



ŞEKİL : 4.19. Elektron Mikroskop Görüntüsünde Az Deforme Olmasına Rağmen Belirgin Manyezit Romboedirleri Görülmektedir. (Kod: SON.4).



ŞEKİL : 4.20. Elektron Mikroskop Görüntülerinde Manyezit Romboedirleri Ardarda Sıralanmış Şekilde Görülmektedir. (Kod: M-3)



ŞEKİL : 4.21. Elektron Mikroskopta Manyezit Kristalleri Belirgin Olup Romboedirlerin Üst Yüzeyleri Keskin Çizgi Şeklinde Görülmektedir. (Kod: K-4).

4.1.6. Tartışma

İnceleme alanı Küplü Dağı ve civarında yaygın bir şekilde yer alan masif ve yumrusal manyezit cevherleşmesinin özellikleri ve izlenen olaylar şunlardır :

- Silis mineralleri çatlak dolgusu olarak gelip yerleşmiş daha genç oluşumlardır. Manyezit içinde olupta gözle ayırtlanamayan fakat analizle anlaşılan silis oluşumları “Bünyesil silisler” in manyezitlerle köken açısından ilişkileri vardır ve manyezitlerle eş zamanlı oluşumlar olarak dikkate alınırlar.
- Her iki tür manyezitlerde serpantin mineralleri artık (Gank) mineraller olarak dikkate alınırlar. (Şekil 4.15; 4.16)
- Mikroskop incelemeleri sonucunda manyezitlerin ince kristalli (kriptokristalen) ve peridotitlerden metasomatik olarak oluştukları anlaşılmıştır. (Şekil 4.16)
- Tüm manyezitlerde bloklanma, milonitleşme ve kırılanma izlenmelirene rağmen masif manyezitlerde bu özelliklere daha fazla rastlanılmıştır.
- İnceleme alanı manyezitlerinde sıkışma deformasyonunun izleri görülmüştür. Bu özellik manyezitlerin yüzeysel koşulların çok üstünde P/T koşullarında oluştuğunu göstermektedir. LANGMUIR. (1965), in deneysel çalışmaları 60° C nin üzerindeki sıcaklıkların sıvı fazda yüksek iyonik güçler, yüksek CO₂ değerleri ve atmosfer koşullarının üzerinde basınçlar oluşturduğunu göstermiştir.

- Manyezitler yanında kalsedon minerallerine rastlanmış fakat opal'e rastlanılmamıştır. (Şekil 4.14), Opal'in izlenilmemesi BARNES ve diğerleri. (1973), e göre 55° C üzerindeki oluşum sıcaklığını işaret etmektedir. Silis ve kalsedon oluşması manyezit oluşumunun ofiyolit yerleşiminin yavaşladığı buna bağlı olarak basınç ve sıcaklığın azaldığı koşullarda gerçekleştiğini göstermektedir.

- Arazide Yanık Tepe de manyezitler içinde fındık büyüklüğünde küresel kromitlere rastlanmıştır. Bu özellik manyezitlerin yataklanmazdan önce hareket halinde olduğuna (çalkantılı ortam), işaret etmektedir.

- Bu bölümde yer alan elektron mikroskop görüntülerindeki ortalama 20 mikron boyutundaki manyezit romboedirlere yakınlarındaki kar görünümlü oluşukların noktasal analizlerinde Fe, Si, Ca, Mn, Al, gibi elementleri içerdikleri anlaşılmıştır. Elektron mikroskop fotoğraflarının tamamında görülen bu oluşumlar (Şekil 4.18; 4.19; 4.20; 4.21), ın manyezit romboedirlere üstünde veya yanında yer aldıklarını fakat manyezit kristalleri içinde "Yapısında" yer almadıkları görülmüştür. Manyezit yapısında yer almayan bu Fe, Si, Ca, Mn, Al, gibi elementlerin manyezit kristallerinin boşluk ve süreksizliklerine eş zamanlı veya sonradan yerleştikleri zannedilen bu elementlerin oksitleri dir.

- Çalışma alanı Küplü Dağı üzerinde yer alan manyezitlerin büyük bir kısmının masif manyezitler daha az oranının ise yumrusal manyezitler olduğu görülmüştür. Küplü Dağı dışındaki manyezitlerin dağınık yataklanmalar halinde (Elmağacı, Nusretler, Alabarda v.b.) orta ve küçük boyutlu cevher mostraları şeklinde olup işletme açısından uzun ömürlü olmayan mineralizasyonlar görülür. Bu manyezitlerinde büyük bir bölümü masif haldedir.

BÖLÜM 5. MANYEZİTLERİN KİMYASI

5.1. Giriş

İnceleme alanından sistematik olarak derlenmiş 24 adet manyezit örneğinin major ve iz element analizleri yapılmıştır. Analizleri bilinen bu cevherler (Tablo 5.1) dünyadaki diğer manyezitlerle birleşim yönünden karşılaştırılarak iz element dağılımlarının uyumlu ve uyumsuz yönlerinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda MOLLER. (1989), un manyezitlerdeki iz element dağılımlarını gösteren logaritmik grafikleri ile inceleme alanında yer alan manyezitlerin iz elementlerinden Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B ayrı ayrı karşılaştırılarak sonuçlara gidilmiştir.

MOLLER. (1989), çalışmalarında kökeni farklı dört manyezit türünden yapılan çalışmaları derleyerek, seçilmiş 11 element'in herbirinin kökençe farklı manyezitlerde kendine özgü dağılım periyotları tesbit etmiştir. Bu grafiklerde iz element dağılımını gösteren yatay eksen logaritmik seçilerek element dağılımlarının geniş tutulması amaçlanmıştır. Bu element dağılımını gösteren mercek şekilli kapalı alanların sağ ve sol ucu birbirinden uzakta ise dağılımın o denli değişken olduğunu göstermektedir.

MOLLER. (1989), İz element dağılımı grafiklerinin hazırlanmasında (çalışmaları baz alınan) araştırmalar ile çalışma bölgeleri aşağıda verilmiştir.

Altere ultramatiklere bağlı gelişen manyezitler

Redlich. (1909), Kraubath - Avusturya

Martiny ve Roykoviç. (1977), Hodkovce - Sovyetler Birliği

Maksimoviç ve Dangiç. (1974). Goles, Usce - Yugoslavya

Wichrowska. (1974), Gogolow, Grochowa - Polanya

Franz ve diğerleri. (1982). Vavdos, Evbea - Yunanistan

Chatsidimitriadis ve Kelepertsis. (1983), Vasilika, Galarinos - Yunanistan

Gölsel sedimanter manyezitler

Ilic. (1968), Bela Srena - Yugoslavya

Wetzenstein ve Zactmann. (1977), Servia - Yunanistan

Denizel evaporatik manyezitler

Schroll Sabkhas - Tunus; Cooronglagon - Avusturya

Martiny ve Rojkoviç. (1977), Biek Vody, Novoveska Huta - Sovyetler Birliği

Schroll. (1961), Hall, Kas wassergraben - Almanya

Franz ve diğerleri. (1979), Alto Chapare - Bolivya

Metamorfik manyezitler (CO₂ metasomatozu)

Gaur ve diğerleri. (1979), Ochsner - Almanya; Bagoli - Hindistan

Metamorfik manyezitler (Mg⁺² Matasomatozu)

Redlich. (1909), Fieberbrunn - Almanya

Angel ve Trojer. (1953), Entachen - Almanya

Morteani ve diğerleri. (1982), Hochfilzen, Laneisbach, Veitsch, Radenthein -
Almanya

Quemeneur. (1974), Eugui - İspanya

Kralik. (1977), Eugui - İspanya

Munita. (1979), Ceara - Brezilya

Bod enlos. (1950), Ceara - Brezilya

Valcha. (1979), Kosice - Sovyetler Birliği.

5.1.1. Ni, Cr, Co ve Cu Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımları

MARTİNY ve ROJKOVIÇ. (1977), Çalışmalarında manyezit ile birlikte bulunan iz elementlerin tamamının mineral fazı içinde bulunduklarını ortaya koymuşlardır. Bulgularında manyezit örneklerinin içermiş oldukları bazı tali minerallerin aynı zamanda burada tartışılan iz elementlerin oluşumu için kaynak ödevini gördüklerini belirtmişlerdir. Bu tali mineraller ise metasomatik olarak kil minerallerinin, sülfatların, hümit ve dolomit

minerallerinin içinde yer aldıklarını belirtmişlerdir. Göç ve çökme gibi sonradan gerçekleşen bazı olaylar ise bu elementlerin manyezit içinden ayrılmasına ve manyezitlein iz element yönünden fakirleşmesine sebep olacağını belirtmişlerdir. Bu özellik iz element iyonlarının manyezitin kafes yapısına uymamasından kaynaklanmaktadır. Bu durum serpantinitle içinde Ni^{+2} nin Mg^{+2} nin yerini alması şeklinde görülmektedir, yada Ni^{+2} iyonları Fe, Cu, Co ile birlikte sulfat minerallerini oluşturmaktadır. Ayrıca sulfat mineralleri denizel ve gölsel ortamlardada çökeller halinde yaygın olarak rastlanmaktadır. Bu çalışmacılara göre gölsel sedimenter manyezitler denizel/evaporatik manyezitlerden Ni Yönünden daha zengindir. Cr miktarı gölsel manyezitlerde denizel/evaporatik manyezitlerden daha azdır. Altere olmuş ultra baziklerle ilişkili manyezitlerde Cu oranı metamorfik manyezitlerden daha büyüktür.

WEITZENSTEIN ve ZACHMANN (1977), Mn, Fe, Cr, Cu ve Ni'in Manyezit Yapısında iyon halinde bulunduklarını ileri sürmüşlerdir. Gerekçe olarakta Sr ile birlikte bu elementlerin erimemiş kalıntı iyonlarından zenginleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Bu çalışmada kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Cr (ppm) değerleri verilmiştir.

K - 1 : 4	M - 1 : 10	S - 1 : 4	SON - 1 : 5
K - 2 : 3	M - 2 : 34	S - 2 : 10	SON - 2 : 14
K - 3 : 6	M - 3 : 24	S - 3 : 6	SON - 3 : 3
K - 4 : 3	M - 4 : 37	S - 4 : 3	SON - 4 : 3
K - 5 : 12	M - 5 : 6	S - 5 : 12	SON - 5 : 24
K - 6 : 34	M - 6 : 4	S - 6 : 6	SON - 6 : 4

TABLO : 5.1. İnceleme Alanı Manyezitlerinden Derlenen Örneklerin Kimyasal Analiz Sonuçları

ACHE ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

852 P. HASTINGS ST. VANCOUVER B.C. V6A 1R6

PHONE (604) 253-3158

FAX (604) 253-1716

AA
LL

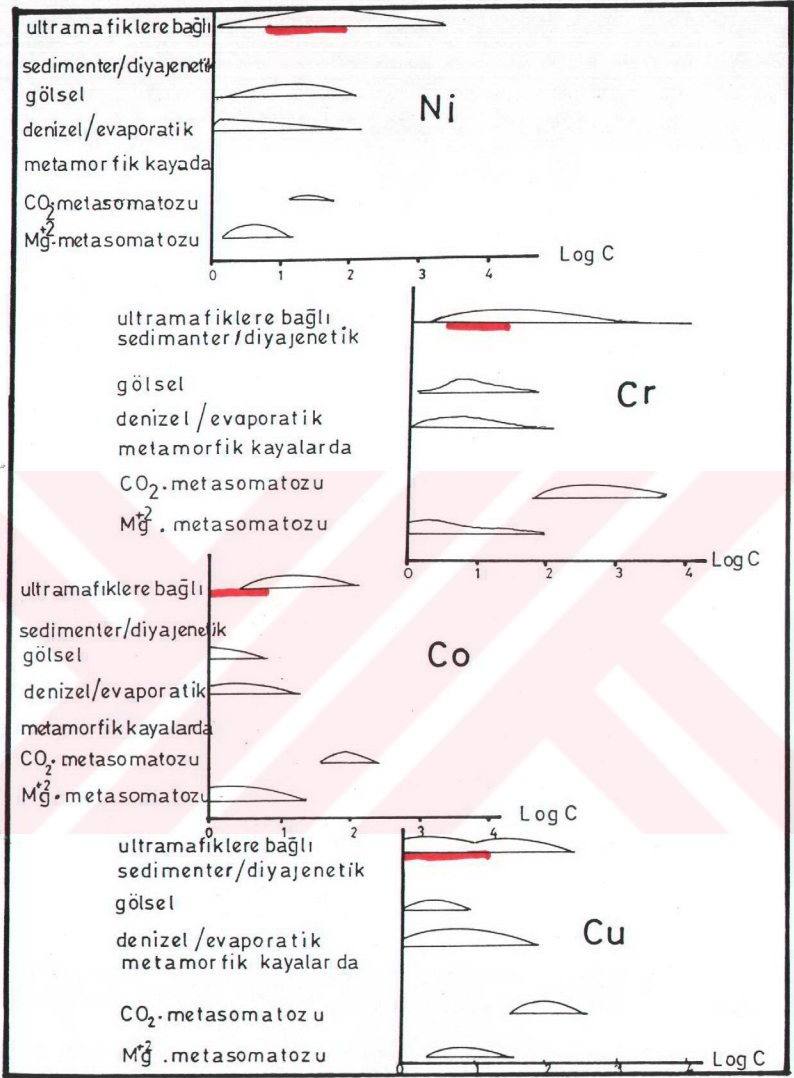
GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

File # 93-0221

I.I.U. Maden Fakültesi, M. Arabilim Dalı Ayazaga-Is: Turkey 80670

AA
LL

SAMPLE#	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Au	Th	Sr	Cd	Sb	Bi	V	Ca	P	La	Cr	Mg	Ba	Ti	B	Al	Na	K	Li	Hg
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	ppm	%	ppm	%	ppm	%	%	%	ppm	ppm
K.1	<1	2	<2	3	<1	104	3	81	.15	3	<5	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	.44	.002	<2	4	20.44	<1	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1	<1
K.2	<1	6	3	2	<1	47	2	71	.08	3	<5	<2	<2	4	<2	11	<2	<2	.70	.002	<2	3	20.32	<1	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1	<1
K.3	<1	2	<2	3	<1	131	3	28	.10	<2	<5	<2	<2	2	<2	9	<2	<2	.52	.002	<2	6	20.24	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
K.4	<1	<1	<2	3	<1	66	<1	16	.02	3	<5	<2	<2	4	<2	20	<2	<2	.64	.002	<2	3	20.48	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
K.5	<1	<1	<2	<1	<1	114	2	34	.10	3	<5	<2	<2	4	<2	<2	<2	<2	.55	.002	<2	12	20.16	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
K.6	<1	13	3	<1	<1	96	2	24	.11	<2	<5	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	.87	.002	<2	34	20.22	<1	<.01	11	.02	<.01	<.01	<1	<1
M.1	<1	<1	<2	<1	<1	108	6	148	.46	4	6	<2	<2	5	<2	<2	<2	<2	.36	.002	<2	10	20.13	<1	<.01	4	<.01	<.01	<.01	<1	<1
M.2	<1	<1	<2	<1	<1	71	3	274	.19	3	<5	<2	<2	40	<2	<2	<2	<2	1.48	.002	<2	34	20.17	<1	<.01	7	.02	<.01	<.01	<1	<1
M.3	<1	3	<2	<1	<1	60	3	121	.13	<2	<5	<2	<2	11	<2	<2	<2	<2	.79	.002	<2	24	20.07	<1	<.01	35	.02	<.01	<.01	<1	<1
RE M.3	<1	3	<2	<1	<1	61	2	123	.13	<2	<5	<2	<2	11	<2	<2	<2	<2	.79	.002	<2	24	20.02	<1	<.01	36	.02	<.01	<.01	<1	<1
M.4	<1	7	3	2	<1	56	2	110	.16	3	<5	<2	<2	11	<2	<2	<2	<2	.67	.002	<2	37	19.98	<1	<.01	10	.03	<.01	<.01	<1	<1
M.5	<1	2	<2	<1	<1	24	<1	198	.11	<2	<5	<2	<2	10	<2	<2	<2	<2	.84	.002	<2	6	19.92	<1	<.01	8	<.01	<.01	<.01	<1	<1
M.6	<1	7	<2	2	<1	95	3	61	.13	<2	<5	<2	<2	5	<2	8	<2	<2	.52	.002	<2	4	19.88	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.1	<1	7	<2	<1	<1	159	4	67	.20	3	<5	<2	<2	4	<2	5	<2	<2	.55	.002	<2	4	19.88	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.2	<1	<1	<2	<1	<1	39	2	104	.13	<2	<5	<2	<2	7	<2	<2	<2	<2	.39	.002	<2	10	19.84	<1	<.01	4	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.3	<1	4	<2	3	<1	149	3	142	.19	<2	<5	<2	<2	3	<2	5	<2	<2	.48	.003	<2	6	19.93	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.4	<1	4	<2	3	<1	74	3	117	.18	3	<5	<2	<2	3	<2	3	<2	<2	.38	.002	<2	3	19.81	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.5	<1	2	<2	<1	<1	154	3	62	.16	<2	<5	<2	<2	11	<2	<2	<2	<2	1.03	.003	<2	12	19.81	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
S.6	<1	98	19	7	<1	132	5	80	.32	5	<5	<2	<2	4	<2	6	<2	<2	.47	.003	<2	6	19.89	<1	<.01	7	.02	<.01	<.01	<1	<1
SOM.1	<1	<1	<2	2	<1	156	3	42	.15	5	<5	<2	<2	9	<2	<2	<2	<2	1.02	.003	<2	5	19.86	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
SOM.2	<1	<1	<2	4	<1	356	12	151	.21	8	<5	<2	<2	17	<2	10	<2	<2	1.54	.003	<2	14	19.77	<1	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1	<1
SOM.3	<1	<1	<2	<1	<1	387	11	123	.31	8	<5	<2	<2	<1	<2	<2	<2	<2	.35	.002	<2	3	19.58	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
SOM.4	<1	<1	<2	<1	<1	55	<1	9	.02	<2	<5	<2	<2	4	<2	<2	<2	<2	.85	.002	<2	3	19.64	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
SOM.5	<1	<1	<2	<1	<1	332	11	95	.39	4	<5	<2	<2	13	<2	<2	<2	<2	1.14	.002	<2	24	19.64	<1	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1	<1
SOM.6	<1	<1	<2	3	<1	413	19	575	.88	15	<5	<2	<2	5	<2	<2	<2	<2	.60	.002	<2	4	19.63	<1	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1	<1
STANDARD C	18	58	38	127	6.9	69	31	1092	3.96	41	19	7	38	52	16.8	15	19	54	.49	.083	36	56	.92	190	.08	34	1.88	.06	.14	12	<1



ŞEKİL : 5.1. MOLLER (1989).a Ait Manyezitlerdeki Ni, Cr, Co, Cu Dağılım Grafikleri Çalışma Bölgesi Manyezitlerindeki Bu Dağılımlar, Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.

Örneklerdeki krom değerleri “3 ppm-37ppm” arasında olup 109 C değerleri “0,477-1,568” arasındadır. Bulunan bu değerler MOLLER (1989), tarafından verilen grafiklerde belirtilen altere ultramatiklere bağlı manyezitlerdeki Cr sınırları ile uyum içinde olduğu görülmektedir. (Şekil 5.1)

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Ni (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

K - 1 : 104	M - 1 : 108	S - 1 : 159	SON - 1 : 156
K - 2 : 47	M - 2 : 71	S - 2 : 39	SON - 1 : 356
K - 3 : 131	M - 3 : 60	S - 3 : 149	SON - 3 : 387
K - 4 : 66	M - 4 : 56	S - 4 : 74	SON - 4 : 55
K - 5 : 114	M - 5 : 24	S - 5 : 154	SON - 5 : 332
K - 6 : 96	M - 6 : 95	S - 6 : 132	SON - 6 : 413

Örneklerdeki Ni değerleri “24 ppm - 413 ppm” arasında olup log C değerleri “1.380-2.615” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER. (1989), in vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramatiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Ni sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.1)

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Cu (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

K - 1 : 2	M - 1 : < 1	S - 1 : 7	SON : < 1
K - 2 : 6	M - 2 : < 1	S - 2 : < 1	SON : < 1
K - 3 : 2	M - 3 : 3	S - 3 : 4	SON : < 1
K - 4 : < 1	M - 4 : 7	S - 4 : 4	SON : < 1
K - 5 : < 1	M - 5 : 2	S - 5 : 2	SON : < 1
K - 6 : 13	M - 6 : 2	S - 6 : 98	SON : < 1

ÖR. bakır değerleri “<1 - 98 ppm” arasında olup 10g C değerleri “0 - 1,99” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER. (1989), tarafından verilen grafiklerde belirtilen altere ultramatiklere bağlı manyezitlerdeki Cu sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.1)

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Co (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

K - 1 : 3	M - 1 : 6	S - 1 : 4	SON - 1 : 3
K - 2 : 2	M - 2 : 3	S - 2 : 2	SON - 2 : 12
K - 3 : 3	M - 3 : 3	S - 3 : 3	SON - 3 : 11
K - 4 : < 1	M - 4 : 2	S - 4 : 3	SON - 4 : < 1
K - 5 : 2	M - 5 : < 1	S - 5 : 3	SON - 5 : 11
K - 6 : 2	M - 6 : 3	S - 6 : 5	SON - 6 : 19

ÖR. Kobalt değerleri “ < 1 - 19 ppm” arasında olup 10g C değerleri “ 0 - 1,278” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramatiklerde gelişen manyezitlerdeki Co sınırları ile uyum içinde olmadığı anlaşılmıştır. (Şekil. 5.1)

5.1.2. Fe ve Mn Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımı

MARTINY ve ROJKOVIČ. (1977), e göre ultrabazik kayalarla ilgili manyezitler içinde maksimum Fe/Mg ve Mn/Mg oranının üçten az olduğunu, sedimanter/diyajenetik manyezitlerin yüksek miktarlarda Fe ve Mg konsantrasyonu içerdiğini ve metamorfik manyezitlerin Fe/Mg oranının ultrabaziklere bağlı gelişen mayezitlerle benzerlik gösterdiğini belirtmişlerdir. Sedimanter diyajenetik manyezitlerdeki Fe Mg ve Mn/Mg oranlarının azalması büyük ölçüde Fe ve Mn’in oksidasyonu ile ilişkili olduğunu ve düşük

oksidasyon koşullarının hakim olduğu (redüksiyon şartları) denizel/evaporatik ortamlardaki Fe ve Mn'ın davranışı ile terslik arzettiğini belirtmişlerdir.

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Fe (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

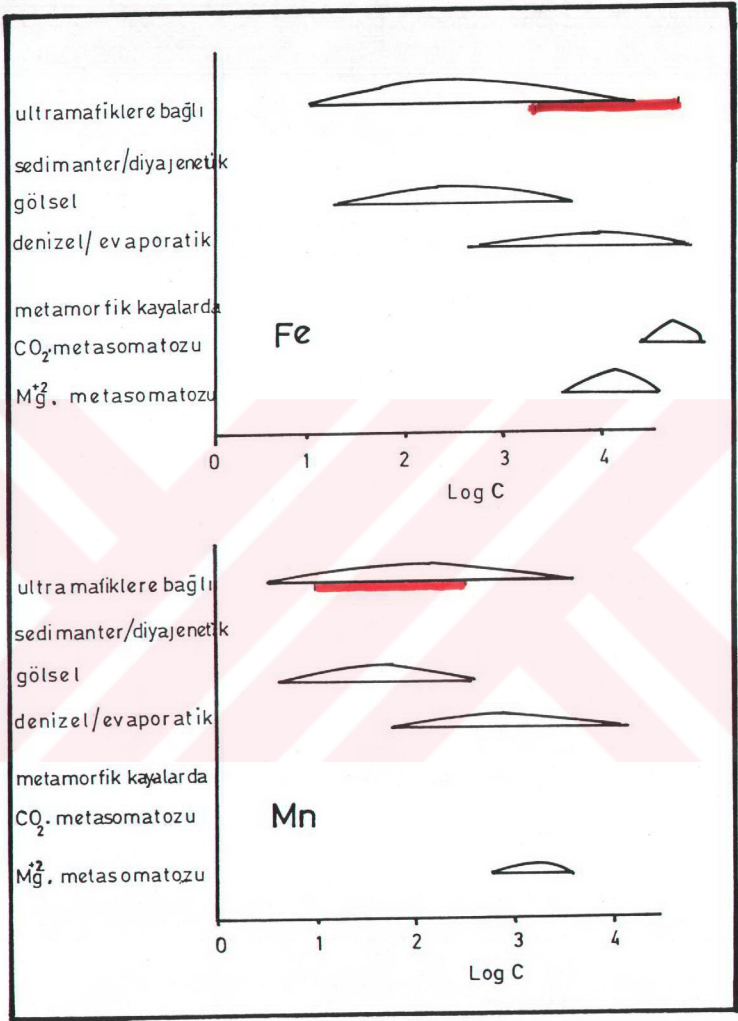
K - 1 : 15.000	M - 1 : 46.000	S - 1 : 20.000	SON - 1 : 15.000
K - 2 : 8.000	M - 2 : 19.000	S - 2 : 13.000	SON - 2 : 21.000
K - 3 : 10.000	M - 3 : 13.000	S - 3 : 19.000	SON - 3 : 31.000
K - 4 : 2.000	M - 4 : 16.000	S - 4 : 18.000	SON - 4 : 2.000
K - 5 : 10.000	M - 5 : 11.000	S - 5 : 16.000	SON - 5 : 39.000
K - 6 : 11.000	M - 6 : 13.000	S - 6 : 32.000	SON - 6 : 88.000

ÖR. Demir değerleri “2.000 ppm - 88.000 ppm” arasında olup logC değerleri “3.30 - 4.94” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Fe sınırları ile tam uyumlu olmayıp 3 mm. sağa uzamıştır. (Şekil 5.2)

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Mn(ppm) değerleri aşağıda gösterilmiştir.

K - 1 : 81	M - 1 : 148	S - 1 : 67	SON - 1 : 42
K - 2 : 71	M - 2 : 274	S - 2 : 104	SON - 2 : 151
K - 3 : 28	M - 3 : 121	S - 3 : 142	SON - 3 : 123
K - 4 : 16	M - 4 : 110	S - 4 : 117	SON - 4 : 9
K - 5 : 34	M - 5 : 198	S - 5 : 62	SON - 5 : 95
K - 6 : 24	M - 6 : 61	S - 6 : 80	SON - 6 : 575

ÖR. Manganez değerleri “9 ppm - 575 ppm” arasında olup logC değerleri “0.95 - 2.76” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramatiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Mn sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.2)



ŞEKİL : 5.2. MOLLER. (1989). a Ait Manyezitlerdeki Fe, Mn Dağılım Grafikleridir. Çalışma Alanı Manyezitlerine Ait Bu Elementlerin Dağılımları Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.

5.1.3. Sr ve Ba Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımı

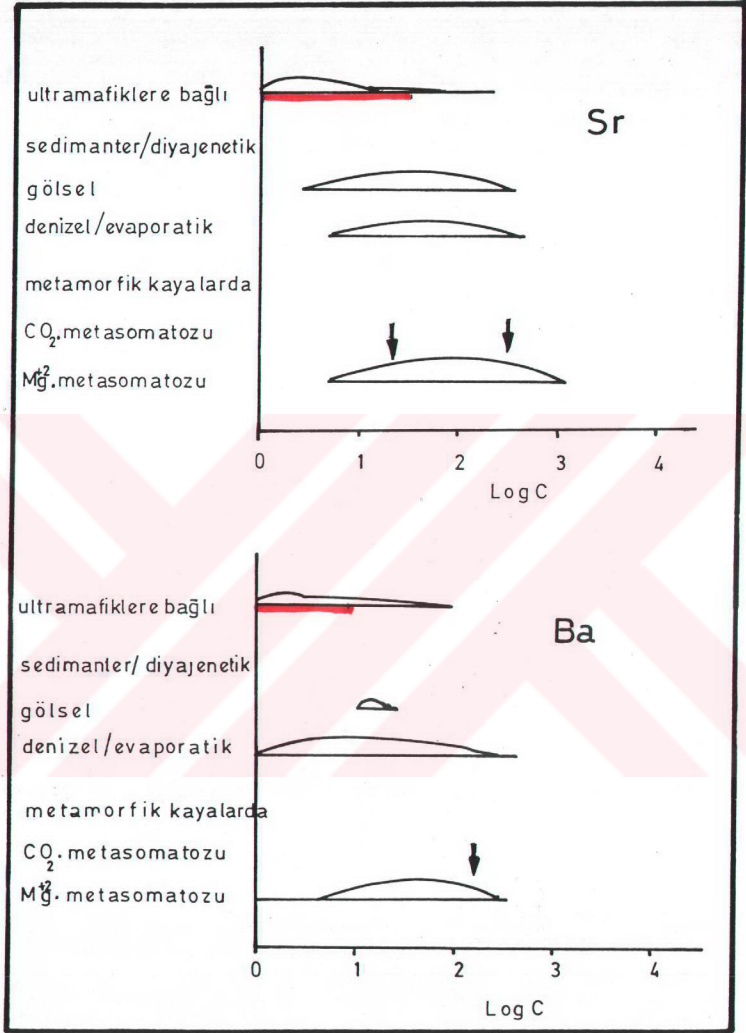
MARTİNY ve ROJKOVIČ. (1977), e göre ince taneli Mg^{+2} içeren kriptokristalen manyezitler Ba ve Sr içerebilir. Bu manyezitlerde Sr ve Ba'un sülfat ve karbonat gibi bir mineral fazı halinde yer aldığıdır. Peridotitlerdeki manyezitlerin Sr/Mg ve Ba/Mg oranı bu manyezitlerin bağlı bulundukları peridotitlerle büyük bir benzeşim gösterirler. Peridotitlere bağlı gelişen manyezitlerde Sr/Mg oranı hafif düşük olmasına karşın Ba/Mg oranının oldukça yakın olduğunu belirtmişlerdir. Ba/Mg oranının benzerliğini ise Ba'un çok düşük olan ergiyebilme özelliğinden kaynaklandığını belirtmişlerdir.

Sr ve Ba elementinin karbonatları aragonit yapısında kristalize olmaktadır. Bu sebepten bu iki element kalsit yapıli manyezit (spatik manyezit) içinde çok az miktarda yer almaktadır. Sr ve Ba iyonlarının çok büyük yarıçapa ($1,32 \text{ Å} - 1,49 \text{ Å}$) sahip olmaları sebebi ile manyezitin kristalizasyonu veya rekristalizasyonu esnasında hiç bir zaman manyezitin yapısına giremeyecektir.

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Sr (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

K - 1 : 3	M - 1 : 5	S - 1 : 4	SON - 1 : 9
K - 2 : 4	M - 2 : 40	S - 2 : 7	SON - 2 : 17
K - 3 : 2	M - 3 : 11	S - 3 : 3	SON - 3 : < 1
K - 4 : 4	M - 4 : 11	S - 4 : 3	SON - 4 : 4
K - 5 : 4	M - 5 : 10	S - 5 : 11	SON - 5 : 13
K - 6 : 3	M - 6 : 5	S - 6 : 4	SON - 6 : 5

ÖR. Stranyum değerleri “<1 - 40 ppm” arasında olup log C değerleri “0 -1,60” arasındadır. Bulunan bu sınırlar MOLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Sr. sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.3)



ŞEKİL : 5.3. MÖLLER. (1989). a Ait Manyezitlerdeki Sr, Ba Dağılım Grafikleridir. Çalışma Alanı manyezitlerine Ait Bu Elementlerin Dağılımları Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.

Kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki Ba (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

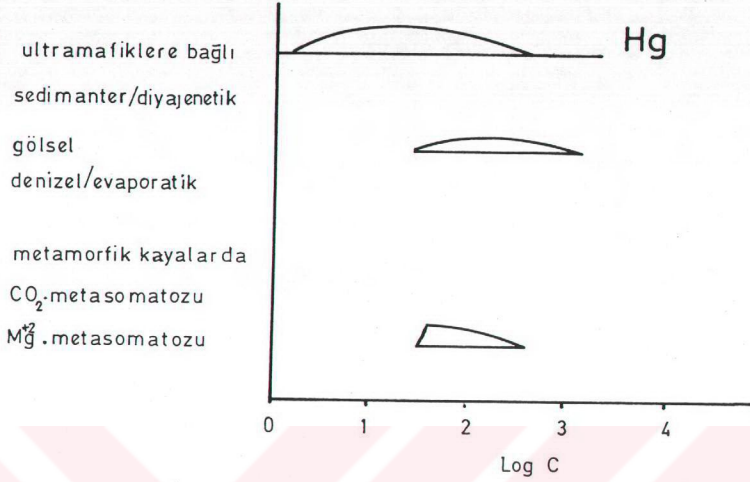
K - 1 : 4	M - 1 : < 2	S - 1 : < 2	SON - 1 : 9
K - 2 : 4	M - 2 : 5	S - 2 : < 2	SON - 2 : 4
K - 3 : 3	M - 3 : 3	S - 3 : 3	SON - 3 : 3
K - 4 : < 2	M - 4 : 3	S - 4 : 4	SON - 4 : 3
K - 5 : < 2	M - 5 : 6	S - 5 : 3	SON - 5 : 3
K - 6 : < 2	M - 6 : 6	S - 6 : 12	SON - 6 : 12

ÖR. Baryum değerleri “< 2 12 ppm” arasında olup log C değerleri “0 - 1,07” arasındadır. Bulunan bu değerler MÖLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Ba sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.3)

5.1.4. Hg. Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımı

MAKSİMOVİÇ ve DANGİÇ. (1974); QUEMENEUR. (1974), gibi araştırmacılar manyezitlerdeki civa dağılımı konusunda ultrabaziklerle ilgili çalışmalarında, düşük sıcaklıklarda oluşan damar tipi manyezitlerin Hg içeriğinin yüksek sıcaklıkta oluşan manyezitlerdeki Hg'den oldukça düşük değerler gösterdiğini belirtmişlerdir.

Bu çalışmadaki 24 adet manyezit örneğinin hepsinde Hg (ppm) değerleri dedeksiyon limitinin altında (< 1 ppm) ve log C değerleride “O” noktası civarında toplanmıştır. Bu özellik MÖLLER. (1989), un grafiklerinde belirtilen ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Hg sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.4)

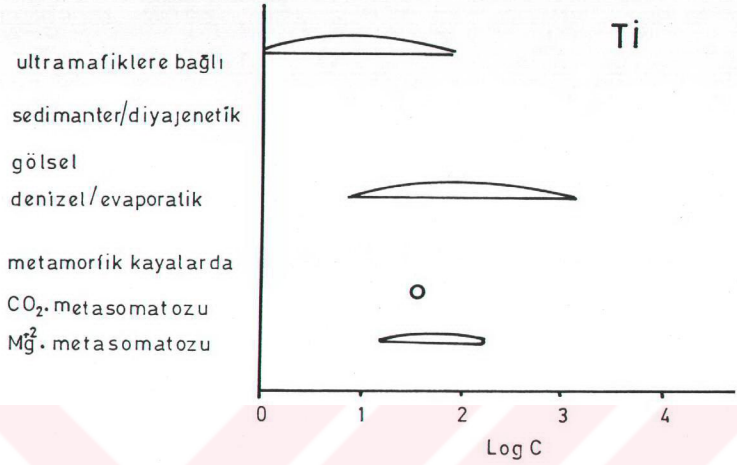


ŞEKİL : 5.4. MÖLLER. (1989)'a Ait Manyezitlerdeki Hg Dağılım Grafiğidir.

5.1.5. Ti Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımı

MARTİNY ve ROJKOVİÇ. (1977), ultrabaziklere bağıli gelişen manyezitlerde Ti oranının oldukça düşük değerlerde olduğunu, metamorfik manyezitlerde ise Ti oranının oldukça yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Bu özelliğın ise Ti'nin her zaman erimez kalıntılar halindeki özelliğinden kaynaklandığını çalışmalarında vurgulamışlardır.

Bu çalışmadaki Ti (ppm) oranlarının tamamının dedeksiyon limitinin altında "<1ppm" ve log C değerleri "O" noktası civarında toplanmıştır. Bu özellik MOLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağıli manyezitlerdeki Ti sınırları ile uyum içindedir. (Şekil 5.5)



ŞEKİL : 5.5. MÖLLER. (1989)'a Ait Manyezitlerdeki Ti, Dağılım Grafiğidir.

5.1.6. B. Elementinin Bölge Manyezitlerinde Dağılımı

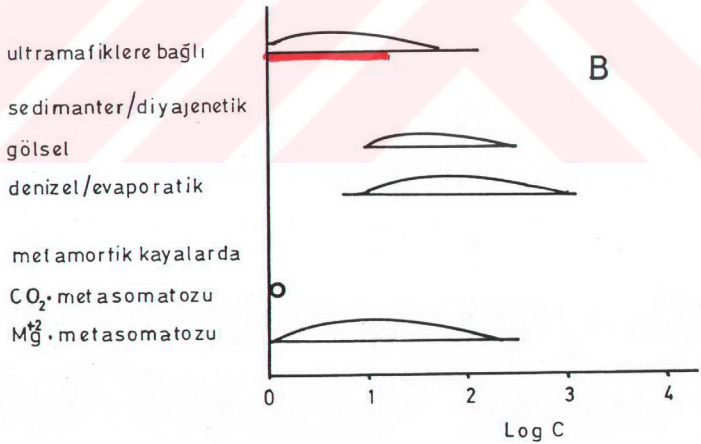
RÖSLER ve LANGE. (1972), ye göre borat iyonları manyezitlerdeki Mg^{+2} iyonlarının kaynağı için bir indikatör element olarak kullanılabilir. Ultrabaziklerle ilgili manyezitlerde bor oranı diğer manyezitlerden daha azdır. Denizel/evaporatik manyezitler ise bor içeriği en fazla olanlardır. Ultrabazik kayalar 0,00025 - 0,000001 gr arasında bor ihtiva ederler ve B/Mg oranları ise 4×10^{-6} dir. Bu kayalara bağlı manyezitlerde ise bu oran $3 \times 10^{-6} < B/Mg < 3 \times 10^{-5}$ arasındadır. Kayaç ve cevher arasındaki bor oranına bakıldığında B'un manyezit tarafından kantitatif olarak tutulduğu görülmektedir. Diğer manyezit türleri için B/Mg oranı yaklaşık 3×10^{-3} dir.

TÜREKİAN. (1969). a göre aşırı tuzlu ortamlarda oluşan manyezitlerde $3 \times 10^{-5} < B/Mg < 3 \times 10^{-4}$ gibi sınır değerler görülmektedir.

Bu çalışmada kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğindeki B (ppm) değerleri aşağıda verilmiştir.

K - 1 : 3	M - 1 : 4	S - 1 : < 2	SON - 1 : < 2
K - 2 : 3	M - 2 : 7	S - 2 : 4	SON - 2 : 3
K - 3 : < 2	M - 3 : 35	S - 3 : < 2	SON - 3 : < 2
K - 4 : < 2	M - 4 : 10	S - 4 : < 2	SON - 4 : < 2
K - 5 : < 2	M - 5 : 8	S - 5 : < 2	SON - 5 : < 2
K - 6 : 11	M - 6 : < 2	S - 6 : 7	SON - 6 : 3

ÖR. Bu bor değerleri “<2-35ppm” arasında olup log C değerleri “0-1,54” arasındadır. Bulunan bu değerler MOLLER. (1989), un vermiş olduğu grafiklerdeki altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki B sınırları ile uyum içindedir. (Şekil. 5.6)



ŞEKİL : 5.6. MOLLER. (1989), a Ait B. Dağılım Grafiğidir. Çalışma Alanı Manyezitlerine Ait Bu Elementin Dağılımı Kırmızı Renkte Gösterilmiştir.

5.2. Tartışma

Çalışma alanına ait kimyasal analizleri yapılan 24 adet manyezit örneğinin Ni, Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B iz element dağılımları MÖLLER. (1989), a ait grafiklerle korele edilerek aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

11 Element içinden 9'unun dağılım sınır değerleri ile büyük bir uyum içinde olduğu anlaşılmıştır. Uyumlu olmayan 2 elementten Fe'nin az, Co elementinin ise önemli oranda farklılık arzettiği saptanmıştır. Uyumsuzluğa yol açan sebepler araştırılmış ve sonuçta Fe miktarının bu garfiklerde belirlenen sınırları aşmasının nedeninin sarı renkteki manyezitlerden kaynaklandığı ve bu manyezitlerin yan kayaçlardaki lateritleşme sonucu ortaya çıkan demir oksidin cevhere nüfüz ederek Fe oranının artmasına yol açtığı anlaşılmıştır. Co elementinin verilen sınır değerlerinin çok altında olmasının izahı ise MOLLER. (1989), un vermiş olduğu logranitmik dağılım abaklarının hazırlanmasında toplanan verilerin azlığından kaynaklanmaktadır.

Az sayıda analize dayalı ve buna bağlı olarak daha az bilgi birikimi ile hazırlanan bu abakların manyezitlerdeki element dağılım sınırlarının azda olsa değişmesi gereklidir.

Bu bölümde manyezitlerdeki iz element dağılım çalışmalarının bu denli ayrıntılı verilmesinin bir amacıda sepiyolitlerin kökenlerinin o bölgeye ait manyezitler olup olmayacağı sorusuna MOLLER. (1989), un manyezitlerdeki iz element dağılım sınırlarının sepiyolitlerde test edilmesi ile oldukça tartışmalı olan sepiyolit kökenine çözüm oluşturacağıdır.

BÖLÜM 6. MANYEZİT OLUŞUMUNDA MODELLEME

6.1. Giriş

Ultrabaziklere bağlı gelişen manyezitlerin oluşumu için gerekli olan karbondioksitin kaynağı ile ilgili olarak; aşağıdan yukarı oluşum “Ascendent” ve yukarıdan aşağı oluşum “Descendent” olmak üzere iki görüş ileri sürülmüştür. KURSCH ve KRAFT. (LESKO.-1972 den alınmıştır), Manyezitin peridotitlerden atmosferik etkilerle oluştuğunu yani descendent oluşum hipotezini desteklemişlerdir. VON CLAR, HEİŞLEİTNER, DONATH ve VOH RİZKA (LESKO 1972 den alınmıştır), gibi araştırmacılar ise; derin ayrışım boşluklarında serpantinitin yüksek basınçla CO₂’li termal çözeltileri ayrıştırarak manyezit oluşturduğunu ascendent oluşum hipotezini desteklemişlerdir. Ayrıca derinlerde oluşan manyezitin yüzeye yakın yerlere taşınıp maden yatağını oluşturduğunu savunmuşlardır.

Peridotitlere bağlı gelişen manyezitlerde MgCO₃’ü oluşturan elemanlardan Mg⁺² bu kayalarda yeterince mevcut olduğuna göre CO₂’in nereden ve nasıl gelip ortamdaki Mg⁺² iyonları ile manyezit oluşturduğu sorusunun cevabı bu çalışmanın odak noktasını oluşturmaktadır.

Karbondioksit kaynakları ise bu çalışmada dördüncü bölümde (4.1.1.2), “CO₂ kaynakları” adı altında ayrıntılı olarak verilmiştir. Bu kısımda peridotitlerde manyezit oluşumuna kaynak teşkil edecek etmenlerin o bölgenin tektonik özelliğine bağlı olarak transform fay, okyanusal, fracture zon volkanik faaliyetler, batolit yerleşmesi, kıtasal kalkanlardaki sismik hareketler, denizel karbonatlı kayalar vb. saymak mümkündür. Bu durumda CO₂ kaynağı oluşturacak etmenlerin aynı ve bir tane olamayacağı anlaşılmıştır.

Bu çalışmada inceleme alanındaki ultrabaziklere bağlı gelişen manyezitlerde CO₂ kaynağı ayrıştırılarak verilecektir.

6.1.1. Çalışma Alanı Manyezitlerinin Oluşum Modeli

Çalışma alanında otokton rekristalize karbonatlar ve şistler üzerine tektonik bindirme ile ofiyolitler gelip yerleşmişlerdir. Bindirme ile otokton kayalarda ısı artışı olmuş ve 300°C-400°C civarında ısıya ulaşmışlardır. Bu ısı karbonat kayalarından CO₂ çıkışına sebep olmuştur. MUFFLER ve WHITE. (1969), California'daki Salton Sea bölgesindeki klastik çökellerdeki koşulları tanımlamışlardır. Salton Sea bölgesinde yer alan bu çökeller kısmen Kolorado Pilatosu'nun denizel karbonatlı kayalarından gelen kalsit ve dolomittir. Dolomit 180°C sıcaklıkta reaksiyona girer ve karbondioksit üretir. Kalsit ise 300°C civarında bozunmaya başlar ve CO₂ çıkarır. 1000 m. den daha derinde 250°C den daha yüksek sıcaklıktaki eksik dekarbonizasyon (karbonatın bozulması) sonucu CO₂'in ortamdan kaçan akışkanlarla ortamdan uzaklaştığını gösterir. (YILMAZ.H-1994 Doğal Karbondioksit'ten alınmıştır), Karbonatın bozulması sonucu akışkanlarla birlikte gelen (ascendent olarak) CO₂ peridotit kayalarındaki Mg⁺² iyonlarını metasomatik olarak (kayaları alterasyona uğratarak) kopartarak (bu kayalarda bolca bulunan Mg⁺² iyonlarını) bünyesine alacaktır. Mg ve CO₂ iyonları içeren bu akışkanlar uygun doygunluk konsantrasyonlarına eriştiklerinde (uygun şartlar olduğu zaman) peridotitlerde Mg larının alınması ile oluşan boşluklara manyezit yataklarını oluşturacaklardır. Bu manyezit yataklanmaları 2-3 milyon yılda sona erecektir, zira tektonik bindirme ile oluşan sıcaklık, "şistlerdeki metamorfik mineraller glaukofan ve lavsonit'in oluşum koşulları 300°-400°C - 7 Kb dır". Bu süre sonunda normal gravimetrik ısıya düşecektir. İnceleme alanında yer alan lisvenit kayaları bu dönemde manyezitlere Mg⁺² iyonları veren peridotitlerden alterasyona uğrayarak oluşmuş (karbonat + silika) kayalarıdır.

6.1.1.1. Tartışma

Türkiye’de ofiyolitlere bağlı gelişen manyezit yataklarında cevherleşmeyi gerçekleştiren olayın çok büyük olasılıkla karbonatlar üzerine ofiyolitinin tektonik bindirme ile gelip yerleşmesidir.

Türkiye’nin jeolojik haritasına bakıldığında ofiyolitlerin çok büyük bir bölümünün karbonatlar üzerine tektonik bindirmeli olarak geldikleri görülmektedir. Örneğin Yunak-Konya manyezitleri YENİYOL. (1979), un doktora çalışma sahasında kratese yaşlı rekristalize kireçtaşları üstüne peridotitler tektonik bindirme ile gelip yerleşmiştir. Başka bir örnek önemli manyezit potansiyeline sahip Güllüdağ ofiyoliti (BAŞTA.Ö, doktora sahası) Jura yaşlı kireçtaşları üzerine tektonik bindirme ile gelip yerleşmiştir. Dünya manyezit rezervleri açısından önemli potansiyele sahip Türkiye’de manyezitlerin hemen hemen tamamı ofiyolitlere bağlı gelişmiştir. Ofiyolitlerin tektonik olarak pek çoğunun karbonat kayaları üzerine bindirmeli gelmeleri Türkiye’nin manyezit rezervi açısından önemli şansı olmuştur.

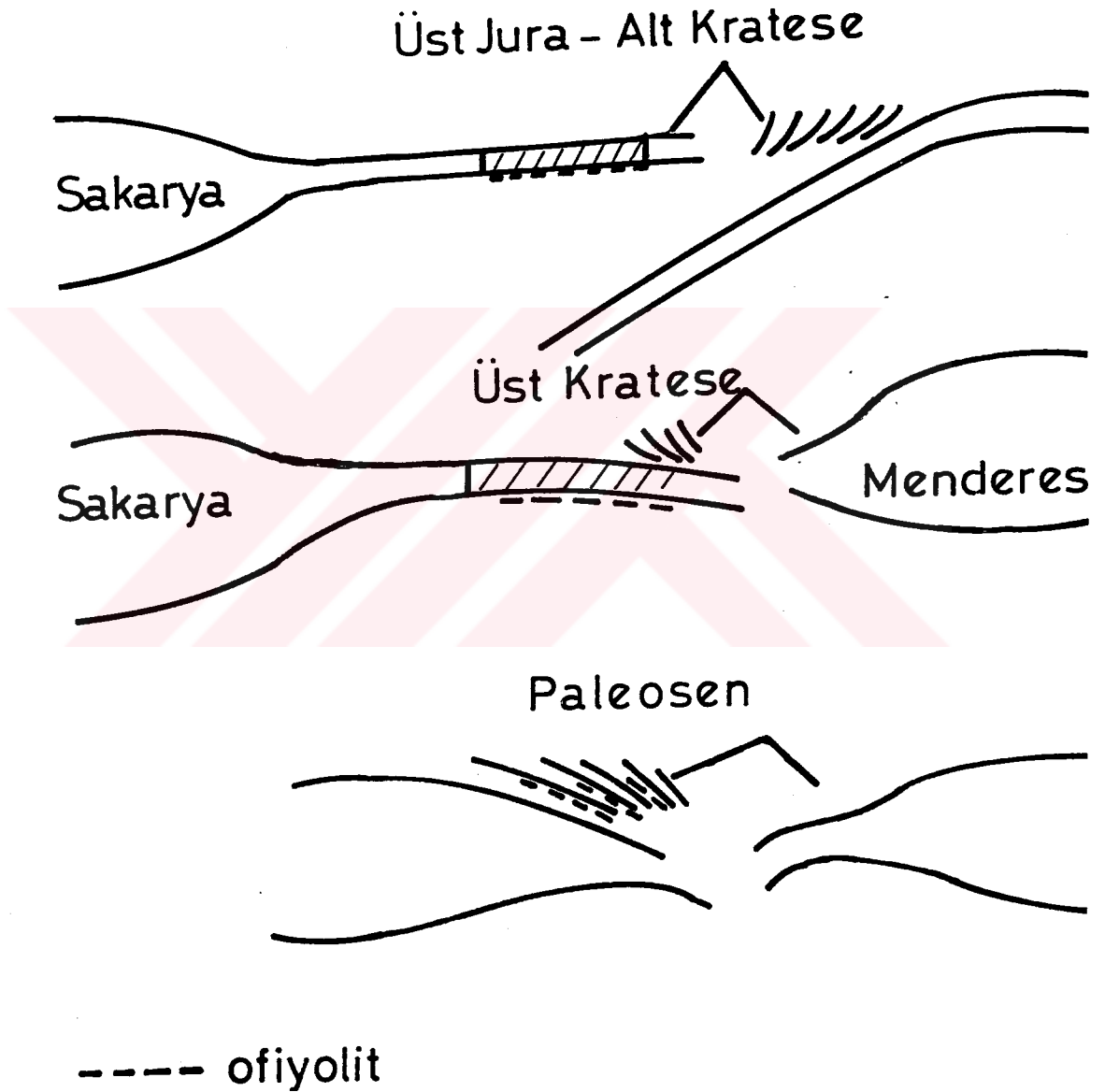
Bu çalışmada peridotitleri oluşturan olivinin % 90 forsterit içerikli olduğu saptanmıştır (Şekil 2.28). Bu forsterit’den gelen Mg fazlalığının rezerv ve sayı açısından önemli manyezit yataklanmalarına sebep olduğu kuvvetle muhtemeldir.

Peridotitlerde lisvenitlere rastlanması bu kayaların yakınlarında manyezit yataklanmalarının olduğunu göstergesidir.

6.1.2. Çalışma Alanı Manyezitlerinin Oluşum Yaşları

Bu çalışmada Tavşanlı ofiyolitine bağlı olarak gelişen kriptokristalen manyezitler (jel manyezitler) Üst Kratese-Paleosen aralığında ofiyolitlerin

karbonatlar üzerine tektonik bindirmesi ile (Şekil 6.1) manyezitleşme başlayıp 2-3 milyon yılda (tektonik bindirme ile oluşan sıcaklığın soğuma süresi) manyezit yataklanmaları sona ermiştir. Manyezit oluşumu için Mg^{+2} kaynağı vazifesi gören lisvenitler manyezitlerle eş zamanlı oluşmuş ayrışım kayalarıdır.



ŞEKİL : 6.1. Tavşanlı Ofiyoliti Kayalarının Oluşum Modellemesi.

6.1.2.1. Tartışma

Türkiye’de farklı yörelerde çalışan araştırmacılardan WIRTZ. (1955). PETRAŞCHECK. (1963). KAADEN. (1969). ARDA ve diğerleri. (1971). manyezitlerin Neojen yaşlı olduklarını ileri sürmüştür. YENİYOL. (1979). Yunak-Konya manyezitleri üzerine yaptığı çalışmalarda bu manyezitlerin Üst Kratese-Alt Paleosende ofiyolit yerleşimi ile sentektonik olarak oluştuklarını belirtmiştir. Arazide manyezitlerde izlediği sıkışma tektoniği sonucunda oluşan deformasyon dislakasyonu izlerini oluşturabilecek ofiyolit yerleşimi dışında bir tektonik olayın gerçekleşmediği için ofiyolit yerleşim yaşını uygun görmüş ve arazi gözlemlerine dayanarak manyezit oluşumunu denetleyen etmenleri belirtmiştir.

Çalışma alanında Çakmak manyezit ocağı şantiye binasının doğusunda yaklaşık 50 m. uzakta bazik bir daykın manyezit damarlarından birini kestiği ve manyezitleri dağıttığı (saçılmış halde) görülmüştür. Bu oluşum manyezitin yaşının dayktan daha fazla olduğunu ve bazı araştırmacıların verdiği Neojen yaşında olamayacağını göstermektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

MİNERALojİK PETROGRAfİK VE LİTOLOJİK ÖZELLİKLER

Harmancık civarında Küplü dağı ve çevresinde içine alan çalışma alanının stratigrafik kesitinde : Tabanda Alt-Kratese yaşlı mavi şistler ile bu kayalarla düşey ve yanal ardalanmalı rekristalize karbonatlar yer almaktadır. Bu temel kayalar üzerine tektonik bindirme ile gelen ofiyolitik melanj ve bu melanj üzerine yine tektonik bindirme ile gelen peridotitler ile tüm bu birimleri diskordan olarak örten neojen yaşlı sedimanter topluluk yer almaktadır.

İnceleme alanında yer alan kayaların bu çalışma ile saptanan mineralojik petrografik ve litolojik özelliklerinin bir bölümü kaya adları ile beraber aşağıda verilmiştir.

Sistler : Kuvars, muskovit (fenjit), glokofan ve sodik piroksen minerallerinden oluşmasına rağmen beraberlerinde epidot, aragonit, albit ve az oranda opaklar, bu mavi şistler de yer alan diğer minerallerdir.

YB/DS mineralleri içeren şistlerin ofiyolit yerleşiminden etkilendiğini göstermektedir. Bu özellik sebebiyle şistlerin yaşıyla tektonik bindirmenin yaşlarının aynı “tektonik bindirmenin yaşı” olması gerektiği düşünülmüştür.

Rekristalize Karbonatlar : İnce kesitlerinde kristalize ve deformasyon lamelli kalsit mineralleri içermekte olup tektonizma sonucu yeniden kristallenmiş oldukları gözlenmiştir.

Ofiyolitik Melanj : Pelajik çökeller (çört, şeyl, kireçtaşı), bazik kayalar (doleritler) ile serpentinit ve talk şistten oluşmuştur. Bu talk şistler rejyonal

metamorfik şistlerden farklı olup kataklastik yapraklı otoklastik kayalardır.

Peridotitler : Dünit ve harzburgitten oluşmaktadır. (Dünitler harzburgitler içinde merccek ve bantlar şeklinde yer almışlardır.) Bunlar dışında dünit ve harzburgitlerin % 90 ve üzerinde serpantinleşmesi ile oluşan serpantinitle peridotitlerin alterasyona bağlı üst yapı farklılaşmasından oluşan lisyenitler (Ayrışım kayaları), de peridotitlerde yer alırlar.

Doleritler : Çalışma alanı içinde peridotitleri ve ofiyolitik melanji dayk yada dayk kümeleri halinde kesen bazik kayalardır. Bu doloritleri plajioklas ve klinoproksenden (Ojit) oluşan oldukça basit bir mineral topluluğunun oluşturduğu anlaşılmış, fakat geçirmiş olduğu ikincil olaylar (deformasyon + ayrışma) sonucu oldukça kalabalık bir mineral topluluğu ile sonuçlanmıştır. Doleritler içindeki tüm plajioklaslarda etkin sosüritleşme (serizit) yanında yaygın bir albitleşme izlenir. Klinoproksenlere (ojit) çoğunlukla kenarları uralitleşmiş (amfibole dönüşmüş) halde rastlanmıştır. Bu mineraller yanında sfen, opak, klorit, aktinot, epidot (pistaşit) ve zeolit mineralleri eşlik etmektedir. Doleritlerde izlenen ablitleşme, kloritleşme, epidotlaşma gibi ayrışım olayları ve yeni oluşan albit, epidot, klorit, aktinot ve zeolitler ile inceleme alanında yer alan doleritlerin etkin olarak “Spilitleşme” geçirdikleri anlaşılmıştır.

Sedimanter Topluluk : Karasal çökeller özelliğinde olan bu birim altta 80-85 m.lik sedimanter istif ve üzerinde yaklaşık 10 m. lik tabakalı tuf çökellerinden oluşmaktadır.

JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRMELER

Harmancık ve civarı ofiyolitleri genellikle ultramafiklerde temsil edildiğinden şu anda korunmamış olan okyanus kabuğuna ait detaylı veriler krom spinel kimya analizleri ve daykların jokimyasal analizi ile elde

edilecektir.

Peridotitlerden alınan krom spinel analizleri yorumunda: Bu peridotitlerin yitim zonu üstündeki manto kesimine ait olabileceğini göstermiştir.

13 Adet dayk örneğinin jeokimya analizi CIPW vürtlüel hesaplamalar sonucu 8 adedinin olivinli toleit, 5 adedinin ise kuvarşlı toleit olduğu ve olivin+ortoproksen ağırlıklı bir mağmanın bu dayklara vücut verdiği anlaşılmıştır. Bu daykların 1,5 kb basınç şartlarında oluşmuş aynı mağmanın ürünü olduğu saptanmıştır. Diğer jeokimyasal analiz sonuçlarında ise bu daykların subalkalen özellik gösterdiği ve toleitik karakterde olduğu belirlenmiştir. TiO_2 - P_2O_5 diyagramına yerleştirilen bu daykların; yüksek kısmi ergimeler sonucu oluşmuş bazik sıvılardan itibaren meydana geldiklerini ve olivin+ortopiroksen fraksinyasyonundan etkilendikleri anlaşılmıştır.

“Harker” diyagramları ile ilgili ikili elemanlar arasındaki ilişkiler de bu daykların kesintisiz bir diferansiyasyon gösterdiği, kayalarda Na’ getirimi olduğu, katılaşma arttıkça MgO oranının arttığı vb. sonuçlara varılmıştır.

Doleritlerin “Ada yayı önü” toleitik kayaçların nadir toprak element dağılımları ile uyum içinde N.T.E.’ne sahip oldukları anlaşılmıştır.

20 kadar diyagramda yerleştirilen dayk örneklerinin jeokimya değerlerine göre; bu kayaların “Ada yayı toleit” kimyasında oldukları ve bu doleritlerin bir yitim zonu ile kimyası değişmiş manto kısmının kısmi ergimesi sonucu oluşmuş dayklar olduğu ve günümüzde korunmamış olan okyanusal kabuğun mafik kesimini oluşturan kısmı (okyanus içi ada yayları), nı besleyen bacalar olduğu düşünülmektedir.

BÖLGE MANYEZİTLERİNİN MİNERALOJİK-PETROGRAFİK VE DOKU ÖZELLİKLERİ

Küplü Dağı ve civarında yataklanma gösteren manyezitlere masif ve yumrusal görünüm olmak üzere iki tipte rastlanmıştır. Görüntüleri dışında hiçbir farklılık arzetmeyen bu manyezitlerden masif olanlarda saptanan mineraller: manyezit+serpantin+talk+kuvars/kalsedon şeklinde, Yumrusal manyezitlerde ise: manyezit+kuvars/kalsedon veya manyezit+serpantin şeklinde mineral toplulukları izlenmiştir. Tüm manyezitlerin ortak özellikleri ise silis minerallerinin çatlak dolgusu olarak yerleşmiş daha genç oluşumlar olması, fakat manyezit içinde olupta gözle farkedilemeyen ancak analiz ile anlaşılan silis oluşumları “Bünyesel silisler” in varlığıdır. Bünyesel silislerin manyezitlerde köken ilişkili olup eş zamanlı oluşmuşlardır. Her iki tip manyezitlerle serpantinler gank mineraller olup peridotitlerden oluşmuşlardır. Tüm manyezitlerde bloklanma, milonitleşme ve kırklanma izlenmesine rağmen masif manyezitlerde bu özelliklere daha fazla rastlanmıştır. İnceleme alanı manyezitlerinde rastlanılan sıkışma deformasyonu izleri bu manyezitlerin yüzeysel koşulların çok üstünde P/T koşullarında oluştuklarını göstermektedir.

Yanıktepe manyezitleri içinde fındık büyüklüğünde küresel kromitlere rastlanması manyezitlerin yataklanmadan önce hareket halinde olduğunu “çalkantılı ortamı” işaret etmektedir.

Manyezitlerin elektron mikroskopta incelenmelerinde manyezit romboedirleri üzerlerinde ve yanında kar görünümlü oluşuklar gözlenmiştir. Bu oluşukların noktasal analizlerinde “Fe, Si, Ca, Mn, Al” gibi elementleri içerdikleri ve bu oluşumların manyezitlerin üstünde yada yanında yer aldıkları fakat manyezit kristalleri içinde “yapısında” yer almadıkları görülmüştür. Manyezit yapısında yer olmayan bu “Fe, Si, Ca, Mn, Al” gibi elementlerin manyezit kristallerinin boşluk yada süreksizliklerine eş zamanlı veya sonradan yerleştikleri zannedilen bu elementlerin oksitleridir.

BÖLGE MANYEZİTLERİNDE İZ ELEMENT DAĞILIMLARI

İnceleme alanından derlenen 24 adet manyezit örneğinin major ve iz element analizleri yapılmıştır. Elde edilen analiz değerlerinden “Ni, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B” değerleri MOLLER. (1989), un hazırlamış olduğu “Manyezitlerde İz Element Dağılım Grafikleri” ile korele edilerek önemli oranda farklılıklar saptanmıştır. Uyumsuzluğa yol açan sebepler araştırılmış ve sonuçta Fe elementinin artışına yol açan etmenin manyezit örneğinin yan kayacında görülen lateritleşme sonucu ortaya çıkan demir oksidin bu manyezitlere nüfuz etmesi olduğu anlaşılmıştır. Kobalt (CO) elementinin ise MOLLER. (1989), un vermiş olduğu ultramafiklere bağlı manyezitlerdeki “Co” dağılım sınırlarının çok altında olması ise bu abakların hazırlanmasında toplanan verilerin azlığından kaynaklandığı ve kobalt (Co) sınırlarının azda olsa değişmesi gerektiği anlaşılmıştır. Ayrıca MOLLER. (1989), un iz element dağılım sınır grafikleri sepiyolitlerin kökeninin o bölgeye ait manyezitler olup olmayacağının, sepiyolitlerin iz element analizlerinin abaklarla korele edilerek kesin olarak anlaşılabileceğidir.

BÖLGE MANYEZİTLERİNİN OLUŞUMU VE OLUŞUM YAŞLARI

Türkiye’de ve inceleme alanında ofiyolitlere bağlı gelişen manyezit yataklarında cevherleşmeyi meydana getiren olayın çok büyük olasılıkla ofiyolitlerin karbonatlar üzerine tektonik bindirmeli olarak gelip yerleşmesidir. (~300°C sıcaklık ve 6-7 kb. basınç şartları) Bu durum alttaki karbonat kayalarının dekompoze olması ve ortalama CO₂ çıkışı için yeter şartlardır. Ortamdaki bu CO₂ peridotitlerin alterasyonu ile metasomatik olarak kopartılan Mg⁺² iyonları içeren sıvılar ile karşılaştığında Mg CO₃ (manyezit) haline geçeceklerdir ve uygun koşulları buldukça yataklanıp manyezit yataklarını oluşturacaklardır. İnceleme alanında ofiyolit kayalarının ÜstKratase-Paleosen aralığında (tektonik bindirmenin yaşı) ofiyolit yerleşimi ile başlayıp 2-3

milyon yılda manyezit yataklanmasının sona erdiği zannedilmektedir.

Bu çalışma ile Türkiye’de tamamı ultrabaziklere bağı gelişen manyezitlerde CO₂ kaynağı fazlaca sorun olmaktan çıkmıştır. Türkiye’de Triyas ve Üst Kratese de ofiyolitlerin karbonatlar üzerine tektonik bindirmeli olarak gelmesi CO₂ kaynağını dolayısı ile manyezitleri oluşturmuştur. Çalışmalarla anlaşılmıştır ki Türkiye’de ofiyolit yerleşimi % 90 oranında karbonat kayaları üzerine olmuştur. Türkiye Dünya toplam manyezit rezervinde 6. sıradadır, fakat yalnız ultrabaziklere bağı gelişen manyezitlerin rezervi açısından düşünüldüğünde bu jeolojik özellik sebebi ile çok büyük olasılıkla 1. sırada olacağıdır.



KAYNAKLAR

- AKKUŞ, M.F.. (1962). Kütahya Gediz Arasındaki Sahanın Jeolojisi. M.T.A. Dergisi, 58, 21-30.
- ANGEL, F., TROJER, F., (1953), Der Ablauf der Spatmagnetit Metasomatose Radex-R dsch, 315-334.
- ARDA, T., GÖK,S., ÇETİN,A., AKPINAR,A., ÇELİK,M., ERKEÇ,H.,(1971) Kütahya İli Manyezit Maden Sahaları.M.T.A.Rap.4273.
- ARNİ, P., (1942), Anadolu Ofiyolitlerinin Yaşlarına Mütair Malumat. M.T.A. Mec. No, 3.
- BARNES, I., ONEIL,J.R., (1976) Metamorphic Reactions in Flysch Rocks, in Cadek, J.and Paces T., Ends. Internat.
- BARNES, I., IRVIN.W., WHITE,D., (1978), Global Distribution Of Carbondioxide Discharges, and Major Zones of Seismicity
- BERGOUGNAN, H., FOURQUİN,C., (1980), Un Ensemble D'elements Communs A Une Marge Active Alpine Des Carphates Meridionales al'Iran Central Le Domaine İrano-Bakanique. Bull. Soc, Geol. France, 12, 61-83.
- BODENLOS, J.A., (1950), Magnezite Deposits Of Central Ceara. Brazil-Bull. U.S. Geol. Surv. 962-C, 121-153.
- BROCHERT, H., (1961), Erfahrung an Türkischen Chromerzlager-staetten in "Symposium On Chrome Ore, CENTO" 92-108.
- BROCHERT, H., (1963), Harmancık ve Göynükbelen Köy (Bursa Vilayeti) Kromit Yatakları. M.T.A. Rap. No, 1963.
- BROCHERT, H., UZKUT,İ., (1967), Harmancık (Bursa İli), Kuzeybatısındaki Krom Cevheri Yatakları, M.T.A. Derg. 68, 49-63.
- BRADSHAW, T.K., (1992), The Adaptation Of Pearce Element Ratio Diagrams To Complex High Silica Systems. Contrib Min. Petrol. 109,450-458.

BRINKMAN, R., (1966). Geotektonische Gliederung Von Westanatorien. N.Jb. Geol. Pal.Mh. 603-618.

CHATSI DIMITRIADIS, E.A., KELEPERTSIS, A.E., (1983). A Geological-Geochemical Study Of Magnesites From Northern Greece (Chalkidiki Peninsula), Oryktos Plontos. 22, 29-36.

ÇOĞULU, E., (1965), Remarques Sur Les Schistes A Glaucophane et Lawsonite De La Region De Mihaliçcık (Turquie). Arch. Sc. Soc.D.Phys. Hist. Nat. Geneve. 18, 126-131.

ÇOĞULU, E., (1967), Etude Petrographique De La Region De Mihaliçcık (Turquie). Schwiez. Min.Petrogr. Mitt.47.683-824.

DICK, H.J.B., BULLEN, T., (1984), Chromian Spinel As. A Petrogenetic Indicator In Abyssal And Alpine-Type Peridotites And Spatially Associated Lavas. Contrib.Min.Pet. 86, 54-76.

DIXON, T.H., BATIZA, R., (1979), Petrology And Chemistry Of Recent Lavas In The Northern Marianas, Implications For The Origin Of Island Arc Basalts. Cont.Min. Petrol. 70, 167-181.

DONALD, G.A., KATSURA, T., (1964), Chemical Composition Of Hawaiian Lavas. Jurn. Petro. Vol.5, 82-133.

EMRE, H., (1990), Orhaneli Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi. Doktora Tezi. İ.Ü. Fen Bil. Ens. 1955, (Yayınlanmamış).

ERNST, R.E., FOWLER, A.D., PEARCE, T.H., (1988), Modelling Of Igneous Fractionation And Other Processes Using Pearce Diagrams. Cont. Min. Petrol. 100, 12-18.

FRANZ, E.D., PONCE, J., WETZENSTEIN, W., (1979), Geochemie Und Petrographie der Magnetitlagerstätten Des Alto Choparel Bolivien. Radex-Rdsch, 1105-1119.

FRANZ, E.D., MARAZIDIS, D., WETZESTEIN, W., (1982), Geochemie Magnesiumkarbonatischer Feuerfestrohstoffe Von Vavdos, Chalkidiki/Griechenland-Radex, Rdsch, 699-706.

GAUR, G.S.C., BAGATI, T.N., NAUTIYAL, S.P., (1979), Magnesite Deposit of Bagoli. District Chamoli, Gahwal Himalaya. A Preliminary Exploration Account. Himalayan Geol. 9, 744-325.

- HARRIS, N.B.W., KELLEY, S., OKAY, A.I., (1994), Post-Collision Magmatism And Tectonics In Northwest Anatolia. *Cont. Min. Petrol.* 117, 241-252.
- HICKEY, R., FREY, F.A., (1981). Rare-Earth Element Geochemistry Of Mariana Fore-Arc Volcanics; DSDP Site 458 And Hole 459 B In Hussong DM, Uyeda S Et. Al Init repts DSDP. 60.US Government Printing Office Washington, pp 735-741.
- HICKEY, R., FREY, F.A., (1982), Geochemical Characteristis Of Bonite Series Volcanics: Implications For Their Source *Geochim Cosmochim Acta* 46, 2099-2115.
- HOLE, M.J., SAUNDERS, A.D., MARRINER, G.F., TARNEY, J., (1984), Subduction Of Pelagic Sediments: Implications For The Origin Of Ce-Anomalous Basalts From The Mariana Islands *J. Geol Soc London* 141, 453-472.
- HOLZER, H.F., (1954), Beyce 54/4 ve SİMAV 71/2 Paftalarının Jeolojik Löveleri Raporu. M.T.A. Rap. No, 2366.
- HOLZER, H.F., COLIN, H., (1957), Beitrage Zur Ophiolithfrage In Anatolien *Jb. Geol. Bundesanst.* 100-2, 213-237.
- ILİC, M., (1968), Problems Of The Genesis And Genetic Classification Of Magnezite Deposits. *Geol. Carp.* 19, 149-160.
- IRVINE, T.N., (1970), Crystallization Sequences In The Muskox Intrusion And Other Layered Intrusions I-Olivine-Pyroxene-Plagioclase Relations. *Geol. Soc. Soud. Africa. Spec. Publ. Vol. 1* pp, 441-476.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., (1971), A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* Vol, 8(5).pp, 523-548.
- İZDAR, E., (1975), Batı Anadolu'nun Jeotektonik Gelişimi ve Ege Denizi Çevresine Ait Üniteleri İle Karşılaştırılması. *Ege Üni. Müh. Bilim. Fak. Yayınları* No, 8.
- JOHANNES, W., (1970), Zur Entstehung Von Magnezitvorkommen-N.jb. *Miner. Abh.* 113, 274-325.
- KAADEN, G.V., (1959), Age Relations Of Magmatic Activity And Of Metamorphic Processes In The Northwestern Part Of Anatolia. *M.T.A. Bul.* 52, 15-34.

- KAADEN, G.V. (1966). The Significance And Distribution Of Glaucophane Rocks In Turkey M.T.A. Bul. 67. 36-67.
- KAADEN, G.V. (1969). Zur Entstehung Der Glaukophan-Lawsonit-Und Glaukophanitischen Grünschiefer- Fazies. Geländebeobachtungen Und Mineralsynthesen. Fortschr. Miner. 46,1, 87-136.
- KALAFATCIOĞLU, A., (1962), Tavşanlı-Dağardı Arasındaki Bölgenin Jeolojisi ve Serpantinlerle Kalkerlerin Yaşı Hakkında Not. M.T.A. Dergisi. 58, 38-46.
- KAYA, O., (1972), Tavşanlı Yöresi Ofiyolit Sorununun Anaçizgileri T.J.K. Bülteni XV. 1, 26-108.
- KAYA, O., (1981), Batı Anadolu Alta Bindirmesi, Ultramafik Birimin ve Menderes Masifinin Jeolojik Konumu. Tübitak Doğa Dergisi. Atatürk Özel Sayısı. 5, 15-36.
- KETİN, İ., (1947), Uludağ Masifinin Tektoniği TJK Bülteni Cilt 1.Sayı 1, 60-88.
- KETİN, İ., (1966), Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. M.T.A. Derg.66, 20-35.
- KOÇYİĞİT, A., ÖZKAN, S., ROJAY, B.F., (1988), E vamples From The Fore-Arc Basin Remnants At The Active Margin Of Northern Neo Tethys : Development And Emplacement Ages Of The Anatolian Nappe, Turkey: Tokay Volume ODTÜ Temel ve Uygulamalı Bilimler Derg. Ser. A,c.21, s 183-210.
- KOVENKO, V., (1945), Bursa Bölgesindeki Enjeksiyon Tipinde Kromit Yatakları. M.T.A. Yayını 2/34, 343-353.
- KRALIK, M., (1977), Verbreitung Und Genese Der Magnesitlagerstatte Von Eugui (Asturrera) W-Pyrenaen/Spanien 179p. Thesis Wien
- LANGMUIR, D., (1965), Stability Of Carbonates In The System MgO-CO₂-H₂O. Jour Geol V.73, 730-754.
- LATİN, D.M., (1990), The Relationship Between Extension And Magmatism In The North Sea Basin. PhD. Thesis University Of Edinburgh, 404 pp.
- LESKO, I., (1972), Über die Bildung Von Magnesitlagerstätten, Min. Dep.V.7, 61-72. Berlin

- LİSENBEE, A.L., (1971). The Ultramafic-Gabbro Thrust Sheet And Its Surroundings: A Progress Report In A.S. (ampbell ced) "Geology And History of Turkey" Pet. Explor. Soc. Libya Tripoli. 349-360.
- LİSENBEE, A.L., (1972). Structural Setting Of The Orhaneli Ultramafic Massif Near Bursa; Ph.D. Thesis. Univ. State, Pennsylvania, USA
- MAKSİMOVİĆ, Z., DANGİĆ, A., (1974), The Study Of Trace Elements In Magnesite Deposits Of Different Genetic Types - In Bogdanov B.Cedl. Problems Of Ore Deposition-Fourth. Lagod Symposium, Varna 2, 387-394.
- MANAV, H., (1988), Tavşanlı (Yaylacık) Bölgesi Manyezitlerinde Yapı (Doku) ve Oluşumun Petrografik Etüdü İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış)
- MARTİNY, E., ROJKOVIC, I., (1977), Trace Emenets In Magnesites Of Slovakia (Central West Carphathians). Geol. Zbor. Geol. Carpath. 28, 311-322.
- MIYASHIRO, A., (1975), Classification Characteristics And Origin Of Ophiolites Journ. Geol Vol. 83 pp, 249-281.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., (1975), Toleitic And Calco-Al kalic Series In Relatiion To The Behaviors Of Ti-V-Cr-Ni A mer. J. Sci. Vol. 275 pp, 265-277.
- MOORE, J.G., BACHELDER, J.N., CUNNINGHAM, C.G., (1977), CO₂ Filled Vesicles In Midocean Basalt; Jour Volcanology And Geothermal Research V. 2p, 309-327.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P., SCHLEY, F., (1982), The Rare Earth Element Contents And The Origin Of The Sparry Magnesite Mineralizations of Tux-Lanersbach Entachen Alm. Spiessnagel And Hochfilzen, Austria, And The Lacustrine Magnezite Deposits Of Aiani Kozani, Greece And Bela Stena, Yugoslavia-Econ Geol. 77, 617-631.
- MÖLLER, P., (1989), Minor And Trace Elements In Magnesite Monograph Series On Mineral Deposits 28, 173-195. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- MÜFFLER, I.J.P., WHITE, D.E., (1969), Origin Of CO₂ In The Salton Sea Geothermal System. USA

- MUNTA, S.C.A., (1979), Determinacao De Elementos Em Baixa Concentraçao Em Concentraçao De Tracos Em Amostras De Magnesita. Por Analize Por Activaçao 43 pp. Thesis No. IEA,158. Sao Paulo.
- MULLEN, E.D., (1983), A Minor Element Discriminant For Bazaltic Rocks Of Oceanic Environment And Its Implications For Petrogenesis. Earth Plan Et, S.C. Letters 62, 53-62.
- NEBERT, K., (1959), Anadolu'daki Sima Mağmatizmasına Ait Silis Teşekkülleri. M.T.A. Dergisi 53, 1-20.
- NORMAN, T., ARPAT, E., (1962), Simav Paftasının Kuzey ve Kuzeybatı Kısımlarının Jeolojik Revizyonu. M.T.A. Rap. 3394 (Yayınlanmamış)
- OKAY, A.I., (1980a), Mineralogy, Petrology And Phase Relations of Glaucophane-Lawsonite Zone Blueschists From The Tavşanlı Region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol. 72,243-255.
- OKAY, A.I., (1980b), Lawsonite Zone Blueschists And Sodic Amphibole Producing Reaction In The Tavşanlı Region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol. 75, 179-186.
- OKAY, A.I., (1981), Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması. TJK Bülteni. 24, 85-95.
- OKAY, A.I., (1984a), Distribution and Characteristics Of The Northwest Turkish Blueschists; Robertson, A.H.F. ve Dixon J.E., ed. The Geological Evolution or The Eastern Mediterranean'da Geol.Soc. London, 297-308.
- OKAY, A.I., (1984), Kuzeybatı Anadolu'da Yer alan Metamorfik Kuşaklar, Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu S, 83-92.
- OKAY, A.I., (1986), High Pressure/Low temperature Metamorphic rock of Turkey: Geological Society Of Amerika Memoir. No 164, 333-348.
- OKAY, A.I., SİYAKO.M., (1991), İzmir Balıkesir Arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis Kenedinin Yeni Konumu: Ozan Sungurlu Sempozyumu. (TPAO), 333-355.
- ÖZKOÇAK, O., (1969), Etude Geologique Du Massif Ultrabasique D'Orhaneli Et De Sa Proche Bordure (Bursa-Turquie) These Doç.Univ.Paris (nonpubl.)

- PEARCE, J.A., GALE, G.M., (1977). Identification Of Ore-Deposition Environment From Trace Element Geochemistry Of Associated Igneous Host Rocks In: Volcanic Processes In Ore Genesis. Geological Society of London Special Publication. 7, 14-24.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J., (1979), Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y And Nb Variations In Volcanic Rocks. Contributions To Mineralogy And Petrology. 69, 33-47.
- PEARCE, J.A., (1980), Geochemical Evidence For The Genesis And Eruptive Setting of Lavas From Tethyan Ophiolites, In Panayiotou, A. Cedit Proceedings of The International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, P. 261-272.
- PEARCE, T.H., (1987), The Identification And Assessment of Spurious Trends In Pearce-Type Ratio Variation Diagrams: A Discussion of Some Statistical Arguments. Contrib. Mineral Petrol. 97, 529-534.
- PEARCE, J.A., WANMING, D., (1988), The Ophiolites Of The Tibetan Geotraverses, Lhasa To Golmud (1985) And Lhasa To Kathmandu (1986), Phil. Trans. Roy. London, A.327, p.215-238.
- PETRASCHECK, J., (1963), Eskişehir Civarında Bulunan Lületaş ve Manyezitler: M.T.A. Rap. 3441/A.
- PINEAU, P., JAVOY, M., BATTINGA, Y., (1976), $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio of Rocks And Inclusions In Popping Rocks of Mid Atlantic Ridge And Their Bearing of The Problem of Isotopic Composition of Deep Seated Carbon: Earth And Planetary Sci. Letters, V.29, 413-421.
- QUEMENEUR, J., (1974), Les Gisements de Magnesite du Pays Basque: Cadre Geologique Et Sedimentologique: Genese De La Magnesite En Milieu Sedimentaire-210p Thesis, Paris.
- REDLICH, K.A., (1909), Die Typen Der Magnesitlagerstätten-Z.Prakt Geol. 17, 300-310.
- REAGAN, M.K., MEIJER, A., (1984), Geology And Geochemistry Of Early Arc Volcanic Rocks From Guam Geol. Soc. Am. Bull.95, 701-713.
- ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J.E., (1984), Introduction: Aspects Of The Geological Evolution Of The Eastern Mediterranean, In J.E. Dixon And A.H.F. Robertson (eds), The Geological Evolution Of The Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London special Publication 17, 1-74.

- RÖSLER, H.J., LANGE, H., (1972). *Geochemische Tabellen*-674p Enke, Stuttgart.
- ROSENBERG, P.E., HOLLAND, H.D., (1964), Calcite-Dolomite-magnesite Stability Relations In Solutions At Elevated Temperatures. *Science*. 145, 700-701.
- ROSENBERG, P.E., BURT, D.M., HOLLAND, H.D., (1967), Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations In Solutions: The Effect Of. Ionic Strength-*Geochim. Cosmochim. Acta*. 31, 391-396.
- RUSSELL, J.K., HALLERAN, A.D., (1990), Trace Elements Formulated As Pearce Element Ratios: I. Insights Into Magmatic Differentiation In Russell J.K. Stanley, C.R. (eds) *Theory And Application Of Pearce Element Ratios To Geochemical Data Analysis Geol. Assoc. Can. Short Course. Notes*. 8, 55-72.
- RUSSEL, J.K., NICHOLLS, J., STANLEY, C.R., PEARCE, T.H., (1990), Pearce Element Ratios: A Paradigm For The Testing Of Petrologic Hypotheses *EOS*. 71, 234-246.
- SCHROLL, E., (1961), Über Das Vorkommen Von Magnesit In Alpenen Salzlagerstätten *Radex-Rdsch*, 704-707.
- SCHULZ, S., (1980), Verteilung Und Genese Von Fluorit Im Hauptdolomit Norddeutschlands-86p. Thesis, Technische Universität Berlin, 86p.
- STANLEY, C.R., RUSSEL, J.K. (1989b), Pearce Plot: A Turbo-Pas Program For The Analysis Of Rock Compositions With Pearcement Ratio Diagrams *Comp. Geos.* 15, 905-926.
- ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., (1981), Tethyan Evolution Of Turkey. A Plate Tectonic Approach: *Tectonophysics*. 75, 181-241.
- TURKEİAN, K.K., (1969), The Oceans Streams And Atmosphere In: K.H. Wedepohl(ed): *Handbook Of Geochemistry*. I, 297-320. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- USTAÖMER, T., (1993), Pre-Late Jurassic Tectonic-Sedimentary Evolution of North Tethys: Central Pontides, N. Turkey, Thesis Submitted For The Degree Of Doctor Of Philosophy Univ. Of. Edinburgh.
- UZ, B., (1978), Sındırgı-Akhisar Bölgesi Ofiyolit Birliğinin Petrografik-Petrojenetik ve Jeokimyasal İncelenmesi İ.T.Ü. Mad. Fak.

- UZ, B., MANAV, H., ESENLİ, R.F., (1988), Manyezit ve Manyezitleşme Sorunu. Batı Anadolu Manyezit Zuhurları. A.Ü. Isparta Müh. Fak. Dergisi 1, 214-232.
- UZ, B., MANAV, H., YAVUZ, F., ESENLİ, R.F., (1991), Tavşanlı ve Harmancık Bölgesi Manyezitlerine Ana Elemanlar Analizinin Uygulanması. A.Ü. Isparta Müh.Fak. Dergisi. 5, 193-213.
- UZ, B., EREN, R.H., ESENLİ, R.F., MANAV, H., TOKGÖZ.N., (1993) Dünya ve Türkiye Manyezitlerinin Rezerv, Üretim ve Kalite Açısından Değerlendirilmesi. İTÜ. Maden Fakültesi 40. Yıl Sempozyumu Tebliği Kitabı Sayfa 229-241.
- VALCHA, Z., (1979), Czechoslovak Analytical Standarts Of Rock And Mineral Raw Materials Reference Standart Material Of. Magnesite (Kosice)-Zbornik Geologických Ved. Ser. Techn. Geochem. 16, 85-98.
- VAVTAR, F., (1976), Gefüganalytische Untersuchungen Der Magnezitlagerstätte Bürglkopf-Weissenstein Bei Hochfilzen, Tirol: Verh Geol. Bundesanstalt. P, 147-182.
- VARGAS, R.H., REAGAN, M., (1987), Temporal Variation Of Isotope And Rare Earth Element Abundances In Volcanic Rocks From Guam: Implications For The Evolution Of The Mariana Arc. Contrib. Mineral. Petrol. 97, 497-508.
- WETZENSTEIN, W., ZACHMANN, D., (1977), Sedimentäre Magnesiumkarbonatische Bildungen Im Servia-Becken/Nordgriechenland-Radex-Rdsch, 29-49.
- WICHROWSKA, M., (1974), Badania Mineralogiczno-Geochemiczne Magnezytów Ze Złóż Dolnego Śląska-Biul. Insti. Geol.280, 81-105.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., (1976), Geochemical Magma Type Discrimination: Application To Altered And Metamorphosed Basic Igneous Rocks. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 28, pp,459-469.
- WINKLER, H.G.F., (1967), Petrogenesis Of Metamorphic Rocks: Springer-Verlag, New York, 237.
- WIRTZ, D., (1955), 73/1,2,3,4. Emirdağ ve 74/3 Katrancı Paftalarında Yapılan Jeolojik Harita Çalışmaları Hakkında Rapor. M.T.A. Ens. No, 2363.

- WIJKERSLOOTH. P.. (1941). Garbi ve Merkezi Anadolu Sahası Dahilinde Genç Paleozoyikte Mağmatik Faliyet Hakkında Mülahazalar. M.T.A. Dergi 4 25. 536-550.
- YAVUZ. F., GÜLTEKİN. A.H. (1994), GRPET. Granadiyoritlerde Grafıksel Ağırlıklı Bilgisayar Uygulamaları, Geusound Yerbilimleri Sayı 24, 67-82.
- YENİYOL, M., (1979), Yunak (Konya) Manyezitlerinin Oluşum Sorunları, Değerlendirilmeleri ve Yöre Kayaçların Petrojenezi. İ.Ü. Fen Fak. (Doktora Tezi),
- YILMAZ, H., (1994), Doğal Karbondioksit. Türkiye Enerji Bülteni TMMOB. Jeoloji Müh. Oda Yayını. Sayı: 1, 75-82.
- YODER, H.S.J., SAMAHA, G.T., (1957), Olivine x-Ray Determinative. - Amer. Min. 42, 475-491.

ÖZGEÇMİŞ

1954 yılında Nevşehir de doğdu. İlk ve orta öğrenimini Ankara'da tamamladıktan sonra İ.T.Ü. Maden Fakültesinde Jeoloji eğitimi alarak 1980 yılında mühendis olarak mezun oldu. 1980-1984 yılları arasında özel sektörde pratiğe yönelik mesleki çalışmalar yanısıra 4 aylık kısa dönem askerliğini'de tamamladıktan sonra 1984 yılında İ.T.Ü. Maden Fakültesi Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalında araştırma görevlisi olarak göreve başladı. 1988 Yılında yüksek mühendis ünvanı aldı, çalışmalarını sürdürmekte olan Araş. Gör. Halis MANAV evli ve bir çocuk babası olup Fransızca bilmektedir.

