



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**JEOTEKTONİK ORTAMLARI AÇISINDAN BATI
ANADOLU KROMİT YATAKLARININ
KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ**

**Jeoloji Yük. Müh. Cem KASAPÇI
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Hüseyin ÖZTÜRK**

Eylül, 2012

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**JEOTEKTONİK ORTAMLARI AÇISINDAN BATI
ANADOLU KROMİT YATAKLARININ
KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ**

**Jeoloji Yük. Müh. Cem KASAPÇI
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Hüseyin ÖZTÜRK**

Eylül, 2012


İSTANBUL

Bu çalışma 10/09/2012 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi


Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK
İstanbul Üniversitesi
Danışman


Prof. Dr. Timur USTAÖMER
İstanbul Üniversitesi
Üye


Prof. Dr. Sabah YILMAZ ŞAHİN
İstanbul Üniversitesi
Üye


Prof. Dr. Fuat YAVUZ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Üye


Doç. Dr. Mustafa KUMRAL
İstanbul Teknik Üniversitesi
Üye

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Maden Yatakları - Jeokimya Programında “Jeotektonik Ortamları Açısından Batı Anadolu Kromit Yataklarının Karşılaştırmalı İncelemesi” konulu doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Çalışmanın başlangıcından bitimine kadar; tez konusunun belirlenmesi, saha çalışmalarında problemlerin tespiti ve çözümü ile saha çalışmaları sonrası derlenen verilerin yorumlanmasına kadar tezin her aşamasında vermiş olduğu destek ve katkılarından dolayı değerli danışmanım Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK’e,

İlk konuşmalarımızda bir ustanın ayak izlerini takip etmenin bile bana çok şey katacağını söylediğim, başım her sıkıştığında yardımına başvurduğum, Trabzon’da ziyaretlerde bulunup başımı ağrıttığım, tezim için çok önemli olan Mikroprob ölçümlerini Almanya’da bizzat yapan ve en önemlisi de ufku genişleten sayın hocam Doç. Dr. İbrahim UYSAL’a

Çalışma sırasında sıklıkla görüşlerini aldığım ve sunduğu farklı alternatiflerle teze katkıda bulunan, değerli hocam Prof. Dr. Timur USTAÖMER’e

Tezin sağlıklı bir şekilde yürütülmesi için görüş ve önerilerinden faydalandığım, tezin vücuda gelmesinde çok büyük emeği geçen sayın hocam Prof. Dr. Fuat YAVUZ’a,

Her başım sıkıştığında kapısını çaldığım, petrografik analizler başta olmak üzere tüm katkılarından dolayı benden zamanını hiç esirgemeyen sayın hocam Prof. Dr. Sabah YILMAZ ŞAHİN’e,

Tezin gelişmesi açısından değerli katkılarda bulunan sayın hocam Doç. Dr. Emin ÇİFTÇİ’ye,

İnce kesit ve parlatma kesitlerinin hazırlanmasında ve büro çalışmalarında katkılarında dolayı Jeoloji Mühendisi F. Ece BAŞARAN’a,

Elektron mikroskopisinde yaptığım incelemelerde yardımlarını esirgemeyen İ.Ü. Metalurji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Yrd. Doç. Dr. Cem KAHRAMAN ve Ar. Gör. Dr. Eray ERZİ’ye

Mineralojik çalışmalarım sırasında ve her türlü problemle karşılaştığımda yardımını benden esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Namık AYSAL’a,

İnce kesitlerin tanımlanmasında yardımlarından dolayı Prof. Dr. Sinan ÖNGEN’e

Saha çalışmalarım esnasında her türlü yardımda bulunan, heybemdeki bilgilerin dolmasını sağlayan, daha fazla kromit yatağı görmemi sağlayan ve evinin kapılarını açan soyadı gibi olan, üstadım Jeoloji Müh. Mahmut GÜLDOST'a

Arazi çalışmalarımın Eskişehir bölgesinde bana eşlik eden, problemlerin çözümünde yardımlarını esirgemeyen, karakteristik örnekler almamı sağlayan Jeoloji Mühendisi Çavuş ALTUNBULAK'a,

Aziz Çevik Madencilik Yönetim Kurulu başkanı Aziz ÇEVİK'e,

Burdur Tefenni'deki çalışmalarım sırasında yardımlarını ve arkadaşlıklarını benden esirgemeyen Jeoloji Müh. Murat KARADAĞ, Maden Müh. Mustafa Kemal KUTLUER ve Harita ve Kadastro Teknikeri Ragıp Faruk KULA'ya,

Ruhsat alanları içerisinde arazi çalışmalarını yapmama izin veren ve tesislerinde beni misafir eden, Genel Müdürü Maden Mühendisi G. Şeyda ÇAĞLAYAN' a, Kavak İşletme Müdürü Maden Müh. Hüseyin KÜÇÜKAKÇALI, Tavas Krom İşletmesi Jeoloji Mühendisleri Tahir Acar ve Atilla Ş. ÖZDEMİR olmak üzere tüm Türk Maadin Şirketi çalışanlarına,

Madkim A.Ş. yöneticilerine, Maden Müh. Faruk Yılmaz, Maden Müh. Şinasi Ulucan, Maden Müh. Osman UNDER ve tüm çalışanlarına,

Şetat Madencilik A.Ş. genel müdürü Koral KORKUT ve bir dönem işletmenin koordinatörü olan rahmetli Maden Müh. Ergin ŞOHER ve tüm çalışanlarına,

Mustafa Kemalpaşa Yeni Madencilik A.Ş. genel müdürü Av. Seyit Yeni ve Maden Müh. Çağrı BAKIR ile Jeoloji Müh. Manfred Maxl'a,

Eskişehir Mihaliççık Krom İşletmesi Ocak Şefi Ramazan AFAR'a arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı,

Bursa Harmancık Demirexport Kromit İşletmelerinde çalışmalarım sırasında yardımları ve desteklerinden dolayı Maden Müh. Mustafa GÖLE'ye,

Kromit yataklarında yapmış olduğum çalışmaların ilk dönemlerinde lojistik desteklerinden dolayı Elteks Madencilik ve Doğa Madencilik Şirketlerinin tüm yöneticilerine,

Orhaneli bölgesinde yapmış olduğum saha çalışmaları sırasında bana eşlik eden Jeoloji Mühendisleri Sedef YEŞİLALTAY ve Semih Adil BADUR'a, Orhaneli tesislerinde beni misafir eden ve güzel sohbetleriyle yalnız bırakmayan başta Türkiye Kömür İşletmeleri sosyal tesisleri yöneticisi Ramazan Sümer ve tüm personeline,

Tezimin çeşitli aşamalarından yardımlarına başvurduğum, Yrd. Doç. Dr. İsak YILMAZ, Yrd. Doç. Dr. Yıldırım GÜNGÖR, Ar. Gör. Göksel DURSUN'a,

Tezin çeşitli aşamalarında yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Müh. Eray ERTÜRK'e,
XRD analizlerinin sağlık yapılmasını sağlayan Jeoloji Müh. Timuçin KONGAZ'a,

Teşekkürlerin her zaman en büyüğünü hak eden, her konuda fikirlerine başvurduğum,
analizlerimin yapılmasına kendi projesinden destek sağlayan sayın hocam, ustam Yrd.
Doç. Dr. Nurullah HANILÇI'ye,

Kafamı toparlamamı sağlayan heybemdeki bilgileri yazıya dökerken moral desteği
sağlayan Hayko CEPKİN'e,

Akademik çalışmalarımın her aşamasında hiçbir zaman desteğini esirgemeyen ailemin
tüm fertlerine,

Tezimin her aşamasında yanımda olan, bana maddi ve manevi destekte bulunan sevgili
eşim Jeoloji Müh. Nihan MERGEN KASAPÇI ve en karamsar olduğum zamanlarda
bile gülümsememi sağlayan biricik oğlum Cem Demir KASAPÇI'ya teşekkürü bir borç
bilirim. İyi ki varsınız...

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Yürütücü
Sekreterliği tarafından 7685 no'lu "Jeotektonik Ortamları Açısından Batı Anadolu
Kromit Yataklarının Karşılaştırmalı İncelemesi" başlıklı doktora tez projesi kapsamında
desteklenmiştir.

Eylül, 2012

Cem KASAPÇI

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER	IV
ŞEKİLLER TABLOSU	VIII
TABLO LİSTESİ	XVIII
SEMBOL LİSTESİ.....	XIX
ÖZET.....	XX
SUMMARY	XXII
1. GİRİŞ	1
1.1. AMAÇ	2
2. GENEL KISIMLAR	4
2.1. ESKİ İNCELEMELER.....	4
2.1.1. Batı Anadolu Jeolojisi İle İlgili Çalışmalar.....	4
2.1.2. Batı Anadolu Kromitleri İle İlişkili Çalışmalar	10
2.1.3. Kromit Ve Platin Grubu Elementler İle İlişkili İncelemeler.....	11
2.2. OFİYOLİT.....	15
2.2.1. Yitim Zonu Üstü Ofiyolitleri	18
2.3. SPİNEL GRUBU MİNERALLER.....	25
2.3.1. Kromit.....	26
2.4. PODİFORM KROMİT YATAKLARININ OLUŞUMLARI	26
2.5. TÜRKİYE KROMİTLERİNE GENEL BAKIŞ.....	34
3. MALZEME VE YÖNTEM	39
3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ.....	39
3.1.1. Saha Çalışmaları	39
3.1.2. Laboratuar Çalışmaları	40
3.1.2.1. Petrografik İncelemeler.....	40
3.1.2.2. Cevher Mikroskopisi İncelemeleri.....	40

3.1.2.3. XRD İncelemeleri	41
3.1.2.4. Jeokimyasal Analizler	41
3.1.2.5. Platin Grubu Element (PGE) Analizleri	42
3.1.2.6. Mineral Kimyası Analizleri	43
3.1.3. BÜRO ÇALIŞMALARI	44
4. BULGULAR	45
4.1. İZMİR – ANKARA ZON’UNUN JEOLJİSİ	45
4.1.1. Orhaneli (Bursa) Bölgesinin Jeolojisi	49
4.1.1.1. Mavişist Metamorfitleri	51
4.1.1.2. Kümülat Dunit	51
4.1.1.3. Kümülat Harzburjit	53
4.1.1.4. Piroksenit Damarları	55
4.1.1.5. Gabro	57
4.1.1.6. Damar Kayaçları:	59
4.1.1.7. Ofiyolitik Melanj	62
4.1.1.8. Neojen Sedimentleri	62
4.1.2. Orhaneli (Bursa) Bölgesi Kromit Yatakları	63
4.1.2.1. Batı Orhaneli Kromit Yatakları	63
4.1.2.1.1. Güdecek Kromit Yatağı	65
4.1.2.1.2. Aslankır Kromit Yatağı	67
4.1.2.1.3. Oluklu Kromit Yatağı	68
4.1.2.1.4. Çivili Kromit Yatağı:	69
4.1.2.1.5. Çivili (Topuk) Kromititleri	70
4.1.2.2. Doğu Orhaneli Kromit Yatakları	71
4.1.2.2.1. Fuğla Tepe Kromit Yatağı	72
4.1.2.2.2. Düzler Sırtı Kromit Yatağı	74
4.1.2.2.3. Karaali Deresi Kromit Yatağı	75
4.1.2.2.4. Bayramlar Tepe Kromit Yatağı	76
4.1.3. Kavak (Mihalıççık - Eskişehir) Bölgesinin Jeolojisi	79
4.1.3.1. Mavişist Metamorfitleri	79
4.1.3.2. Ofiyolitik Melanj	81
4.1.3.3. Kümülat Harzburjit	81
4.1.3.4. Kümülat Dunit	83
4.1.3.5. Verlit	85
4.1.3.6. Lerzolit	87
4.1.3.7. Piroksenit	87
4.1.3.8. Gabro	90
4.1.3.9. Silisleşmiş Dunit	93

4.1.3.10. Gölsel Sedimentler.....	93
4.1.4. Kavak (Mihalıççık - Eskişehir) Bölgesi Kromit Yatakları.....	95
4.1.4.1. Kavak Kromit Yatağı.....	95
4.1.4.2. Karakuz Dere Kromit Yatağı.....	98
4.1.4.3. Kayaardı Tepe Kromit Yatağı.....	99
3.4.4.4. Dömen Tepe Kromit Yatağı.....	101
4.1.4.5. Kızıl Dere Kromititleri.....	101
4.2. LİKYA TOROSLARI KROMİT YATAKLARI.....	104
4.2.1 Likya Naplarının Jeolojisi.....	104
4.2.1.1 Menderes Masifi.....	104
4.2.1.2. Likya Napları.....	106
4.2.1.3 Beydağları Otoktonu.....	106
4.2.2. Tefenni (Burdur) Bölgesinin Jeolojisi.....	108
4.2.2.1. Tektonit Harzburjit.....	108
4.2.2.2. Kümülat Dunit.....	111
4.2.2.3. Verlit.....	113
4.2.2.4. Klinopiroksenit.....	114
4.2.2.5. Gabro.....	115
4.2.2.6. Damar Kayaçları:.....	118
4.2.2.7. Kızılcaadağ Ofiyolitik Melanjı:.....	120
4.2.3. Tefenni (Burdur) Bölgesi Kromit Yatakları.....	120
4.2.3.1. Gökarkı Kromit Yatağı.....	121
4.2.4. Beyağaç (Denizli) Bölgesinin Jeolojisi.....	123
4.2.4.1. Tektonit Harzburjitler.....	124
4.2.4.2. Tektonit Dunit.....	127
4.2.4.3. Damar Kayaçları.....	129
4.2.5. Beyağaç (Denizli) Bölgesi Kromit Yatakları.....	132
4.2.5.1. Çona Kromit Yatağı:.....	132
4.2.5.2. Uzunoluk-Kozlar Kromit Yatakları.....	133
4.2.5.2.1. Meşelidüz Kromit Yatağı.....	134
4.2.5.3. Karapınar Kromit Yatağı.....	134
4.2.5.3.1. Kromit Ocağı 1.....	135
4.2.5.3.2. Kromit Ocağı 2.....	135
4.2.5.3.4. Kromit Ocağı 3.....	135
4.2.5.4. Karabudak Kromit Yatağı.....	136
4.2.5.5. Şehremen Kromit Yatağı.....	137
4.3. CEVHER MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ.....	139
4.4. MİNERAL KİMYASI.....	145
4.5. JEOKİMYA.....	153

4.5.1. Ana Kayaç Jeokimyası	153
4.5.1.1. Mafik Kümülat Jeokimyası:	159
4.5.2. İzole Dayk Jeokimyası.....	164
4.5.3. Kromitit Jeokimyası.....	171
4.5.4. Platin Grubu Element (Pge) Jeokimyası	174
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	179
KAYNAKLAR	207
EKLER.....	232
ÖZGEÇMİŞ.....	290

ŞEKİLLER TABLOSU

Şekil 2.1. İdeal ofiyolit istifi ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması (Gass ve diğ, 1975).	16
Şekil 2.2. Umman Ofiyoliti (Harzburjit tip) ve Trinity Ofiyoliti (ABD) lerzolit tip ofiyolit istiflerinin karşılaştırması (Nicolas, 1989).	17
Şekil 2.3. Yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin şematik modeli (Stern ve Bloomer, 1992)	21
Şekil 2.4. Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin evrimi. (a) doğuş, (b) gençlik, (c) olgunluk, (d) yok oluş ve (e) kıta üzerine yerleşme evreleri (Shervais, 2001).	24
Şekil 2.5. Spinel prizmasında görülen spinel grubu uç üyelerinin bileşimleri (Yeniyol, 2009).	25
Şekil 2.6. Kayaç – ergiyik etkileşimi sonucu podiform kromitit oluşum modeli (Arai, 1997). a) Harzburjit içine A magmasının yerleşimi, b) etkileşimle dunit oluşumu ve silişçe zengin B ergiyiğine ulaşma, c) B ergiyiğinin içine yeni A ergiyiğinin girmesi ve karışması ile C ergiyiğinden kromitit çökeline dönüşmesi.	29
Şekil 2.7. Tektonik konumlarına göre kromitit oluşum alanları (Zhou ve Robinson, 1997)	32
Şekil 2.8. Kromitit yataklarının yapıları, lineasyon ve foliasyonlarına göre peridotitler ile olan ilişkileri (Cassard ve diğ. 1981).	33
Şekil 2.9. Türkiye de ofiyolitler içerisinde işletilmekte olan kromitit yatakları (MTA 1/500.000 ölçekli jeoloji haritaları (2002); Robertson ve Ustaömer, (2009); Okay ve Tüysüz. (1999); MTA, (2002). Jeokronoloji verileri (a) Okay Okay ve diğ. (1996); (b) Beccaletto and Jenny, 2004; (c) Önen and Hall, 2000; (d) Harris Okay ve diğ. (1994); (e) Thuizat Okay ve diğ. (1981); (f) Çelik, 2002; (g) Çelik Okay ve diğ. (2006); (h) Dilek and Whitney, 1997; (i) Dilek Okay ve Tüysüz. (1999); (j) Delaloye and Wagner, 1984; (k) Parlak Okay ve diğ. (1995); (l) Parlak and Delaloye (1996); (m) Parlak and Delaloye (1999); (n) Önen, 2003, (o) Altıntaş, 2011, (p) Çelik Okay ve diğ. (2011), and (r) Dilek and Thy, (2009)).....	36
Şekil 2.10. Türkiye'nin önemli kromitit yataklarının ofiyolit istifindeki konumları (Engin ve diğ. 1985)	38
Şekil 4.1. Orta Batı Anadolu genel jeoloji haritası (Okay ve Whitney, 2010).	46
Şekil 4.2. Sakarya – Tavşanlı – Afyon zonlarının ilişkisini gösterir K-G yönlü jeolojik enine kesit (Okay ve Whitney, 2010).....	46
Şekil 4.3. Orhaneli (Bursa) Batısının Jeoloji Haritası (2 numaralı alan Emre (1986) ve Özen ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır).....	50

Şekil 4.4. Yürücekler Köyü doğusunda, yol yarmasında gözlemlenen kümülat dunit ve harzburjit ardalanması.....	52
Şekil 4.5. Fuğla Tepe kromit yatağına ait KOŞ 3 örneğinde gözlenen az miktarda serpantinleşmiş, öz – yarı öz şekilli olivinler ve spinellerin tipik adkümülat dokusuna ait mikrofoto (a, b), MK 60 harzburjit örneğine ait ince kesitte serpantinleşmiş olivinler tarafından kuşatılmış ortopiroksen ait görüntü (c, d) (a ve c tek nikol, b ve d çift nikol) (Opx: Ortopiroksen).....	54
Şekil 4.6. Kümülat dunit içerisindeki iri taneli piroksenit damarı (a) ve ince taneli piroksenit bantlarının genel görünümü (b).....	56
Şekil 4.7. MK 61 no’lu örnekte, iri taneli klinopirokseni çevreleyen küçük taneli klinopiroksene ait mikro fotoğraf (a) Tek nikol, b) Çift nikoldeki görünümü).	56
Şekil 4.8. Bursa – Orhaneli Karayolu üzerinde Yürücekler Köyü batısında, a) yol yarmasında gözlenen katmanlı gabro – dunit ilişkisi, b) katmanlı gabroda piroksen ve plajiyoklazca zengin seviyelerin ardalanması.....	58
Şekil 4.9. Gabro içerisinde, a) plajiyoklaz, klinopiroksen ve olivin birlikteliği b) iri taneli hornblend ve plajiyoklazların genel mikro görünümü c, d) koyu yeşil renkli spinel çevreleyen klinopiroksenlerin ilişkisini gösterir mikro görüntü (c: tek nikol, d: çift nikol) (Ol: Olivin, Plj: Plajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Hbl: Hornblend ve Spl: Spinel).	58
Şekil 4.10. Motor Deresi Vadisi’nde gözlemlenen diyabaz sil ve/veya daykının genel görünümü ve dunit – soğuma kenarı – çekirdek zonlanması.	59
Şekil 4.11. Ömerliyayla Deresi’nde dunitleri kesen amfibolitce zengin şisti damar kayası.....	60
Şekil 4.12. Ofitik dokuya sahip diyabazların genel görünümü a: tek nikol, b: çift nikol). Diyabaz içerisindeki klinopiroksenlerde gelişen alterasyon kuşağı (c: tek nikol, d: çift nikol) (Cpx: Klinopiroksen).....	61
Şekil 4.13. Makaslama düzlemlerinde amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuş mikro gabroya ait ince kesit görüntüleri. Genel şisti doku (a-b), kısmen korunmuş klinopiroksen (c-d).	61
Şekil 4.14. Batı Orhaneli’nin (Bursa) Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti.....	64
Şekil 4.15. Aslankır Kromit Yatağı’nda bir dönem işletilmiş, bantlı kromitit (a), Yavaşlar Tepe’nin kuzeydoğusunda bantlı kromititlerdeki kıvrımlanmalar (b), Oluklu kromit yatağından çıkarılmış leopar ve benekli kromitit blokları (c), Ömerliyayla Deresi’nde serpantinleşmiş dunitler içerisinde gözlenen kromitit mercekleri (d), Güdecek Kromit Yatağı’nda kromititleri kesen ve serpantinleşmiş zon yaratan diyabaz sili (e), Çivili kromit yatağında kromitit bantlarını kesen piroksenit damarı (f).....	65
Şekil 4.16. Güdecek kromit yatağına ait jeoloji haritası (Güldost, 2009’dan değiştirilerek).	66
Şekil 4.17. Bahri ocakta güneybatısına ait taslak jeoloji haritası (ölçeksiz).....	67
Şekil 4.18. Aslankır kromit yatağında bantlı kromititlerin genel konumu.	68
Şekil 4.19. Oluklu Kromit Yatağı’nın kuzeydoğusundaki şevde, düşük açılı normal faylarla parçalanmış kromit ve kromit bantlardaki ondülasyonlu yapı.....	69

Şekil 4.20. Çivili Kromit Yatağı'nda bantlı kromititleri kesen piroksenit merceği.	70
Şekil 4.21. Çivili (Topuk) Kromit cevherleşmesine ait TS 5 sondajına ait karotlar içinde dik kesilmiş bantlı kromititler (Sarı çizgiler ile sınırlanan alanlar kromitit). ...	71
Şekil 4.23. Fuğla Tepe kromit yatağı ve Çörelere ile Akçabük Köylerinin, Arıkayası Mevkiinden görünümü.	72
Şekil 4.22. Orhaneli'nin Doğu'sunun (Bursa) Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti.	73
Şekil 4.24. Fuğla Tepe güneyinde, yatağın ortalamasına göre daha yüksek tenörlü, bantlı kromitit.	74
Şekil 4.25. Düzler Sırtı Kromit Yatağı'nda dunitler içerisinde ondülasyonlar gösteren bantlı kromititler.	75
Şekil 4.26. Karaali Kromit Yatağı'nda K40D doğrultulu yarmanın doğu şevinde, tamamen serpantinleşmiş dunitler içerisindeki bantlı yapıdaki kromititler.	76
Şekil 4.27. Karaali Deresi kromit yatağının batısında gözlenen 20 metre genişliğindeki harzburjit ve dunit arasındaki ilişki ve harzburjit içerisindeki ortopiroksen bantlanmaları.	77
Şekil 4.28. Bayramlar kromit yatağı doğu galeri girişinde gözlenen bantlı ve saçınımlı kromititler.	78
Şekil 4.29. Bayramlar kromit yatağı doğu galeri girişinin bulunduğu şevde geçmiş yıllarda yüksek tenörlü > % 34 Cr ₂ O ₃ , parça cevherin üretildiği kromitit bantları.	78
Şekil 4.31. Dede Tepe kuzeyinde Devlez Formasyonu içerisindeki metabazikler içerisinde yer alan ve pitigmatik kıvrımlar gösteren mermer fillat ardalanması.	79
Şekil 4.30. Bahtiyar Köyü (Mihalıççık – Eskişehir) ve Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti.	80
Şekil 4.32. Şeyhpınarı Dere'de iki diyabaz bloğu arasındaki radyolaryalı çörtlerin görünümü.	82
Şekil 4.33. Madenerenler Tepe'nin batı eteklerinde harzburjit – dunit ve silisleşmiş dunitin uzaktan görünümü.	82
Şekil 4.34. LES 86 sondajı 93 m.'den alınmış harzburjit örneğine ait, olivin, serpantin ve ortopiroksenlere ait a) Tek nikol, b) Çift nikol görüntüsü (Opx: ortopiroksen).	83
Şekil 4.35. Kavak krom madeni Kozalık Tepe güneybatısında dunit içindeki kromititlere paralel uzanan klinopiroksenit bantı (a) ve kromititleri kesen klinopiroksen damarı (b).	84
Şekil 4.36. KK 401 no'lu serpantinite dönüşmüş dunit örneğine ait ince kesit görüntüleri (a: Tek nikol, b: Çift Nikol). LES 86 sondajı 141.2 m.'ye ait serpantinleşmenin nispeten az geliştiği olivinler içerisinde kemirilmiş ortopiroksen ve spinellere ait ince kesit görüntüsü (c ve d: Çift nikol) (Spl: Spinel, Opx: ortopiroksen)	85
Şekil 4.37. Kızıl Dere vadisi, Dömen Tepe kuzeydoğusunda gözlenen piroksenit-verlit-dunit magmatik bantlanması (V: verlit, Prx: piroksenit).	86
Şekil 4.38. LES 91 sondajına ait karotlarda dunit-verlit-lerzolite-klinopiroksenitten oluşan magmatik bantlaşmanın görünümü.	86

- Şekil 4.39.** LES 91 sondajı 188 metreden alınan serpantinleşmiş verlit örneklerine ait ince kesit fotolarında klinopiroksen, olivin ve spinellerin genel görünüşleri (a, c: tek nikol, b, d: Çift nikol görüntüleri) (Cpx: Klinopiroksen, Spl: Spinel, Ol: Olivin). **87**
- Şekil 4.40.** Lerzolite ait ince kesit görüntülerinde; klinopiroksen içerisinde kapanlanmış olivin tanesi (a ve b), ortopiroksen içerisinde kapanmış olivin ve elek dokusunun genel görünümü (c), olivinler tarafından çevrelenmiş klinopiroksen ve spinel (d) (Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen, Opx: Ortopiroksen, Spl: Spinel)..... **88**
- Şekil 4.41.** Kayaardı Tepe'nin güneyi, Sarıkaya Tepe'nin doğusunda manyezit için açılmış olan ocağın kuzeyinde gözlenen piroksenit damarları **88**
- Şekil 4.42.** İri kristalli piroksenitler ile birlikte gözlenen krom spineller **89**
- Şekil 4.43.** KK 381 no'lu pegmatitik klinopiroksene ait örnekte iki klinopiroksen arasında kalan c eksenine dik görüntülenen klinopiroksen (Ojit) (a, b), KK 380 no'lu olivinli klinopiroksenitin genel görünümü (c, d), Pilot kuyu tabanından alınan serpantinleşmiş olivinli vebsteritte kink bantları gelişmiş ve dilinimleri bükülmüş klinopiroksen (e, f) (Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin, Sp: Serpantin)..... **90**
- Şekil 4.44.** Dunit – katmanlı gabro dokanağı. **91**
- Şekil 4.45.** Karakuz Deresi'nde katmanlı gabro içerisindeki plajiyoklaz ve piroksence zengin zonların görünüşleri. **92**
- Şekil 4.46.** Plajiyoklazca zengin gabroların genel mikroskop görünümü (a, b), piroksence zengin ve serpantinleşmiş olivinli gabro seviyesine ait genel görünüm (c, d)(Cpx: Klinopiroksen, Sp: Serpantin). **92**
- Şekil 4.47.** Toprakoturağı Dere'de görsel sedimentlerin içerisinde açılmış desandride serpantinleşmiş dunitlerin üzerinde bulunan görsel sedimentlerin tabanındaki breşler. . **94**
- Şekil 4.48.** Kavak kromit yatağında kromititlerde gözlemlenen yapılar. Yazlık Deresi Vadisi'nde Erenler III galerisinin girişinde çatallanmış bantlı kromititler (a), Erenler III galerisinin kuzeyinde açılmış galerinin girişinde birbirine paralel kromit bantları arasında kıvrımlanmış kromit bantı (b), İncir ocağın güneyinde bulunan mostrada devamsız kromit bantı, benekli ve masif cevherin ar dalanması (c), Yeni kuyunun doğusunda açılmış yarmada kalın ve ondülasyonlu ince kromit bantı (d), Ana kuyuda 378m kotundaki bantlı kromititler (e), İncir galerisinin girişinde gözlenen nodüler kromititler (f), İncir kuyusunun doğusunda yeralan galeri girişinin tavanında bantlı kromitler ve masif kromit merceği (g), Yazlık Dere Galeri 740m kotunda fayla kesilmiş masif kromitit ve fay boşluğunda gelişmiş magnezitler (h) **96**
- Şekil 4.49.** Türk Maadin Şirketi tarafından yapılan LES86 sondaj karotlarında benekli ve masif kromititler arasındaki dereceli geçişler. **97**
- Şekil 4.50.** Özkaymak Madencilik tarafından işletilen galeride gözlenen bantlı kromititler (a, b) ve masif kromititler (c, d)..... **98**
- Şekil 4.51.** Kayaardı Tepe'nin batısında bulunan açık işletme ile kromit ve manyezit üretimi yapılmış ocakta bantlı kromitit ve içerisindeki küçük kıvrım. **100**
- Şekil 4.52.** Toprakoturağı Deresi'nin doğu yamacında bulunan galeri aynasında gözlenen bantlı kromitit. **100**

Şekil 4.53. Dömen Tepe kuzeydoğusunda silisleşmiş dunitler içerisinde benekli ve leopar yapılı kromitit (a, c). Bu zonun güneydoğusunda cevher doğrultusunda açılmış galeri.....	101
Şekil 4.54. Kızıl Dere Vadisi'nde yüzlek vermiş bantlı kromititler ve onları kesen manyezit damarları.....	102
Şekil 4.55. Kızıl Dere Vadisi'nde gözlenen kromitit ve saçınımlı iri taneli piroksenit bantının görünümü.	103
Şekil 4.56. Likya Napların korelasyonu ve göreceli yapısal ilişkilerini gösteren şematik kesit (Akbulut, 2009)	104
Şekil 4.57. Güneybatı Anadolu Bölgesi Jeoloji haritası (Collins ve Robertson, 1998) 105	
Şekil 4.58. Tefenni (Burdur) Gökarık Kromit Yatağı ve Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti (Kahraman, 1987 ve Koralay, 2000'den değiştirilerek).	109
Şekil 4.59. Gökarık kromit yatağının kuzeydoğusundaki tektonit harzburjitlerin genel görünümü (a) Harzburjit içerisinde dalgalı sönme gösteren ortopiroksen ve serpantinleşmiş olivinler (b,c) (Opx: Ortopiroksen, Ol: Olivin),	110
Şekil 4.60. Kümülat dunitlerin diğer kayaçla olan ilişkileri.	112
Şekil 4.61. Serpantinleşmiş dunitlerde gelişmiş elek dokusu ve adacıklar şeklinde gözlenen olivinlere ait genel görünüm (a, b), serpantinleşmiş dunit içerisinde gözlenen bastıtlanmış ortopiroksenler (c, d) (Opx: Ortopiroksen, Srp: Serpantin).	112
Şekil 4.62. Gökarık ocağın kuzeybatısında gözlenen altere verlit (a), küçük taneli taze olivinlerin serpantin ve klinopiroksen birlikteliği (b), serpantinleşmiş olivinler ile çevrelenmiş klinopiroksenler (c, d) (Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen, Sp: Serpantin). 113	
Şekil 4.63. Ultramafik kümülatlara ait dunit, klinopiroksenit-verlit ve dunitlerin Gökarık kromit yatağının kuzeybatısındaki genel görünümleri.....	115
Şekil 4.64. Klinopiroksenit içerisinde farklı süreçlerde kristallenmiş klinopiroksenitler (a: Tek nikol, b: çift nikol) (Opx: Ortopiroksen, Cpx: Klinopiroksen).....	115
Şekil 4.65. Gökarık kromit yatağı batısında; katmanlı gabronun genel görünümü (a), altere gabro ve serpantinleşmiş dunitin sınırı.	116
Şekil 4.66. TK 481 no'lu katmanlı gabro örneğine ait ince kesit görüntüleri. Klinopiroksence zengin seviyeye (a, b), albit ikizlenmeli plajiyoklazların zengin olduğu seviye (c, d).	117
Şekil 4.67. Gökarık kromit yatağı ve farklı kalınlık ve devamlılıktaki karbonatlaşmış diyabazların arazi görünümleri.	119
Şekil 4.68. TK 447 no'lu diyabaz örneğine ait ince kesitte ofitik doku (a, b), ikizlenme gösteren klinopiroksen mineralinin görünümü (c, d) (Cpx: klinopiroksen).	119
Şekil 4.69. Gökarık kromit yatağının güneydoğu ucunda gözlenen bantlı kromititler. 122	
Şekil 4.70. Gökarık kromit yatağında fay zonunda masif – bantlı kromititlerin uzaktan görünümü.	122
Şekil 4.71. Yeniçeşme Köyü (Beyağaç – Denizli) Güney ve Doğusu Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti (Baştı, 1988 den değiştirilerek).	125

- Şekil 4.72.** Tektonit harzburjitlerin arazideki genel görünüşleri..... **126**
- Şekil 4.73.** Serpantinleşmiş tektonit harzburjit içerisindeki yuvarlaklaşmış spinel ve ortopiroksenin etrafını saran serpantinleşmiş olivinler (a, b), Ortopiroksen içerisindeki klinopiroksen kapanımı (c, d) (a, c: Tek nikol, b, d: Çift nikol) (Spl: spinel, Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen, Sp: Serpantin)..... **128**
- Şekil 4.74.** BTK 33 örneğinde gözlenen kromitit-dunit-harzburjit magmatik bantlanması zonlanması (a), kromitite ait parlak kesit görüntüsü (b), dunit (c) ve harzburjite (d) genel ince kesit görüntülerine ait mikrofotolar..... **129**
- Şekil 4.75.** Karabudak Tepe mevkiinde harzburjitleri kesen diyabaz daykı ve harzburjitlerde gelişen alterasyon (a), ile harzburjitleri kesen diyabaz daykının ince kesitteki genel görünüşleri (b: tek nikol, c: çift nikol). **131**
- Şekil 4.76.** serpantinleşmiş harzburjitleri kesen kamptonit türü lamprofirin genel görünümü (a), ve plajyoklaslar tarafından kemirilmiş magnezyohornblend veya ferrohornblendlere ait ince kesit mikrofotoları (b, c) (M-hbl: magnezyohornblend, F-hbl: ferrohornblend, plj: plajiyoklaz). **131**
- Şekil 4.77.** Çona kromit madeni terk edilmiş desandri girişinde gözlenen kromitit bantı. **133**
- Şekil 4.78.** Uzunoluk-Kozlar Kromit yataklarına ait jeoloji haritası (Özpinar, 1989 ve Türk Maadin Şirketi, 2008'den değiştirilerek). **134**
- Şekil 4.79.** Karapınar 2 no'lu ocakta fayla kesilmiş kromitit merceği ve bantlı kromitler. **136**
- Şekil 4.80.** Karabudak kromit yatağında şevde gözlenen kromitit merceği ve serpantinleşmiş tektonit harzburjit. **137**
- Şekil 4.81.** Şehremen kromit yatağında aynada fay zonunda ezilmiş saçınımlı kromitit ve serpantinleşmiş dunit. **138**
- Şekil 4.82.** Kümülatik dokuya ait genel görüntüler (a: KK380, b: MK 50), BTK 33 örneğinde gözlenen kataklastik doku (c: KK380), KOS 7 örneğinde olivinle çevrelenmiş kümülatik dokudaki magnezyokromit taneleri (d), TK 496A numaralı örnekte spinel kristalinin kenarında gelişmiş manyetit (e), Magnezyokromitlerin çatlaklarına dolmuş manyetit minerali (f: ÖK386), Magnezyokromitlerin kenarlarında ve çatlaklarında gözlenen demir kromitit ve manyetite dönüşümler (g: MK 4, h: TK 494) (Tüm fotoğraflar hava ortamında çekilmiştir) (Mgspl: Magnezyospinel, Mt: Manyetit, Srp: Serpantin, Ol: Olivin)..... **141**
- Şekil 4.83.** Yıldız içinde gösterilen mineraller olası PGM'dir (a: MK 50, b: KOŞ 7, c: BK 15), Magnezyokromit içerisinde iki fazlı Ni+Fe+S'li mineral (d: KOŞ 7), MK 61 no'lu örneğe ait kesitte silikat kapanımı içerisinde kristallenmiş Ni+Fe+S'li mineral (e), Serpantin spinel sınırında gelişmiş Ni+Fe+S'li mineraller (f: KOŞ 7), KOŞ 7 örneğine ait kesitte Sp içinde gözlenen Ni+Fe+S'li mineral (g), BTK 6 örneğinde klinopiroksen içinde kristallenmiş Ni+Fe+S'li mineral (h) (Tüm fotoğraflar hava ortamında çekilmiştir) (Mgspl: Magnezyospinel, Sp: Serpantin, Fespl: Demir spinel, Cpx: Klinopiroksen, Ni+Fe+S: Nikel demir sülfür alaşımı)..... **143**
- Şekil 4.84.** ORK 10 örneğine ait ince kesitte magnezyokromit içerisinde gözlenen serpantinleşmiş olivin kapanımı (a), Spinel içerisinde kapanlanmış birden fazla silikat

mineralleri (b: MK 50), MK 50 örneğinde spinel içerisinde, öz şekilli altıgen silikat minerali ile birlikte kapanlanmış olası PGM (c), Magnezyokromit içerisinde kapanlanmış silikat mineralleri ve Ni+Fe+S'li mineral (d: KK 380-1) (Mgsp: Magnezyospinel, Fespl: Demir spinel, Ol: Olivin, Ni+Fe+S: Nikel demir sülfür alaşımı, Srp: Serpantin).	144
Şekil 4.85. İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları kromitlerine ait spinellerin Cr# – Mg#'e göre yapılan spinel sınıflama diyagramındaki konumları.	147
Şekil 4.86. İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları kromitlerine ait spinellerin TiO ₂ 'ye karşı Cr ₂ O ₃ diyagramındaki yayılımı (Podiform ve stratiform alanları Bonavia ve diğ. 1993 ile Arai ve diğ. 2004 alınmıştır).	148
Şekil 4.87. İncelenen tüm kromitlere ait spinellerde % Al ₂ O ₃ ile % Cr ₂ O ₃ arasındaki değişim diyagramı. (Podiform ve Stratiform alanları Bonavia ve diğ. 1993 ve Arai ve diğ. 2004 alınmıştır).	148
Şekil 4.88. Beyağaç kromit yataklarında mikroprob analizleri yapılan örnekler için lokasyonlar ile ortalama FeO _{toplam} , Al ₂ O ₃ , MgO ve Cr ₂ O ₃ içeriklerini gösteren jeoloji haritası.	149
Şekil 4.89. İnceleme konusu olan yataklara ait; (a) krom spinellerin Mg# - Cr# sınıflama diyagramındaki yeri,(b) Fe ²⁺ # – Cr# diyagramındaki yayılımı. OOSB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltları) alanı Allan ve diğ. (1998), Umman kromitleri alanı Ishikawa ve diğ. (2002), boninit alanı Bloomer ve Hawkins (1987) ve yay pikritleri alanı Ramsay ve diğ. (1984)'den, Podiform ve Stratiform alanları Bonavia ve diğ. (1993) ve Arai ve diğ.lerinden (2004) alınmıştır.	150
Şekil 4.90. Spinellere ait Cr# – % TiO ₂ diyagramına iz düşümleri. OOSB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltları) ve Boninit alanları Dick ve Bullen (1984) ve Arai (1992)'den alınmıştır.	151
Şekil 4.91. Kromitlere ait spinellerin Cr – Al – Fe ³⁺ diyagramındaki iz düşümleri (Irvine, 1967).	151
Şekil 4.92. Türkiye'den seçilmiş kromit yatakları ile incelenen kromit yataklarının Cr – Al – Fe ³⁺ diyagramında karşılaştırılması. a) Kop,(Uysal ve diğ. 2007c), b) Beyağaç (Akbulut, 2009), c) Muğla (Uysal, 2007), d) Dağköplü ve e) Kavak (Uysal ve diğ. 2009)	152
Şekil 4.93. Farklı yaşlara ait ofiyolitler içerisinde oluşmuş podiform kromit yatakları ile incelenen kromit yataklarının Cr – Al – Fe ³⁺ diyagramına göre karşılaştırılması. a) Wadi Bezah, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), b) Abu Dahr, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), c) Wadi El-Lawi, Mısır, Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), d) Hagar Dungash, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), e) Rayat, Irak, Arai ve diğ. 2006 (Eosen), f) Tari-Misaka, Japonya, Arai ve Yurimoto, 1994 (Paleozoyik), g) Wadi Hilti, Umman, Arai ve diğ. 2004 (Üst Kretase), h) Otris, Zaccarini, F. ve diğ. 2004 (Jura – Kretase), i) Kempirsai, Melcher ve diğ. 1999; Economou-Eliopoulos ve Zhelyaskova-Panaytova 1998, (Paleozoyik).	152
Şekil 4.94. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lertzolit, verlit ve piroksenitlere ait ana oksit içeriklerinin MgO (%) içeriğine karşı diyagramları.	155

- Şekil 4.95.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lertzolit, verlit ve piroksenitlere ait; a) Al_2O_3 -CaO-MgO üçgen diyagramı (Nicolas ve Jackson, 1972), b) AFM diyagramı (Beard, 1986). (LTO: Lertzolitik tip ofiyolit, HOT: Harzburjitik tip ofiyolit). **156**
- Şekil 4.96.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lertzolit, verlit ve piroksenitlerin CaO (%) ve Al_2O_3 (%) değişim diyagramı. Abisal ve yay önü peridotitleri alanları ile kısmi ergime yönsemesi Pearce ve diğ. (1992)'den alınmıştır. **157**
- Şekil 4.97.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lertzolit, verlit ve piroksenitlere ait bazı iz elementlerin MgO (%) içeriğine bağlı olarak gösterdikleri değişimler. **158**
- Şekil 4.98.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, kümülatların ana oksit içeriklerinin MgO (%) içeriğine karşı diyagramları. **160**
- Şekil 4.99.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait kümülatların bazı iz elementler karşı MgO (%) içeriklerindeki değişim ilişkisi. **161**
- Şekil 4.100.** Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait gabroların okyanus ortası bazalt, ilksel mantoya, kondirit ve kondirit (NTE) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları. (NOOSB (a), İlksel Manto (b) ve Kondirit (c), Kondirit (NTE) (d) normalize değerleri Sun ve McDonough, (1989)'e aittir.) **163**
- Şekil 4.101.** Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait toplam alkali – silika diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).... **164**
- Şekil 4.102.** Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerinde gözlenen izole dayklara ait AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). **165**
- Şekil 4.103.** Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole daykların ana oksit içeriklerinin, MgO% içeriğine karşı değişim diyagramları. **166**
- Şekil 4.104.** Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole daykların alterasyona karşı dirençli olan ana ve iz elementlerin değişim diyagramları. **167**
- Şekil 4.105.** Petrolojik indikatör olan Cr (ppm) ve Y (ppm) içeriklerinin karşılaştırıldığı ve kısmi ergime derecelerinin birlikte ilişkilendirildiği tektono magmatik diyagramı (Pearce ve diğ, 1984)..... **168**
- Şekil 4.106.** İzole daykların ait TiO_2 - MnO *10- P_2O_5 *10 değerleri tektonomagmatik diskriminasyon diyagramında yayılımı (Mullen, 1983) (OIT: Okyanus Ada Toleyiti, OIA: Okyanus Ada Alkali, MORB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, IAT: Ada Yayılı Toleyiti, CAB: Kalk-Alkalin Bazaltı, Bon: Boninit). **168**
- Şekil 4.107.** Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait Ti/1000 – V (a) ve Zr/Y karşı Zr (ppm) (b) tektono magmatik diyagramları (a) Shervais, 1982, b) Pearce ve Norry, 1979). **169**

- Şekil 4.108.** Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait, okyanus ortası bazalt ve ilkel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları. (NOOSB (a), İlksel Manto (b), Kondirit (c) ve Kondirit (NTE) normalize değerleri Sun ve McDonough, (1989)'e aittir)..... **170**
- Şekil 4.109.** Batı Orhaneli, Doğu Orhaneli, Kavak, Gökarık ve Beyağaç kromititlerine ana oksit içeriklerinin, MgO (%) içeriğine karşı değişim diyagramları..... **172**
- Şekil 4.110.** Batı Orhaneli, Doğu Orhaneli, Kavak, Gökarık ve Beyağaç kromititlerine bazı iz ve nadir toprak element içeriklerinin, MgO (%) içeriğine karşı değişim diyagramları. **173**
- Şekil 4.111.** Batı Anadolu'da incelenen kromititlerin PGE içeriklerinin kondirit ve ilksel mantoya göre normalize değerlerini gösterir diyagram. Beyaz alan, farklı bölgelerdeki ofiyolitik kromititleri temsil etmekte olup, Proenza ve diğ (1999); Economou-Eliopoulos (1996), McElduff ve Stumpfl (1990); Gauthier ve diğ (1990); Kojonen ve diğ (2003); Büchl ve diğ (2004); Uysal ve diğ (2005)'deki PGE verileri dikkate alınarak Uysal, (2007) tarafından hazırlanmıştır..... **176**
- Şekil 4.112.** Os, Ru, Pt ve Pd (ppb) içeriklerinin Ir (ppb) elementi ile olan ilişkilerini gösterir diyagramlar. **177**
- Şekil 4.113.** a) Batı Anadolu kromititlerinin PPGEN/IPGEN oranları ile toplam PGE bollukları arasındaki ilişki. PPGEN ve IPGEN: Naldrett (1981) tarafından verilen kondirit değerlerine oranlanmış (Rh+Pt+Pd) ve (Os+Ir+Ru) bollukları. b) Batı Anadolu kromititlerinin Pt/Pt* değerleri ile Pd/Ir oranları arasındaki ilişki (Kısmi ergime, astenosfer ve farklılaşma alanları Garuti ve diğ, 1997). **178**
- Şekil 5.1.** Orhaneli ofiyolitini kesen diyabaz (MK 73) ile dunit (MK72) kontağında gelişmiş silisleşme ve karbonatlaşma (b – c arası), ince taneli, hamur benzeri matriks gelişmiş diyabaz (b), ve daykın merkezinde görülen ofitik doku (c)..... **185**
- Şekil 5.2.** Yavaşlar Tepe (Batı Orhaneli) kuzeybatısında bulunan kromititlerdeki kıvrımlanmış kromitit (a), OMK 55 no'lu dunit örneğine ait ince kesit görüntüsünde adkümülat dokusu ve belli belirsiz dalgalı sönme gösteren olivinlerin genel görünümü (b), Fuğla Tepe (Doğu Orhaneli) kromit yatağında dunit içerisinde spinel, piroksenit ve dunitten oluşan magmatik bantlaşma (c), KOS 8 örneğine ait adkümülat dokusundaki kümülat dunit içerisinde uzama gösteren spinel kristalleri (d) Kavak (Mihaliççık) kromit yatağında yapılmış LES 91 sondajında gözlenen magmatik bantlanma (e) ve bu magmatik bantlanma içerisinde yer alan klinopiroksenite ait ince kesit görüntüsünde bükülmeler gösteren klinopiroksen kristali (f)..... **184**
- Şekil 5.3.** Foliasyon düzlemlerine paralel olarak gelişmiş çek ayır yapılarının genel görünümü (Özkan, 2001) (a), nodüler kromititlerin dunitler ile oluşturduğu magmatik katmanlanma (b Eskişehir Kavak kromit yatağından bir görüntü). **185**
- Şekil 5.4.** Batı Anadolu kromititlerine ait spinellerin TiO₂ (%) - Al₂O₃ (%) diyagramında yayılımı. Yay spinel alanı, OOSB spinel alanı, derin manto ve sığ manto alanları Kamenetsky ve diğ, (2001)'den alınmıştır..... **188**
- Şekil 5.5.** Muğla yöresi manto peridotitlerine ait spinel kristallerinin Mg# ve Cr# değerleri arasındaki ilişki. Abisal peridotit alanı Dick ve Bullen (1994) ve Arai (1994),

yay önu peridotit alanı Ishii ve diğ (1992) ve Parkinson ve Pearce (1998), boninit alanı Laan ve diğ (1992) ve Sobolev ve Danyushevsky (1994)'den alınmıştır.....	189
Şekil 5.6. Batı Anadolu kromit yataklarına ait spinellerin Al ₂ O ₃ (%), FeO (%), Cr ₂ O ₃ (%) ve MgO (%) bollukları arasındaki ilişkiler.	190
Şekil 5.7. Güdecek kromit yatağı (Bahri Ocak) cevherli zona ait taslak jeoloji haritası üzerinde örnek noktaları ve farklı tipteki cevherlere ait mikroprob analiz sonuçlarını gösterir şekil.	191
Şekil 5.8. Güdecek, Aslankır ve Çivili kromit yataklarının kimyasal içeriklerinin birlikte değerlendirildiği jeolojik enine kesit.....	192
Şekil 5.9. Türkiye ve Dünya'dan farklı yaştaki ofiyolit içerisinde oluşmuş podiform kromitlerin Cr# ne göre karşılaştırması.(a: Vuollo ve diğ. 1995, b: Ahmed ve diğ.2001, c:Melcher ve diğ.1997, d: Arai ve Yurimoto, 1992, e: Arai ve diğ.1999, f: McElduff ve Stumfl, 1991, g: Auge, 1988, h: Beqiraj ve diğ.2000, i: Proenza ve diğ.1999, j: Morishita ve diğ. 2006, k: Rammlmair ve diğ.1987, l: Cassard ve diğ. 1981, m: Arai ve diğ.2004, n: Zhou ve diğ. 1996, o: Ismail ve diğ.2009, p: Arai ve Matsukage, 1998, r: Arai ve Abe, 1994, s: Uysal ve diğ. 2007a, t: Uysal ve diğ.2007c, u: Uysal, 2007b, Akbulut ve diğ. 2010,.....	197
Şekil 5.10. İncelenen kromit yataklarının PPGEN/IPGEN oranları ile toplam PGE bollukları arasındaki ilişki. Kondrit (CH) ve ortalama üst manto değerleri Leblanc (1991)'dan alınmıştır. PPGEN ve IPGEN: Naldrett (1981) tarafından verilen kondrit değerlerine oranlanmış (Rh+Pt+Pd) ve (Os+Ir+Ru) bollukları (Uysal, 2007).	198
Şekil 5.11. İncelenen kromit yataklarına ait ana oksit (%) element içerikleri ile ΣPGE (ppb) değerleri arasındaki ilişki.	200
Şekil 5.12. Batı Anadolu Kromit Yataklarına ait spinel Cr# - TiO ₂ (%) diyagramı. OOSB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltları) ve Boninit alanları Dick ve Bullen (1984) ve Arai (1992), Umman MGZ ve Umman Üst Manto alanları Arai ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.	202
Şekil 5.13. Neotetis okyanusuna ait Batı Anadolu Kromit yataklarının ve YZÜ ofiyolitlerinin jeodinamik evrimi (Okay ve Whitney, 2010'dan değiştirilerek)	204
Şekil 5.14. Batı Anadolu Kromit yataklarının Batı Türkiye Tektonik Kuşaklarındaki yeri, yapısal konumları ve karakteristik cevher yapılarına ait fotoğraflar.	205
Şekil 5.15. Batı Anadolu kromit yataklarından, seçilmiş kromit yataklardaki kromitit, ultramafik ve mafik kayaçların ana oksit element, seçilmiş iz element ve nadir toprak elementlerinin birimlere göre değişimleri.	206

TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1. Dünyadaki başlıca ofiyolit komplekslerinin karakteristik özellikleri (Pearce ve diğ. 1984)	20
Tablo 2.2. Yitim zonu üstü ofiyolitlerin evrimi (Shervais, 2001).	23
Tablo 2.3. Spinel grubu minerallerin uç üyeleri (Yeniyol, 2009).	25
Tablo 4.1. Krom spinellere ait elektron mikroprob analizleri ve 4 Oksijen bazına göre hesaplanmış katyon değerleri.	146
Tablo 4.2. Orhaneli, Kavak, Gökarık ve Beyağaç kromit yataklarına ait örneklerde yapılan ana oksit, iz element, nadir toprak element,ve tüm kayaç Platin grubu element analizlerinin litolojik dağılımları.....	154
Tablo 4.3. Kromitlere ait tüm kayaç PGE analiz sonuçları (ppb).	175
Tablo 5.1. Batı Anadolu kromit yataklarının genel özellikleri.....	186
Tablo5.2. Batı Anadolu’da incelenen kromitlerin seçilmiş spinel kimyası değerlerinin aralıkları, iz elementleri(İE), nadir toprak elementleri (NTE) ve platin grubu element (PGE) – Au değerlerine ait bölgesel ortalama tablosu.	194
Tablo 5.3. İncelenen Batı Anadolu Ofiyolitlerine ait, seçilmiş ana oksit element, iz element ve nadir toprak elementlerin ofiyolitlere göre ortalama değerleri.....	195
Tablo 5.4. Batı Anadolu Kromit yataklarına ait SiO ₂ (%), seçilmiş iz elementler (ppm), Cr# ve platin grubu element (ppb) değerlerine ait tablo.	201

SEMBOL LİSTESİ

Ak: Aktinolit	Mg# : Magnezyum numarası
AM: Az miktar	M-hbl: magnezyohorblend
An: Anortit	MORB: Okyanus ortası sırt bazaltı
ANTE: Ağır nadir toprak elementleri	Mt: Manyetit
AYT: Ada yayı toleyiti,	MTA: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
Cpx: Klinopiroksen	My: Milyon Yıl
	Ni+Fe+S: Nikel Demir Sülfür alaşımli mineral
Cr# : Krom numarası	O: Ordovisiyen
Di: Diyopsit	OAB: Okyanus Adayayı Bazaltı
Ep: Epidot	Ol: Olivin
Fe Sp: Demirce zengin spinel	ONTE: Ortaç nadir toprak elementleri
Fe# Demir numarası	OOS: Okyanus Ortası Sırt
F-hbl: ferrohornblend	OOSB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
Hbl: Hornblend	Opx: Ortopiroksen
HL: Harzburjit+Lerzolit	ÖM: Önemli miktar
HNTE: Hafif nadir toprak elementleri	P: Pelajik
HTO: Harzburjit Tip Ofiyolit	PGE: Platin Grubu Element
ICP-ES: İndüklenmiş Eşli Plazma- Emisyon Spektrometresi	
ICP-MS: İndüklenmiş Eşli Plazma- Kütle Spektrometresi	Plj: Plajiyoklaz
IPGE: İridyum Grubu Platin Grubu Element	PPGE: Paladyum Grubu Platin Grubu Element
İ.Ü.: İstanbul Üniversitesi	Q: Kuvars
J: Jura	Sp: Serpantin
K: Kretase	Spl: Spinel
Ka: Kalsit	SSZ: Supra-subduction Zone
Kal: Kalsedon	T: Tersiyer
KB: Kalkalkali bazalt	TMŞ: Türk Maadin Şirketi
Kl: Klorit	Tre: Tremolit
KS: Karasal Sediment	VL: Volkanoklastik±lav
KTÜ: Karadeniz Teknik Üniversitesi	XRD: X-Işını Kırınımı
L:Lerzolit	YÜK: Yay Üstü Yitim Kuşağı
LILE: Yüksek iyon yarıçaplı elementler	YZÜ: Yitim zonu üstü
LTO: Lerzolit Tip Ofiyolit	µm: Mikron metre
Mg Spl: Magnezyokromit	

ÖZET

JEOTEKTONİK ORTAMLARI AÇISINDAN BATI ANADOLU KROMİT YATAKLARININ KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ.

Batı Anadolu Kromit yatakları coğrafik olarak Kuzeybatı ve Güneybatı Anadolu'da bulunmaktadır. Kuzeybatı Anadolu kromit yatakları İzmir – Ankara Zonu içerisinde bulunan ofiyolitik dilimler içerisinde konumlanmıştır. Güneybatı Anadolu kromit yatakları ise Likya Napları içerisindeki ofiyolit dilimlerinde yer almaktadır. Her iki bölgedeki kayalar kimyasal içerikleri bakımından yitim zonu üstü ofiyolitlerin özelliklerini gösterirler.

Bu çalışmada Kuzeybatı Anadolu Kromit Yataklarını temsilen Batı ile Doğu Orhaneli (Bursa) ve Kavak (Mihalıççık-Eskişehir) bölgesindeki kromit yatakları değerlendirilmiştir. Bu kromit yatakları kümülatik dunitler içerisinde yer almaktadır. Güneybatı Anadolu da bulunan yataklardan Gökarık (Tefenni – Burdur) kromit yatağı tektonit harzburjitlerin üzerine gelen kümülat dunitlerde, Beyağaç (Denizli) kromit yatakları ise tektonit dunitler içerisinde gözlenmektedir. Kümülatik dunitlerde yer alan kromitler esas olarak saçınımlı, bantlı ve masif yapılıdır. Nodüler yapı daha az gözlenir. Tektonit dunitler içerisindeki kromitler ise saçınımlı, nodüler, masif ve nadiren bantlı yapılıdır.

İzmir – Ankara Zonu içerisinde bulunan kromit yataklarındaki spinel kristallerinin mikro kimyasal analizlerinde; Cr_2O_3 : % 54.21- 63.39, Al_2O_3 :% 8.11-14.41, FeO : % 13.26- 23.74, MgO : % 10.30–14.79 ve TiO_2 : % 0.1–0.33'tür. KB Anadolu kromit yataklarındaki krom spineller; $Cr\# = 72-84$, $Mg\# = 50-71$, $Fe^{2+\#} = 29 - 50$ ve $Fe^{3+\#} = 1.81 - 6.90$ arasında değerlere sahiptir. Likya Naplarındaki kromit yataklarının spinellerinde yapılan mikrokimyasal analizlere göre ana oksit bollukları ise; Cr_2O_3 : % 51.63- 64.50, Al_2O_3 :% 4.01-18.89, FeO : % 13.82- 25.62, MgO : % 7.18 - 14,53 ve

TiO₂: % 0.02–0.19'dur. Cr# = 65 - 91, Mg# = 37-67, Fe²⁺# = 33-63 ve Fe³⁺# = 1.68-5.41 arasında değişir.

Kuzeybatı ve Güneybatı Anadolu kromit yatakları düşük Platin grubu element (PGE) element içeriklerine sahiptir. PGE elementler tipik ofiyolitik kromitlerin özelliği olan yüksek İridyum grubu platin grubu element (IPGE), düşük Paladyum grubu platin grubu element (PPGE) içeriklerine sahiptir. Kuzeybatı Anadolu kromitlerinin IPGE içerikleri 46 -339 ppb iken PPGE bollukları 12 – 46 ppb arasında değişir. Güneybatı Anadolu'da incelenen kromitler ise 62 – 346 ppb arasında değişen IPGE değerleri gösterirken, PPGE içerikleri 9 - 21 ppb arasında değişen bolluklar içerirler.

Boninitik karaktere sahip Batı Anadolu Kromit yatakları, yan kayaç kimyası, kromit kimyaları ve tüm kayaç PGE içerikleri, krom-spinel mineral kimyalarının benzer özellikler göstermesi nedeniyle tek bir okyanusun (Neotetis) rnleri olup, GB Anadolu kromit yatakları Likya Naplarının kuzeybatıdan güneydoğuya hareketi sonucunda Menderes Masifinin güneyinde bugünkü konumunu almıştır.

Bu alışma, İstanbul Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Yrtc Sekreterliği tarafından 7635 sayılı proje ile desteklenmiştir.

SUMMARY

COMPARATIVE INVESTIGATION OF WESTERN ANATOLIA CHROMITE DEPOSIT IN ASPECT OF GEOTECTONIC ENVIRONMENT

The Western Anatolia Chromite deposits are geographically located in the north-west and south-west of Anatolia. Chromite deposits in the north-western side of Anatolia are situated in the ophiolitic slices of İzmir-Ankara Zone. Chromite deposits in the south-western of Anatolia are situated in the ophiolitic slices of Lycian Nappes. In terms of chemical content of rocks from both regions show the properties of the subduction zone ophiolites.

In this study, the chromite deposits in the west and east of Orhaneli village (Bursa) and Kavak region (Mihalıççık-Eskişehir) are considered and represent the Northwestern Chromite Deposits. This chromite deposits are located in the cumulatic-dunite. The Gökarık chromite deposits (in Tefenni-Burdur) in the southwestern Anatolia are located in the cumulate-dunite overlying the tectonite-harzburgite, whereas the Beyağac (Denizli) chromite deposits in the dunite tectonite. Chromitites in cumulate-dunite are mainly disseminated, banded and massive. Nodular structure is observed less. Chromitites in tectonite-dunite is disseminated, nodular, massive, and rarely banded.

The micro-chemical analysis of spinel contained in the chromite deposits in the İzmir - Ankara Zone are as follows; Cr₂O₃: 54.21-63.39%, Al₂O₃: 8.11 to 14.41%, FeO: 13.26-23.74%, MgO: 10.30-14.79% and TiO₂: 0.1-0.33%; the values of micro-chemical analysis of spinel contained in the chromite deposits in the NW Anatolia range as follows: Cr # = 72-84, Mg # = 50-71, Fe²⁺ # = 29-50, and Fe³⁺ # = 1.81 - 6.90. The oxide values in terms of the microchemical analysis of spinel found in the Lycian Nappes are: Cr₂O₃: 51.63-64.50%, Al₂O₃: 4.01-18.89%, FeO: 13.82-25.62%, MgO:% 7:18 - 14.53 and TiO₂: 0:02 to 0:19%. Cr # = 65 - 91, Mg # = 37-67, 33-63, Fe²⁺ # =33-63 and Fe³⁺ = 1.68-5.41.

The Northwest and Southwest Anatolia Chromite Deposits have low PGE contents. The PGE has typical feature of ophiolitic chromitites with high content of IPGE and, low contents of PPGE. The content of IPGE is 46 -339 ppb in the chromitites from Northwest Anatolia, whereas the content of PPGE range between 12 – 46 ppb. The chromitites from Southwest Anatolia display 62-346 ppb IPGE and 9-21 ppb PPGE contents.

Western Anatolia Chromite Deposits having boninitic character orginated as the products of a single ocean (Neotethys) based on their similar wall rock chemistry, chromitite chemistry and whole rock PGE contents, chrome-spinel mineral chemistry and took its present position to the south of Menderes Massif as a result of the movement of the Lycian nappes from northwest to southeast.

¹*This study was supported by Istanbul University Scientific Research Projects with the Project number7685.*

1. GİRİŞ

Ofiyolitler dünya üzerinde farklı dönemlerde oluşmuş, olasılıkla en çok sürüklenmelere maruz kalmış kayaç topluluklarıdır. Ofiyolitler okyanusal litosferin bir parçası olarak doğarlar (okyanus ortası açılma zonları), daha sonra “yitim zonu üstlerinde” kısmi ergimeler sonucu beslenek kimyasal ve mineralojik olarak değişikliğe uğrarlar. Her iki durumda da farklı boyut ve yapılara sahip kromitit yataklarına ev sahipliği yaparlar. Kromit yatakları içersin veya içermesin, ofiyolitler nap hareketleri ile orojenik kuşaklardaki yerlerini alırlar.

Türkiye, farklı boyutlarda ve farklı kökenlere sahip kıta parçaları ve bunların arasında kalmış Tetis ve/veya okyanusunun kalıntılarının bir arada olduğu bir okyanuslar ve kıtalar mozayikliğini andırmaktadır. Kıtasal parçaları ve çimentosu durumundaki okyanusal kayaçlarını kenet kuşakları boyunca izlemekteyiz. Anadolu’da yüzeyleyen ofiyolitlerden elde edilen yaş verilerine göre Jura – Üst Kretase (173 – 83 My) döneminde oluşup, kıta üzerine yerleştikleri tespit edilmiştir (Okay ve diğ. 1996; Beccaletto ve Jenny, 2004; Önen ve Hall, 2000; Harris ve diğ. 1994; Thuizat ve diğ. 1981; Çelik, 2002; Çelik ve diğ, 2006; Dilek ve Whitney, 1997; Dilek ve diğ. 1999; Delaloye ve Wagner, 1984; Parlak ve diğ. 1995; Parlak ve Delaloye, 1996, 1999 ve Önen, 2003).

Kromit yatakları Podiform (Alpin), Stratiform ve Ural - Alaska tip olmak üzere üç şekilde sınıflandırılabilir. Yitim zonu üstü ofiyolitleri ile ilişkili oluşan podiform kromititler (örneğin Arai ve Yurimoto, 1994; Zhou ve Robinson, 1997; Ahmed ve diğ. 2001; Ahmed ve Arai, 2002; Uysal, ve diğ. 2005), kendi içerisinde oluştuğu yankayaç ile uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olmasına göre yapısal olarak üç gruba ayrılabilir (Nicolas ve diğ. 1971, 1972; Cassard ve diğ.1981).

Podiform kromititler Yüksek-Cr#, düşük TiO₂ ve Al₂O₃ içerikleri ve düşük PGE içerikleri ile Stratiform ve Ural-Alaska tip kromititlerden ayrılırlar. Yüksek-Cr#, düşük TiO₂ ve Al₂O₃ içerikleri ve düşük PGE içerikleri açısından değerlendirildiğinde Türkiye kromititler Podiform kromititlerdir.

1.1. AMAÇ

Bu çalışma ile Üst Kretase yerleşim yaşına sahip Batı Anadolu ofiyolitleri içerisinde işletilmiş ve işletilmekte olan podiform kromititlerin; ofiyolit istifi içerisindeki konumlarının tespiti için petrografi destekli saha çalışmaları hedeflenmiştir. Gerek saha çalışmaları gerekse petrografi çalışmaları ile elde edilecek verilerin ışığında inceleme konusu olan podiform kromititlerin ultramafik kümülatlar mı, yoksa ultramafik tektonitler içinde mi yer aldıkları ortaya konulmuştur. Yapılan jeokimya ve mikro kimya analizlerinin ışığı altında, kromititlerin tektonik ortamları karşılaştırmalı olarak irdelenmesi amaçlanmıştır.

Podiform kromititler ofiyolitik komplekslerin sadece manto kesimlerinde ve/veya manto-kabuk geçiş zonunda yer alır (Arai, 1997). Araştırmacıya göre kromit yatakları, kromitit - dunit - harzburjit - lertzololit - harzburjit (ilksel) zonu içerisinde kısmi ergime süreçleri sonucunda gelişmiştir. Bu zonlanmanın, inceleme alanı içerisindeki yataklarda gözlenip gözlenmediğinin araştırılması hedeflerden biridir. Kromitit zonundan dışa doğru yan kayaçlardaki mikro ve makro yapısal değişiklikler ile ana oksit, iz element ve nadir toprak elementlerinin davranışları ise diğer bir hedefdir. Özellikle harzburjit – dunit – kromititlerdeki iz element ve uyumsuz element davranışları ofiyolitlerin akrabalıkları dışında, derin kökenli kromitit aramacılığı açısından önemli görülmektedir. Ayrıca elde edilecek veriler ile kromititlerin yerleşim ortamları ve oluşum tipi açısından da karşılaştırma yapılmıştır.

Spineller, karakteristik özellikleri nedeniyle çeşitli araştırmacılar tarafından (Irvine, 1965, 1967; Dick ve Bullen,1984) bir “petrojenetik belirteç” veya bir “petrojenetik turnusol kağıdı” olarak tanımlanmaktadır. Bu anlamda spinellere ait kimyasal veriler

tespit edilerek Batı Anadolu kromit yataklarının jeotektonik ortam farklılıkları tespit edilmeye çalışılmıştır.

Yukarıda belirtilen bütün verilerin ışığında Batı Anadolu kromit yataklarının hangi jeotektonik ortamı karakterize ettiği ve tek bir okyanusa (Neotetis ve/veya Tetis) ait Menderes Masif'inin yükselimi sırasında birbirinden kopan ofiyolit parçaları mı (Ersoy, 1995; Collins ve Robertson, 1998, 2003; Robertson, 2002; Robertson ve Ustaömer, 2009) yoksa Neotetis okyanusunun farklı kollarının ürünleri mi oldukları da aydınlatılmaya çalışacaktır (Dilek ve diğ, 1999; Robertson, 2002).

2. GENEL KISIMLAR

2.1. ESKİ İNCELEMELER

2.1.1. BATI ANADOLU JEOLJİSİ İLE İLGİLİ ÇALIŞMALAR

Özkoçak (1969), “Orhaneli ultramafik masifinin ve yakın çevresinin jeolojik etüdü” başlıklı incelemesinde Orhaneli ve kuzeyinin tamamını araştırarak bu bölgede bulunan metamorfikleri alt ve üst metamorfik seri olarak ikiye ayırmıştır. Bu metamorfik serilerin de üzerinde uyumsuz olarak Permo – Karbonifer serisi ve Permiyen Çatal Tepe kalkerinin bulunduğunu belirtmiştir. Bunların üzerine de yine uyumsuz olarak Üst Jura – Alt Kretase yaşlı bej renkli kalkerler ile Üst Kretase yaşlı dolerit ve ultramafik kayalarının bulunduğunu belirtmiştir. Tersiyer yaşlı granodiyorit varlığını ve dasitik, andezitik volkanizmanın üzerinde ise konglomera, tuf ve travertenin bulunduğunu işaret etmiştir.

Graciansky (1968), Batı Toroslarda yer alan Likya Naplarının; peridotit napı, farklı cins ve kökenli ara ekaylar kompleksi ve en altta otokton birimler olmak üzere üç alt kısma ayırmıştır. Peridotit napının büyük bir kısmını harzburjitlerin oluşturduğunu belirtmiştir.

Lisenbee (1972), “Bursa yakınındaki Orhaneli ultramafik masifinin yapısal düzeni” başlıklı incelemesiyle grafitik mikaşist, beyaz mikalı şist, masif mermer ve metamorfize olmuş bazik lav blokları, radyolarit, glokofanlı ve lavsonitli mavişistlerin Paleozoyik veya Mesozoyik yaşında olabileceğini belirtmiştir. Bunların üzerinde ters fay veya uyumsuz bir dokanakla grovak serisinin, onun da üstünde Orta-Üst Jura yaşlı transgresif konglomera ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı denizel şelf oluşumlu kireçtaşının bulunduğunu göstermiştir. Üst Kretase yaşlı yerel kumtaşı ve kireçtaşı, diyabaz ve tuf ara katkıları ile blok şist ve mermer içeren birimin üzerinde şariyaj ile ultramafik –

gabro karmaşığının geldiğini belirtmiştir. Dört ayrı harzburjit ile iki dunit birimini bağımsız olarak haritalamıştır.

Granciansky (1972), Yaptığı bölgesel çalışmada, bölgenin stratigrafik ve yapısal durumunu ayrıntılı bir şekilde incelemiştir. Bölgeyi üstten alta doğru olmak üzere, peridotit napı, çeşitli cins ve kökenli ekayların meydana getirdiği karışık bir kitle ve otokton seri olmak üzere üst üste gelmiş üç ana birime ayırmıştır.

Engin (1972), Fethiye ve civarında yüzeyleyen ofiyolitik kayaçların küçük bir kısmını oluşturan Fethiye yöresi ultramafik kayaçlarının mineralojik ve petrolojik özelliklerini incelemiş, bu kayaçların yaygın hidrotermal faaliyetlerin etkisinde kaldığını ve Güney Anadolu'da etken olan Alp dağ oluşumu hareketlerinin Laramiyen fazından etkilenmiş olabileceğini ortaya koymuştur.

Sarp (1976), Yeşilova Ofiyolit'inin petrografik ve petrokimyasal özelliklerini incelemiş, bu ofiyolitin tektonitler, kümülatlar, bazik volkanikler ve izole dayklardan meydana geldiğini belirtmiştir. Çalışmacı Yeşilova Ofiyoliti'ne ait kayaçlar üzerinde yapmış olduğu jeokimyasal çalışmalar sonucu ofiyoliti oluşturan kayaçların okyanusal kabuk kökenli olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Yeşilova Ofiyoliti'nin levha dayk kompleksini içermemesi nedeniyle, 1972 yılında yapılan Penrose konferansındaki ideal ofiyolit dizisine göre "eksik dizi" karakterli olduğunu belirtmiştir.

Poisson (1977), Batı Anadolu'da yüzeyleyen kayaçları Beydağları Otoktonu, Likya Napları ve Antalya Napları olmak üzere üç farklı birlik altında toplamıştır. Beydağları Otoktonu'nun Jura – Pliyosen yaşlı kayaçlardan oluştuğunu ve otokton karakterli olduğunu, Antalya Napları'nın Üst Kretase yaşlı sedimanlardan oluştuğunu ve bunların bölgeye sonradan taşındığını, ofiyolitik kayaçları da içeren Likya Napları'nın ise Orta Miyosen'de bölgeye yerleştiğini belirtmiştir. Çalışmacı bölgede görülen ve ofiyolitik topluluğa ait kayaç birimleri ile çok çeşitli yabancı bloklar içeren kaotik karmaşığı ilk defa Kızılcadağ Melanjı olarak tanımlamıştır.

Yılmaz (1981), Sakarya Nehri'nin Doğu-Batı yönlü aktığı Orta Sakarya bölgesindeki kayaları, nehrin kuzey ve güneyinde kalmalarından ötürü Kuzey ve Güney topluluklar olarak isimlendirerek ikiye ayırmıştır. Kuzey topluluğun granitik bir temelden oluştuğunu ve bunun üzerinde Jura ve Alt Kretase'de sığ karbonat platformunun geliştiğini ve üst Kretase'de denizin derinleşerek filiş türü malzemelerin çökeldiğini ortaya koymuştur. Güney topluluğunun ise, Ankara batısından Ege kıyılarına kadar uzanan ofiyolitik kayalardan oluştuğunu belirtmektedir. Ayrıca Permiyen'den Üst Kretase'ye kadar değişik yaştaki çökel kayaların parçalarının da bu ofiyolitine içine karıştığını belirtmiştir.

Emre (1986), “Orhaneli Ofiyolit'inin Jeolojisi ve Petrolojisi” başlıklı doktora tez çalışmasında ofiyolitinin İzmir – Ankara – Erzincan Kenet Kuşağı ile ilişkisini ortaya koymuş, ofiyolitinin as bölümlerini detaylı olarak tanımlayarak haritalamış ve bunların hem okyanus içi hem de kıtaya yerleşim etkilerini araştırmıştır. Ofiyolit yerleşimi öncesi ve buna paralel gelişen metamorfizma koşullarını saha ve laboratuvar çalışmaları ile ortaya koymuştur.

Karaman (1987), Yeşilova – Tefenni (Burdur) batısında kalan alanda jeolojik ve petrografik amaçlı çalışmalar yapmıştır. Çalışmacı, Sarp (1976) tarafından tanımlanan Yeşilova Ofiyolitine ait tektonitler, kümülatlar, volkanikler ve bunları kesen mafik bileşimli dayklara ait kayaçlarının mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemiştir.

Özeren (1990), Tefenni ve Çavdır (Burdur) arasında kalan bölgede yapmış olduğu yüksek lisans tezinde 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlamıştır. Bölgede yayılım gösteren Yeşilova ofiyolitlerinin tabanında tektonit harzburjit, dunitlerin bulunduğunu, üzerinde ultramafik kümülatların (verlit, dunit, harzburjit) faylı bir sınırla dokanak yaptıklarını belirtmiştir. Ultramafik kümülatların üzerinde ise troktolit ile başlayan katmanlı gabro, olivinli gabrolar ve izotropik gabroların gözlendiğini belirtmiştir. Ofiyolitik birimlerin Beyköy Melanjının altında tektonik dokanaklı olarak bulduklarını ortaya koymuştur.

Okay ve Kelley (1994), “Türkiye’nin Kuzeybatı’ındaki jadeit + glokofan, klorit + glokofan şistlerin Tektonik Konumu, Petrolojisi ve Jeokronolojisi” başlıklı çalışmalarında volkano – sedimanter istif ve ofiyolitik melanj olarak değerlendirdikleri, spilitleşmiş bazik volkanik kayalar, piroklastikler, radyolaryalı çörtler, pelajik şeyli kireçtaşları ile serpantinitle birbiri üzerine itilmiş ofiyolitik tektonik dilimlerden oluşan kayalar olduğunu belirtmişlerdir. Bu kayaları okyanusal kabuğun üst tabakasının yığışım prizmasını içeren Kretase yaşlı yığışım kompleksi olarak yorumlamışlardır. Mavişistler, peridotit dilimler, volkanik ve volkano – sedimanter istiflerden oluşan bu topluluğa “Tavşanlı Zonu” adını vermişlerdir. Orhaneli Bölgesi’nden almış oldukları mavişist örneklerindeki fengit minerallerinden Ar – Ar lazer prob yöntemiyle yaptıkları incelemeler ışığında topluluğun Üst Kretase (88 ± 1 My) yaşında olduğunu belirlemişlerdir.

Gültaşlı (1996), “Orhaneli Ultramafik Karmaşığı’nın Mineralojisi, Petrografisi ve Kökeni” başlıklı incelemesinde Orhaneli kuzeyinde yaptığı çalışmada ofiyolit diziliminde bulunan tektonitleri, ultramafikleri ve mafik – ultramafik tabakalı kümülatları gözlemlemiştir. İdeal ofiyolit dizisindeki levha dayklarının ve ofiyolitlere ait yastık bazaltların bulunmamasından dolayı bu ofiyolit eksik dizili bir ofiyolit olduğunu belirtmiştir. Orhaneli Ofiyolitik Karmaşığı olarak adlandırdığı bu ofiyolit te: çok küçük dunit mercikleri içeren harzburjitler ve serpantinitle oluşan tektonitler ile verlit, kümülat dunit, klinopiroksenitlerden oluşan kümülatlar olmak üzere altı kaya türünü saptamıştır. Karmaşıktaki bulunan tek mafik kaya gabroların da kümülatlar içinde yer aldığını belirtmiştir. Dunitler içerisinde geliştiklerini belirttiği stratiform karakterdeki kromit yataklarının Orhaneli Ofiyolitik Karmaşığı içindeki yerlerini haritalamıştır. Jeokimyasal yöntemler ile hem ofiyolitik karmaşığın hem de kromitlerin kökenleri hakkında değerlendirmelerde bulunarak önceki çalışmalar ile karşılaştırmasını yapmıştır. İncelemelerinin ışığında ofiyolit karmaşığını oluşturan ultramafik – mafik kayaların, üst mantonun kısmı ergimesi ve kristal ayrışması ile oluştuğu belirtmiştir.

Yılmaz, (1997), Batı Anadolu dizilimini Alt ve Üst Birlik olarak ikiye ayırmıştır. Alt Birliği farklı tektonik birliklerden oluşan bir tektonik mozaik olarak tanımlamış ve kuzeyden güneye doğru: Sakarya Kıtası, İzmir – Ankara Ofiyolit Süturu, Menderes

Masifi ve Toridler olarak ayırtlamıştır. Üst birlik veya örtü olarak tanımlanan kayaların ise alt birliği oluşturan tektonik birliklerin son birleşiminden sonra oluşmuş ve Oligosen sonrası, esas olarak kıtasal depolanmalar ve geniş yayımlı volkanik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir.

Şenel (1997 a, b, c ve d), Batı Toroslarda Antalya, Isparta, Fethiye ve Marmaris civarının jeolojisi kapsamında yaptığı çalışmada, bölgede bulunan kayaç birimlerini allokton, paraallokton ve neotoktonolarak sınıflamıştır. Allokton konumlu Likya Napları'nın bölgede Bodrum Napı, Marmaris Ofiyolit Napı, Gülbahar Napı ve Domuzdağı Naplarından oluştuğunu belirlemiştir.

Collins ve Robertson (1998), Güneybatı Türkiye'deki Likya Toroslarında, Geç Kretase – Geç Miyosen zaman aralığında levha hareketlerinin oluşumlarını incelemişlerdir. Likya Napları'nın yerleşmesinde etkili olan faktörleri saptamaya çalışmışlardır. Ayrıca araştırmacılar yapmış oldukları bu çalışmaya göre Likya Peridotitlerinin Albian/Aptian döneminde oluşup, Üst Kretase – Alt Miyosen dönemi boyunca Kuzeybatıdan – Güneydoğuya doğru hareket ettiklerini savunmuşlardır.

Koralay (2000), Yeşilova ve Tefenni (Burdur) bölgelerini kapsayan çalışmasında Yeşilova ofiyolitini oluşturan ofiyolitik kayaç birimlerinin okyanus tabanı metamorfizmasından etkilenmiş olduklarını belirtmiştir. Bölgedeki tektonitlerin diyabaz ve piroksenit bileşimli dayklar tarafından kesildiklerini belirten çalışmacı, ofiyolitik seri içerisinde gözlemlenen kromit yataklarının harzburjitler içerisinde yer aldığı ve kromitlerin içerisinde buldukları peridotitlerle eş oluşumlu olduklarını belirtmiştir.

Robertson (2002), Doğu Akdeniz Tetis Bölgesi'ndeki Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kayaçların köken ve yerleşimlerini irdeleyen detaylı bir çalışma yapmıştır. Birçok araştırmacının, ofiyolitik kayaçların okyanus ortası sırt ortamlarında oluştuğunu savunmasına rağmen, bu bölgelerde andezitik bileşimli yüzey kayaçlarının, kimyasal olarak tüketilmiş bazaltların ve magnezyumca zengin yüzey kayaçlarının (boninit) geniş yayılım sunması, bu ofiyolitik kayaçların okyanus ortası sırt ortamlarından ziyade, bir yitim zonu üzerinde geliştiğinin göstergesi olduğunu vurgulamıştır.

Aldanmaz ve Köprübaşı (2006), Spinel harzburjıt, dunit ve spinel lerzolitlerden oluşan Batı Anadolu ofiyolitik kompleksindeki PGE ve iz element sistematiklerini değerlendirerek, bu kayaçların % 5–20 arasında değişen kısmî ergime kalıntıları olduğunu ve bunların bir yitim zonu ortamında metasomatize edici özelliğe sahip ergiyik ile etkileşmiş olduklarını savunmuştur.

Altunkaynak (2007), Kuzeybatı Anadolu'daki çarpışma sonrası gelişen Eosen plütonlarının iki kuşak halinde, İzmir – Ankara – Erzincan Kenet Kuşığı'nın kuzeyinde ve ona yarı paralel olarak D-B uzanımlı olduğunu belirtmiştir. İzmir – Ankara – Erzincan Kenet Kuşığı boyunca bulunan ofiyolit ve mavişistlere sokulan diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit ve siyenitten oluşan güney bölgesindeki kenet kuşığı granitoidlerinin yaşlarının 54–48 My arasında değiştiğini, Sakarya Kıtası'nın Paleozoyik ve Mesozoyik kristalin kayalarına sokulan monzogranit – granit ve granodiyoritten oluşan kuzeydeki Marmara Adası Granitoidlerinin ise kenet kuşığı granitoidlerinden daha genç (48-34 My) olduğunu belirtmektedir.

Sarıfakıoğlu ve diğerleri (2009), Orhaneli (Bursa) bölgesindeki ofiyolitik kayaçları mineral kimyasına göre değerlendikleri çalışmada; bölgede yayılım gösteren ofiyolitik kayaçların ultramafik – mafik kümülatlardan oluştuklarını ortaya koymuşlardır. Ultramafik kümülatlarla en az üç kez ardalanmalı ince gabro seviyelerinin izlenmesinin, kümülatların oluşumunda magma odasının bazaltik akışkanlar tarafından periyodik olarak beslendiğini kanıtlandığını belirtmişlerdir. Ayrıca jeokimyasal verilere göre K, Sr, Rb, Ba elementleri (LILE) bazik kayaçların (katmanlı gabrolar, izole dayklar) okyanus tabanı hidrotermal alterasyona maruz kalmasında dolayı değişken bir dağılım sunarken, Th elementinde zenginleşmenin ve Kalıcılığı Yüksek Element elementlerinin de (Ti, Nb, Zr, Y) tüketilmenin izlenmesinin Orhaneli ofiyolitinin dalma-batma zonu üstü (supra-subduction zone) tektonik ortama ait olduğunu vurgulamışlardır.

2.1.2. BATI ANADOLU KROMİTİTLERİ İLE İLİŞKİLİ ÇALIŞMALAR

Kovenko (1945), “Bursa bölgesindeki enjeksiyon tipindeki kromit yatakları” başlıklı incelemesinde kromit oluşumlarının geliştiği ultramafik kayalara Paleozoyik yaşını vermiştir.

Kaaden (1959), Güneybatı Anadolu peridotit masifi içerisindeki kromit yataklarından alınan örneklerin kimyasal analizleriyle, kromit yatakları arasındaki farklarını araştırmış ve kromitlerin tüm kayaç analizlerine göre farklı kromit yataklarının birbirleri içerisinde ayrılabilceğini belirtmiştir.

Bochert (1961), Kromit ve yataklandığı ultramafikler için Bursa bölgesinde çalışmalarda bulunmuş ve Kaaden’in Alpin dönemini kabul etmiştir.

Tankut (1980), Orhaneli Masifindeki ultramafik kayaların düzgün katmanlı olduğunu ve buna paralel katmanlı kromititlerin geliştiğini belirtmiştir. Ofiyolit masifinin ultramafik, klinopiroksenit-verlit ve kromitit ardalanmasından oluştuğunu, ayrıca çok az gabronun da bulunduğunu öne sürmüştür. Araştırmacı kayaların MgO ve Al₂O₃ oranlarının yüksek, kromitlerin Cr ve Mg açısından zengin, toplam Fe oranlarının sabit kaldığını belirtmiş ve bu özelliklerinden ötürü Alp tipi karmaşıkların kimya bileşimleri ile benzerlik sergilediğini vurgulamıştır.

Başa (1988), Karaismailler, Eskere ve Kerte (Beyağaç-Denizli) Bölgesi’nde MTA adına yapmış olduğu çalışmada, bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak bölgenin jeolojisini ortaya koymuştur. Ayrıca bölgede bulunan kromit yataklarını inceleyerek detaylı jeolojik etüdlerini yapmıştır.

Uçurum ve diğ. (2000), Bursa, Eskişehir, Fethiye ve Köyceğiz bölgelerinde bulunan kromititlerin ve yan kayaçlarının PGE dağılımlarını ortaya koyan çalışmalarında; PGE, Au, Co ve Ni’in serpantinleşme sürecinde ve sonrasında gerek kromit ve gerekse yan kayaçlarda kılcal çatlaklar, küçük ölçekli faylar ile kırıklar boyunca sülfürlü minerallerin hezlevodit (NiS), pentlandit (FeNiS) ve bravoit (FeNiCoS) şeklinde kristallendiğini belirtmiştir. Yazarlar, Kavak, Harmancık, Sarıkaya ve Sazlı

kromitlerinde Pt, Pd, Rh, Ir, Au, Co, Cu, Ni, V, Zn, Cr ve Fe değerleri kondirite normalize edildiğinde, Dalaman, Harmancık cevherleşmesinin Pt, Pd, Rh, Ir ve Au içeriği bakımından zenginleştiğini ortaya koymuşlardır.

Uysal ve diğ. (2005, 2007b), Ortaca (Muğla) yöresi kromitlerinin yitim zonu ile ilişkili boninitik bir magmadan kristallendiğini ve kromitit kütlelerini barındıran harzburjitik yan kayaçların kromititi oluşturan boninitik magmadan etkilenerek modifiye olduğunu (kimyalarının değiştiğini) ortaya koymuştur.

Uysal ve diğerleri (2009), Eskişehir İli, Dağköplü ve Kavak kromitlerinde yapmış olduğu çalışmada PGE içeriklerinin 109-533 ppb arasında değiştiğini saptamıştır. Toplam PGE içerikleri ve düşük Pd/Ir oranları, kromitlerin tipik ofiyolitik kromititler olduğunu vurgulamaktadırlar. Laurit taneleri, amfibol ve klinopiroksen minerallerinin yakın ilişkisi kristalizasyonun alkalilerce zengin sıvılar içeren yitim zonu üstü magmalarından kaynakladığını belirtmektedirler.

2.1.3. KROMİTİT VE PLATİN GRUBU ELEMENTLER İLE İLİŞKİLİ İNCELEMELER

Dick ve Bullen (1984), Kromit bileşiminin, içinde bulunduğu peridotit ana kayacının kısmî ergime derecesi ile ilişkili olduğunu ve Cr# değerinin kısmî ergime derecesinin artması ile yükseldiğini bildirmektedirler.

Page ve diğ. (1982), Podiform ve stratiform kromitlerdeki IPGE (Ir-grubu PGE = Os, Ir, Ru) ve PPGE (Pd-grubu PGE = Rh, Pt, Pd)'lerin farklı kimyasal özellik gösterdikleri belirlemişlerdir. Podiform kromitlerde PPGE'ler aşırı tüketilmiş, buna karşın IPGE'ler ise az tüketilmiştir. PPGE'lerin bu özelliğinin stratiform kromitlerde tam tersi olduğu ortaya koymuşlardır.

Konstantoupoulou ve Economou – Eliopoulos (1991), Yitim tipi bir ofiyolit kompleksi içinde yer alan Vourinos (Yunanistan) Podiform kromitlerinin büyük çoğunluğunun düşük PGE içeriklerine sahip olma nedenlerini, kristallendikleri safhanın başlangıcında kükürte doygunluğunun olmamasına bağlamıştır. Bununda ancak bir yitim ortamında gelişmiş olabileceği kabul edilmiştir. Araştırmacılara göre PGE'lerce

zenginleşmiş kesimlerin oluşumunda, birincil magma ile kısmen farklılaşmış diğer bir magmanın karışımının etkindir. Ayrıca, Vourinos ofiyolitindeki kromitlerin çökeliminde, boninitik ve toleyitik magmaların etkileşiminin geçerli bir mekanizma olabileceğini ifade etmektedir.

Zhou ve diğ. (1997), Podiform kromitlerin, evrimleşmiş yayılma zonu ile ilişki okyanusal kabukta değil ada yayı ortamlarında, üst mantoda eriyik – kayaç etkileşimleri sonucu magma çıkış kanalları içinde, mafik magmalardan kristallenerek oluştuklarını vurgulamışlardır. Ayrıca ana magma bileşimindeki değişimlere bağlı olarak, birçok bölgede hem yüksek – Cr (% $Cr_2O_3 = 45-60$) hem de yüksek – Al (% $Al_2O_3 > 25$) içerikli kromitlerin bulunduğu bildirmişlerdir.

Zhou ve diğ. (1998), Yitim zonu ortamında oluşan yüksek Cr içerikli kromitlerin boninitik magmalardan, yüksek Al içerikli kromitlerin ise toleyitik magmalardan kristallendiklerini savunmaktadırlar. Boninitlerin, çok evreli tüketilmiş magmalardan yitim zonu ortamında oluştukları ve bunu takiben yüksek – Cr içeren podiform kromitlerin de aynı ortamda oluştuklarına dikkat çekilmişlerdir. Yeni oluşan boninitik magmanın, daha önce tüketilmiş harzburjit veya üst mantoya ait (Cr'ca zengin) tüketilmemiş lertzolitle reaksiyonu sonucu, genellikle Os, Ir Ru'ca zenginleşme içeren, fakat ara sıra çeşitli oranlarda Pt, Pd ve Rh'ca zenginleşme gösteren podiform kromitlerin oluşabileceklerini belirtmişlerdir.

Economou-Eliopoulos ve diğ. (1999), Pindos (Yunanistan) Ofiyolit Kompleksi'nde yaptıkları çalışmalarda kromitlerdeki ana oksit ve iz element bakımından gözlenen bileşimsel zonlanmanın, kromitlerin oluşumu sırasındaki ana magmanın, kısmi olarak farklılaşmasıyla ilgili olabileceğini savunmuştur.

Proenza ve diğ. (1999), Mayari – Baracoa Ofiyolitik Kuşağı'ndaki kromitlerin, kimyasal ve mineralojik bileşimlerine dayanarak yaklaşık 1200 °C'de ve değişken oksijen kısmî basınç altında, boninitik andezitler ya da yay gerisi bazaltlarını meydana getiren ergiyikten türemiş olabileceklerini savunmuştur.

Takazawa ve diğ. (2000), Ofiyolitik kayaçların, ana oksit, uyumlu ve uyumsuz element içeriklerinin, kayaçların MgO içerikleri ile göstermiş oldukları sistematik değişimlerden, bu peridotitik kayaçların çeşitli derecelerdeki kısmî ergimeler sonucu oluşmuş kalıntılar olabileceğine işaret ettiğini belirtmiştir.

Ahmed ve diğ. (2001), Dunitler içindeki podiform kromititlerin, harzburjit – ergiyik reaksiyonu ve bu olayı sürekli bir biçimde takip eden ergiyik karışımı sonucu oluştuğunu savunmuştur.

Melcher ve Meisel (2004), Aşırı tüketilmiş harzburjitlerin bir okyanus havzasında kabuk – manto geçiş zonu altındaki aşırı tüketilmiş okyanus altı mantodan türemiş olduklarını ortaya koymuştur.

Ahmed ve diğ. (2005), Neoproterozoyik ofiyolitik kayaçlardaki spinellerin Cr# değerlerinin yaklaşık 80 civarında olduğunu, bu kayaçların oldukça refrakter manto kayaçlarından, yüksek dereceli kısmî ergime sonucunda oluşmuş olabileceğini ileri sürmüştür.

Zhou ve diğ. (2005), Güney Tibet'teki Luobusa Ofiyolit'inin harzburjit, klinopiroksen içeren harzburjit ve dunitlerden oluştuğunu ve harzburjitler içerisinde dunitik zarflar ile çevrili kromitit oluşuklarının varlığını ortaya koyarak, bunların Okyanus Ortası Sırt (OOS) peridotitleri ile boninitik magma etkileşimleri sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Çalışmaya göre, sürekli biçimde devam eden peridotit – ergiyik etkileşimi ise geçiş zonu dunitlerini oluşturmuştur.

Zaccarini ve diğ. (2005), Serpantinleşmiş ofiyolitik kayaçlarda kromitit – eklojit birlikteliğini gözlemleyerek, bu oluşukların yüksek dereceli metamorfizma etkisinde kalmış olabileceğini vurgulamış, kromit kristallerinin demirli kromite dönüştüğünü, bu safhada ortamda birincil silikatların tamamen bozduğunu ortaya koymuştur. Kromitler içindeki Os'ca zengin laurit ve irarsitlerin varlığına dayanarak, kromiti kristallendiren magmanın Os ve S'ce zengin damlacıklar barındırdığını ileri sürmüştür.

Rollinson (2005), Umman Ofiyoliti içindeki kromititlere ait kromit kristallerinin Cr# değerlerine dayanarak, bu kromititlerin yüksek Cr# değerli boninit benzeri ve düşük Cr# değerli okyanus ortası sırtı bazalt benzeri iki uç üye arasında değişim gösterdiğini ortaya koymuştur. Yüksek Cr# , düşük Mg# ve düşük Ti içeren kromititler zenginleşmiş IPGE ve yüksek Os gösterir. Buna karşın düşük Cr#, yüksek Mg# ve yüksek Ti içerikli kromititler ise düz bir PGE deseni gösterirken Os değerleri düşüktür. Ayrıca, ergiyik bileşimindeki geniş değişim aralığının, Cr'ca zengin bazik magmanın manto harzbuçitleri ile etkileşmesi neticesinde oluşabileceğini ve bu oluşum için tektonik ortam değişikliğine gerek olmadığını vurgulamıştır.

Arai ve diğ.(2006), Manto tektonitlerinden türeyen dere sedimanlarındaki spinellerin Cr içeriklerini değerlendirerek, Umman Ofiyolit'inin, bir hızlı yayılma ekseninde (fastspreading ridge) geliştiğini, bunu takiben yitimle ilişkili bir zonda ada yayı magmatizmasından etkilenmiş olabileceğini savunmuştur.

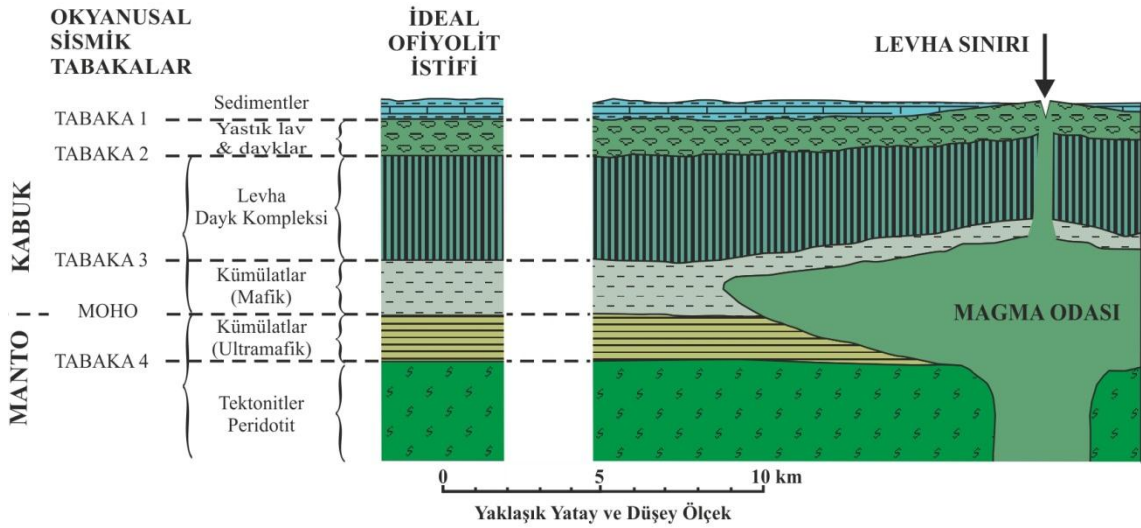
Garuti ve diğ.(2007), Kromitleri etkileyen hidrotermal alterasyonun, tabakalı kromititlerin merkezî kısımlardaki bileşimini, bunlardaki PGE'lerin dağılımını ve PGM'lerin kimyasını etkilemediğini göstermiş ve bu değişimlerin magmatik farklılaşma ile ilişkili olduğunu önermiştir.

2.2. OFİYOLİT

Yunanca anlamı yılan taşı olan ofiyolitler, ilk kez Steinmann üçlüsü olarak tanımlanmıştır (Steinmann 1927). Bu tanımlamaya göre ofiyolit serpantin, yastık lavlar ve radyolaritlerden (çörtlerden) oluşmaktadır. Amerika Jeoloji Topluluğu (Geological Society of America) 1972 yılında düzenlediği “Penrose Konferansında” ofiyolit; mafik ve ultramafik kayalardan oluşan bir kayaç topluluğuna verilen bir isim olduğunu belirlemiştir. Ofiyolit bir kayaç ismi olarak kullanılmayacağı ve haritalama anlamında bir litoloji birimi olarak düşünülmemesi bu konferansta kabul edilmiştir (Anonymous, 1972). Penrose Konferansı’ndaki tanımlamaya göre tam bir ofiyolit istifi, tabandan tavana doğru: (1) çeşitli derecede serpantinleşmiş ve önemli miktarlarda değişim gösteren harzburjit, lertzolit ve dunitten oluşan ultramafik kayalar (manto tektonitleri); (2) izotropik gabro ve kümülatlardan oluşan bir gabro karmaşığı; (3) mafik dayk kompleksi ve; (4) genellikle yastık biçimli bazalt mafik volkanitlerden oluşur. Tanımlamada, bunların bir parçası olarak kabul edilmeyen, ancak oluşumda yer alan çörtler, podiform kromitler, sokulum ve yüzey kayaları da bulunmaktadır. Günümüzde, bu tanımlama yaygın olarak eleştiri almaktadır. İlk olarak, ofiyolitlerin oluştuğu tektonik ortam için önemli ipuçları sağlayan tortular (radyolarit, çört veya karasal tortuların varlığı) 1972 Penrose Konferansı tanımlamasından çıkarılmıştır. İkincisi, birçok ofiyolit kütesinin yukarıda tanımlanan bu tam birlikteliği yansıtmadığı açıktır. Özellikle, dayk kompleksi birçoğunda eksiktir (Emre, 1986; Lisenbee, 1972, Sarıfakıoğlu ve diğ. 2010; Dilek ve Furnes, 2011) . Ülkemizde tam seri olarak bilinen tek ofiyolit istifi sadece Hatay Ofiyolitinde tespit edilmiştir (Çoğulu, 1975; Parrot, 1973; Çoğulu ve diğ, 1976; Delaloye ve diğ, 1976, 1980, Tinkler ve diğ, 1980; Tekeli ve Erendil, 1984; Pişkin ve diğ, 1986; Selçuk, 1985; Dilek ve Thy, 1988, Bağcı, 2004).

Bir ofiyolit için daha çağdaş bir tanımlama Robertson (2002) tarafından yapılmıştır. Tabanda değişik miktarlarda serpantinleşmiş harzburjit, lertzolit ve dunit gibi ultramafik kayalardan oluşan bir okyanusal magmatik kompleks, bunu üzerleyen tabakalı veya tabakasız gabroyik kayalar, daha sonra dayk karmaşığı içeren ya da içermeyen yüzey kayaları ve en üstte pelajik derin deniz tortuları şeklinde ifade edilmiştir (Şekil 1).

Okyanuslarda yapılan sismik çalışmalar, okyanus sondaj projeleri (Ocean Drilling Program – ODP), derin deniz sondaj projeleri (Deep Sea Drilling Project – DSDP) ile okyanusal kabuk ve manto hakkında önemli bilgiler toplanmış ve okyanus kabuğunun tabakalı bir yapıya sahip olduğu tespit edilmiştir. Okyanus kabuğu ve manto modeli, ofiyolitlerin içyapıları ve bileşenleri bakımından okyanusal kabuk ile büyük benzerlikler sergilediğini göstermektedir (Gass ve diğ., 1975) (Şekil 2.1). Bu benzerliklerden dolayı ve özellikle de levha dayk kompleksinin bulunmasından dolayı ofiyolitlerin okyanus ortası sırt bölgelerinde olduğu düşünülmüştür (Gass ve diğ., 1975, Coleman, 1971, Dewey ve Bird, 1971).

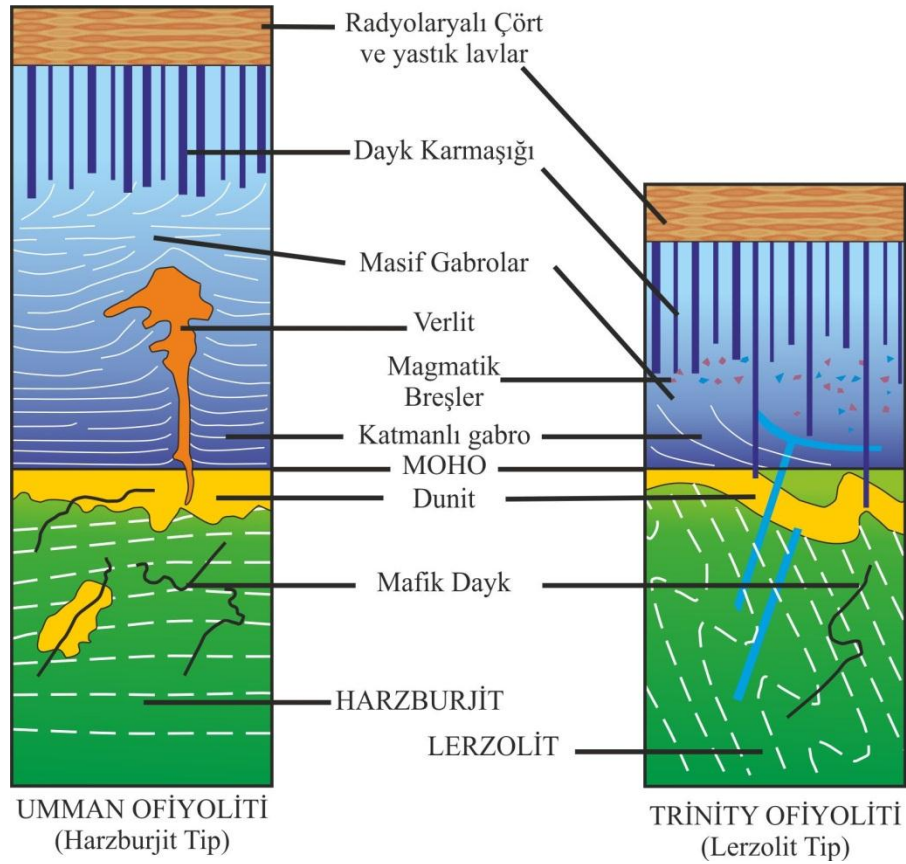


Şekil 2.1. İdeal ofiyolit istifini ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması (Gass ve diğ., 1975).

Okyanus ortası sırtta ofiyolit oluşumunu savunan araştırmacılara göre ofiyolit istifleri ikiye ayrılmaktadır. Birincisi yavaş yayılma ile oluşan sırtlardaki lertzolitik ofiyolitler (Lertzolit tip ofiyolit), ikincisi ise hızlı yayılma ile oluşan harzburjitik ofiyolitlerdir (Harzburjiti tip ofiyolit) (Nicolas, 1989) (Şekil 2.2). Her iki ofiyolit tipi de ofiyolit birimlerini tam içermesine karşın harzburjitik tip ofiyolitler lertzolitik tip ofiyolitlere göre daha kalın bir kesit sunmaktadır. Yüksek sıcaklıkta oluşan amfibolitik metamorfik taban (metamorphic sole) her iki tipi ofiyolitin altında yer almaktadır. Bu ofiyolitler yayılma sırtlarında ya da ona yakın alanlarda oluşurlar (Nicolas ve Le Pichon, 1980; Robertson ve Dixon, 1984; Boudier ve diğ. 1985). Alplerdeki ofiyolitler baskın olarak lertzolitik tip ofiyolit iken, Doğu Akdeniz kuşağındaki ofiyolitler ise harzburjitik tip ofiyolitlerden oluşmaktadır.

Levha tektoniği kuramındaki gelişmeler ofiyolitlerin okyanus tabanı açılmasına bağlı olarak oluşup, tektonik hareketlerle kıtalar üzerine itilmiş olduklarını ortaya çıkarmıştır. Ofiyolitlerin çoğunlukla okyanus ortası sırtlarında (OOS), kenar denizi havzalarında (dönüşüm faylarına bağlı yay öncesi (pre-arc), yay önü (forearc) veya yay ardı (back arc) havzalarını oluşturdukları kabul edilmektedir (Pearce ve diğ, 1984).

1980'lerde yapılan jeokimyasal çalışmalar birçok ofiyolitin normal okyanus ortası sırtı açılımı ile açıklanamayacak Yitim zonu üstü (Supra-Subduction Zone, SSZ) magmatik süreçleri içerdiklerini göstermiştir. Yitim zonu etkisi içeren bu tür ofiyolitler ilk defa Pearce ve diğ. (1984) tarafından yitim zonu üstü ofiyolitleri olarak adlandırılmıştır. Yitim zonu üstü ofiyolitleri dalan levha üzerindeki manto kaması ± okyanusal litosferin kısmi ergimesi sonucu oluşmaktadır. 1980'lerden sonra yapılan çalışmalar, kenetlenme zonlarındaki birçok ofiyolitin Yitim zonu üstü tipi olduğu ortaya çıkmıştır (Pearce ve diğ. 1984).



Şekil 2.2. Umman Ofiyoliti (Harzburjıt tip) ve Trinity Ofiyoliti (ABD) lertzolit tip ofiyolit istiflerinin karşılaştırması (Nicolas, 1989).

Yitim zonu üstü ofiyolitleri, dalan levha ve kısmi ergimeye uğrayan üst manto±okyanusal litosferdeki fiziksel ve kimyasal etkileşimlerden dolayı çok farklı kimyasal özellikler ortaya koyarlar. Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin oluştuğu yay öncesi, yay önü ve yay ardı havzalarının oluşum mekanizmaları da oldukça kompleksdir (Yalınız, 2001).

Ofiyolitik magmalar, yitimce sağlanan suyun da bulunduğu ortamlarda göreceli olarak yüksek dereceli kısmî ergime sonucu oluşurlar. Sulu kısmî ergimenin ardından üst manto kalıntıları yitim tipi ofiyolitler olarak bilinen kalın bir tüketilmiş harzburjit kütle ile karakterize edilirler. Tetis Bölgesi Ofiyolitleri ve daha birçoğu, bu sebeple yitim etkisinde kalmış (Doğu Tetis sahasındakilerin çoğu) ve yitimden etkilenmemiş (Batı Tetis sahasındakilerin birçoğu) olarak ikiye ayrılmışlardır (Pearce ve diğ. 1984). Bu bağlamda, oldukça önemli bilgilerin sağlandığı Semail Ofiyolit'inin (Umman), okyanus ortası sırtta geliştiği, ancak volkanik kayaların korunmadığı gözlenmiştir. Daha kuzeyde, tam bir istifin varlığı gözlenmektedir. Alttaki bazaltik kayalar okyanus ortası sırt bazaltları (OOSB) bileşimine yakınken, daha üstteki yüzey kayaları genellikle yitimden etkilenmiş izler sunmaktadır (Pearce ve diğ. 1981). Dolayısıyla, farklı yazarlar hem yayılma modeli (Nicolas, 1989; Nicolas ve diğ. 1994; Boudier ve Nicolas, 1985; Boudier ve diğ. 1996) hem de yitim etkili modeli (Searle ve Cox, 1999) kabul etmişlerdir.

Okyanus ortası sırtı sondaj projeleri ile Doğu Pasifik'te genç bir hızlı yayılma segmentinin üst plütonik kısmının Umman Ofiyolit'ine benzer olduğu tespit edilmiştir (Natland ve Dick, 1996; Dilek, 1998). Buna karşın, alt plütonik birimler (kümülatlar) henüz örneklenememiş ve Umman Ofiyoliti ile karşılaştırma adına yeterli bilgiler sağlanamamıştır. Umman Ofiyolit'inin tektonik ortamı halen tartışmalı olmasına rağmen, Doğu Akdeniz'deki ofiyolitlerin çoğu, yitimle ilgili kökene yakınlık gösterir.

2.2.1. YİTİM ZONU ÜSTÜ OFİYOLİTLERİ

Yitim zonu üstü ofiyolitleri, dalan levha üzerinde kamalanmış olan üst manto ± okyanusal litosferin kısmi ergimesi sonucu oluşmaktadır. Oluşumlarına neden olan iki ana etken vardır. Bunlar; “dalan levha etkisi” ve kısmi ergimeye uğrayarak Yitim zonu

üstü ofiyolitlerini üreten üst manto \pm okyanusal litosfere ait “manto etkisi” dir. Yitim zonu üstü ofiyolitlerindeki jeokimyasal farklılaşmanın nedeni bunların etki oranlarının değişmesidir (Yalınz, 2001).

Yitim zonu üstü ofiyolitlerin kristalizasyon serisi, bilinen okyanus ortası sırtı (OOS) ofiyolitlerinden farklıdır. Yitim zonu üstü ofiyolitlerinde mafik kayalarda klinopiroksen, bazen de ortopiroksen plajiyoklazlardan önce kristallenmektedir. Bu seri boninitlerde olivin – ortopiroksen-klinopiroksen, adayayı toleyitlerinde olivin – klinopiroksen – plajiyoklaz ve okyanus ortası sırt bazaltlarında ise olivin – plajiyoklaz – klinopiroksen birlikteliğinin gelişmesine neden olur. Bunun sonucu olarak da Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin tabanındaki kümülat dunitler genelde yukarıya doğru lertzolit, verlit, norit ve gabro oluşumları ile takip edilirler. Okyanus ortası sırt ofiyolitlerinde ise bu seri tabanda kümülat dunit, troktolit ve gabro oluşumları tarafından izlenir. Bu durum dalma batma zonu üzerinde oluşan magmaların, N-OOSB gibi herhangi bir Yitim zonu üstünde oluşmayan magmalara göre daha yüksek Ca/Al oranı içermesi ile açıklanabilmektedir (Pearce ve diğ. 1984).

Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin diğeri bir özelliği ise manto serisinde çok sık görülen kümülat kromitit - dunit oluşumlarıdır (podiform kromitit). Her ne kadar bu tür oluşumlar okyanus ortası sırt ofiyolitlerinde örneğin Othris (Yunanistan) ofiyolitinde izlenebilmekte ise de önemli kromitit oluşumlarına Yitim zonu üstü ofiyolitlerinde daha sık ve büyük miktarlarda rastlanmaktadır (Pearce ve diğ. 1984).

Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin manto serisi (litosferik manto) %80 – 90 harzburjit, harzburjitin yanı sıra düzensiz dunit, merceksi ve cepler halinde lertzolit ve piroksenit ile temsil edilmektedir. Birçok ofiyolit kompleksinde mineral içeriği açısından genelde % 70 olivin (Fo 90-92) ve maksimum % 30 opx (En 90-91) bulunmakta, krom –diyopsit tipi cpx % 1’in altında kalmakla beraber krom spinel % 2’yi aşmamaktadır. Dunit kütleleri hemen hemen olivinden oluşmakta, olivinin yanısıra % 2-3 küçük öz şekilsiz kromit içermektedir (Pearce ve diğ. 1984).

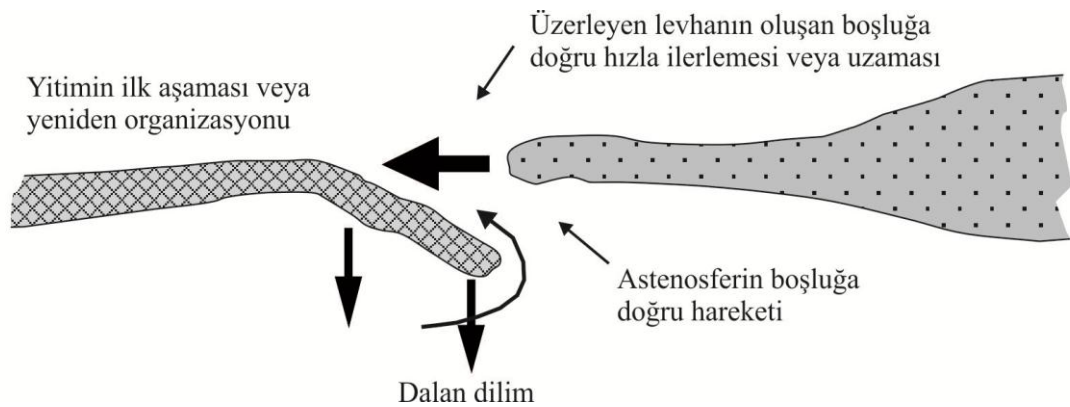
Tablo 2.1. Dünyadaki başlıca ofiyolit komplekslerinin karakteristik özellikleri (Pearce ve diğ. 1984)

Kompleks	Kimyasal Özellik		Kristallenme Sırası	Manto Kayaçları	Kromit	Lav Kalınlığı(km)	Toplam Kabuk Kalınlığı (km)	Uyumlu Örtü	Formasyon Yaşı	Yerleşme Yaşı	Ofiyolit Tipi
	ALT	ÜST									
Betts Cove	AYT	OOSB	A C		-	1.0	>5	VL	AO	-	YZÜO
Thetford Mines	AYT		(A) B		-	0.6	2-3	VL	AO	-	YZÜO
Bear Basit	AYT	AYT	A B	H	ÖM	0.2	2-3	P	OK	oK	YZÜO
Troodos	AYT	AYT	(A) B	H	ÖM	1.0	3-4	P	OK	oK	YZÜO
Hatay	AYT	AYT	B C	H	ÖM	0.5	3-4	P	OK	oK	YZÜO
Vourinos	AYT		B C	H	ÖM	0.5	3-4	P	AJ	aJ - oJ	YZÜO
Papua - New Guinea	AYT		B C	H	ÖM	-	>4.5	VL?	ÜK - AT	aT	YZÜO
Semail	AYT ^m	AYT	B C	H	-	1.5	6-7	P	OK	oK	YZÜO
Karmoy	AYT		(A) B C (D)	-	ÖM	1.1	5-6	KS	AO?	-	YZÜO
Point Sal	AYT	AYT	C	H	-	1.0	2.5	P-KS	OK	-	YZÜO
Zambales	AYT		C	H	-	-	-	P	AT?	üT	YZÜO
Sarmiento	OOSB ¹	KB*	C	-	ÖM	2.0	>4	VL	J	-	YZÜO/OOSB
Smartville	OOSB ¹	KB*	-	-	-	1.5	>4	VL	J	J	YZÜO/OOSB
Bay of Islands	OOSB		D	HL	-	0.3	3-4	KS	AO	oO	OOSB
Pindos	OOSB	AYT	D	HL	AM	0.4	2-3	P	AJ	aJ - OJ	OOSB
Liguria	OOSB		D	L	AM	0.5	3	P	J	aT	OOSB
Inzecca (Korsika)	OOSB		D	L	Yok	1.0	2-3	P	J	aT	OOSB
Xigaze (Tibet)	OOSB		D	L	Yok	-	>3	P	ÜK	-	OOSB
Othris	OOSB		D	L	Yok	0.6	>1	P	AJ	-	OOSB
Macquarie Adası	OOSB		D	H?	-	1.5	5	P	ÜT	-	OOSB

AYT: Ada yayı toleyiti, OOSB: Okyanus Ortası Sirt Bazaltı, KB: Kalkalkali bazalt, (*):Ofiyolit istifinin parçası olmayan, (^m):OOSB ile az ilişkili, (¹): AYT ile az ilişkili, A:ol+opx+cpx+plj, B:ol+cpx+opx+plj, C:ol+cpx+plj, D:ol+plj+cpx, H: Harzburjit, HL: Harzburjit+Lerzolit, L:Lerzolit, ÖM: Önemli miktar, AM: Az miktar, P: Pelajik, KS: Karasal Sediment, VL: Volkanoklastik±lav, O: Ordovisiyen, J: Jura, K: Kretase, T: Tersiyer, a: Alt, o: Orta, ü: Üst, YZÜO: Yitim zonu üstü ofiyolitleri, OOSB: Okyanus orta sirt bazaltı, -: Veri yok.

Yitim zonu üstü ofiyolitleri aynı zamanda oluşum yaşları ile bindirme (yerleşim) yaşları arasında çok kısa süre olması nedeniyle okyanus ortası sırt tipi ofiyolitlerden ayrılırlar. Diğer önemli bir ayırtman ise Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin içerdikleri hem volkanik hem de plütonik seviyede gözlenen ortaç-asidik karakterli kayaçların (plajiyogranit) varlığıdır (Pearce ve diğ. 1984).

Okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitler için en güvenilir tektonik model, Hawkins ve diğ. (1984), Casey ve Dewey, (1984) ve Leitch, (1984) tarafından ortaya atılan modellerin geliştirilmesi ile ortaya çıkan Stern ve Bloomer, (1992)'ye ait modeldir. Bu modele göre ofiyolitler; genellikle yitimin başlamasının ilk evresinde yaşlı ve göreceli olarak daha yoğun olan okyanusal litosferin, astenosferin içine batmaya başlaması sırasında oluşurlar. Astenosfer dalan litosferin yanında bulunan üzerleyen levhadaki litosfer tarafından oluşturulan boşluğa doğru hızlıca hareket eder. Okyanusal kabuk oluşumu, dalan litosferin üzerindeki bölgeye doğru hareket eden astenosferik eriyikler ile beslenir (Stern ve Bloomer, 1992) (Şekil 2.3). Dalan litosfer tarafından oluşan boşluğa doğru hareket eden sıcak astenosferin erimesi dalan levhadan açığa çıkan uçucular ile çoğalmaktadır. Bu bölgede meydana gelen ani basınç ferahlaması ve uçucuların etkisiyle mantonun erime ısısının düşmesine bağlı olarak, sığ derinliklerde manto kaması oldukça fazla miktarda erime gösterir ve boninit ve yüksek-Mg içeren andezit gibi refrakter lavların oluşmasını sağlar ve sonuçta daha fazla refrakter özellikte harzburjitik tektonitleri kalıntı olarak oluşturur (Shervais, 2001).



Şekil 2.3. Yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin şematik modeli (Stern ve Bloomer, 1992)

Shervais, (2001), okyanus içi Yitim zonu üstünde gelişen ofiyolitlerin yaşam çevriminden bahsetmiş, okyanus içi Yitim zonu üstü nde oluşan ofiyolitlerin, oluşumları ve evrimleri sırasında birbirleri ile uyumluluk gösteren olaylar zincirinin hemen hemen

tüm ofiyolitik masiflerin karakteristik özellikleri olduğunu belirtmiştir (Tablo 2.2). Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin yaşam çevrimi Shervais, (2001)'e göre; doğuş, gençlik, olgunluk, yok oluş ve kıta üzerine yerleşme dönemlerini kapsamaktadır (Şekil 2.4, Tablo 2.2).

Doğuş döneminde oluşan Yitim zonu üstü ofiyolitlerin volkanik kayaları tipik olarak düşük potasyumlu yay toleyitlerinden (bazalt – bazaltik andezit) meydana gelmektedir (Tablo 2.2). Bu kayaçlar okyanus ortası sırt bazaltlarından, düşük Ti/V oranı, yüksek iyon yarıçaplı elementlerce (LILE) zenginleşmiş olmaları (özellikle Th) ve Kalıcılığı yüksek elementlerce (Ti, Nb, Ta, Hf) fakirleşmiş olmaları ile ayırtedilirler. Ofiyolitlerin doğuş evresinde oluşan katmanlı ve izotrop gabrolar da volkanikleri oluşturan düşük potasyumlu yay toleyitlerini üreten magmanın ürünleridir. Levha dayk kompleksi de yine doğuş döneminde oluşmuştur (Shervais, 2001) (Örneğin, Mersin ve Pozantı - Karsantı ofiyolitleri, Parlak ve diğ., (1995)).

Gençlik döneminde önceden oluşmuş kabuk gerilmeye bağlı olarak deformasyona uğrar. Bu dönemde yüksek magnezyumlu andezitler/boninitler oluşur. Verlit, piroksenit, gabro ve diyorit gibi plütonik kayaçlar ise daha önceden oluşan kayaçların içirisine sil, dayk ve stoklar halinde yerleşirler (Shervais, 2001) (Şekil 2.4, Tablo2.2)

Olgunluk döneminde, yitim zonunun olgunlaşması ve duraylılık kazanması sırasında gittikçe kalkalkalen karakter kazanan yarı duraylı yay volkanizmasının başlaması, kuvars diyoritlerin intrüzyonu ve asidik volkanizma ile ayıtrmandır. Bu dönemde oluşan ofiyolitleri meydana getiren magmalar diğer dönemlere nazaran silise daha doygun, yüksek iyon yarıçaplı elementlerce (LILE) ve kalıcılığı yüksek elementlerce fakirdir (Shervais, 2001). Bu dönemde oluşan volkanik kayalar bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit ve riyolitler ile temsil edilir ve toleyitlerden kalk – alkanlere doğru geçiş gösterirler. Olgunluk döneminde oluşan plütonik kayaçlar hornblendli diyoritler, kuvars diyoritler, tonalitler ve tronjemitler ile karakterize edilirler (Shervais, 2001) (Tablo 2.2).

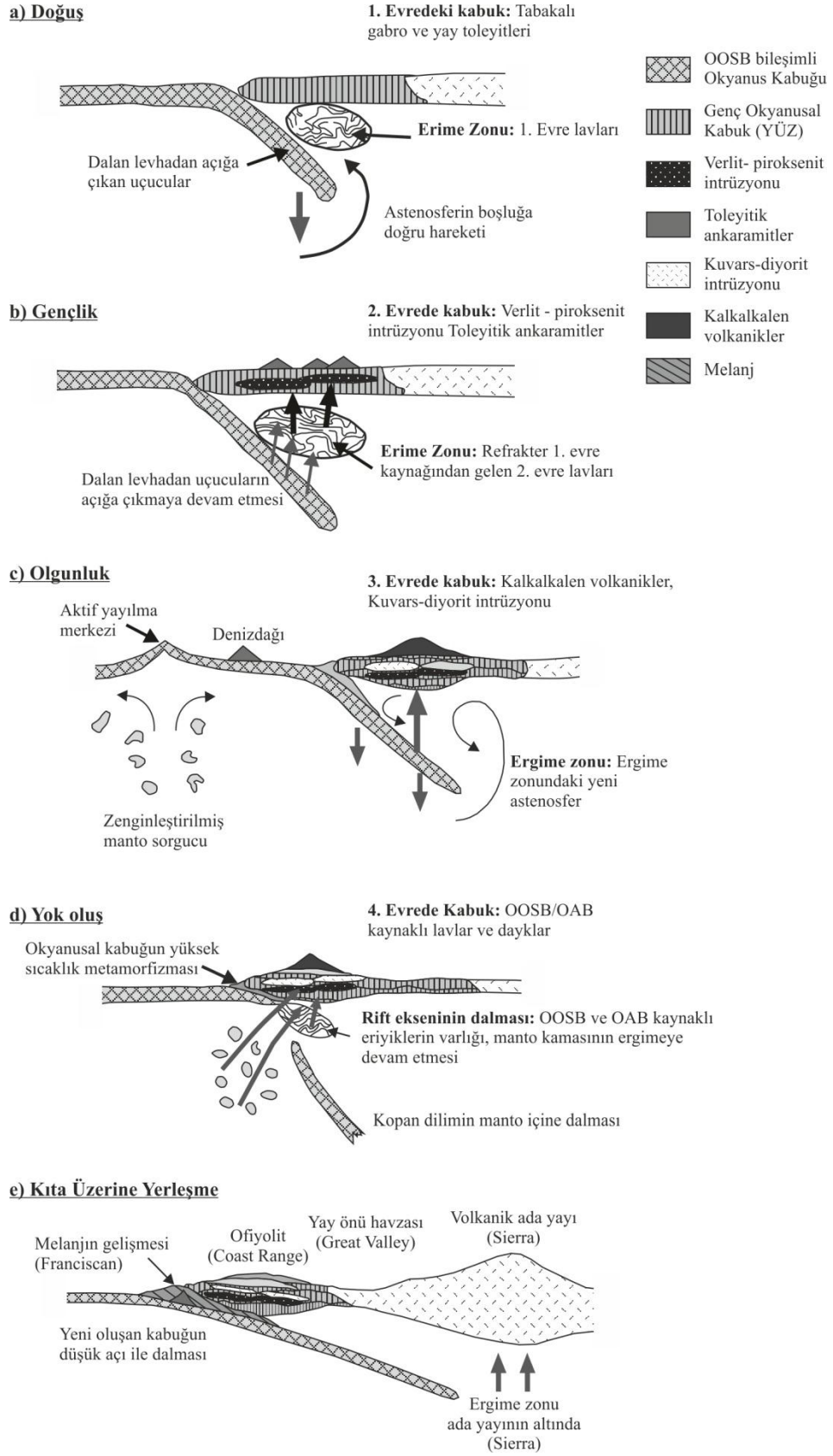
Yok oluş dönemi, aktif yayılma merkezinin yitim zonu ile çarpışmasını içermektedir (Şekil 2.4). Yayılma merkezine yakın olan okyanusal litosferin sıcak oluşu,

yoğunluğunun düşük olması nedeniyle dalamayacak durumda olması ve ayrıca altında daha sıcak bir astenosferin bulunması karşımıza iki farklı durum çıkarmaktadır. Bunlar yüksek sıcaklıkta ve ters metamorfik zonlanma gösteren kayaçların oluşumu ve ofiyolitin, altındaki okyanusal litosfere bindirmeye başlamasıdır (Shervais, 2001).

Yerleşme dönemi ise ofiyolitin pasif kıta kenarına bindirmesi (Tetis tipi) veya ofiyolitin devam eden yitim ile büyüyen yığışım prizması üzerinde yükselmedir (Kordiller tipi) (Shervais, 2001) (Şekil 2.4).

Tablo 2.2. Yitim zonu üstü ofiyolitlerin evrimi (Shervais, 2001).

	Olaylar	Volkanik Kayalar	Plütonik Kayalar	Metamorfik Kayalar
Doğuş (Şekil 2.2a)	İlk yitim	İlksel yay toleyitleri (Bazalt – bazaltik andezit)	Katmanlı gabro, troktolit, dunit	Volkanik kayaçalarda hidrotermal alterasyon
Gençlik (Şekil 2.2b)	Refrakter ergiyikler, ikinci aşama erime (LILE’ce zengin)	Yüksek-Mg’li andezit, boninit, toleyitik ankaramitler	Verlit – klinopiroksenit sil kompleks	Volkanik kayaçalarda hidrotermal alterasyon
Olgunluk (Şekil 2.2c)	Kalk-alkalin normal yay	Andezit, dasit, bazaltik andezit, riyolit	Kuvars diyorit, hornblend diyorit, tonalit, plajiyogranit	Volkanik kayaçalarda hidrotermal alterasyon
Yok Oluş (Şekil 2.2d)	Yayılma merkezi ile üzerleme veya yitim	OOSB benzeri ve OAB	-	Terslenmiş metamorfikler, OOSB ile ilişkili amfibolitler, granülitler
Yerleşme (Şekil 2.2e)	Pasif kenar üzerine üzerlenme (Tetis) veya yığışım yükselmesi (Kordiller)	-	Nadiren granitoidler, alt plaka anateksi	Sıcak veya soğuk üzerlenmeye bağlı zaman boşluğu; yeni bir dalma-batma zonu oluşabilir.



Şekil 2.4. Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin evrimi. (a) doğuş, (b) gençlik, (c) olgunluk, (d) yok oluş ve (e) kıta üzerine yerleşme evreleri (Shervais, 2001).

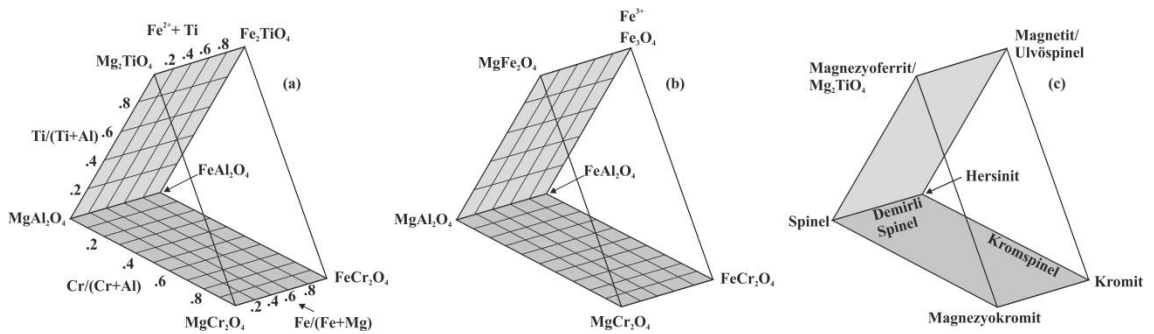
2.3. SPİNEL GRUBU MİNERALLER

Spinel grubunun genel kimyasal formülü XY_2O_4 (veya birim hücrede $X_8 Y_{16} O_{32}$) olup X ve Y değişik valanslı çeşitli katyonları kapsar. Örneğin manyetitte $X = Fe^{2+}$, $Y = Fe^{3+}$; ulvöspinel’de ise $X = Ti^{4+}$, $Y = Fe^{2+}$ ’dir. “Normal spinel” ve “ters spinel” olmak üzere iki tip spinel yapısı vardır. Normal spinel yapısında $X_8 Y_{16} O_{32}$ genel formülüne uygun olarak X katyonları 8 tetraedral yeri, Y katyonları ise 16 oktaedral yeri doldurur. Ters spinel yapısında ise 16 Y katyonundan sekizi, 8 tetraedral yeri doldurur ve sonuçta $Y(YX)O_4$ formülü ortaya çıkar (Tablo 2.1). Doğal spinellerin çoğu normal ve ters spinel yapı tipleri arasında katyon dağılımı gösterirler (Yeniyo, 2009).

Bu gruptaki yer almaların karmaşık olması, üçgen diyagramları kullanarak çeşitli katı eriyiklerin bileşim aralıklarını tanımlamayı güçleştirir. Bu nedenle bileşim ilişkilerini göstermek için “spinel prizması” kullanılır. Şekil 2.5’de gösterilen bu prizmalardan : (a) prizmanın tabanındaki normal spineller ile üst kenarındaki ters spineller [Fe^{2+} (veya Mg^{2+}) + Ti^{4+}] arasındaki bileşimler, (b) tabandaki normal spineller ile üst kenardaki Fe^{3+} bakımından zengin ters spineller arasındaki bileşimler, (c) bu prizmalardaki bileşimlere göre genel adlama için kullanılan prizmalardır (Yeniyo, 2009).

Tablo 2.3. Spinel grubu minerallerin uç üyeleri (Yeniyo, 2009).

Normal Spinel		Ters Spinel	
Spinel	$MgAl^{3+}_2O_4$	Manyetit	$Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$
Hersinit	$FeAl^{3+}_2O_4$	Magnezyoferrit	$Fe^{3+}(Mg^{2+}Fe^{3+})O_4$
Gahnit	$ZnAl^{3+}_2O_4$	Yakobsit	$Fe^{3+}(Mn^{2+}Fe^{3+})O_4$
Galaksit	$MnAl^{3+}_2O_4$	Ulvöspinel	$Fe^{3+}(Fe^{2+}Ti^{4+})O_4$
Franklinit	$ZnFe^{3+}_2O_4$		
Kromit	$Fe^{2+}Cr^{3+}_2O_4$		
Magnezyokromit	$Mg^{2+}Al^{3+}_2O_4$		



Şekil 2.5. Spinel prizmasında görülen spinel grubu uç üyelerinin bileşimleri (Yeniyo, 2009).

2.3.1. KROMİT

Krom süper katkı elementi olup alaşımlara; ısıya ve korozyona karşı direnç, aşınma direnci, mukavemet, sertlik ve renk gibi özellikler kazandırmaktadır. Atom numarası 24 olan kromun Cr^{2+} , Cr^{3+} ve Cr^{+6} olmak üzere üç iyonu vardır. Cr^{3+} iyonu en kararlı ve doğada en çok bulunan iyonudur. Cr^{+6} metalurjik işlemler sırasında Cr^{3+} 'ün oksitlenmesiyle oluşmaktadır.

Krom metalinin endüstriyel olarak üretilebildiği tek kaynak kromit mineralidir. Kromit minerali dışında 90 kadar krom içeren mineral vardır. Kromit dışında en çok bilinen krom mineralleri uvarovit (krom granat), kemererit (krom klorit) ve fuksittir (krom mika). Bu mineraller süs taşı olarak da değerlendirilmektedir.

Krom, yeni bir element olarak ilk defa 1797 yılında Paris Maden Okulu'nda Profesör Nicolas-Louis Vauquelin tarafından krokoyit (crocoite - $PbCrO_4$) minerali içinde saptanmıştır (Weeks ve Leichester, 1968). Krom elde edilebilen tek mineral olan kromitin, kimyasal formülü $FeCr_2O_4$ 'tür. İdeal formülünde Cr_2O_3 olarak %65, metal olarak % 46 Cr bulunur. Bununla birlikte doğada ideal formülde (stokiyometrik oranda) kromit minerali bulunmaz. Spinel grubunun bir minerali olan kromitte +2 değerlikli Fe yerine Mg, Cr yerine Al ve Fe geçebilir ve kromit minerali $(Mg, Fe)^{2+}(Cr, Al, Fe)^{+3}_2O_4$ şeklinde bir bileşim sergiler.

2.4. PODİFORM KROMİT YATAKLARININ OLUŞUMLARI

Kromit bir spinel minerali olup, günün ekonomik koşullarında (>%7-8 Cr_2O_3) bir konsantrasyona sahip işletilebilir boyuttaki zenginleşmelerine kromit yatağı denmektedir. Kromitit, kromit minerallerinden oluşan kayaca verilen isimdir. Bushweld Masifinde tanımlanmış olup, literatürde kromit mineral zenginleşmelerine (boyut verilmeksizin) kromitit denilmektedir. Bu hususta tez kapsamında eğer işletilmiş veya işletilmeye devam eden bir kromit mineralizasyonu varsa bunlar "*kromit yatağı*", toplanımın miktarı veya ekonomik durumu düşünülmeden, kromit mineralizasyonlarının tamamı için "*kromitit*" adlamasının kullanılması uygun görülmüştür.

Kromit yataklarının oluşumlarıyla ilgili görüşlerde süregelen tartışmalar halen devam etmektedir. Yapılan deneysel petrolojik çalışmalar ve gelişen jeokimyasal analiz teknikleri bu tartışmaları kısmen yavaşlatmış durumdadır. Gezegenimizdeki bilinen ekonomik kromit yatakları, oluşumlarına göre üçe ayrılmaktadır. Birincisi yaşlı kratonlarla ilişkili kıta içi magmatizmaya bağlı Stratiform Kromit Yatakları, ikincisi orojenik kuşaklarda oluşmuş tektonitler ve kümülatlar içerisinde kısmen düzensiz Podiform ve/veya Alpin Kromit Yatakları ve üçüncüsü zonlu kompleksler olarak bilinen, volkanik adayalarında oluşmuş, kaba da olsa konsantrik ultramafik ve mafik kayaç zonlanması sunan Alaska-tip Kromit Yataklarıdır.

Çalışma konusu olan podiform kromititlerin oluşumları ile ilgili modellerin bir çoğunda farklılıklar olsa da ortak nokta kromititlerin büyük bir düzen içerisinde düzensiz davranışlar sergilediğidir. Yeni bir oluşum modelinin ortaya çıkmasından sonra önceki modellerdeki kabuller tamamen çürütülememektedir ve sahada yeni modeli test ederken eski modellere ait bazı verilerin doğruluğu ile karşılaşmak olasıdır. Bu nedenle kromit yataklarına özellikle podiform tipte kromit yataklarına ait modellerin bilinmesi önemlidir.

Podiform kromititler orojenik kuşakların etkili olduğu alanlarda bulunan ofiyolitler içerisindeki tektonitler ve ultramafik kümülatlar içerisinde kısmen cep veya kese (pod) benzeri mercek veya iğ şeklinde yapılar halinde çok düzensiz şekilli, süreksiz ve sınırlı miktarda yayılım sunarlar (Thayer, 1964; Arai, 1997).

Moutte (1982), kromitit bantlarının oluşumunu bazik magmanın farklılaşarak kristallenmesi sırasında, ani basınç düşmesi sonucu ergiyiğin Cr bakımından çok doygun hale gelmesiyle açıklamaktadır. Farklılaşarak oluşan bu birimlerin okyanusal kabuk içine sıcak lapa halinde sokuldukları düşünülmekte olup bu sokulma sırasında olivin, piroksen, plajiyoklaz plastik, kromit ise sertleşmiş katı haldedir (Thayer, 1969).

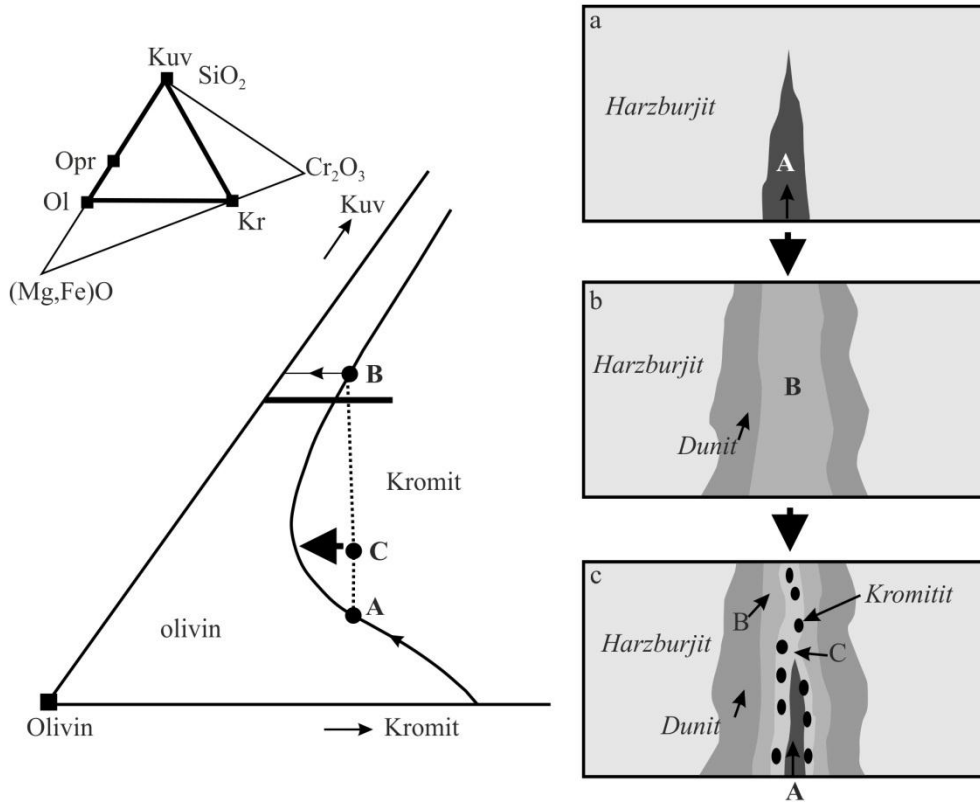
Tektonit harzburjitler içindeki kromitit kütlelerinin bulunuşunu açıklayan bir yaklaşıma göre, dunit bant ve mercekleri ile bunların içinde yer alan kromitit kütleleri üst manto harzburjitlerinin üstündeki kümülatlar içinde oluşmuşlardır. Magma odası tabanındaki

düzensizliklere bağlı olarak dunit ve kromitler kristal çökmesi ile eşzamanlı deformasyona uğrarlar. Magma odasında plastik deformasyon sürecinde kümülat istifin tabanını ve kalıntı üst manto harzburjitlerini etkileyen kapalı derin kıvrımların geliştiği düşünülmektedir. Bu kapalı derin kıvrımlar, üstte kümülatlar içinde gelişmiş olan dunit ve kromitit kütlelerini tektonit harzburjitler içine taşımıştır. Bu taşınma dolayısıyla kümülatlar ve tektonitler girift yapılar kazanmışlardır (Greenbaum, 1977).

Diğer bir hipoteze göre de podiform tip krom yataklarının oluşumu, kuramsal olarak tektonit – kümülat süreçlerle ilişkilidir. Daha alt kesimlerde tektonit harzburjitler içinde bulunan kromitit kütlelerinin varlığı, üstte tektonit – kümülat sınırında oluşan kromitit bant ve merceklerinin ağırlıkları nedeniyle alta harzburjitler içine batmış olmalarıyla açıklanmaya çalışılmaktadır. Kromit ve yankaya peridotit arasındaki yoğunluk farkı dikkate alındığında 50 m boyuta sahip 3.8 gr/cm^3 yoğunluğundaki bir kromitit – dunit merceğinin oluştuktan sonraki ilk bir milyon yılda harzburjitler içine 600 m, daha sonraki her bir milyon yılda da 20 m batacağı ifade edilmektedir (Dickey, 1975).

Podiform kromitit kütlelerinin peridotit diyapiri içinde 100 – 200 m. yüksekliğe, 2 – 5 m genişliğe varan açılmalar içinde geliştiği düşünülmektedir. Bu açılmalar 5 – 50 cm genişliğindeki kanallar yoluyla beslenmektedir. Bu kanal ve boşluklardan yükselen magma üstte kabuk – manto sınırında oluşan magma haznesini (haznelerini) beslemektedir. Kanalların konumu dik veya dike yakındır (Neary ve Brown, 1979; Stowe, 1987). Boşluğu dolduran magma malzemesinin sıcaklığı, boşluğun içinde bulunduğu peridotitin sıcaklığından daha fazladır. Bu nedenle boşluğun cidarlarında bazik magma malzemesiyle peridotit arasında kimyasal tepkime meydana gelmektedir. Bu tepkime sonucunda peridotitin (harzburjit) ortopiroksenleri olivine dönüşmektedir. Bu dönüşüm sonucu boşluğu dolduran bazik magmanın SiO_2 içeriği artmaktadır. Bu artış, bazik magmayı kromitin kristallenme alanına sokmakta ve kromit kristallenmektedir. Ergiyik, kromit kristallenme ortamına itilip kromit kristallenmeye başlayınca, tekrar olivin – kromit kotektik ortamına geri dönmekte, olivin ve kromit tekrar beraber kristallenmeye başlamaktadır (Irvine, 1977; Zhou ve Robinson, 1997; Arai, 1997). Yeni bir magma gelişiyse ortamı dolduran magmanın bileşimi değişmektedir (Irvine, 1977; Zhou ve diğ. 1996).

Ergiyik – kayaç etkileşim modelinde üst manto kayacı (harzburjit) içinde türeyen akışkan yolları (kırıklar/çatlaklar) boyunca yükselen bir ergiyik (Şekil 2.6a), çevre kayaç ile etkileşim sonucu yan kayacın ortopiroksenlerini çözmekte ve olivin çökelimine neden olmaktadır (Kelemen, 1990; Arai, 1997). Bu şekilde ergiyik kütlelerini çevreleyen dunitik bir zarf oluşturmaktadır. Bu replasif (veya reaktif) dunitik zarfın oluşumu, ergiyiğin SiO_2 , Cr uyumsuz element içeriğine etki eder. Çözünen ortopiroksenler ergiyiğin krom içeriğini artırırken (Arai ve Abe, 1995), kristallenen olivinler nedeni ile ergiyiğin SiO_2 içeriği göreceli olarak artar. Ergiyik aynı zamanda etkileşim sırasında gelişen bir çeşit “zonlu saflaşma” (zone refining – purification) etkisi nedeni ile uyumsuz bileşenler (Na, Ti ve H_2O) açısından da zenginleşir (Arai ve Matsukage, 1998; Arai ve diğ. 1997; Arai, 1997). Bu değişikliklere uğrayan ergiyik (Şekil 2.6.b), hemen ardından, ilksel bileşimini koruyan magma ile takviye olursa spinel bileşenleri açısından aşırı derecede doymun bir karışım (Şekil 2.6c) oluşturacaktır (Arai, 1997). Bu şekilde krom – spinel çökelimi gerçekleşecektir.



Şekil 2.6. Kayaç – ergiyik etkileşimi sonucu podiform kromitit oluşum modeli (Arai, 1997). a) Harzburjit içine A magmasının yerleşimi, b) etkileşimle dunit oluşumu ve silisçe zengin B ergiyiğine ulaşma, c) B ergiyiğinin içine yeni A ergiyiğinin girmesi ve karışması ile C ergiyiğinden kromit çökeliminin gerçekleşmesi.

Peridotit diyapiri içine giren bazaltik magma ile duvarları arasındaki ısı farkı nedeniyle konveksiyon akımı gelişmektedir. Kristallenen tanelerin gelişen konveksiyonla izleyecekleri güzergah ağırlık farkı nedeniyle farklı olacaktır. Bu da tanelerin birbirleriyle karışmasına, çarpışmasına neden olmaktadır. Böylece birbirleriyle temas eden kromit taneleri uygun kristal köşe ve kenarlarından başlayarak büyümekte ve taneler topluluğu veya nodüller meydana gelmektedir. Burada biriken kromit taneleri, yerleştikleri ortamın şekline uygun olarak kromitit kütlelerini meydana getirmektedir (Lago ve diğ. 1982). Kabuğun alt kesiminde veya kabuk manto sınırında meydana gelen magma haznesinin 1 – 2 km kadar altında tüketilmiş manto malzemesi (tektonit harzburjit) içinde bazik magma taşıyan ancak üstteki magma haznesine ulaşamayan kanallar içinde kromit ve olivin beraberce konveksiyon akımları kontrolünde çökelmekte ve podiform kromitit kütleleri meydana gelmektedir (Lago ve diğ. 1982).

Peridotit içinde yükselen bazik magmanın derinlerdeki yükseliş hızı nispeten fazla olduğundan, bazik magma – peridotit tepkimesi için yeterli süre olmamakta ve yeterli kromit kristallenmesi meydana gelmemektedir. Derinlerde düşey konumlu magma ceplerinde genelde dunit mercekleri ve bu mercekler içinde ancak kromit segregasyonları gelişmektedir. Tektonitler içinde kanallar boyunca yükselen bazik magmanın yükselme hızı üst kesimlere doğru giderek azalmakta ve kendi itici gücüyle yantaşı parçalayıp yükseleceği yolu artık açamamaktadır. Bu kesim çoğunlukla manto – kabuk geçiş kuşağına denk gelmektedir (Nicolas, 1989). Bu nedenle kromitit kütlelerinin daha çok manto – kabuk geçiş kuşağına yakın kesimlerde harzburjitler içinde geliştikleri düşünülmektedir. Bu yaklaşım, daha önceden ileri sürülen ve podiform kromitit kütlelerinin kümülat – tektonit sınırında itibaren ilk 1000 m içinde tektonit harzburjitler içinde bulduklarını ifade eden arazi gözlemlerine dayanan görüşle de uyumludur (Thayer, 1967; Moutte, 1982; Stowe, 1987). Dik ve dike yakın konumdaki kanal ve zayıflık zonlarında teşekkül etmiş kromitit kütleleri, dunit damarları oluşumlarını takiben yukarı doğru hareketleri sırasında konveksiyon akımları ve okyanus tabanı yayılması sonucu giderek çıkış kanallarının olduğu yerden uzaklaşırlar. Uzaklaştıkça da yavaş yavaş dikten yatay konuma geçerler ve içlerinde yer aldıkları peridotitin iç yapısıyla uyumlu konum kazanırlar (Lago ve diğ. 1982; Stowe, 1987).

Zhou ve Robinson, (1997), bazik magmanın türediği kaynak ile üst kesimlerde tepkimeye girdiği manto malzemesinin farklı olduğu durumlarda, bazik magma ile peridotit arasındaki tepkime daha şiddetli olacaktır. Buna bağlı olarak da kromit oluşumu ve birikimi daha fazla olacağını ifade ederler.

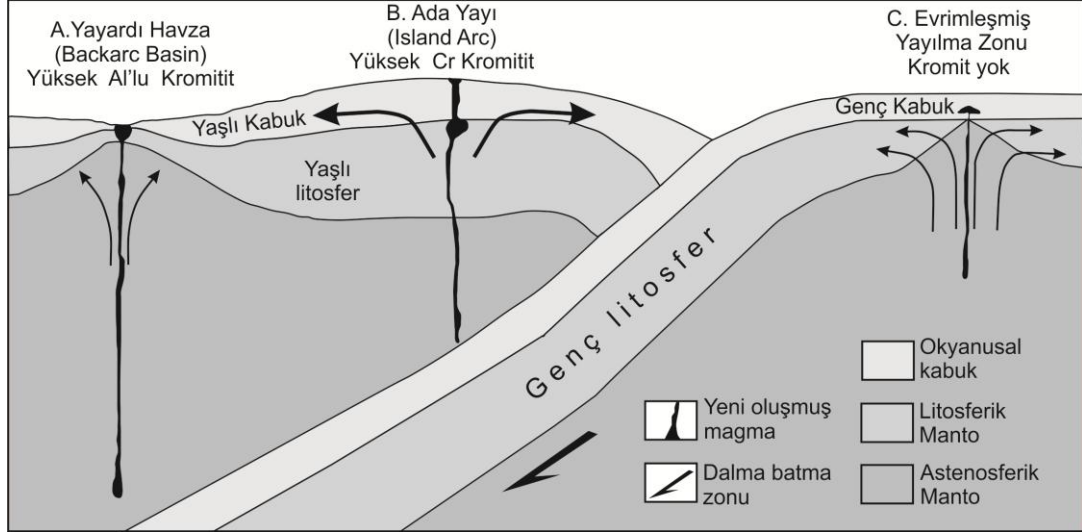
Yitim zonu üstü, farklı ada yayı jeokimyasına ve okyanusal litosfer yapısına sahiptirler. Okyanus tabanı yayılması sonucu alta dalan okyanus litosferinin üstünde gelişmişlerdir. Bunlar okyanus ortası sırtı ofiyolitlerinden yalnızca jeokimyası yönüyle değil, manto kesimlerinin daha fazla tüketilmiş olması, içlerinde podiform krom yataklarının daha çok bulunması, kümülat kesimde verlitlerin oranının troktolitlerden daha fazla olması ile dikkat çekerler (Arai, 1997).

Yitim zonu üstü ofiyolitleri, manto diliminin alta dalma başlangıcından ve ada yayı oluşumundan önce meydana gelmişlerdir. Okyanus içi alta dalma sonucu oluşan magma boninitik bileşimlidir (camsı, modal feldispat içermeyen, olivin, bronzit andezit). Bu magma, bileşimine H₂O almış (hydrated) okyanus litosferinin kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur. Manto diliminin alta dalması devam ettiği sürece magmanın bileşimi ada yayı toleyitine değişim gösterir (Pearce ve diğ. 1984).

Levha tektoniği kavramından hareketle yukardaki bilgilerin ışığında, podiform kromitlerin, boninitik bileşimli bazik eriyiklerin tektonit harzburjitlerle tepkimesi sonucu oluştuğu görüşü ağırlık kazanmaktadır. Kromitit kütleleri, boninitik magmanın yukarı doğru hareketi ve daha önceki okyanus ortası sırtı tipi peridotitle daha sığ derinliklerde tepkimesi sonucu meydana gelmişlerdir. Kromitit kütlelerini oluşturan kromit taneleri, içlerinde sıvı kapanımlarının bolluğu ve su içeren minerallerin fazlalığı ile dikkat çekerler. Bu da ana magmanın su oranının fazla olduğunu ve oluşumun yitim zonu üstünde geliştiğini göstermektedir (Zhou ve Robinson 1997, Matveev ve Ballhaus, 2002) (Şekil 2.7).

Peridotitlerdeki olivin, piroksen ve kromit minerallerince zengin kısımların ardalanmasından oluşan düzlemsel yapılar yani bantlanmalar, akıntı veya magmatik

bantlanma olarak farklılık gösterirler. Magmatik bantlanma (magmatic layering) çökel süreçler, akıntı bantlanması (flow layering) ise metamorfik süreçler sonucu gelişen bantlanmalardır (Thayer, 1970).

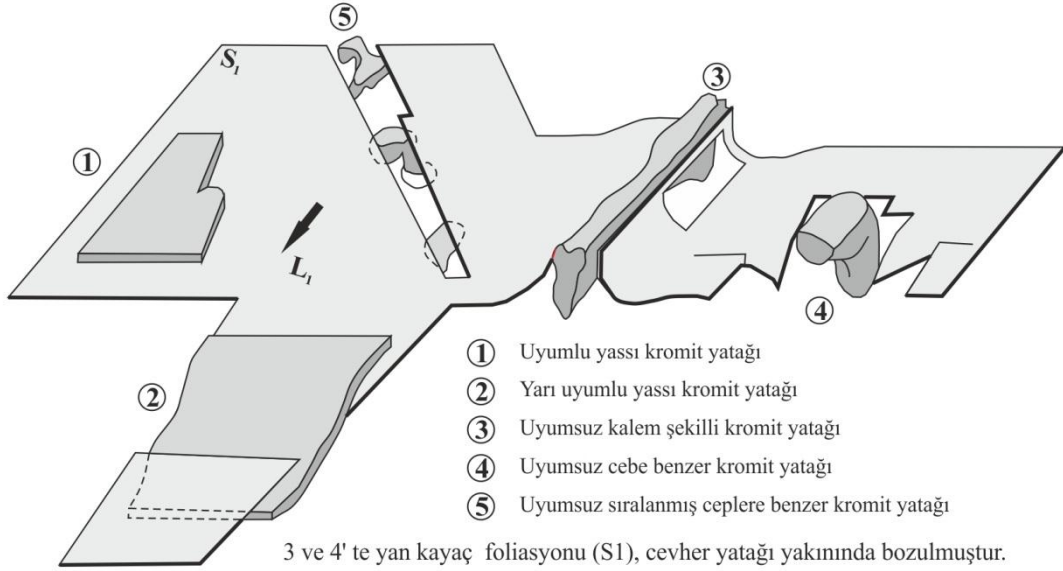


Şekil 2.7. Tektonik konumlarına göre kromitit oluşum alanları (Zhou ve Robinson, 1997)

Pod veya mercek şekilli yapılar içinde buldukları konak peridotitin (spinel harzburjit) bileşimsel bantlaşma (S0), foliasyon (S1) ve lineasyon (L1) gibi yapısal öğeleri ile ilişkileri dikkate alınarak (Nicolas ve diğ. 1971, 1972; Cassard ve diğ.1981) üç temel yapısal sınıfta tanımlanmaktadır: (i) uyumlu (konkordant) kromititler, (ii) yarı uyumlu (subkonkordant) kromititler, (iii) uyumsuz (diskordant) kromititler. Uyumlu kromititler genelde tablamsı, nadiren kalem şekilli yapılar sunar. Bu yataklarda kromitit seviyelerinin iç foliasyon ve lineasyonları çevre peridotit ile uyumludur. Yarı uyumlu kromititlerde cevher gövdesi ve içyapıları dunit zarf ve konak peridotit ile düşük bir açı yapar ($\leq 25^\circ$). Genelde tablamsı şekillidirler. Uyumsuz kromititler ise bu iki tipin aksine çevre kayanın foliasyonunu net olarak keser şekilde çok değişken yapısal ilişkiler sunar (Cassard ve diğ. 1981) (Şekil 2.8).

Podiform kromititler, magma odalarını besleyen dik/dike yakın konumlu akışkan yolları boyunca yukarı doğru süzülen kısmi (veya tamamen egzotik) ergiyiklerin çevre kaya ile etkileşimi ile bu akışkan yolları boyunca çökelen kümülatlar olarak tanımlanabilir. Bu yollarda, kristallenen krom – spinel taneleri yapının cep oluşturan kesimlerinde çöklerler (Lago ve diğ. 1982, Arai, 1997). Çökeliimin sonrası devam eden primitif ergiyik takviyesi, türbülanslı bir akım oluşturarak yeni magma ile durgun eski

magmanın etkili biçimde karışmasını ve ceplerde daha fazla krom – spinel çökelyimini sağlayacaktır (Arai, 1997). Bu işlemlerin sonucunda ilksel olarak diskordan bir podiform kromitit oluşacaktır.



Şekil 2.8. Kromit yataklarının yapıları, lineasyon ve foliasyonlarına göre peridotitler ile olan ilişkileri (Cassard ve diğ. 1981).

Podiform kromititler, belirli bir hızla yükselen bazaltik ergiyik ve etkileşimde bulunabileceği, okyanus ortası sırtları, yitim kuşakları veya plaka içi bazaltik sokulumların olduğu tektonik ortamlarda oluşabilirler. Bu üç farklı tektonik ortamda oluşan krom spineller, farklı kimyasal bileşim sunarlar. Örneğin okyanus ortası sırtlarda kristallenen krom – spineller daha düşük Cr# ($Cr\# < 0,6$) ile karakterize olmaktadır (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994; Arai ve Yurimoto, 1994; Arai ve Abe, 1994; Arai ve Matsukage, 1998). Yay ve ilişkili magmaların gelişebileceği yitim kuşaklarında kristallenen krom – spineller ise yüksek Cr# ($Cr\# > 0,7$) ile karakterizedir (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994; Arai ve Yurimoto, 1994; Arai ve Matsukage, 1998) ve TiO_2 içeriği açısından fakirdirler ($\% TiO_2 < 1$).

Levha içi toleyitik sokulumlar da yine yüksek Cr# spinel bileşimlidirler, ancak bunların spinellerinde TiO_2 miktarı da yüksektir ($\% > 1$) (Arai, 1992). Yüksek Cr – numaralı (0,7 – 0,8) ve düşük TiO_2 içerikli krom-spinel içeren podiform kromititler daha yaygın olarak bulunurlar. Nadir olarak da daha düşük Cr – numaralı ($Cr\# < 0,6$) krom – spineller içeren podiform kromititlere rastlanır. Bu nedenle podiform kromititlerin

genelde oluşum ortamı yay ve ilişkili magmaların baskın olduğu yitim kuşakları olarak yorumlanmaktadır. Daha nadir olarak okyanus ortası sırtlarda da (hızlı yayılanlarda – fast spreading ridges) podiform kromitler oluşabilmektedir.

Üst mantoda podiform bir kromit podunun oluşumu ve boyutları aynı zamanda, kuvvetli bir şekilde çevre peridotitin kimyasına da bağlıdır (Nicolas ve Al Azri, 1991; Roberts, 1992; Arai, 1997). Alpin tipi peridotitlerde büyük kromit yataklarını çevreleyen harzburjitler tipik olarak $Cr\# = 0,4 - 0,6$ (ort. 0,5) arasında değerler sunar (Arai, 1997) ve ortaç derecede refrakterdir. Daha refrakter olan çevre kayalarda ise ($Cr\# > 0,7$) genelde küçük kromit podları ve daha kalın dunitik zarflar söz konusudur (Arai, 1997). Bu durumun istisnaları nadiren görülür. Manto peridotitlerine ait spinellerin $Cr\#$ 'ları ile ortopiroksenlerinin Al + Cr miktarının ters orantılı olduğu, kayacın refrakterliği $Cr\#$ (spinel) arttıkça, ortopiroksenlerinin $Cr\#$ 'ları artar ve $Al_2O_3 + Cr_2O_3$ (%) içerikleri azalır (Arai, 1997).

Yan kaya peridotitin $Cr\#$ içeriği kısmen de olsa bazaltik magma ile tepkimesi sonucu oluşabilecek kromit kütlesinin boyutunu kontrol eden etmendir. Podiform kromit kütlelerinin boyutu, bazik magma ile tepkimeye giren harzburjitin mineralojisi ve ortopiroksenlerinin bileşimi ile doğrudan ilgilidir. Harzburjitlerin $Cr\#$ içeriği önemli olup, $Cr\#$ oranı 0.4 – 0.6 olanların kromit oluşumu için en uygun bileşim aralığı olduğu düşünülmektedir (Arai, 1997).

2.5. TÜRKİYE KROMİTLERİNE GENEL BAKIŞ

Türkiye Tetis okyanusunun kalıntılarının yüzeylendiği Alp Orojenik kuşağı içerisinde bulunmaktadır. Neotetis okyanusuna ait Yitim zonu üstü ofiyolitlerinin kalıntıları kuzeyde İzmir – Ankara – Erzincan Zonu boyunca, güneyde ise Toros kuşağı boyunca ve Güneydoğu Anadolu Kenet kuşağı boyunca yaygın olarak yüzeylenmektedir. Bu anlamda podiform kromit yatakları açısından oldukça önemli bir potansiyele sahip olan ülkemizde 7 coğrafik bölgede kromit yataklanmaları bulunur (Şekil 2.9). Bunlar;

- a. Doğu Anadolu Bölgesi (Elazığ – Malatya – Adıyaman)
- b. Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi (Erzincan – Erzurum – Ağrı – Tunceli)

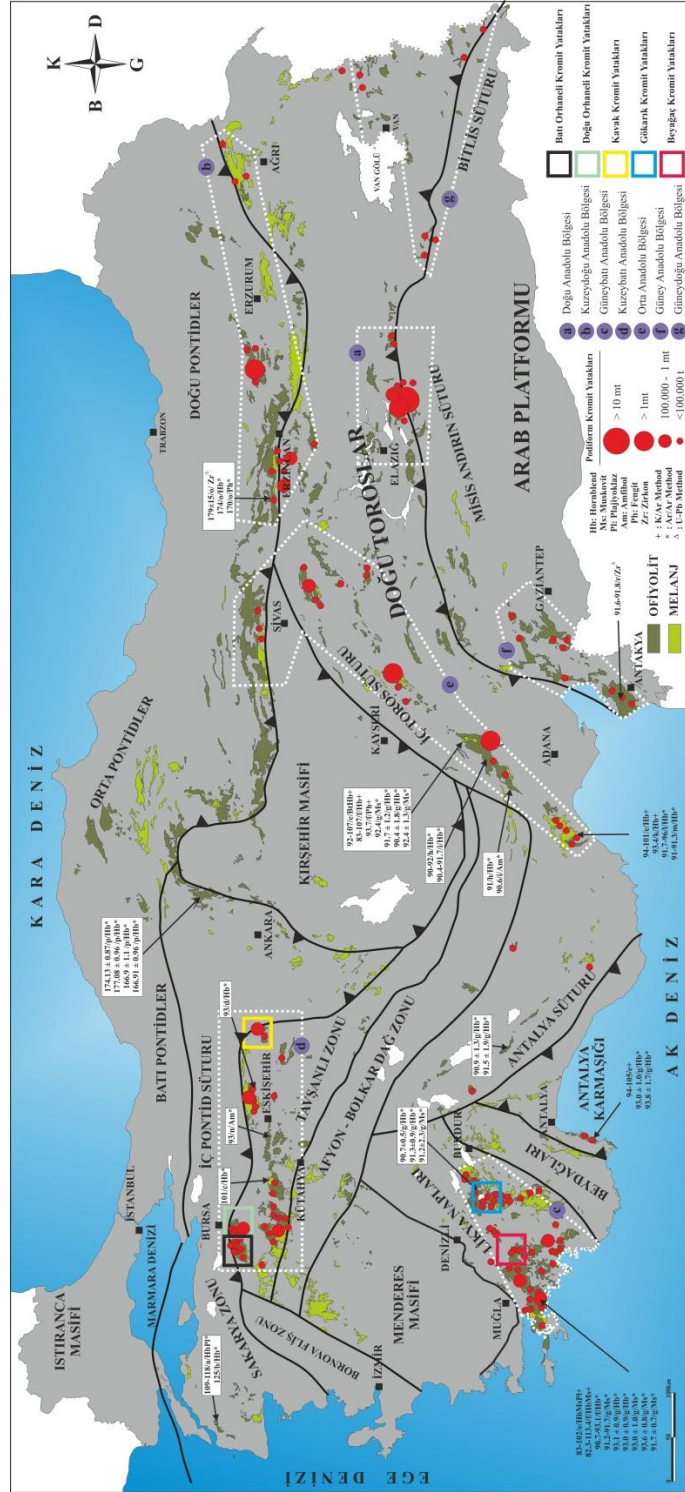
- c. Güneybatı Anadolu Bölgesi (Muğla – Denizli – Burdur)
- d. Kuzeybatı Anadolu Bölgesi (Bursa – Kütahya – Eskişehir)
- e. Orta Anadolu Bölgesi (Kayseri – Sivas – Mersin)
- f. Güney Anadolu Bölgesi (Hatay – Gaziantep – Kahramanmaraş)
- g. Güneydoğu Anadolu Bölgesi (Hakkâri – Van) bölgeleridir.

Bu yedi bölgenin dışında kalan ofiyolit veya melanj içerisinde işletilen veya işletilmiş kromit yatak ve cevherleşmeleri bilinmekte olup, önemli bir rezerve sahip değillerdir.

Ülkemizde bulunan kromit yataklarını buldukları jeolojik ortama göre de değerlendirebiliriz. Ana olarak Kuzey ve Güney Anadolu suture zonları olarak kabaca ayrılabilen kromit yatakları;

- İzmir – Ankara Zonu Kromit Yatakları (Üst Kretase - Orhaneli, Harmancık, Tavşanlı, Dağköplü, Mihaliççık) (Şekil 2.9),
- Ankara – Erzincan Zonu Kromit Yatakları (Orta Jura – Üst Kretase – Tokat, Erzincan, Kop, Kars) (Şekil 2.9),
- Likya Napları Kromit Yatakları (Üst Kretase – Fethiye, Köyceğiz, Tefenni, Yeşilova, Acıpayam, Beyağaç) (Şekil 2.9),
- Orta Toros Kromit Yatakları (Üst Kretase – Mersin, Aladağlar, Karsantı, Pınarbaşı, Sivas, Tunceli) (Şekil 2.9),
- Bitlis Süturu Kromit Yatakları (Üst Kretase – Arsuz, İslahiye, Adıyaman, Guleman, Bingöl) (Şekil 2.9),
- Yüksekova Karmaşığı Kromit Yatakları (Üst Kretase – Hakkari, Van) (Şekil 2.9), olarak ayırtılana bilmektedir.

Ülkemizde işletilmekte olan başlıca kromit yatakları, Jura - Üst Kretase yaşlı Yitim zonu üstü ofiyolitleri içerisinde (Şekil 2.9). Alpin (Podiform) tipi kromit yataklarına ait özellikleri taşımaktadır. Kromit kristalleri veya agregatları 0,1 – 2 cm çapa sahip büyüklükte olabilmektedirler. Bantlı, mercek veya düzensiz şekilli kütlelerden oluşurlar. Masif, saçınımlı (dissemine), bantlı, nodüler bazı hallerde de orbiküler tip yapıları sergilerler.



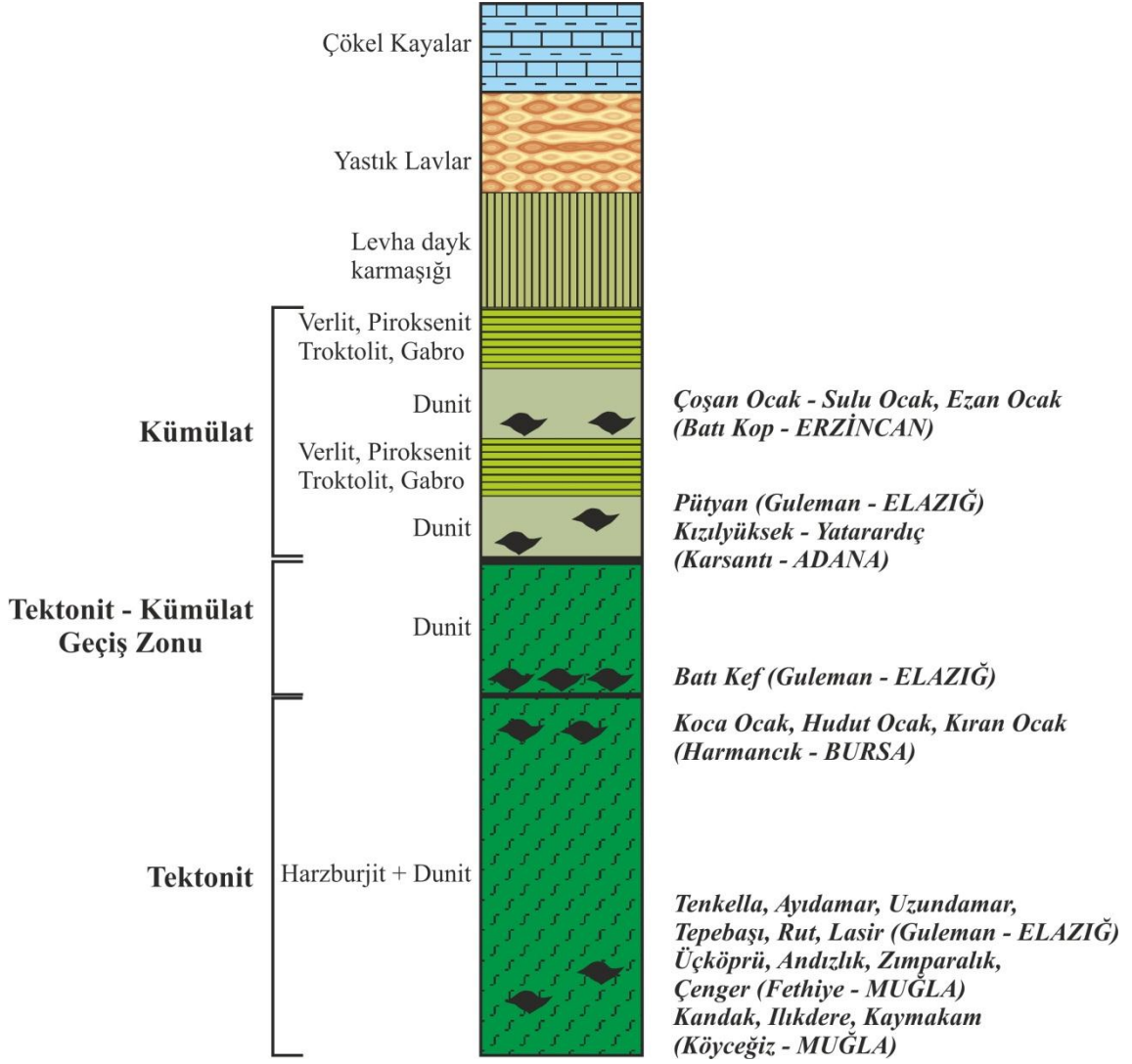
Şekil 2.9. Türkiye de ofiyolitler içerisinde işletilmekte olan kromit yatakları (MTA 1/500.000 ölçekli jeoloji haritaları (2002); Robertson ve Ustaömer, (2009); Okay ve Tüysüz. (1999); MTA, (2002). Jeokronoloji verileri (a) Okay Okay ve diğ. (1996); (b) Beccaletto and Jenny, 2004; (c) Önen and Hall, 2000; (d) Harris Okay ve diğ. (1994); (e) Thuizat Okay ve diğ. (1981); (f) Çelik, 2002; (g) Çelik Okay ve diğ. (2006); (h) Dilek and Whitney, 1997; (i) Dilek Okay ve Tüysüz. (1999); (j) Delaloye and Wagner, 1984; (k) Parlak Okay ve diğ. (1995); (l) Parlak and Delaloye (1996); (m) Parlak and Delaloye (1999); (n) Önen, 2003, (o) Altıntaş, 2011, (p) Çelik Okay ve diğ. (2011), and (r) Dilek and Thy, (2009))

Türkiye'deki kromit yatakları ilksel oluşumlarından kaynaklanan düzensizliklerinin yanı sıra sonradan maruz kaldıkları tektonik hareketler sonucunda oldukça karmaşık ilişkiler sergileyen konum kazanmışlardır. Bütün bu karmaşıklıklara karşın ayrıntılı etüdlere, kromitler ve içinde buldukları yan kaya arasında anlamlı olabilecek ilişkileri ortaya konulabilmektedir. Ülkemizdeki farklı bölgeler pek çok kromit yatağında yapılan incelemeler sonucunda kabaca yapılabilecek bir ayrıma göre; düşük tenörlü ($< \% 36 \text{ Cr}_2\text{O}_3$), bantlı ve saçınımlı yapıya sahip kromit yataklarının devamlılıkları birkaç yüz metreden daha fazladır (örneğin, Kızılyüksek-Aladağlar kromit yatağı $\% 5 - 8 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ tenörlü $\sim 2,5$ km devamlılıkta, Orhaneli Güdecek kromit yatağı, $\% 15 - 25 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ içerikli $\sim 0,5$ km devamlılık ve Batı Kef – Guleman ortalama $\% 30 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ içerikli, ~ 1 km devamlılığa sahiptir). Yüksek tenörlü yataklar ($> \% 36 \text{ Cr}_2\text{O}_3$), masif veya nodüler yapıya sahip olup, devamlılıkları sınırlıdır (Örneğin: Kapın-Guleman, $> \% 40 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ içerikli ~ 250 m, İncir Ocak – Kavak, $> \% 36 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ içerikli ~ 100 m doğrultu boyunca devamlılığa sahiptir. Buna karşın masif ve nodüler yapıya sahip yüksek tenörlü kromit yatakları daha az devamlılığa sahiptir.

Ülkemizdeki ofiyolitlerin hem kümülat hem de tektonit kesimindeki ultramafik kayalar içinde bulunan kromit yatakları istifsel (stratigrafik) konumlarına göre gruplandırılabilirler (Engin ve diğ. 1985, Şekil 2.10) .

- Tektonit harzburjitlerin derin kesimlerinde bulunan kromit yatakları (Ayı damar, Uzun damar – Guleman; Üçköprü, Andızlık, Zımparalık, Kandak - Muğla) (Şekil 2.10),
- Tektonitlerin üst kesimlerinde ve tektonit – kümülat geçiş zonunun altında bulunan kromit yatakları (Koca ocak, Kıran ocak – Harmancık), (Şekil 2.10),
- Tektonit – kümülat geçiş zonu içinde bulunan kromit yatakları (Batı Kef – Guleman) (Şekil 2.10),
- Kümülat grubu kayaların ultramafik kesimleri (dunit) içinde bulunan kromit yatakları (Pütyan, Gölalan – Guleman) (Şekil 2.10).

Türkiye'de bulunan kromit yatakları çoğunlukla içyapıyla uyumludurlar. Kromitit kütlelerinin şeklinden dolayı bu gidişte bazı sapmalar söz konusu ise de genelde kromitit merceğinin gidişi ile peridotit bantlanmalarının gidişi birbirine paraleldir.



Şekil 2.10. Türkiye'nin önemli kromit yataklarının ofiyolit istifindeki konumları (Engin ve diğ. 1985)

Thayer (1960, 1964) in ifade ettiği gibi, Alpin tip krom yatakları arasında bir milyon ton ve daha fazla rezerv içeren kromitit kütlesi sayısı sınırlıdır. Geçmişte üretilmiş ve tükenmiş olan Gölalan (Guleman, Elazığ) krom yatağı %54 Cr_2O_3 tenör ve 1.100.000 ton rezerviyle bu tip yataklar arasında ayrıcalıklı bir yere sahiptir. Batı Kef (Guleman, Elazığ) krom yatağı %22 – 33 Cr_2O_3 tenörü ve 13.000.000 ton rezerviyle Türkiye'de işletilen en büyük krom yatağıdır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Doktora tez projesinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışma; saha, laboratuvar ve büro çalışması olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1.1. SAHA ÇALIŞMALARI

Saha çalışmaları İzmir – Ankara Ofiyolit Zonu ve Likya Napları içerisinde kalan iki ayrı ofiyolit zonunda yapılmıştır.

1) Kuzeybatı Anadolu’da Bursa İl’ine bağlı Orhaneli ve Mustafa Kemalpaşa İlçeleri arasında kalan İ21 b1-b2 paftalarında, Eskişehir İli Mihaliççık İlçesine bağlı Kavak ve Sekiören Köylerini içine alan yaklaşık 112 km²’lik bir alanı kapsamaktadır.

2) Güneybatı Anadolu bölgesinde Burdur İli, Tefenni İlçesi’nin batısını içine alan N23-a3 paftası ve Denizli İli, Beyağaç ilçesi Yenişehir Köyü’nün batı-güneybatısını içine alan N22-c2 ve d1 paftalarını kapsayan 81 km²’lik alanı kapsamaktadır.

Yukarıda bahsi geçen alanlarda 2010 – 2011 yılları yaz aylarında 55 günlük saha çalışması yapılmıştır. Kuzeybatı Anadolu’da bulunan Batı – Doğu Orhaneli ve Mihaliççık bölgelerinde bulunan kromit yataklarında 112 km²’lik alanda 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritası baz alınarak 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Güneybatı Anadolu Kromit yataklarından Gökarık (Tefenni) Kromit yatağını kapsayan alana ait Karaman (1987) ve Koralay (2000)’e ait 1/25.000 jeoloji haritası ile Beyağaç Kromit yataklarını içine alan Başta (1988)’e ait 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları revize edilmiştir.

Çalışmalar sırasında Garmin marka, Etrex Vista HCX model GPS kullanılmıştır. Bu cihaz ile uzaydaki gerçek konumundan maksimum $\pm 3m$ ’lik bir hata payı ile gözlem ve

numune yerleri tespit edilmiştir. Haritalamayla eş zamanlı olarak petrografik ve kimyasal analizler için gerekli olan örnekleme çalışmaları da yapılmıştır. Birimlerin yapısal konumlarının belirlenmesi için mümkün olan her yerden Brunton pusulası kullanılarak yapısal unsurlar (doğrultu – eğim, foliasyon, lineasyon, fay düzlemi... vb.) ölçülmüş ve harita üzerine işlenmiştir. Birimlerin en iyi gözlenebildiği yerlerde resimler çekilmiş, çalışılan bölgelerin kesitleri çizilerek yapı ortaya konmaya çalışılmıştır.

3.1.2. LABORATUAR ÇALIŞMALARI

3.1.2.1. Petrografik İncelemeler

Saha çalışmaları sırasında derlenen örnekler laboratuvarında türlerine göre ayrılmış, daha sonra derlenen örneklerin hemen hemen hepsinden (378 adet) mineralojik, petrografik, dokusal ve yapısal özelliklerin belirlenmesi amacıyla ince kesit yapılmıştır. İnce kesit yapımı için Struers marka kesme, traşlama ve parlatma aletleri kullanılmıştır.

İnce kesitlerin mikroskopta tanımlamaları yapılırken aynı zamanda kimyasal analiz için uygun olan örnekler belirlenmiştir. İnce kesit tanımlamalarının ardından bütün ince kesitlerden Leitz Ortoplan mikroskobu + Ortomat otomatik fotoğraf çekme ünitesi ve dijital fotoğraf makinası ile önemli doku ve mineral resimleri çekilmiştir.

3.1.2.2. Cevher Mikroskopisi İncelemeleri

Alınan cevher örneklerinden 210 adet farklı yapıda kromit örneği; İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları – Jeokimya Anabilim Dalı Örnek Hazırlama Laboratuvar'ında, Struers marka kayaç kesme makinası kullanılarak, 2 x 3 x 2 cm ebatlarında kesilmiş ve rodajlanarak Struers marka RotoPol 35 ve PdM-Force 20 'den oluşan parlatma cihazında parlatılmıştır. Ayrıca Elektron Mikroprob Analizleri için hazırlanan 31 adet, 2,5 inch çapındaki kalıplarda Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvar'ında epoksiye alınmıştır. Epoksiye alınan örnekler İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları – Jeokimya Anabilim Dalı Örnek Hazırlama Laboratuvar'ında bulunan Struers marka RotoPol 35 ve PdM-Force 20 'den oluşan parlatma cihazında parlatılmıştır.

Parlatılmış örnekler Leitz marka, üstten aydınlatmalı cevher mikroskopunda yağda incelenmiştir. Bu çalışmalarda, cevherin mineral parajenezi, süksesyonu, cevher dokuları ve cevher minerallerindeki dönüşümleri incelenmiş ve önemli doku ve minerallerin fotoğrafları çekilmiştir. Ayrıca KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Araştırma Mikroskopları Biriminde bulunan Nikon Polarizan + Cevher Mikroskopunda hava ortamında, cevherin mineral parajenezi, süksesyonu, cevher dokuları ve cevher minerallerindeki dönüşümleri incelenmiş ve önemli doku ve minerallerin fotoğrafları çekilmiştir.

3.1.2.3. XRD İncelemeleri

XRD çalışmaları için örnekler (40 adet) kırılmış ve agat havanda ortalama 300 mesh boyutuna kadar öğütülerek toz haline getirilmiştir. Öncelikle mineral topluluğu geniş olan örneklerde kaydın temiz ve sağlıklı alınabilmesi için mineral ayıklaması yapılmıştır. XRD analizleri; İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı XRD laboratuvarındaki Philips marka PW-1430 model cihazda Cu K α radyasyonu, Ni filtre, 36 kV gerilim, 20 mA akım, $2\theta = 1^\circ$ / dk gonyometre hızı, 1 cm / dk kağıt hızında ve belli C.P.S. duyarlılıklarında yapılmıştır. Tüm örnekler de 5 – 55° arasında kayıtlar alınmıştır. Elde edilen difraktogramlar JCPDS kartlarıyla değerlendirilerek mineral tayinleri yapılmıştır

3.1.2.4. Jeokimyasal Analizler

İnce kesit tayinleri sonucu kimyasal analiz yapılması kararlaştırılan 96 adet örnekten yüzer gram numune hazırlanmıştır. Numune hazırlama işlemleri İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji – Petrografi Anabilim Dalı bünyesinde bulunan örnek hazırlama laboratuvarında yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında alınan numuneler mümkün oldukça alterasyondan etkilenmemiş taze örneklerden seçilmiş, altere olan kısımlar ise 0.1-2 cm büyüklüğüne kadar çeneli kırıcıda kırılmıştır. Kırılmış örnekler agat havanda 200 mesh ve altına incek şekilde 10 dakika boyunca öğütülmüştür. Her 3 numune öğütüldükten sonra diskler kuvars kumu ile temizlenmiştir. Kuvars kumu ile temizleme işlemi farklı türden kaya grupları arasındaki geçişlerde de tekrarlanmıştır.

Numunelerin öğütme işlemleri tamamlandıktan sonra her bir numunenin nem oranları ve kızdırma kayıpları belirlenmiştir. Numune kızdırma kayıpları 900 °C'ye kadar numunelerin ısıtılması ile belirlenmiştir.

Kimyasal analizler ACME (Kanada) laboratuvarında yaptırılmıştır. Tüm kayaç kimyasal analizleri ICP ile yapılmıştır. Esas element analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak iz ve nadir toprak elementlerinin analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi ile yapılmıştır. Çözelti olarak LiBO₂ kullanılmıştır. Ayrıca örneklerin analizi yapılırken 3 adet jeolojik standart kullanılmış, 1 adet numune ise tekrarlı analize tabii tutulmuştur.

İndüklenmiş Eşli Plazma Emisyon Spektrometresi (ICP-ES) yöntemi, jeokimyada önemli bir yere sahiptir, nispeten yeni olan bir tekniktir. Prensip olarak bu metot, periyodik tablodaki birçok elementi, düşük belirleme limitleri ve iyi hassasiyette ölçme imkanı sağlar. Elementler aynı anda ölçülür ve bütün bir analiz iki dakikalık bir sürede yürütülür. Bu özellik ICP'yi çok hızlı bir analitik metot yapmaktadır. İndüklenmiş birleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ise emisyon spektrometresi yöntemine nazaran daha hassas bir yöntemdir. 90 civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçebilmektedir (Rollison, 1993).

ICP alev sıcaklığı 6000–10000 K aralığında bulunan bir “alev” ve bir “çözelti” tekniğidir. Standart silikat çözündürme metodları kullanılır. Örnek çözeltisi bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilir. İndüklenmiş birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobininin indükleyici ısısıyla ısınan ve yüksek frekanslı Tesla kıvılcımı ile ateşlenen bir argon atomları buharıdır. Örnek argon plazması içinde çözünür ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılır. Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenir, kalibrasyon çizgileri ile karşılaştırılır ve yoğunlukları konsantrasyon olarak dönüştürülür (Rollison, 1993).

3.1.2.5. Platin Grubu Element (PGE) Analizleri

Tez kapsamında 19 adet kromitit örneği, Genalysis Ltd. (Maddington, Batı Avustralya)'de, Chan ve Finch, (2001) tarafından tanımlanan yöntemle göre ICP-MS ile analiz edilmiştir. Bu yöntemde, 25 gr örnek, boraks, soda külü, silika, nikel oksit ve sülfürden oluşan bir karışım ile ergitilmiştir. Ergiyik, tüm kromit kristallerinin

tamamıyla ergidiğinden ve tüm PGE'lerin nikel sülfid tarafından tutulduğundan emin olmak için 1200 °C de tutulmuştur. Nikel sülfid butonu yaklaşık 100 °C'de hidroklorik asit ile çözülmüştür. Sonra, çözünmeyen PGE ve Au-sülfidler, bir selüloz nitrat membran filtre üzerinde toplanmış ve yüzer durumdaki borosilikat test tüpünde sindirilmiştir. Elde edilen çözelti, % 10'luk nitrik asit ile tamamen karıştırılarak seyreltilmiştir. Son olarak elde edilen çözelti, Perkin Elmer/Sciex Elan 6000 ICP-MS ile analiz edilmiştir. Altı adet ölçümleme çözelti standardı kullanılmıştır. Tüm standart ve örneklerin, yönseme monitörü aracılığıyla iki iç standart kullanılarak pikleri izlenmiştir.

Uluslararası sertifikalı referans materyali (Güney Afrika Referans Materyali, SARM-7) ve bu laboratuvardaki standartlar tüm analizler için kullanılmıştır. Ölçülen PGE izotopları, ⁹⁹Ru, ¹⁰¹Ru, ¹⁰²Ru, ¹⁰³Rh, ¹⁰⁵Pd, ¹⁰⁶Pd, ¹⁰⁸Pd, ¹⁸⁹Os, ¹⁹³Ir, ¹⁹⁵Pt ve ¹⁹⁶Pt'dir. Elde edilen sonuçlar, Ni ve Cu'dan kaynaklanan karışımlar için düzeltmeye tabi tutulmuştur. Ölçüm alt sınır limitleri, Rh için 1 ppb ve Os, Ir, Ru, Pt ve Pd için 2 ppb'dir.

3.1.2.6. Mineral Kimyası Analizleri

Peridotit ve kromitit örneklerine ait minerallerin kimyasal içeriklerinin tayini için, Ludwig Maximilian Üniversitesi, Münih Mineral Müzesi, Münih, Almanya'da CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılmıştır. 31 adet örnekte 175 nokta krom spinel mikro kimyasına yönelik ölçüm yapılmıştır. Ölçümler Dr. İbrahim UYSAL tarafından gerçekleştirilmiştir.

Mineral analizleri yapılacak olan peridotit örneklerine ait parlatılmış ince kesitler öncelikli olarak polarizan mikroskopta incelenerek mineralojik açıdan analiz edilmiştir. Mikrokimyasal analizleri yapılmak istenen krom spinel minerallerinin koordinatları mikroskop ortamından bilgisayar ortamına aktarılmış ve analiz yapılacak kısımların görüntüleri aynı bilgisayara kaydedilmiştir. Mineral bünyesindeki kimyasal değişimleri belirlemek için bazı mineraller üzerinde bir kenardan diğer kenara doğru belirlenen profiller boyunca nokta analizler de gerçekleştirmek için koordinatlar alınmıştır. Son olarak, bu işlemlerden geçen her bir örnek analiz edilmeden önce analiz sırasında iletkenliği sağlamak ve bazı elementlerin analiz ortamından kaçmasını önlemek için karbon kaplama işlemine tabi tutulmuştur. Ancak karbon kaplama işleminden önce,

kesitlerin analiz edilecek yüzeyleri alkol (aseton, ethanol veya isopropanol) ile iyice temizlenmiştir. Bu işlemlerden sonra örnekler analiz edilmek üzere nem barındırmayan kaplara konularak beklemeye bırakılmıştır.

Analiz için hazırlanmış peridotit veya kromitit örneğine ait kesitler mikroprob aletine yerleştirildikten ve uygun analiz koşulları sağlandıktan sonra bilgisayar ortamına kaydedilen koordinatlar ve görüntüler kullanılarak mineral kimyası analizleri yürütülmüştür.

Ölçümler sırasında doğal ve sentetik oksitler ve silikat standartlar kullanılmıştır. Aletin çalışma şartları 15 kV ve 20 nA'de sabitlenmiştir. Sayma zamanı (counting time) Al, Ni, Ca elementleri için 30 sn, Ti için 20 sn, diğer bütün elementler için 10 sn olarak belirlenmiştir. Peridotit örneklerine ait spinel minerallerinin Ti ölçüm alt sınır limitini düşürmek için sayma zamanı bu element için 100 sn olarak ayarlanmıştır. Kalibrasyon için doğal ve sentetik standartlar kullanılmıştır. Ölçülen elementlerin oksit bazındaki ölçüm alt sınır limitleri (% ağırlık) Si, Al, K, Ti, Ca, Na için 0.01, Mg için 0.02, Cr için 0.03, Fe ve Ni için 0.04 ve Mn için 0.06 olarak belirlenmiştir.

3.1.3. BÜRO ÇALIŞMALARI

Saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler, uzun bir büro çalışmasını gerekli kılmıştır. Büro çalışmalarında öncelikle, çalışmada elde edilen sonuçlar ışığında, 1/25.000 ölçekli jeolojik harita bilgisayar ortamında hazırlanmıştır. Jeolojik harita ve jeolojik enine kesitleri çizilip hazırlandıktan sonra bölgelerin stratigrafisi ortaya konmuştur. Çizimlerde ağırlıklı olarak CorelDraw 15 Programı kullanılmıştır. Kimyasal analizler sonucunda elde edilen veriler GCD KIT, MS EXCEL ve Corel Draw X5 programları ile değerlendirilerek gerekli diyagramlar oluşturulmuştur. Bu diyagramların diğer verilerle birlikte değerlendirilmesi sonucunda bölgenin jeolojik evrimine katkıda bulunacak verilere ulaşılmıştır.

4. BULGULAR

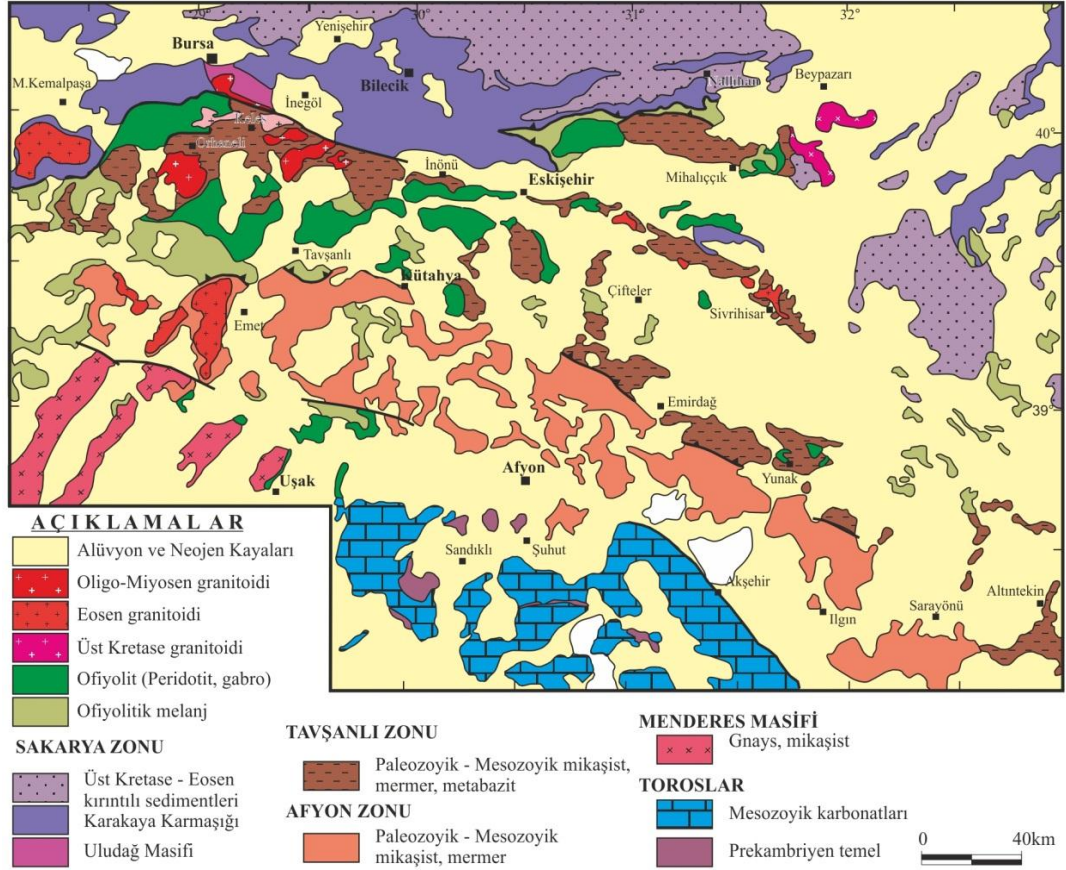
4.1. İZMİR – ANKARA ZON’UNUN JEOLJİSİ

Türkiye’nin kuzeyindeki kıta parçaları ile güneyinde bulunan kıta parçalarının arasında kalan ve yaklaşık doğu - batı yönünde bir yayılım gösteren İzmir – Ankara Zonu Türkiye’nin önemli kromit yataklarına ev sahipliği yapmaktadır. Bursa ile Mihaliççık arasında doğu – batı yönünde uzanan ve Menderes Masif’inin kuzey sınırını belirleyen alan “İzmir – Ankara Zonu” olarak Brinkmann, (1966) tarafından adlandırılmıştır. Orhaneli (Bursa) – Mihaliççık (Eskişehir), Okay ve Whitney, (2010) ile Robertson ve Ustaömer’e (2009) göre kuzeyde Sakarya kıtasına ait kayaçların yer aldığı, güney sınırında Afyon Zonun bulunduğu, Üst Kretase Ofiyolitleri ve mavi şist metamorfizmasının etkilerinin gözlemlendiği mermer, metabazik ve metapelitlerden oluşan Tavşanlı zonu içerisinde kalmaktadır.

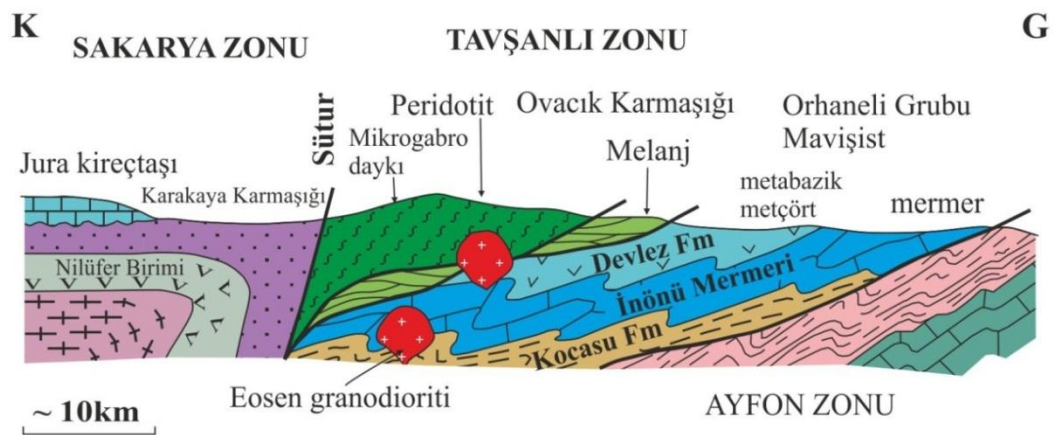
Tavşanlı Zonu, batıda Dursunbey (Balıkesir)’den başlayıp, doğuya doğru Orhaneli (Bursa), Keles (Bursa), Sivrihisar (Eskişehir) ve güneyde Altnekin (Konya) hattını izleyerek devam eden mavişist kuşağıdır (Şekil 4.1). Tavşanlı Zon’unun kuzeyinde Sakarya Zonuna ait kayaçlar yer alırken, güneyinde ise Afyon Zonuna ait kayaçlar yer alır. Tavşanlı Zon’unun en iyi stratigrafik özellikleri Orhaneli (Bursa) ve Tavşanlı (Kütahya) çevresinde gözlenmektedir (Okay, 1980, 1981, 1984, 1986).

Doğu – batı yayılım gösteren Tavşanlı Zonu Mihaliççık’tan itibaren Güneybatı’ya Yunak’a doğru bir dönme gösterir (Şekil 4.1). Tavşanlı zonunun tabanında Kocasu formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonundan oluşan Orhaneli Grubu bulunmaktadır. Tabanda yer alan mikaşistlerden oluşan Kocasu Formasyonu üste doğru mermer ve mikaşist aralanmasında oluşan İnönü Mermerlerine geçiş gösterir. Tüm bu birimlerinde üzerinde metabazitler ve metaçörtlerden oluşan Devlez Formasyonu bulunur. Tavşanlı Zonuna ait Paleozoyik – Mesozoyik yaşlı kayaçlar, yeşilşist-mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. Mavişistlerin üzerinde ise ofiyolit ve

ofiyolitik melanj bulunmaktadır. Üst Kretase de yerleşmiş ofiyolitler ultramafik tektonit, ultramafik kümülatlar ve bunları kesen izole dayklardan oluşmaktadır (Okay ve Kelley, 1994, Okay, 2004, Okay ve Whitney, 2010) (Şekil 4.2).



Şekil 4.1. Orta Batı Anadolu genel jeoloji haritası (Okay ve Whitney, 2010).



Şekil 4.2. Sakarya – Tavşanlı – Afyon zonlarının ilişkisini gösterir K-G yönlü jeolojik enine kesit (Okay ve Whitney, 2010).

Orhaneli Grubunun tabanında yer alan Kocasu Formasyonu minimum 800 metre kalınlık gösteren kuvars-mikaşistlerden oluşmaktadır (Okay, 1980, 1981, 1984, 1986).

Orta taneli, sert, ince bantlanmalı, gri-açık gri renklidir. Kuvarşça zengin mikaşist bantları gnays dokusu göstermekte olup 0.1– 2m arasında kalınlıklar gözlenmektedir. Jadeyit, lavsonit, sodik amfibol, kloritoid, albit ve klorit parajenezine sahiptir. Mavişistlerin tabanından tavanına doğru mika oranında artış gözlenir. Olası Alt Triyas yaşlı Kocasu Formasyonu dereceli olarak İnönü Mermerlerine geçer. Geçiş zonu mikaşist ve mermer aralanmasında oluşur (Okay ve Whitney, 2010). Kocasu formasyonu üzerinde İnönü Mermeri olarak isimlendirilen kalın bir karbonat istifi bulunmaktadır. Tavşanlı zonunda geniş bir yayılım gösteren İnönü Mermeri, masif, yer yer bantlı, açık gri ve nadiren çört bantları içerir. İnönü Mermerleri içerisinde Orhaneli bölgesinde Kaya ve diğ., (2001) buldukları konodont fosillerinden ötürü Üst Triyas (Üst Noriyen) yaşı saptamışlardır. Metabazit, metaçört ve fillitlerden oluşan Devlez formasyonu Triyas-Kretase yaşlı İnönü Mermerlerinin üzerinde yer alır (Okay 1981, 2004). Denizaltı lavları, piroklastik kayalar ve tüflerden oluşan istif metamorfik bir fabrik gösterir. Metabazitlerde karakteristik olarak sodik amfibol ve lavsonit ile sodik piroksen, klorit, ve fengit mineralleri gözlenir. Bunlar tipik mavişist mineralleridir (Okay, 1980). Metaçörtler, kuvars spessartin, hematit, lavsonit ve sodik piroksenlerden oluşur (Okay, 1980).

Tavşanlı Zonu boyunca tüm bu birimler Miyosen-Pliyosen yaşlı kırıntılılarla örtülür (Okay, 2004). Bilinen en yaşlı uyumsuzluk peridotitlerin üzerindeki Orta Eosen yaşlı neritik kireçtaşıdır (Bas, 1986). Diğer taraftan Haymana Havzası'nın Üst Kampaniyen yaşlı seviyelerinde mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış kırıntılarının gözlenmiş olması (Batman, 1978), mavişistlerin lokal olsada bu dönemde yüzeyleyerek havzaya malzeme verdiğine işaret etmektedir (Okay, 1984). Mavişistlerin lavsonit-jadeit-glokofan-kloritoyid parajenezi sergiledikleri petrografik çalışmalarla belirlenmiş ve bu parajeneze dayalı jeotermobarometre çalışmaları ile istifin tabanındaki mavişistlerin 24 kbar basınç ve 430°C lik sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradığı ortaya konulmuştur (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002). Tavşanlı Zon'unun doğusunda Sivrihisar'da (Şekil 4.2), mavişistlerde belirlenen mineral parajenezine dayalı yapılan analizler mavişistlerin 12-16 kbar'lık basınç ve 380 – 500 °C'lik sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradığını göstermiştir (Davis ve Whitney, 2006).

Tavşanlı Zonu, Anatolidlerin en kuzey ucundaki pasif kıta kenarı çökellerini temsil eden mikaşist, mermer ve metabazitlerden meydana gelen bir istifin, Üst Kretase’de kuzeye Sakarya Kıtası’nın altına doğru yitime uğrayıp, manto derinliklerine kadar gömülerek mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramasıyla gelişmiştir (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002; Okay ve Whitney, 2010). Afyon Zonu, Tavşanlı Zon’unun daha sığ derinliklere gömülen uzantısıdır. Aynı platformun daha güneydeki ve hiç gömülmemiş uzantıları ise Menderes-Toros Platformudur (Özbey, 2010).

İzmir – Ankara Sütur Zonunun kuzeyinde Mustafa Kemalpaşa – İnönü – Mihaliççık arasında doğu – batı yönünde yayılım gösteren Sakarya Kıtasına ait kayaçlar bulunmaktadır. Sakarya kıtası; Üst Kretase – Eosen kırıntılı sedimentleri, Karakaya Karmaşığı ve Uludağ masifinden oluşmaktadır. Birimler birbirleriyle kısmen tektonik dokanaklı bir ilişki sergilerler (Okay, 2000). Kuzeydeki Pontidlerin Sakarya Zonu ile güneydeki Anatolid–Torid Bloğu’nun arasında, Geç Triyas – Erken Kretase’de olduğu kabul edilen Neotetis’in kuzey kolu olan İzmir – Ankara Okyanusu bulunur (Tekeli, 1981; Göncüoğlu ve diğ. 2000). Bu kıta parçalarının birbirine yakınsaması ile Erken Kretase’de okyanusal kabuğun kuzeye dalımı sonucu, dalma batma zonu gelişir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğ. 2001). Yitim zonu üstü ofiyolitleri (YZÜ), Üst Kretase’de ekaylı dilimler şeklinde güneye doğru Anatolid – Torid Bloğu üzerine bindirirken farklı deformasyon yapıları sunan farklı yaşlarda ve farklı kaya tiplerini içeren kaotik özellikli ofiyolitik melanjin oluşumuna neden olmuştur (Özen ve Sarıfakıoğlu, 2002).

Tavşanlı Zonu içerisindeki mavişist metamorfizmasına ait çeşitli yaş verileri bulunmaktadır. Tavşanlı Zonuna ait K/Ar ve Ar/Ar yaşları 175 My ile 60 My arasında değişmektedir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967; Okay ve Kelley, 1994; Haris ve diğ., 1994; Sherlock ve diğ.; 1999, Seaton ve diğ., 2009). Sherlock, (1998) fengit minerallerinden 78.5 ± 15 My ve 82.8 ± 16 My 4 adet Rb-Sr yaş almıştır. Okay ve Kelley, (1994) Tavşanlı Zonuna ait mavişist metamorfizma yaşını saptamaya yönelik yaptıkları çalışmada fengit mineralinden 88 My, Ar/Ar yaşı almışlardır.

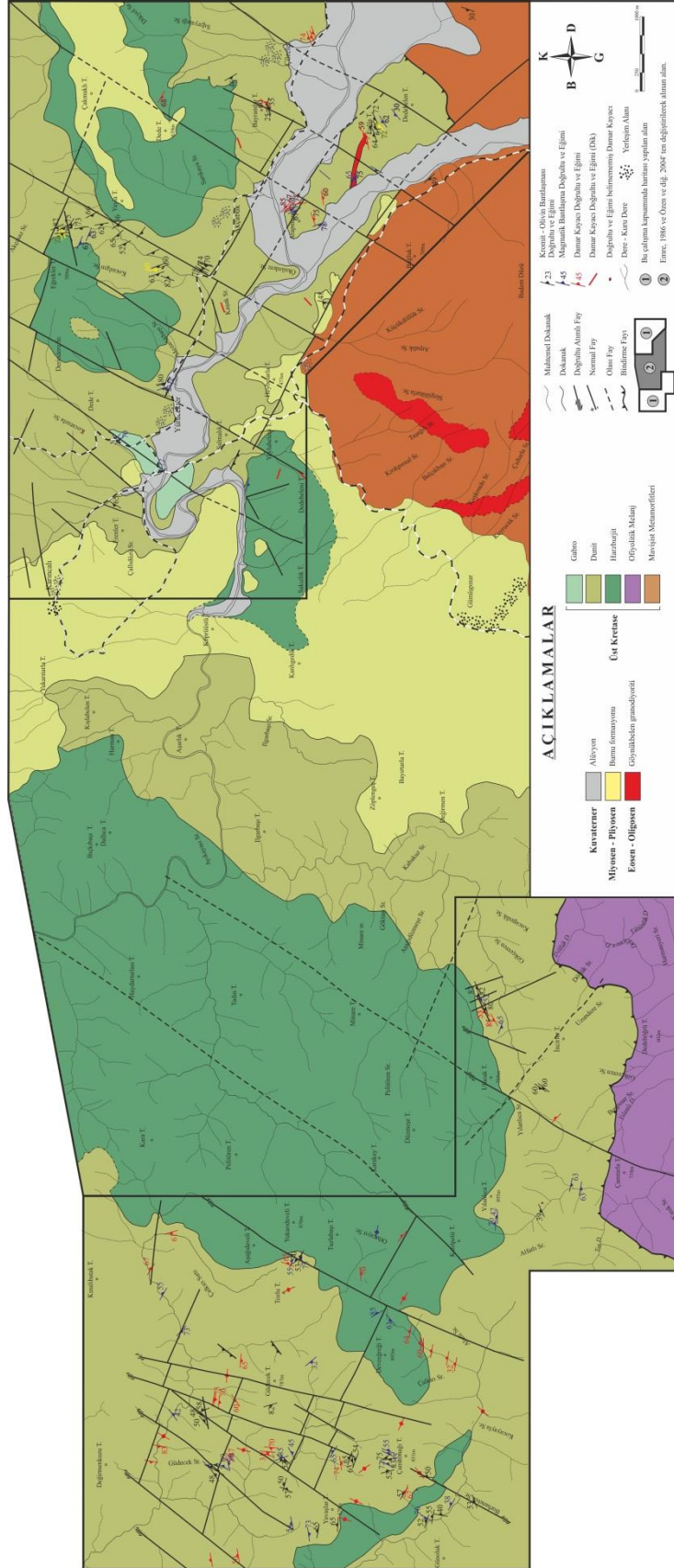
4.1.1. ORHANELİ (BURSA) BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

İzmir – Ankara Zon’unun batısında yer alan Orhaneli Ofiyoliti, tektonitler ve kümülatlar ve bunları kesen izole dayklar ve sillerden oluşan, tam olmayan bir ofiyolit serisidir. Tektonik olarak ilksel halini ve tipik ofiyolitik düzenini kaybetmiş olan ofiyolitik seri; levha daykları, yastıksı bazaltları ve pelajik sedimentleri içermemesinden ötürü eksik dizili ofiyolittir.

Pek çok incelemeye ev sahipliği yapmış olan Orhaneli Ofiyoliti; Özkoçak (1969) tarafından “Orhaneli Ultrabazik Masifi”, Lisenbee (1971) tarafından “Orhaneli Ultramafik – Gabro”, Lisenbe (1972) tarafından “Orhaneli Ultramafik Masifi”, Tankut (1980) tarafından “Orhaneli Masifi” ve Okay ve diğ. (1998) tarafından “Burhan Ofiyoliti” olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada, Emre, (1986) tarafından yapılan “Orhaneli Ofiyoliti” adlandırması kullanılmış ve bu ofiyolit içerisindeki birimlerin isimlendirilmesinde de bu çalışma temel alınmıştır.

Orhaneli Ofiyoliti Bursa İl’inin güneybatısında, doğusunda Soğukpınar Köyü, batısında Eskikızılelma ve Yenikızılelma Köyleri, kuzeyinde Erenler, Nalınlar ve Göktepe Köyleri ile güneyinde Orhaneli merkezi arasında kalan, D – B ekseninde ~ 60 km uzunluğunda ve K – G ekseninde ~20 km genişlikte bir yayılım sunar. Orhaneli Ofiyoliti içerisinde kümülat dunit - harzburjit ile tektonit dunit - harzburjit yaygın litolojilerdir.

Yürücekler Köyü ile Nalınlar Köyü arasında, Osmaniye Köyü kuzeybatısı ve güneyinde katmanlı gabrolar gözlenir. Ayrıca Delibalılar Köyü’nün kuzeyinde gabro – katmanlı gabrolar yer alır. Orhaneli Ofiyolit’inde serpantinleşme yaygın olup, bölgesel olarak kayaçlar ilksel bileşimi ve dokusunu tamamen kaybetmiştir. Kendi içerisinde bindirmeli olarak gözlenen Orhaneli Ofiyoliti sıklıkla piroksenit damarları, mikrogabro ve diyabaz dayklarınca kesilmektedir.



Şekil 4.3. Orhaneli (Bursa) Batısının Jeoloji Haritası (2 numaralı alan Emre (1986) ve Özcan ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır).

4.4.1.1. Mavişist Metamorfitleri

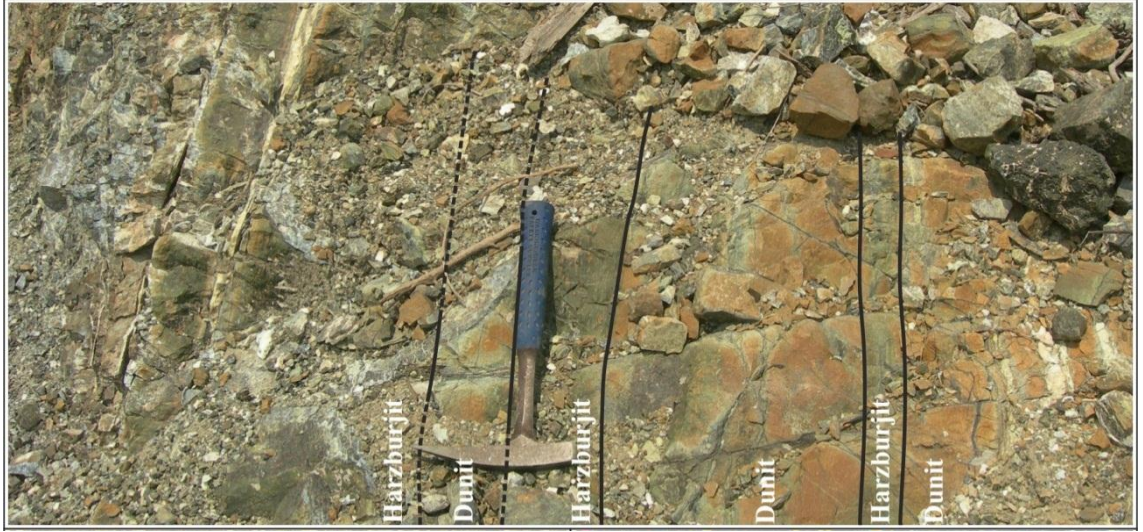
Orhaneli Ofiyoliti'nin eksenine paralel olarak güney sınırında Üst Kretase döneminde Mavişist metamorfizmasına mağruz kalmış kayaçlar yüzeylemektedir. Tavşanlı Zonuna ait mavişistler şist, mermer ve metabazitlerden oluşmaktadır. Özellikle Girencik Köy'ünün güneybatısından başlayarak Fuğla Tepe'nin doğusunda mostraları gözlenmektedir.

Emre (1986), tarafından Sırlı metamorfiti olarak isimlendirilmiş olan metapelit, metabazit ve mermerden oluşan birim, Tavşanlı Zonu içerisinde yer alması, Eskişehir bölgesindeki eşlenikleri ile birliktelik sağlanması adına Mavişist Metamorfitleri olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanı içerisinde birimin mostraları Girencik Köyü – Orhaneli arasındaki asfalt yol üzerinde gözlenmektedir. Birimin hakim litolojisi şist ve fillat olup, yer yer mermer-kristalize kireçtaşları ara seviyeler halinde gözlenmektedir. Bu faylanmanın etkisi ile ayrışma çok ileri derecedir. Dedebelen Tepe'nin güneyinde şistozite net olarak gözlenmekte olup, muskovit, klorit, kuvars, kloritoyit ile glokofan ve lavsonit mineralleri içeren albit-kuvars-mika şist, klorit-kuvars-mika şistler bulunmaktadır. İnceleme alanının doğusunda Cebelgüney Köyü, Şükriye Köyü, Belenoluk Köyü ve Kabaklar Köyü civarında mavişist minerallerinin (jadeit, glokofan, kloritoyit ve lavsonit) bolluklarında artışlar gözlenmektedir (Okay, 2002).

4.4.1.2. Kümülat Dunit

Orhaneli bölgesindeki kromit yataklarına ev sahipliği yapan kümülat dunitler, kümülat harzburjitlere göre daha geniş alanlar kaplar. Kümülat dunit ve harzburjitler yer yer cm boyutundan birkaç on metreye varan aralanma göstermektedir (Şekil 4.4). Kümülat dunitler, Değirmenkuzu Tepe, Kınalıbatak Tepe, Güdecek Tepe, Tozlu Tepe, Yavaşlar Tepe, Çamkonağı Tepe, Günoluk Tepe, Yılanlıca Tepe, İncirler Tepe, Erenler Tepe ve Girencik Köyü kuzeyinde yüzeylemektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.4. Yürücekler Köyü doğusunda, yol yarmasında gözlemlenen kümülat dunit ve harzburgit aralanması.

Dunitler harzburgitlere oranla daha fazla serpantinleşmesinden dolayı daha yumuşak bir topoğrafya sergilemektedir. Dış görünüşleri sarımsı kahverengi ve yeşilin farklı tonlarında gözlenirken, taze kırık yüzeyleri ise açık yeşil yer yer siyahımsı yeşildir. Piroksen dışında makroskobik olarak dunitlerin içerisinde spineller gözlemlenmektedir. Kümülat dunitler içerisinde bulunan kromitlerin tenörü % 1 - 4 Cr_2O_3 arasında değişmektedir. Kromitlere yataklık yapan dunitlerde serpantinleşme oldukça yaygındır. % 5'ten daha az serpantinleşmiş kümülat ile dunitler ancak Fuğla Tepe Kromit yatağının kuzeyinde belirli dönemlerde işletilmiş (2011 Temmuz ayında olivin üretimi durdurulmuş) olivin yatağı ve civarında gözlenir. Bu alan dışında, yüzeyden ve galerilerden hatta sondaj karotlarından alınan dunit örneklerinde serpantinleşme % 5'ten fazladır.

Dunitler içerisinde kalınlıkları birkaç santimetre ile birkaç on santimetre arasında değişen, kromit bantlarına paralel, açık yeşil yer yer bozuşma nedeniyle siyahımsı yeşil verlitler gözlenmektedir. Kalınlıkları ve uzunlukları fazla olmadığından verlitler haritalanmamıştır. Verlit bantları Yalıbıçkı, Kovalık ve Ömerliyayla Deresinde gözlenir.

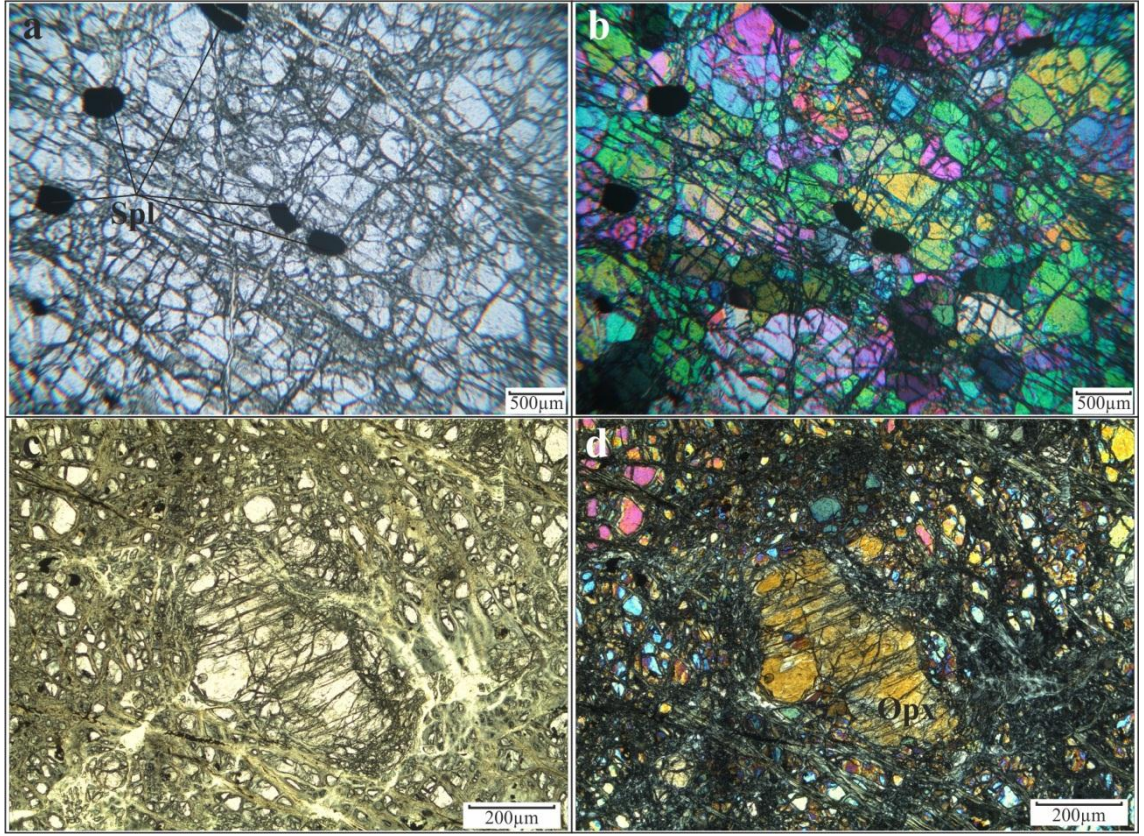
Kümülatik dunitlerden hazırlanan ince kesitlerde bozunmadan korunmuş olivin nadiren gözlenir. Yukarıda belirtildiği üzere olivin yatağı olarak işletilen alan dışında serpantinleşmeyen dunit yok gibidir. Serpantinleşmenin ileri derecede olduğu

örneklerde elek dokusu gelişmişken, serpantinleşmenin göreceli olarak az olduğu kümülatlarda ad kümülat dokusu gözlenmektedir. Ortopiroksen %1 – 2 oranında bulunurken nadiren klinopiroksenler de parajeneze girmiştir. Ortopiroksenler de bastitleşme türü bozunmalar yaygındır. Spinel genel anlamda dunitlerin içerisinde % 1 – 2 oranında bulunmaktadır. Spineller kısmen öz şekillidir (Şekil 4.5).

4.1.1.3.Kümülat Harzburjit

Orhaneli Ofiyoliti içerisinde geniş bir alanda yayılım gösteren kümülat harzburjitler kısmen Orhaneli Ofiyolit'inin batısında Yürücekler Köyü ile Eskikızılelma Köyleri arasında kalan geniş alanda yayılım göstermektedir. Serpantinleşmenin etkisi ile mavimsi yeşil ve kahvemsiz yeşil renklerde gözlenen harzburjit, serpantinleşmemiş taze kırık yüzeylerinde koyu yeşil, zeytin yeşili renklerinde gözlemlenmiştir. Harzburjitlerin içerisinde % 5'ten fazla bulunan ortopiroksenler, olivin minerallerine göre alterasyonlardan daha az etkilenirler. Bu nedenle harzburjitlerin yüzeylendiği alanlar, dunitlerin yüzeylendiği alanlara nazaran daha sert bir topoğrafya gösterir. Ayrıca kümülat harzburjitler, içerisindeki piroksen minerallerin dilinimleri, parlaması ve ayrışmaya karşı daha dirençli olmaları ile dunitlerden kolaylıkla ayırt edilirler. Kümülat harzburjitler içerisinde özellikle Genneoluk Deresi Vadisi, Çamkonağı Tepe, Yavaşlar Tepe ve Güdecek Tepe civarında piroksenlerin yoğunlaştığı lokasyonlarda magmatik bantlaşmalar net olarak gözlemlenmektedir. Bu lokasyonlarda 1 – 2 cm boyutuna varan parlak piroksen mineralleri bulunmaktadır. İnce kesit incelemeleri sonucunda yukarıda bahsi geçen iri piroksenlerin kısmen ortopiroksen olduğu tespit edilmiştir.

Kümülat harzburjitlerde serpantinleşme oldukça yaygındır. Serpantinleşmenin yanında özellikle ikincil faylar ve eklem sistemlerinin boşluklarında lokal olarak manyezit oluşumları ve silisleşmeler gözlemlenmektedir. Bu oluşumlar Akçabük Köyünün kuzeyinde yoğunlaşmaktadır. Bu yoğunlaşmanın arttığı alanlarda terk edilmiş manyezit ocakları bulunur. Ayrışmanın artması ile harzburjitler içerisinde yer yer asbestleşme ve talklaşma gözlemlenir.



Şekil 4.5. Fuğla Tepe kromit yatağına ait KOŞ 3 örneğinde gözlenen az miktarda serpantinleşmiş, öz – yarı öz şekilli olivinler ve spinellerin tipik adkümülat dokusuna ait mikrofoto (a, b), MK 60 harzburjit örneğine ait ince kesitte serpantinleşmiş olivinler tarafından kuşatılmış ortopiroksen ait görüntü (c, d) (a ve c tek nikol, b ve d çift nikol) (Opx: Ortopiroksen).

Dunitlerin içerisinde bantlar şeklinde bulunan verlitler gibi harzburjitlerin içerisinde yer yer lertzolit bant veya mercekleri bulunmaktadır. El örneklerinde harzburjitten ayrılması oldukça zor olan lertzolitler, koyu yeşil renklidir. Çivili kromit yatağına yakın Yılanlı ve Afar sırtında, Tozlu Tepe'nin doğusunda ve Çamkonağı Tepe'nin kuzeydoğusunda gözlenir.

Mikroskobik çalışmalarda harzburjitlerin tamamına yakınında yoğun olarak serpantinleşmenin hakim olduğu, olivinlerde ise, kısmen serpantin minerallerine dönüşümler gözlemlenmiştir. Kümülat harzburjitler içerisinde Çivili Köyü civarında yapılan sondaj çalışmalarından alınan örneklerde bile serpantinleşmenin yoğun bir şekilde gözlemlendiği tespit edilmiştir. Adkümülat dokusuna sahip harzburjitlerde, zaman zaman piroksen ve olivinler arasındaki zonlu yapı net olarak gözlenir. Elek dokusunun geliştiği olivinlerde kalık olivinler adacıklar şeklinde gözlenmektedir. Kayaçta % 75 –

90 olivin (zaman zaman %50 si serpantinleşmiş olivin), % 10 – 25 ortopiroksen (enstatit), %1 – 2 klinopiroksen ve % 0 – 2 kromit mineralleri bulunmaktadır. Bazı durumlarda ortopiroksenlerin dilinimlerine paralel eksolüsyon lamelleri şeklinde klinopiroksenler bulunmaktadır. XRD analizlerine göre serpantin minerallerinden lizardit tespit edilmiştir (EK-3).

4.1.1.4.Piroksenit Damarları

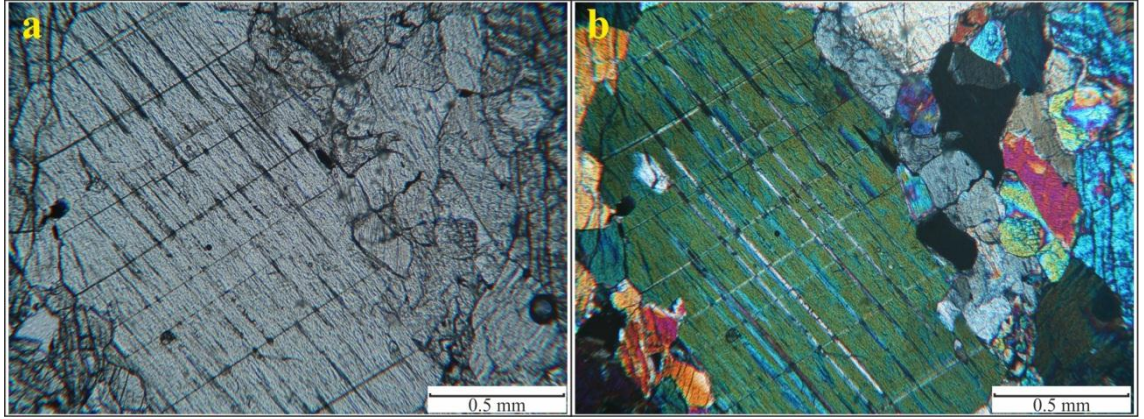
Kümülat harzburjit ve dunitler içerisinde kromit bantlarını ve magmatik bantlaşmayı kesen piroksenit damarları bulunmaktadır. Piroksenit damar ve bantları ayırışmaya daha dayanımlı olmaları ve parlak dilinim yüzeyleri nedeniyle rahatlıkla ayırt edilebilmektedir. Yanıkbıçkı Dere, Motor Deresi, Ömerliyayla Dere, Çamkonağı Tepe, Genneoluk Deresi, Yılanlıca Sırtı ve Ulucak Tepe güneydoğusunda piroksenitler gözlenmektedir.

Taze yüzeyleri gri – sarımsı yeşil, dış yüzeyleri demir boyamaları nedeniyle sütlü kahverenkli olarak gözlenir. Yer yer piroksenlerdeki alterasyonlar nedeniyle siyah ağların hakim olduğu bir yapı gözlenir Sıkı kenetlenmiş, yer yer iri taneli (3 – 4 cm), kısmen ince taneli olarak gözlenirler (Şekil 4.6). Piroksenit bantlarının ve damarlarının kalınlığı 2 cm ile 1,5 metre arasında değişmekte olup yüzeydeki devamlılıkları birkaç metre ile birkaç on metredir. Klinopiroksenit bantları, 2 – 4 mm boyunda, belirgin dilinimli diopsit kristallerinden oluşur. Bunlar çok az ortopiroksen lamelleri içerir.

Kümülatların içerisinde gözlenen ve zaman zaman düşük açıyla kromit bantlarını kesen piroksenit damarlarında, klinopiroksen mineralleri baskındır. Modal analiz çalışmalarında klinopiroksenit, vebsterit ve olivinli klinopiroksenit şeklindedir.



Şekil 4.6. Kümülât dunit içerisindeki iri taneli piroksenit damarı (a) ve ince taneli piroksenit bantlarının genel görünümü (b).



Şekil 4.7. MK 61 no'lu örnekte, iri taneli klinopyrokseni çevreleyen küçük taneli klinopyroksene ait mikro fotoğraf (a) Tek nikol, b) Çift nikoldeki görünümü).

Klinopyroksenitler daha yoğun olarak gözlenmesine karşın bu çalışmada bu kayalar piroksenit olarak adlandırılmıştır. (Şekil 4.7).

Piroksenit bantlarında olivin çok az miktarda (% 2 - 10) bulunmaktadır. Modal analiz çalışmalarında klinopyroksenit, vebsterit ve olivin vebsterit sonuçları elde edilmiştir. Klinopyroksenler genellikle orta – iri kristalli, iyi dilinimli ve ortopyroksen eksolüsyon

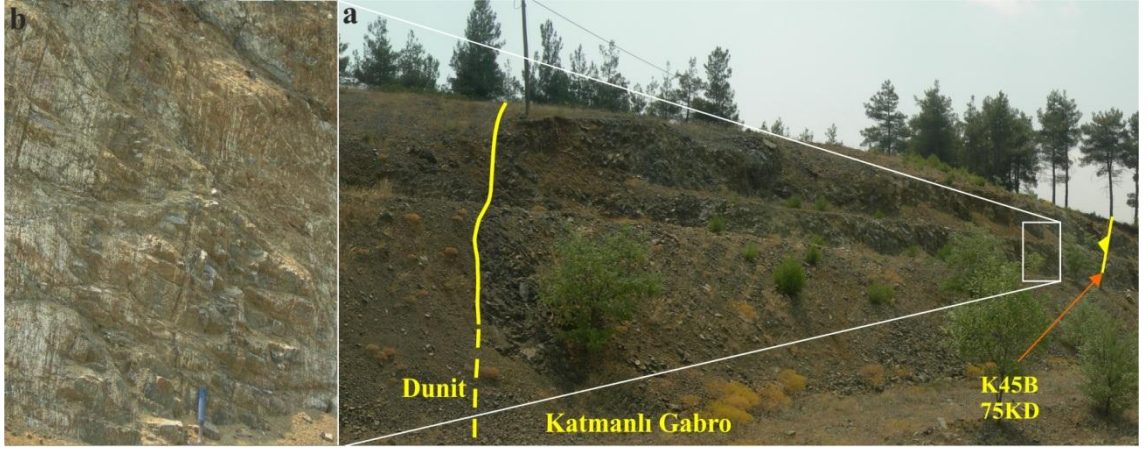
lamellidir. Zaman zaman kum saati şeklinde dalgalı sönme gösteren klinopiroksenler sönme açlarına göre diyopsit ve ojit olarak tanımlanmıştır. Ortopiroksenler klinopiroksenlere nazaran daha küçük kristalli olarak gözlenirler ve enstatit mineralinden ibarettir. Olivinler kısmen serpentine dönüşmüş olup elek dokusu içerisinde kalık olivinler gözlenir. Genel olarak mezokümülatik bir yapıya sahiptir.

4.1.1.5. Gabro

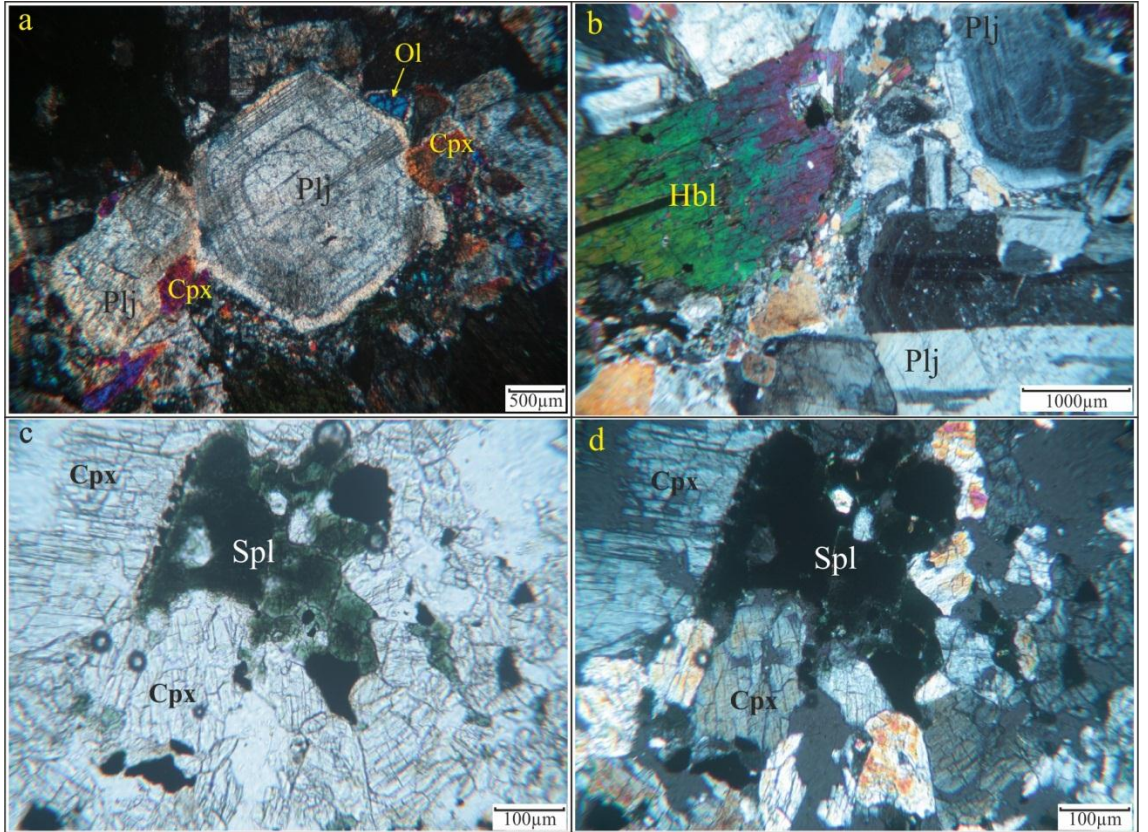
Orhaneli Ofiyoliti içerisinde kısmen katmanlı yapısı ile arazide diğer ofiyolitik kayalardan kolaylıkla ayırt edilebilen birim, Yürücekler Köyü batısında, Orhaneli Çayı ve Belen Tepe’de yüzlek verir (Şekil 4.3). Kısmen katmanlı yer yer izotropiktir. Birimin kümülat dunitlerle olan kontakları gerek serpantinleşme ve alterasyonlar, gerekse bitki örtüsü nedeniyle net olarak gözlenmemiştir. Birim sınırlarında yoğun demiroksitlerin hakim olduğu bir ayrışma kuşağı vardır (Şekil 4.8a). İçyapısında plajiyoklazlar ve piroksence zengin zonların birbirinden ayrılaştığı katmanlı yapı en iyi Orhaneli – Bursa karayolu üzerinde Yürücekler Köy’ünün batısında gözlenir (Şekil 4.8b). Termik santral yakınlarında yüzlek veren altere gabroların varlıkları petrografik çalışmalar sonucunda tespit edilmiştir.

Gabroların yüzlek verdiği alanların yoğun bir şekilde tektonizmadan etkilenmiş olması nedeniyle kataklastik yapılar hakimdir. Petrografik analizlere göre gabrolar, mikrogabro, altere-kataklastik gabro, altere-kataklastik kuvarsmonzodiyorit ve kataklastik monzodiyorit - diyoritik olarak kendi içerisinde ayrımlanırlar. Gabrolar bozmuş ve birincil mineralleri çoğunlukla değişmiştir. Kayaların parajenezinde ana olarak plajiyoklaz, klinopiroksen (ojit – titanojit), amfibol (hastingit, hornblend) ana ferromagnezyen mineral olarak bulunur (Şekil 4.9 a,b). Monzodiyorit – diyoritte titanit, zirkon ve kuvars mineralleri aksesuar mineralleri, mikrogabro ve gabrolarda ise spinel (olasılıkla Al-spinel) (Şekil 4.9 c,d), zirkon, titanit, apatit ve ortopiroksen aksesuar mineralleri olarak mineral parajenezinde bulunur. İkincil olarak aktinolit, tremolit, serizit, klorit ve nadiren epidot mineralleri parajeneze katılır.

Plajiyoklazlar ince, uzun kristaller şeklinde gelişmiştir. Oldukça iri taneler halinde kesitte dağılmışlardır. Karlsbad ikizlenmesi ve albit ikizlenmesi göstermektedirler. Plajiyoklazların sönme açlarına göre anortit miktarları ölçüldüğünde, plajiyoklazların



Şekil 4.8. Bursa – Orhaneli Karayolu üzerinde Yürücekler Köyü batısında, a) yol yarmasında gözlenen katmanlı gabro – dunit ilişkisi, b) katmanlı gabroda piroksen ve plajiyoklazca zengin seviyelerin ardalanması.



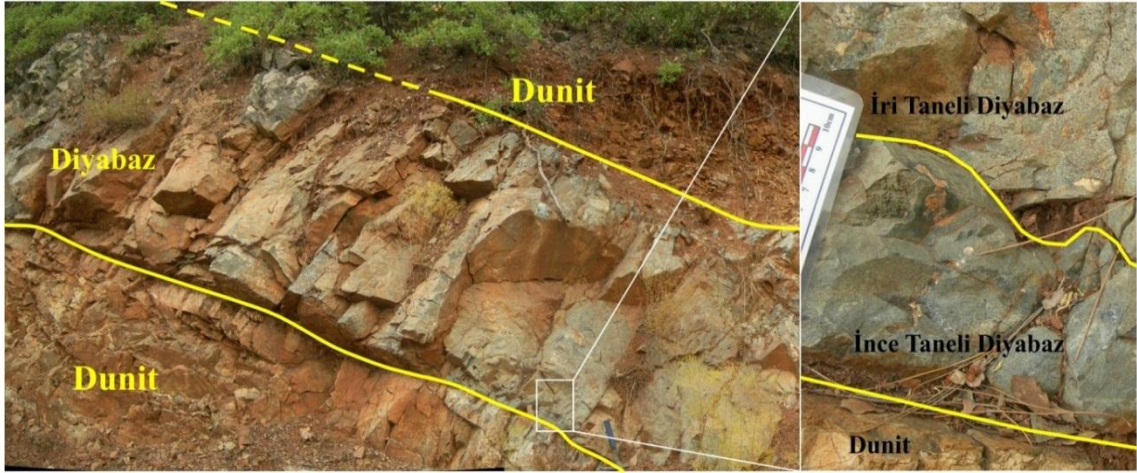
Şekil 4.9. Gabro içerisinde, a) plajiyoklaz, klinopiroksen ve olivin birlikteliği b) iri taneli hornblend ve plajiyoklazların genel mikro görünümü c, d) koyu yeşil renkli spinel çevreleyen klinopiroksenlerin ilişkisini gösterir mikro görüntü (c: tek nikol, d: çift nikol) (Ol: Olivin, Plj: Plajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Hbl: Hornblend ve Spl: Spinel).

albit ve oligoklas (9-12/8-11/14-9 vb.) alanına düştükleri görülmektedir. Alterasyon nedeniyle albitlerde killeşme yaygındır. Polisentetik dokular yaygın olarak, erime çözülme yapıları ise nadiren gözlenir. Bu minerallerden plajiyoklaz; klorit, kalsit,

epidot, serizit ve anortitçe fakir albite dönüşümlüdür (Emre, 1986). Öz şekilli piroksenler, poikilitik ve ofitik doku sunan piroksenler, plajiyoklazlarla iç içe bulunan ufak tanelerle birlikte orta irilikte taneler halinde de bulunmaktadır. Kısmen uralitleşmiş ve hornblende dönüşmüştür. Hornblende dönüşümlerin yoğun olduğu kayalar hornblendli gabro olarak adlandırılabilir.

4.1.1.6. Damar Kayaçları:

Orhaneli Ofiyolit'inin kümülat istifinin yüzeylendiği Eskikızılelma Köyü ile Yürücekler Köyü arasındaki geniş alanda kümülat dunit ve harzburjitleri kesen mikrogabro – diyabaz daykları bulunmaktadır. Mostraları Güdecek Tepe, Yılanlı Sırtı, Genneoluk Deresi, Ulucak Tepe, Çamkonağı Tepe, Yavaşlar Tepe, Güvenli Dere, Oba Dere ve Bursa – Orhaneli karayolu boyunca gözlenir.



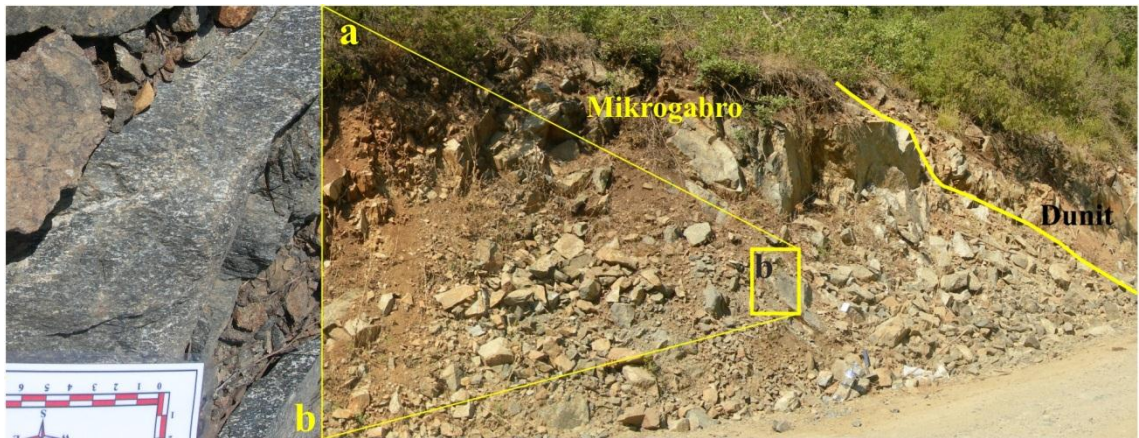
Şekil 4.10. Motor Deresi Vadisi'nde gözlemlenen diyabaz sil ve/veya daykının genel görünümü ve dunit – soğuma kenarı – çekirdek zonlanması.

Dunit ve harzburjitleri kesen damar kayaçları ayrışmaya karşı daha dayanımlı oldukları için arazide kolaylıkla tanınabilir. Kalınlıkları 1-20 metre arasındadır. Küçük – orta boylu kristalli yapısı, gri renkli olan damar kayaçları yol yarmalarında, açık ocak ve cevher sondajlarında diğer birimlerle olan sıcak kontaktları net olarak gözlemlenmektedir. Siyah ve koyu yeşil, serpantinleşme ve silisleşmenin yoğun olduğu, dunit ve harzburjitlerin camsı bir görünümde olduğu, ince taneli kromitlerin gözlemlendiği kontakt zonlarının kalınlığı 5 cm ile 3 metre arasında değişmektedir (Şekil 4.10). Bantlaşmaları kesen damar kayaçları kısmen KD – GB doğrultulu olup birkaç metre ile birkaç on metre devamlılıkta gözlemlenmektedir. Mikrogabro dayklarında zaman

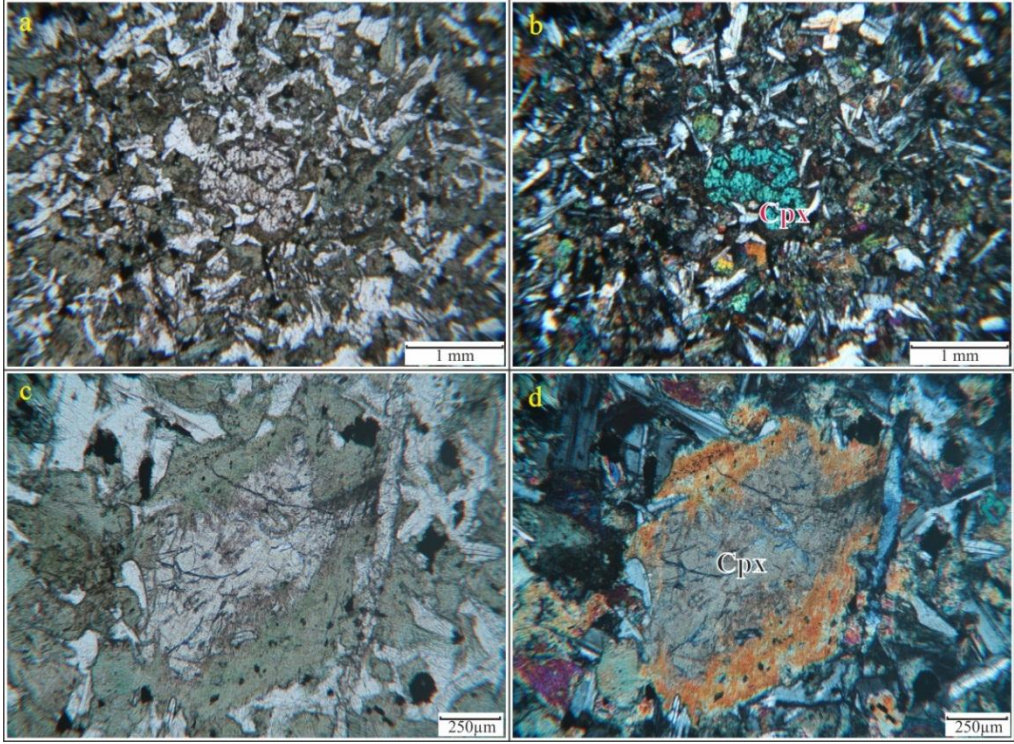
zaman plajiyoklaz ve piroksenler arasında belirgin bir bantlaşma gözlemlenmektedir (Şekil 4.11).

Damar kayaçlarından mikrogabrolar içerisinde plajiyoklaz, klinopiroksen, epidot, klorit, serizit ve prehnit gözlenmektedir. Mikrogabrolarda alterasyonlar yoğun olarak gözlemlenmekte olup, plajiyoklazlarda karbonatlaşma, klinopiroksenlerde ise uralitleşme yaygın olarak gözlemlenir. Alterasyonunun ileri derecede olduğu incekesit örneklerinde ilksel doku kaybolmuştur. Plajiyoklazlar kısmen albit bileşimindedir. Klinopiroksenler ise hornblend ve klorite dönüşmüştür. Kayacın yerleşiminden sonra gelişmiş olan kırıklar içerisinde kalsit ve kuvars gözlemlenmekte olup, opak mineraller nadiren bulunmaktadır.

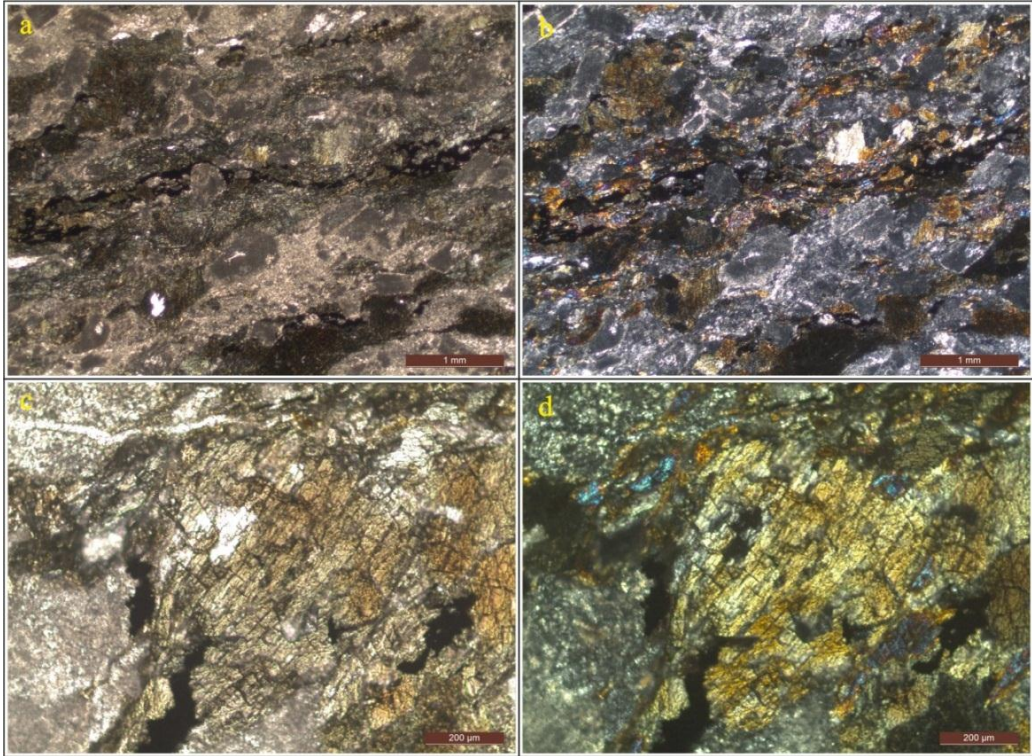
Diyabazlar da mikrogabrolar gibi alterasyona uğramış plajiyoklazlarda karbonatlaşma, klinopiroksenlerde uralitleşmeler gelişmiştir. Plajiyoklazlar kısmen albit olup ikizlenmeleri ile rahatlıkla tespit edilebilmektedir. Klinopiroksenler, uralitleşmenin ileri olduğu durumlarda tamamen klorite dönüşmüş olarak gözlemlenmektedir. Nadiren alkali piroksen içeren diyabazlar ofitik dokudadır (Şekil 4.12 a,b,c,d). Damar kayaçlarının bazıları yönlenme sunmaktadır. Bu kayaçlarda yapılan petrografi çalışmaları ile amfibolit fasiyesinde meydana gelmiş metamorfizmanın ürünü mineraller gözlemlenmiştir. Amfibolce zengin OMK 27 örneğinde klinopiroksen, plajiyoklaz, az miktarda ortopiroksen, klorit ve epidot gözlemlenmiştir. Epidotlar, metamorfizma sonrasında amfibol şist karakteri kazanan kayaçta ikincil olarak oluşmuş olmalıdır (Şekil 4.11 ve 4.13).



Şekil 4.11. Ömerliyayla Deresi'nde dunitleri kesen amfibolitce zengin şisti damar kayası.



Şekil 4.12. Ofitik dokuya sahip diyabazların genel görünümü a: tek nikol, b: çift nikol). Diyabaz içerisindeki klinopiroksenlerde gelişen alterasyon kuşağı (c: tek nikol, d: çift nikol) (Cpx: Klinopiroksen).



Şekil 4.13. Makaslama düzlemlerinde amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuş mikro gabroya ait ince kesit görüntüleri. Genel şisti doku (a-b), kısmen korunmuş klinopiroksen (c-d).

4.1.1.7. Ofiyolitik Melanj

İnceleme alanının batısında Çivili Kromit Yatağının güneyinde, yaklaşık doğu batı ekseninde diyabaz, gabro, kireçtaşı ve radyolaryalı çörtlerden oluşan ofiyolitik melanj gözlenmektedir.

Birim içerisinde yaygın litoloji bordo renkli, ince tabakalı ve laminalı, klivajlı çamurtaşlarıdır. Çamurtaşları içerisinde ara katkılar olarak pelajik kireçtaşları ve radyolaryalı çörtler bulunmaktadır. Pelajik kireçtaşları krem – gri renkli, kısmen ince tabakalı nadiren orta – kalın katmanlanmalar sunmaktadır. Birim kendi içerisinde küçük boyutlu kıvrımlanmalar göstermektedir.

Pelajik sedimentlerin içerisinde blok olarak yeşil – soluk yeşil, karbonatlaşmış, kırıklarında kalsit ve kil dolguları gelişmiş diyabaz blokları bulunmaktadır. Kınık Sırtının doğusunda, Taş Dere vadisinde koyu yeşil – yeşil renkli, zaman zaman iri kristalli gabro – olivinli gabro bloğu gözlenmektedir. Gabro bloğunun çapı ~ 1 km kadardır. Taş Deresi boyunca ofiyolitik kayalara doğru yaklaştıkça ofiyolitik melanj içerisindeki serpantin bloklarının miktar ve boyutlarında artışlar gözlenmektedir. Birimin inceleme alanı içerisinde Mavişitler ile olan sınırı gözlenmemekte olup, kümülat dunitler ile tektonik dokanaktır.

4.1.1.8. Neojen Sedimentleri

İnceleme alanı içerisinde Ofiyolitik kayalar ve mavişitlerin üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedir. Taban kongloması ile başlayan birim üste doğru kumtaşı, kıltaşı ve kireçtaşı ardalanması göstermektedir. İnceleme alanının kuzeyinde kısmen kaba kırıntılı (kum, çakıl ve blok boyutu) malzelerden oluşan birim güneye doğru daha ince kırıntılı malzemelerden oluşmaktadır. Birimin daha ince taneli, kanal çökellerinin daha az gözlendiği alanlarda kömürlü seviyeler gözlenmektedir. Bu kömürler hali hazırda Türkiye Kömür İşletmeleri tarafından açık ocak yöntemiyle işletilmektedir. Kömür katmanlarının kalınlıkları 1- 8 metre arasında değişmektedir (Emre, 1986). Girencik Köy'ünün doğu-güneydoğusunda tabanda marn ile başlayan kireçtaşları gözlenmektedir. Birim Miyosen – Pliyosen yaşındadır (Özkoçak, 1969 ve Lisenbe, 1972).

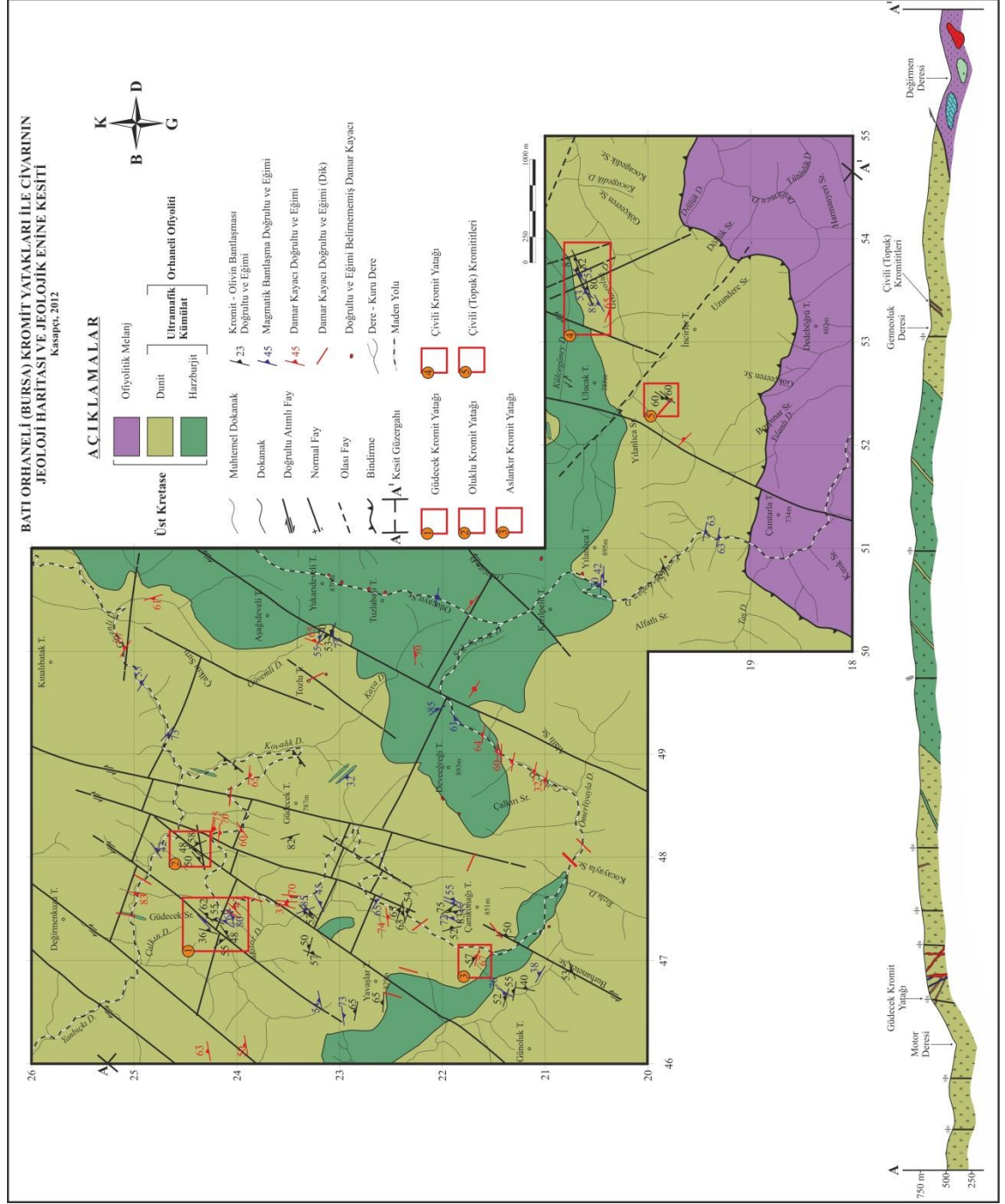
4.1.2. ORHANELİ (BURSA) BÖLGESİ KROMİT YATAKLARI

Geniş bir alanda yayılım gösteren Orhaneli Ofiyoliti içerisinde terk edilmiş ve halihazırda işletilmekte olan irili ufaklı pek çok kromit yataklanmaları mevcuttur. Orhaneli Bölgesi'nde genellikle düşük tenörlü, zenginleştirmeye uygun (% 6 – 25 Cr₂O₃ tenörlü) kromititlerin yüksek tenörlü cevhere (\geq % 36 Cr₂O₃ tenörlü) göre daha fazla bulunması nedeniyle açık işletme madenciliği yapılmaktadır. Orhaneli Bölgesi'nde kromit yataklarında gerçekleştirilen çalışmalar Batı ve Doğu olmak üzere iki bölgede yoğunlaşmıştır. Orhaneli – Bursa Karayolunun batısında kalan Ömeraltı Köyü'nün güney – güneybatısı, Çivili Köyü'nün kuzey-kuzeybatısında ve Karıncalı Köyü'nün batısındaki kalan Güdecek Kromit yatağı, Aslankır Kromit yatağı, Oluklu Kromit yatağı ve Çivili Kromit yataklarını kapsamaktadır. Doğu bölgesi ise Orhaneli-Bursa Karayolunun Yürücekler, Akçabük ve Çörel Köylerinin kuzey ve güneyinde yer alan kromit yataklarını ve cevherleşmelerini içine almaktadır (Şekil 4.14).

4.1.2.1. Batı Orhaneli Kromit Yatakları

Orhaneli Ofiyoliti'ne ait kümülat ve dunitlerin geniş bir yayılım gösterdiği bu cevherleşmelerin güneyinde, gabro, diyabaz, dunit, harzburjit, kireçtaşı ve pelajik sediment bloklarından oluşan ofiyolitik melanj bulunmaktadır. Orhaneli Ofiyoliti yapısal olarak melanjın üzerinde bulunmaktadır. Kümülat dunit ve harzburjitler birbirleri ile geçişli olarak gözlemlenmekte olup zaman zaman birkaç on metrelik bantlar şeklinde ardalanmalar göstermektedir. Orhaneli ofiyoliti içerisinde gözlenen ultramafik kayalar ve kromititler izole dayklar ve piroksenit damarları tarafından kesilmektedir. (Şekil 4.14).

Batı Orhaneli kromit yataklarının bulunduğu alanda pek çok kromit cevherleşmesi bulunmaktadır. Bunlar yapısal olarak kümülatlar içerisindeki magmatik bantlaşmaya uyumlu – yarı uyumlu konumdadır (Şekil 4.15 d, e, f). Kromit cevherlerinde yer yer kıvrımlanmalar gözlenmekte olup genellikle saçınımlı, bantlı (Şekil 4.15 a, b, e, f), nadiren nodüler, merceksi (Şekil 4.15d) ve masif yapılıdır. Oluklu kromit yatağında küçük taneli nodüler yapıda kromititler bulunmaktadır (Şekil 4.15c).





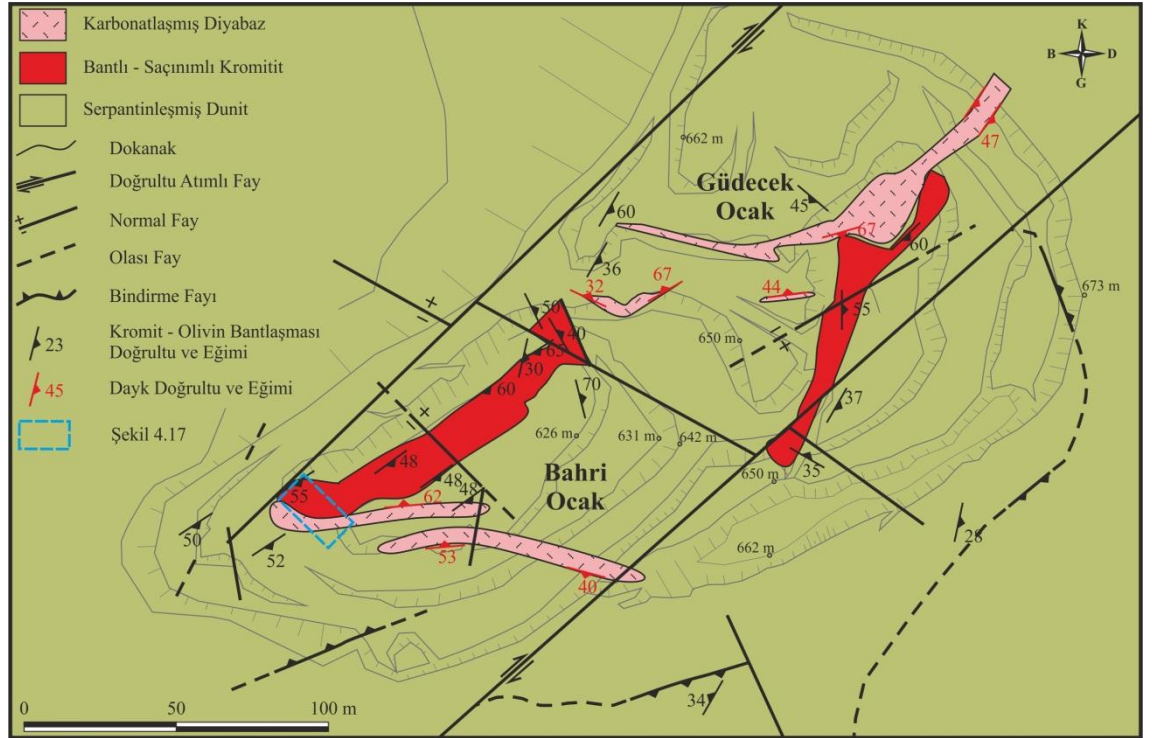
Şekil 4.15. Aslankır Kromit Yatağı'nda bir dönem işletilmiş, bantlı kromitit (a), Yavaşlar Tepe'nin kuzeydoğusunda bantlı kromititlerdeki kıvrımlanmalar (b), Oluklu kromit yatağından çıkarılmış leopar ve benekli kromitit blokları (c), Ömerliyayla Deresi'nde serpantinleşmiş dunitler içerisinde gözlenen kromitit mercikleri (d), Güdecek Kromit Yatağı'nda kromititleri kesen ve serpantinleşmiş zon yaratan diyabaz sili (e), Çivili kromit yatağında kromitit bantlarını kesen piroksenit damarı (f).

4.1.2.1.1. Güdecek Kromit Yatağı

Güdecek Kromit Yatağı Güdecek Sırtı'nın güneyinde, Motor Deresi'nin doğusunda yer almaktadır. Madkim A.Ş. tarafından işletilmekte olan yatakta zenginleştirme tesisinde işlenebilecek, düşük tenörlü (ortalama % $24\text{Cr}_2\text{O}_3$) kromititler üretilmektedir. Yer yer

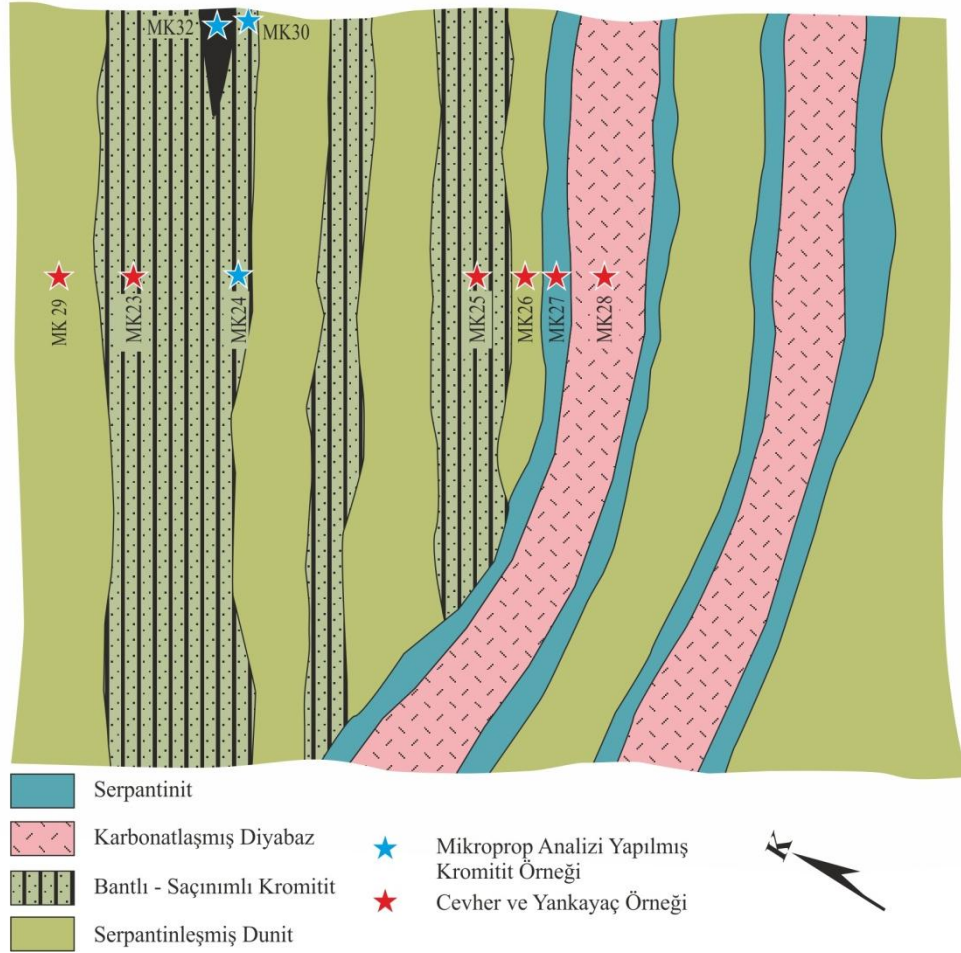
bantlı ve saçınımlı yapıdaki cevher zonları içerisindeki kalınlıkları birkaç on santimetreyi geçmeyen masif yapıdaki kromitlerden de parça cevher üretilmektedir. Ofiyolitlerin yerleşimi ve sonrasında gelişen faylar ile kromitlerin oluşumundan sonra gelişmiş damar kayaçları büyük olasılıkla tek bir parça olan kromit zonunun parçalanmasına sebep olmuştur (Şekil 4.16). Bu nedenle yatak Madkim A.Ş. mühendisleri tarafından Bahri ve Güdecek ocak olarak adlandırılmıştır. Her iki ocakta işletilmektedir (Güldost, 2010 sözlü görüşme). Her iki ocaktaki kromitlerde herhangi bir makroskobik farklılık gözlenmemesi nedeniyle adına Güdecek Kromit Yatağı olarak adlandırılmıştır.

Kümülat dunit içerisinde yer alan kromit bantları, Bahri ocakta K54 – 57D doğrultulu ve 48 – 60 GD eğimlidir. Buna karşın Güdecek ocakta faylanmaların etkisiyle K60B doğrultulu 35 KD eğimli, K30D doğrultulu 37GD eğimli, K-G doğrultulu 55 D eğimli ve zonun en kuzeydoğusunda K47D doğrultulu ve 60 GD'ye eğimlidir (Şekil 4.16). Ocak tabanında yaklaşık 10 metre kalınlığındaki kromit içerisinde kalınlığı 1 metreye varan dunit bantları bulunmaktadır. Cevher kısmen bantlı yapıda olup zaman zaman mercekler şeklinde masif yapıya gözlenir. Kromit mineralleri orta – küçük tanelidir.



Şekil 4.16. Güdecek kromit yatağına ait jeoloji haritası (Güldost, 2009'dan değiştirilerek).

Kromititler, kalınlığı 8 metreye ulaşan mikrogabro – diyabaz dayklarınca kesilmektedir. Kromititlerin dayklar ile olan kontaklarında cevherleşmenin tenöründe çok azda olsa bir zenginleşme görülürken, kromit minerallerinin tane boyları küçülmektedir. Kalınlıkları 0,5 – 2 m arası değişen daykların dunit ile olan kontaklarında, kalınlığı 20 cm ile 2,5 metre arasında değişen pişme zonları gelişmiştir. Bu zonlarda serpantinleşme ve silisleşme hakimdir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17. Bahri ocakta güneybatısına ait taslak jeoloji haritası (ölçeksiz).

4.1.2.1.2.Aslankır Kromit Yatağı

2011 Ağustos itibariyle kromit üretimi yapılmayan Aslankır kromit yatağı, Çamkonağı Tepe'nin güneybatısında yer alan yataktadır. Yaklaşık 150 metre uzunluğunda, 20 metre kalınlığında açılmış yarmada bantlı kromititler bulunmaktadır. KB-GD doğrultusunda açılmış olan yarmanın güneydoğusunda kromititler daha net olarak gözlenmektedir. Kuzeybatı bölümünde yapılmış olan kazı çalışmaları sonucunda oluşan çukur alanların su dolmuş olması nedeniyle gözlem yapılamamıştır.

Bantlı kromititlerin toplam kalınlığı 2 – 5 m. arasında değişmektedir. %10 – 22 Cr₂O₃ arasında değişen tenöre sahip yatakta, Madkim A.Ş. tarafından yapılan arama sondajlarına göre ~ 25.000 ton % 18 Cr₂O₃ içerikli kromit bulunmaktadır (Güldost, 2010 sözlü görüşme). Kromititler K57B doğrultulu, 57KD'ye eğimli muntazam bantlar göstermektedir. Bantların kalınlığı 1 – 13 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.18). Kromititler, kalınlığı 2m olan klinopiroksenit damarınca kesilmektedir. Kromititlerin bulunduğu kümülat dunitler güneyde 250 m. sonra harzburjitlere geçiş göstermektedir. Harzburjitler ile dunitlerin dokanakları kromitit bantlarına paraleldir.



Şekil 4.18. Aslankır kromit yatağında bantlı kromititlerin genel konumu.

Ayrıca Aslankır kromit yatağının ~ 300 metre güneydoğusunda bulunan ve 2011 Ağustos ayı itibariyle sondajları devam eden 4 metre kalınlıktaki kromitit zonu Aslankır kromit yatağının olası devamıdır.

4.1.2.1.3. Oluklu Kromit Yatağı

İnceleme alanı içerisinde Batı Orhaneli kromit yatakları içerisinde araştırması yapılan tek kapalı işletmeye sahip yataktır. İlerleme yönü G45D olan galeride belirli bir süre üretim yapıldıktan sonra galeri kapatılmıştır. Oluklu kromit yatağının bulunduğu yerin oldukça yoğun bir tektonizmanın etkilediği alan olması, buradaki üretimin durdurulmasında önemli bir nedendir (Şekil 4.19). Kromitit bantları K50D 50 GD, K38D 48 GD, K25B 58KD ve K20B 63KD doğrultu ve eğimlerinde ölçülmüştür. Kromit cevheri kısmen bantlı ve saçınımlı gözükse de, fay breşii, benekli ve leopar yapıda kromititlere de rastlanır.



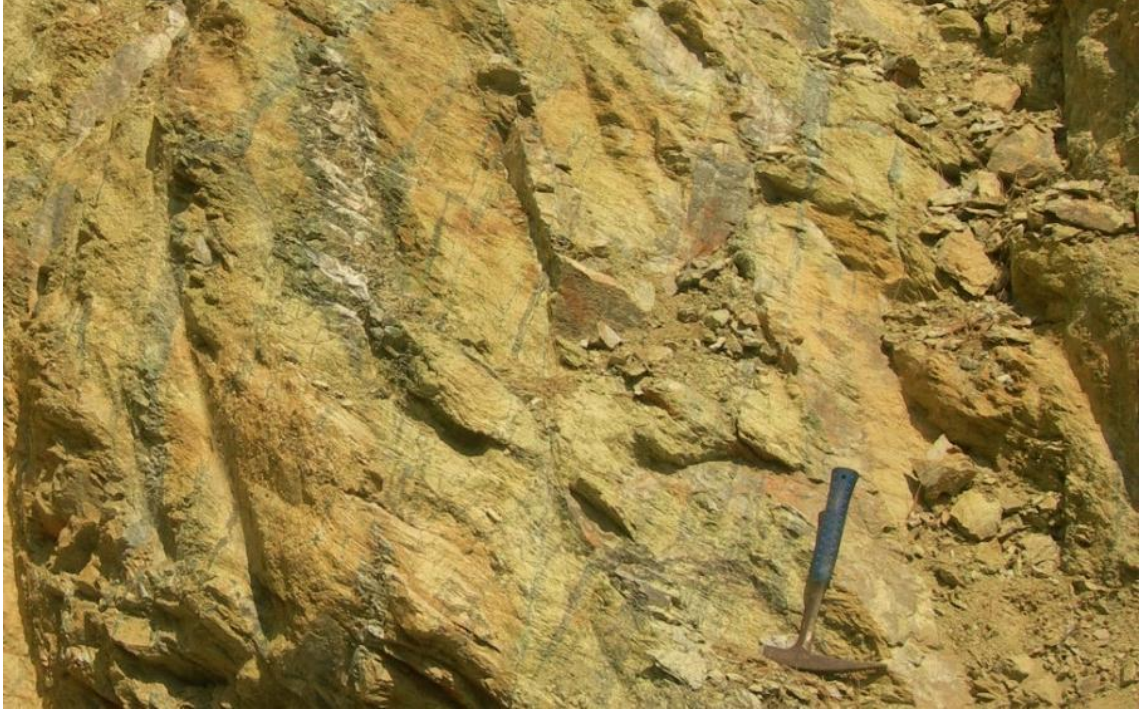
Şekil 4.19. Oluklu Kromit Yatağı'nın kuzeydoğusundaki şevde, düşük açılı normal faylarla parçalanmış kromit ve kromit bantlardaki ondülasyonlu yapı.

4.1.2.1.4. Çivili Kromit Yatağı:

Bursa Krom A.Ş. tarafından işletilmekte olan yatak, Genneoluk Deresi ve Külcegüney Derelerin arasında uzanan Yukarıdüzmeşe Sırt'ında bulunmaktadır. Kromit üretiminin açık işletme olarak yapıldığı yatak kümülat dunitler içerisinde yer almaktadır. K70D doğrultusunda ~500 m uzunluğunda açılmış yarmalarda kromit üretimi yapılmaktadır. Şevlerin derinliği 30 m'ye yaklaşmaktadır. Sekiz metreye varan kalınlıkta gözlenen kromititler, KB doğrultulu normal faylar nedeniyle birbirinden kopuk kütleler şeklinde gözlenmektedir.

Kromititler saçınımlı ve bantlı bir yapıda gözlenmektedir. Küçük – orta büyüklükteki kromit taneleri açık yeşil, sarımsı yeşil dunitler içerisinde yer almaktadır. Bantlı kromititler K 62 – 74 D doğrultulu olup, 80 – 82 KB'ye eğimlidir. Kromitit bantları vebsterit ile klinopiroksenit damarları ve mikrogabro – diyabaz dayklarınca kesilmektedir (Şekil 4.20). Yatak içerisinde gözlenen KB-GD doğrultulu normal faylar cevher bantlarının doğrultularında ufak rotasyonlara sebep olsa da önemli bir

deformasyona neden olmamıştır. Ayrıca cevherleşme alanı ve çevresinde geniş bir alan kaplayan dunit içerisinde birkaç lokasyonda ufak harzburjit mercekleri gözlenmiştir. Kromit yatağının 200 metre kuzeyinde kromitit bantlarına hemen hemen paralel uzanan harzburjitler bulunmaktadır. Serpantinleşme dunitlerde özellikle kırık zonları boyunca yaygındır. Serpantinleşmenin yanı sıra kırıklarda manyezit ve kil oluşumları da gözlemlenmektedir.



Şekil 4.20. Çivili Kromit Yatağı'nda bantlı kromititleri kesen piroksenit merceği.

4.1.2.1.5. Çivili (Topuk) Kromititleri

Madkim A.Ş.'ye ait Çivili (Topuk) Kromititleri, Çivili Köyü'nün 3 km kuzeybatısında yer almakta olan halihazırda arama sondajlarının devam ettiği ve yaklaşık 200 m. uzunluğunda, 6 metre kalınlığında iki adet kromititin paralel uzandığı bir yataktır. Tez kapsamında yürütülen saha çalışmaları (2011 Ağustos) esnasında, cevherleşme bölgesinde arama sondajları devam etmekteydi.

Kromititler yatakta saçınımlı ve bantlı olarak gözlemlenmektedir. Bantların kalınlığı birkaç mm ile 5 cm arasındadır. Bantlar K25D ile K60D arasında doğrultulu olup 35 KB ile 60 KB arasında değişen eğimlere sahiptirler. Kromit cevheri ortalama % 10 – 12 Cr₂O₃ tenöre sahiptir. Bantlı kromititlerin gözlemlenmediği alanlarda ise dunit

içerisinde % 1 – 7 Cr_2O_3 arasında değişen oranlarda saçınımlı kromititler yer alır. Kümülat dunitler inceleme alanı içerisinde kalınlıkları 1 – 4,5 metre arasında değişen mikrogabro – diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Güdecek kromit yatağında olduğu gibi daykların kromititleri kestiği zonlarda kromit tenöründe göreceli bir artış gözlenmektedir.



Şekil 4.21. Çivili (Topuk) Kromit cevherleşmesine ait TS 5 sondajına ait karotlar içerisinde dik kesilmiş bantlı kromititler (Sarı çizgiler ile sınırlanan alanlar kromitit).

Çivili (Topuk) kromitit bantları, Genneoluk Deresi Vadisi'nde ve Bursa Krom Çivili Yatağı'nda gözlemlenen kromititler ile benzerlikler (tane boyu, cevher doğrultu ve eğimi, tenörü, kalınlık) sunmakta olup, faylar nedeniyle kesikliklere uğramıştır.

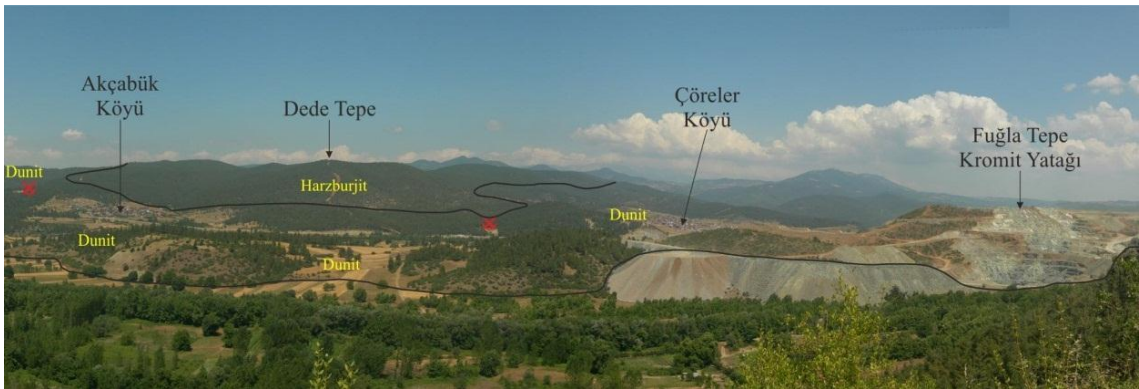
4.1.2.2. Doğu Orhaneli Kromit Yatakları

Doğu Orhaneli kromit yatakları Yürücekler, Akçabük ve Çörel Köylerinin bulunduğu Bursa – Orhaneli Karayolunun kuzey ve güneyinde bulunan kromit yataklarıdır. Doğu Orhaneli Kromit yatakları kümülat dunitler içerisinde yer almaktadır. Girencik Köyü'nün güneydoğusunda bulunan Kayabaşı mevkiindeki cevherleşme, Erenler Tepe'nin doğusunda yer alan üç adet galerinin bulunduğu terk edilmiş yatak ve Akçabük Köyü'nün doğusunda bulunan Bayramlar Tepe'de bulunan terk edilmiş kromit madeni kümülat dunitler içerisinde (Şekil 4.22).

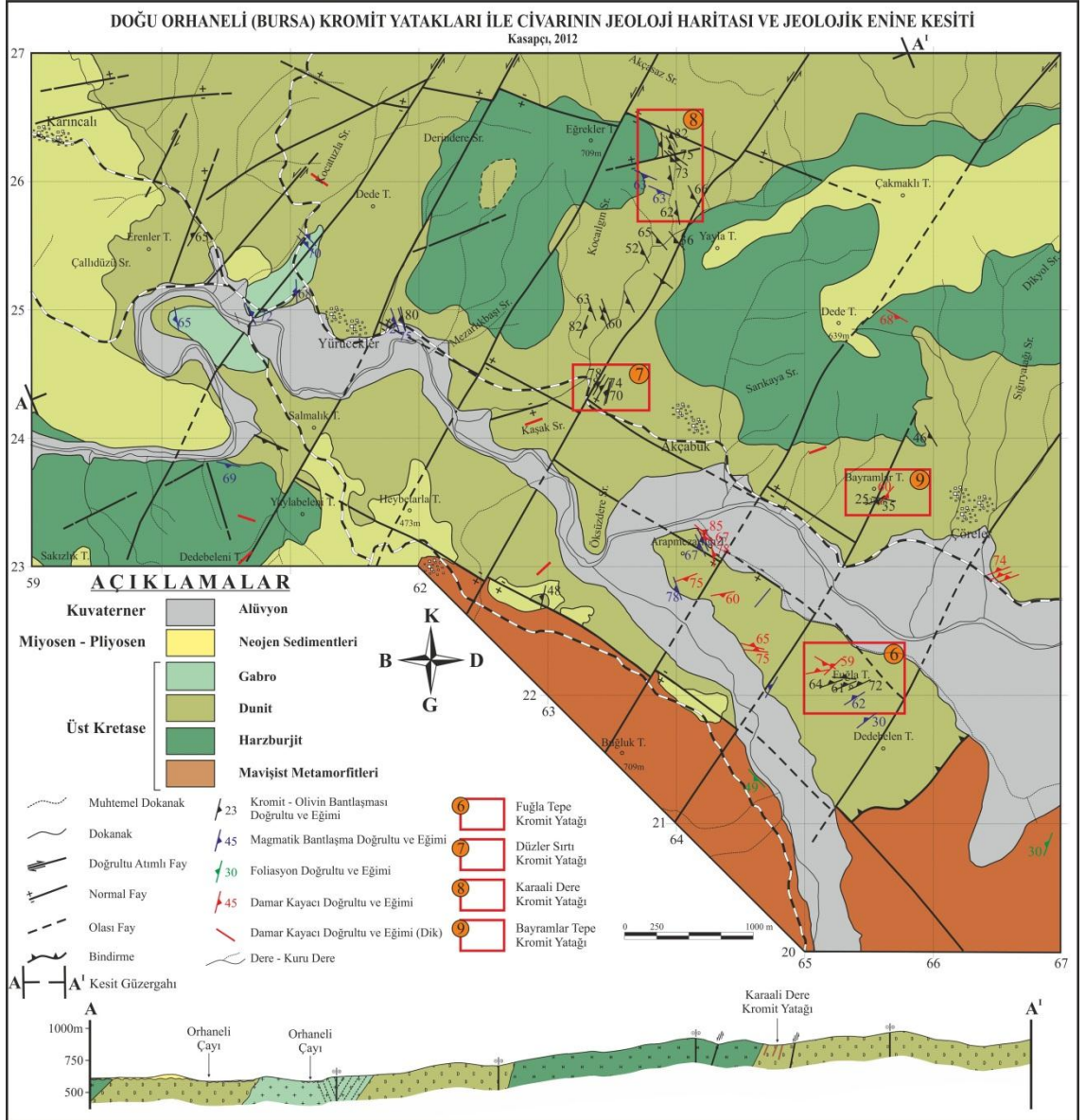
Dunitler içerisinde yer alan en önemli kromit yatağı Şetat Madencilik tarafından işletilmekte olan Fuğla Tepe Kromit yatağıdır. Yürücekler ve Akçabük Köyleri arasında kalan, Karaali Deresi Vadisi boyunca yaklaşık K – G bir doğrultu boyunca sıralanmış pek çok işletilmeyen kromit yatağı bulunmaktadır. Bunlardan Düzler Sirtının Güneybatısında bulunan yatak, Karaali Dere'nin kaynağında bulunan yatak ve Fuğla Tepe Kromit yatakları tez kapsamında tanıtılacaktır.

4.1.2.2.1. Fuğla Tepe Kromit Yatağı

İnceleme konusu olan kromit yatağı, Bursa – Orhaneli Karayolu üzerinde, Orhaneli Çayı'nın güneyinde ve Çörel Köyü'nün güneybatısında bulunan Fuğla Tepe'de bulunmaktadır (Şekil 4.23). Düşük tenörlü kromitlerden zenginleştirme yapılarak kromit üretilmektedir. Yatağın ortalama tenörü ~% 7 – 8 Cr_2O_3 'tür. Fuğla Tepe'nin güneyinde kalan bölgede kromit üretimi yapılmaktadır. Fuğla Tepe kromit yatağında bulunan bantlı kromitler bölgedeki diğer bantlı kromitlere dik bir konumda bulunmaktadır. K 58 – 88 D doğrultulu olup 61 – 72 KB'ye eğimlidir. Kromit bantları yüzeyde yaklaşık 300 m. boyunca rahatlıkla takip edilebilmektedir. Cevherleşmede görünen kalınlık 10 m. ve üzerinde olsa da Şetat Madencilik tarafından yapılan sondaj çalışmalarında kromitlerin (aralarında dunit katmanlarının bulunduğu) kalınlıklarının yüzeylenmiş kısımdan daha fazla olduğu tespit edilmiştir (Braçe, 2008). Cevherleşme yaklaşık 20 m. kalınlıkta bir zon boyunca gözlenmektedir.



Şekil 4.23. Fuğla Tepe kromit yatağı ve Çörel ile Akçabük Köylerinin, Arıkayası Mevkiinden görünümü.



Şekil 4.22. Orhaneli'nin Doğu'sunun (Bursa) Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti.

Kromit cevherlerinin yapısı kısmen bantlıdır. Bantlar 1mm ile 10 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.24). Bantlı cevherlerin arasında ise saçınımlı kromititler bulunur. Yatakta nadiren de olsa 15 – 20 cm. 'lik masif bantlar gözlenir. Ayrıca Fuğla Tepe'nin farklı noktalarından olivin üretimi de zaman zaman yapılmaktadır.



Şekil 4.24. Fuğla Tepe güneyinde, yatağın ortalamasına göre daha yüksek tenörlü, bantlı kromitit.

Fuğla Tepe'den başlayıp güneybatı istikametinde izlenen cevherin bulunduğu kümülat dunitler içerisinde kromit bantlarına yarı paralel - paralel ortopiroksenlerden oluşan bantlar gözlemlenmektedir. Devamlılıkları 7 metreye ulaşan piroksen bantlarının kalınlığı 3 cm kadardır. Dunitler Fuğla Tepe'nin kuzeybatısında yaklaşık B – D uzanımlı mikrogabro daykı tarafından kesilmektedir. Daykın dunitler ile kontaklarında serpantinleşme ve silisleşme yaygındır.

4.1.2.2.2.Düzler Sırtı Kromit Yatağı

Bursa – Orhaneli Karayolu'nun 200 metre kuzeyinde, Akçabük Köyü'nün kuzeybatısında ve Düzler Sırt'ında bulunan kromit yatağında, 1980'li yıllarda kromit üretim yapılmış ve daha sonra terk edilmiştir (Şekil 4.22). Açık işletme ile üretim yapılmış yatakta ayrıca bir adet G40B yönünde 30° ile açılmış bir adet galeri bulunmaktadır. Galeri girişinden 3 metre sonra galeride göçük olduğundan galeriye girilememiştir.

Kromititler serpantinleşmenin yoğun olduğu dunitler içerisinde bulunur. Dunitler sahada geniş bir yayılım gösterir. Kromititler saçınımlı ve bantlı olarak kümülat dunitler içerisinde yataklanmıştır. Kromitit bantlarının kalınlıkları 1 cm ile 8 cm arasında değişmekte olup nadiren 20 cm'ye ulaşan masif kromitit bantları gözlenir (Şekil 4.25). Kromititler genel itibariyle K15 – 30D doğrultulu olup 70 – 78 KB'ye eğimlidir. Zaman zaman genel kromitit bantlanmalarına dik olarak gelişmiş kromitit bantları da gözlenmektedir. Bunun nedeni Düzler Sırt'ını kesen oblik bileşimli doğrultu atımlı sağ yönlü fayın kromititleri ve dunitleri deforme etmesidir.



Şekil 4.25. Düzler Sırtı Kromit Yatağı'nda dunitler içerisinde ondülasyonlar gösteren bantlı kromitler.

4.4.2.2.3.Karaali Deresi Kromit Yatağı

İnceleme alanının kuzeyinde yeralan Karaali Deresi kromit yatağı terk edilmiş bir yataktır. Açık ve kapalı işletmeler ile kromit üretimi yapılmıştır. Yatak yaklaşık K – G doğrultusu boyunca uzanmaktadır (Şekil 4.22). Zaman zaman yarmalar açılarak cevher takibi yapılmış ve bu yarmaların bitimlerinde galeri ve kuyularla işletme yapıldığı düşünülmektedir. Zaman zaman bantlanmanın çok iyi gözlemlendiği yatak yaklaşık 350 metre uzunluğa sahiptir. İşletme yapılan alanlar arasında yüzeyde kopukluklar olsa da yer altında galerilerin birleştiği bir sistem olduğu düşünülmektedir.

Kromititler genellikle saçınımlı ve bantlı olarak gözlemlenmektedir. Yer yer kalınlıkları 30 cm'ye ulaşan kromitit bantları çoğunlukla 1 – 4 cm arasında kalınlıklar gösterir (Şekil 4.26). Dunitler ileri derecede altere olmuştur. Bantlı kromititlerin K3 – 53B doğrultulu 73 – 85GB arasında değişen eğimlere sahiptir. Kromitit zonlarının kalınlığı 4 metreye kadar ulaşmaktadır. Kromititler kalınlıkları 2cm ile 50 cm arasında değişen manyezit dolgulu kırıklarla kesilmiştir.



Şekil 4.26. Karaali Kromit Yatağı'nda K40D doğrultulu yarmanın doğu şevinde, tamamen serpantinleşmiş dunitler içerisindeki bantlı yapıdaki kromititler.

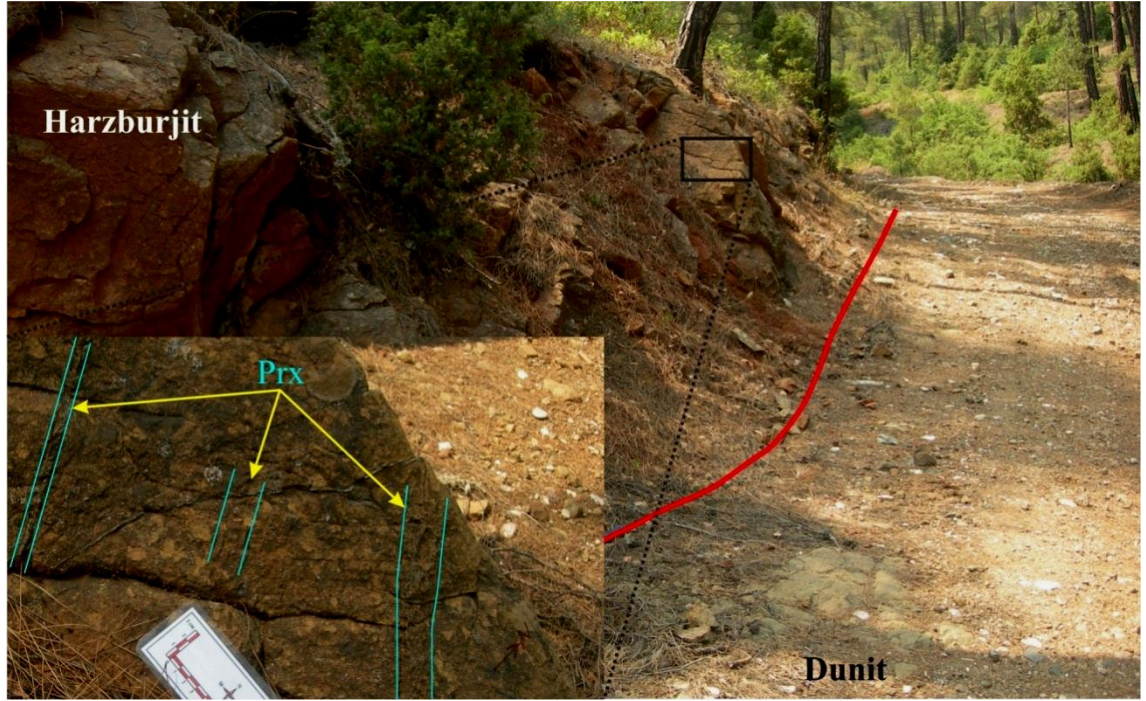
Karaali Deresi'ne kısmen paralel uzanan orman yolu üzerinde K67B doğrultulu 63 GB'ye eğimli piroksenit zonlanmaları içeren harzburjitler gözlenmektedir. Kümülat harzburjitler ile dunitler yol üzerinde ardalanma göstermektedir (Şekil 4.27).

4.1.2.2.4. Bayramlar Tepe Kromit Yatağı

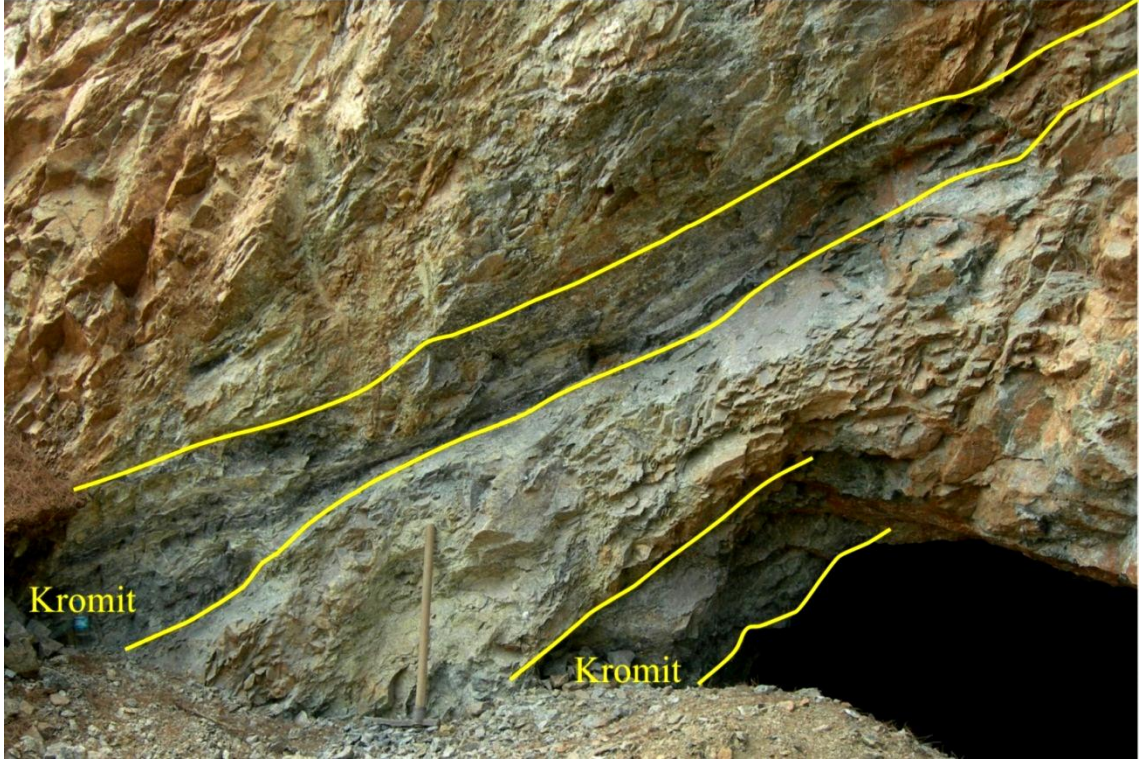
Terkedilmiş Bayramlar Kromit Yatağı, Çörel Köyü'nün batısında, Bayramlar Tepe'nin güney eteklerinde bulunmaktadır. Bursa – Orhaneli Karayolu'na 500 metrelik stabilize olmayan bir maden yolu ile bağlıdır (Şekil 4.22).

Yatağın olduğu alanda iki adet galeri bulunmaktadır. Aralarında 30 metre bulunan iki galerinin de ilerleme yönü K30B'dir. Batıda yer alan galeri girişinde 1 metreye yakın

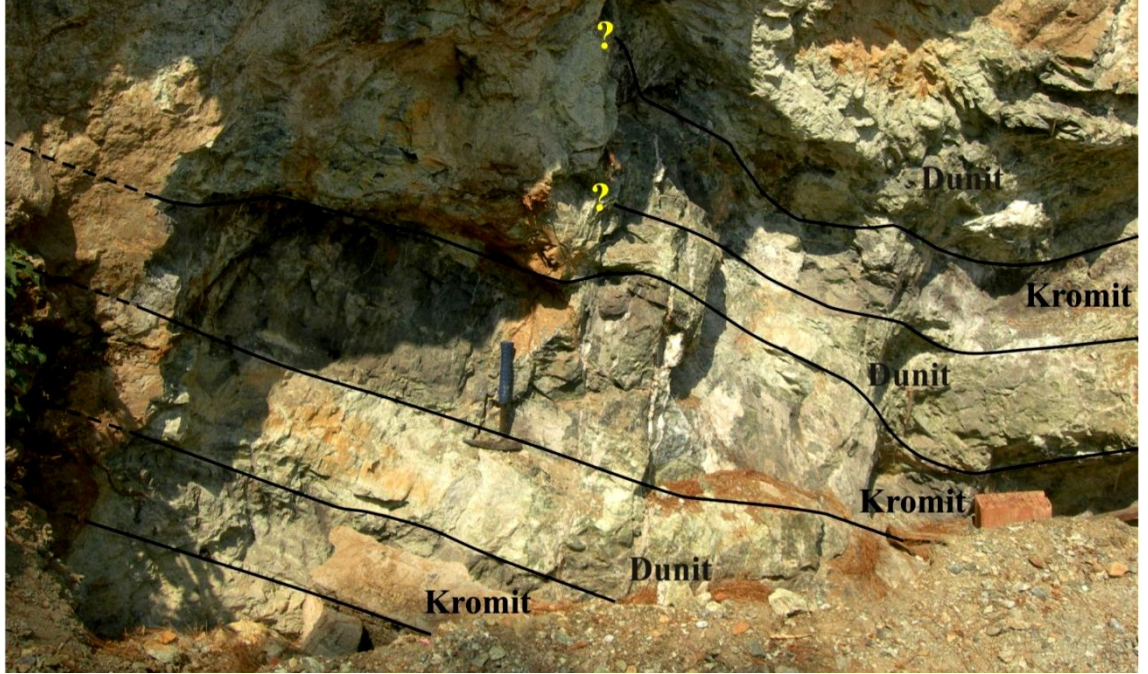
kalınlıkta dissemine, yer yer benekli bir yapıda, tamamen serpantinleşmiş bir dunit içerisinde kromititler bulunmaktadır (Şekil 4.28). Doğu galerisi K30B istikametinde açılmış ve girişten itibaren yaklaşık 10 metre boyunca beton tahkimatla güçlendirilmiştir. İki galeri girişi de hemen hemen aynı kottadır. Fakat iki galeri arasında K24D doğrultulu fay bulunmaktadır. Bu fay etkisi ile doğu galeri girişinde bulunan masif kromititler K80B doğrultulu olup 35KD'ye eğimlidir. Kromititler 30 – 55 cm arasında değişen kalınlıkları sahip 3 adet masif ve benekli cevherden oluşmaktadır (Şekil4.28). Kromititler, dayanımlı, az serpantinleşmiş dunitler içerisinde yer almaktadır. Ayrıca doğu galerisinin girişinin 6 metre doğusunda diyabaz daykısı kümülat dunitleri kesmektedir. Alan örtülü olduğu için kromitit ve daykının ilişkisi görülememiştir.



Şekil 4.27. Karaali Deresi kromit yatağının batısında gözlenen 20 metre genişliğindeki harzburjit ve dunit arasındaki ilişki ve harzburjit içindeki ortopiroksen bantlanmaları.



Şekil 4.28. Bayramlar kromit yatağı doğu galeri girişinde gözlenen bantlı ve saçınımlı kromititler.



Şekil 4.29. Bayramlar kromit yatağı doğu galeri girişinin bulunduğu şevde geçmiş yıllarda yüksek tenörlü $> \% 34 \text{ Cr}_2\text{O}_3$, parça cevherin üretildiği kromitit bantları.

4.1.3. KAVAK (MİHALIÇCIK - ESKİŞEHİR) BÖLGESİNİN JEOLojİSİ

İnceleme alanı, Neotetis Okyanusu'nun kapanması ile çarpışan Sakarya Zonu ile Anatolid – Torid Bloğu'nun arasında gelişen dalma – batma, üzerleme, yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfizması ve magmatizma gibi değişik jeodinamik olayların ürettiği kaya birimlerinin bir araya geldiği Tavşanlı Zonu içerisinde yer alır (Şekil 4.2).

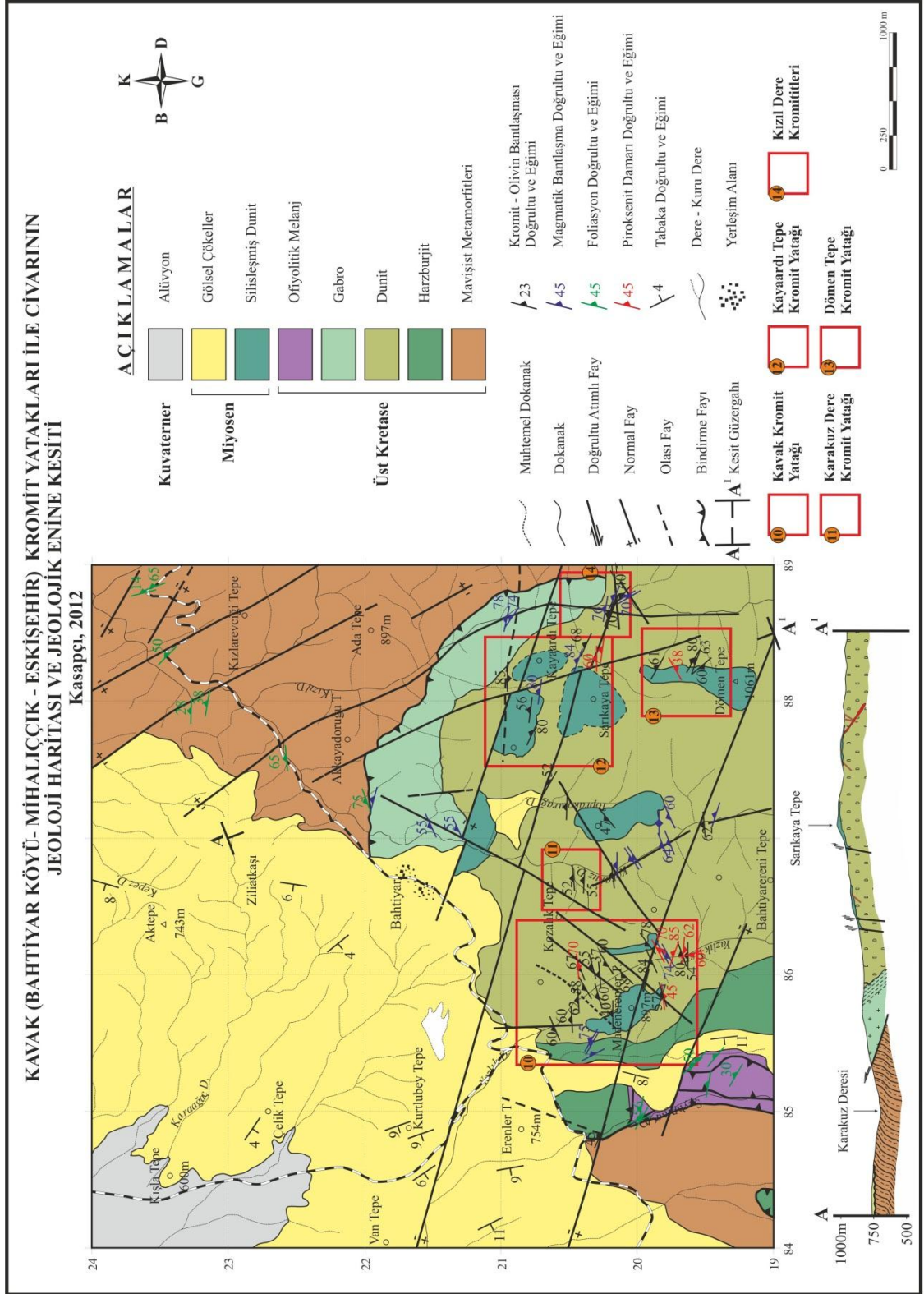
4.1.3.1. Mavişist Metamorfitleri

İnceleme alanının kuzeydoğusunda Sekiören Köyü ve civarı ile inceleme alanının güneydoğusunda Erenler Tepe'nin güneyinde gözlenir (Şekil 4.30). Kısmen metabaziklerden oluşan istif Tavşanlı Zonu içerisindeki Devlez Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Okay ve Whitney, 2010). Fakat bu çalışma kapsamında birim Mavi Şist Metamorfitleri olarak adlandırılmıştır.

Koyu yeşil, açık kahverenkli foliasyonlu, yer yer fillat ile mermer mercer ve bantları içeren metabazitler oldukça dağılgandır. Belirgin yapraklanmalar içeren kendi içerisinde simetrik kıvrımlı bir yapıya sahiptir (Şekil 4.31). Yapraklanmalar genel olarak K20 – 80 B doğrultu, 14 - 65KD arasında değişen eğimlere sahiptir. Akkayadoruğu Tepe civarında ise K70 – 85 D doğrultulu ve 65-75 KB eğimli bir yapı göstermektedir.



Şekil 4.31. Dede Tepe kuzeyinde Devlez Formasyonu içerisindeki metabazikler içerisinde yer alan ve pitigmatik kıvrımlar gösteren mermer fillat aralanması.



Şekil 4.30. Bahtiyar Köyü (Mihaliçcik – Eskişehir) ve Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti.

4.1.3.2. Ofiyolitik Melanj

Ofiyolitik melanj inceleme alanı güneybatısında, radyolaryalı çört, diyabaz ve pelajik sedimentlerden oluşur. Şeyhpınarı Deresi boyunca yaklaşık olarak 1 km uzunluğunda ve 0.5 km genişliğinde, K – G doğrultusunda bir alanda gözlenir (Şekil 4.30).

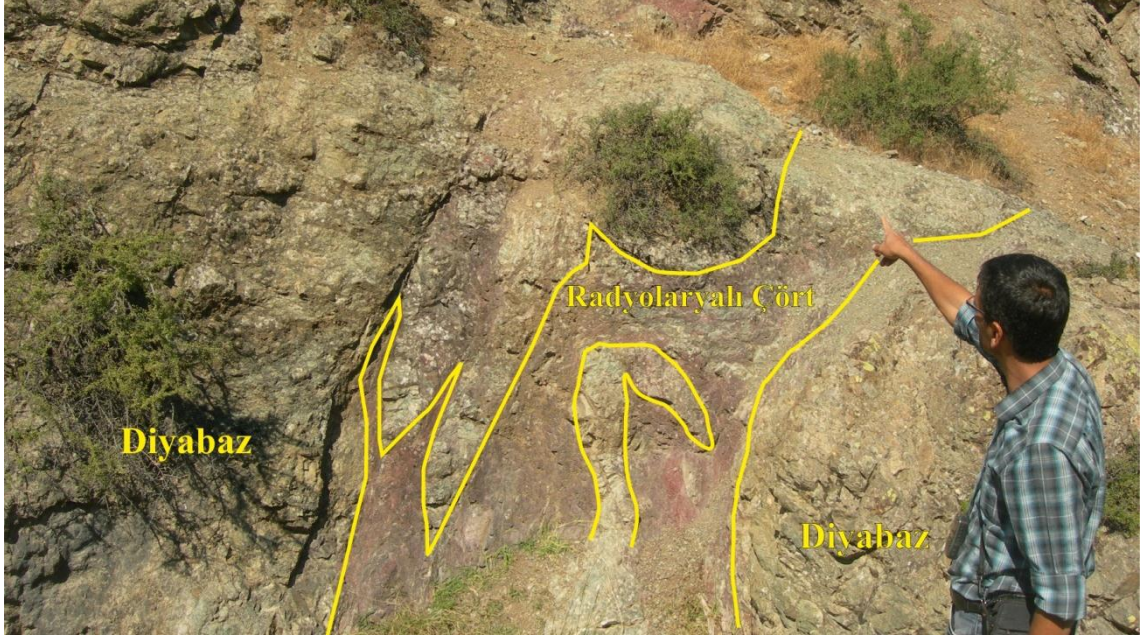
Birim içerisinde bordo renkli, ince tabakalı ve laminalı, klivajlı çamurtaşları yaygın olarak gözlenir. Çamurtaşları içerisinde ara katkılar olarak pelajik kireçtaşları ve radyolaryalı çörtler bulunmaktadır. Pelajik sedimentlerin içerisinde blok olarak yeşil – soluk yeşil, karbonatlaşmış, kırıklarında kalsit ve kil dolguları gelişmiş diyabaz bloğu bulunmaktadır (Şekil 4.32). Birim batısında bulunan mavişistlerinin üzerinde tektonik dokanıklı gözlenirken, Miyosen yaşlı gölssel sedimentler birimin üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir. Harzburjitler ofiyolitik melanjın üzerine bindirmelidir.

4.1.3.3. Kümülat Harzburjit

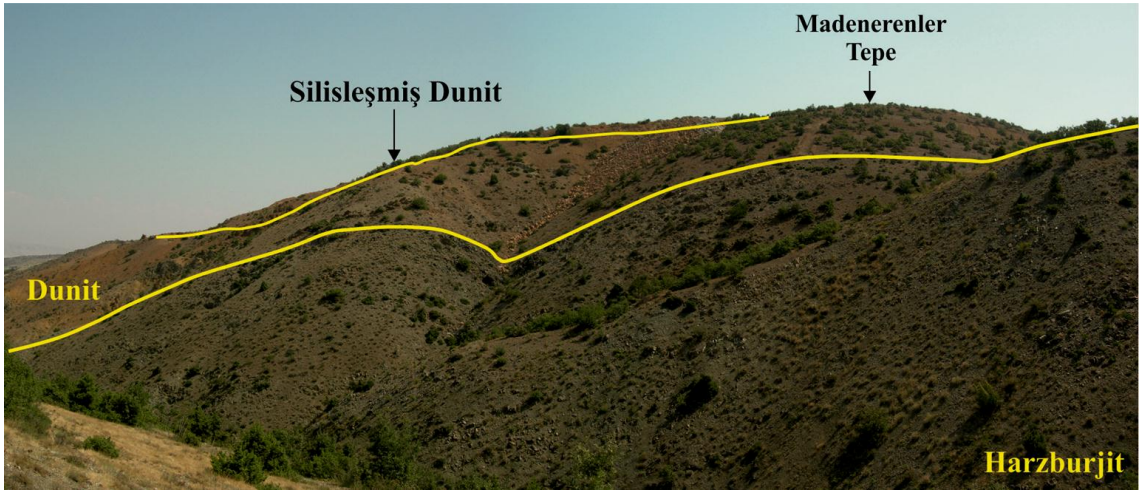
İnceleme alanı içerisinde oldukça dar bir alanda ofiyolitik melanja paralel olarak K – G doğrultusunda uzanır. Madeneler Tepe'nin batısında ve güneyinde gözlenir (Şekil 4.30, 4.33). İleri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerde taze kayaç bulmak oldukça zordur. Piroksenler alterasyon sonucunda bastılaşmış ve kalık dokulu olarak gözlenir. Piroksenitler, yer yer harzburjitler, zaman zaman bantlı bir yapı göstermektedir. İlksel magmatik bantlanmalar K20 – 40B arasında değişen doğrultular gösterirken eğimler genellikle KD'ye doğru ve dike yakındır.

Harzburjitler inceleme alanında sadece Madeneler Tepe'nin batısı ve güneyinde yüzlek verse de Yazlık Deresi boyunca açılmış olan galerilerde ve sondaj çalışmalarında harzburjitler yüzlek vermemiştir. Genellikle dunitlerle bir ardalanma sunan harzburjitlerin kalınlıkları birkaç metre ile birkaç on metre arasında değişmektedir.

Harzburjitler yukarıda anlatılan bölgelerin dışında magmatik bantlanmanın gözlemlendiği alanlarda piroksenit bantları ile dunitler arasında birkaç cm ile 2 m'ye varan kalınlıklarda gözlemlenir. Bu magmatik bantlaşma özellikle Kızıl Dere Vadisi boyunca, Kayaardı Tepe'nin güneydoğusunda net olarak izlenir.

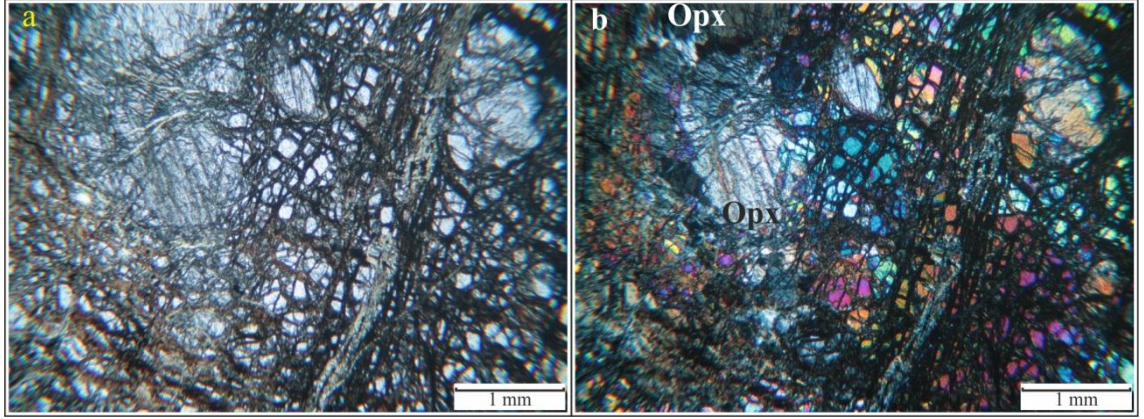


Şekil 4.32. Şeyhınarı Dere’de iki diyabaz bloğu arasındaki radyolaryalı çörtlerin görünümü.



Şekil 4.33. Madenerenler Tepe’nin batı eteklerinde harzburjit – dunit ve silisleşmiş dunitin uzaktan görünümü.

İleri derecede serpantinleşmenin etkisinde kalmış harzburjitler içerisinde olivin, serpantin mineralleri, ortopiroksen, klinopiroksen ve az miktarda da spinele rastlanmaktadır. Ortopiroksenler iri taneler (0,5 – 2mm) şeklinde ve serpantin saçakları tarafından kesilmiş olarak gözlenirler. Etrafını saran olivin kristallerinde çok iyi elek dokusu gelişmiştir (Şekil 4.34). Zaman zaman alterasyonun ileri düzeyde olduğu durumlarda ortopiroksenler serpantin mineralleri arasında hayalet şeklinde gözlenmektedir. Fay zonlarına yakın alanlardan hazırlanmış kesitlerde ortopiroksenlerde bükülmeler gözlemlenmektedir.



Şekil 4.34. LES 86 sondajı 93 m.'den alınmış harzburgit örneğine ait, olivin, serpantin ve ortopiroksenlere ait a) Tek nikol, b) Çift nikol görüntüsü (Opx: Ortopiroksen).

4.1.3.4. Kümülat Dunit

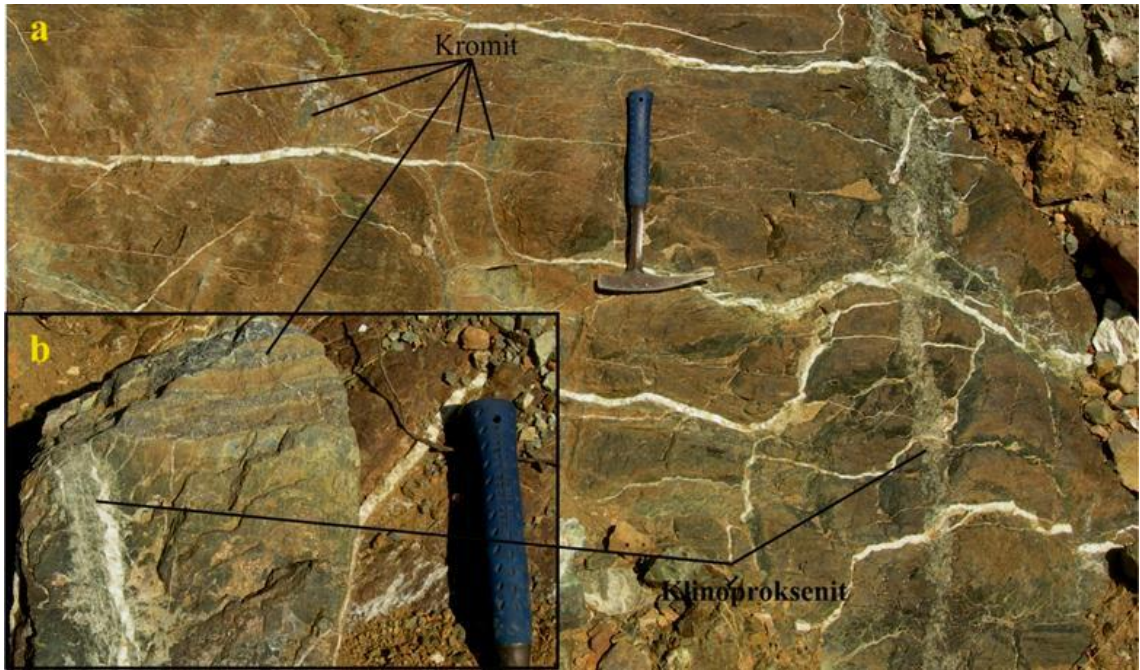
Kavak bölgesi kromitlerine yataklık eden dunitler inceleme alanının güney-güneydoğusunda yüzeylemiştir. Birim inceleme alanı dışında güney-güneydoğu yönünde devam etmektedir. Yazlık, Karakuz, Toprakoturağı ve Kızıl derelerinin vadilerinde, Madenerenler Tepe, Bahtiyarereni Tepe, Kozalık Tepe, Sarıkaya, Arıkaya ve Dömen tepelerinde yayılım göstermektedir. Madenerenler Tepe'nin batısında harzburgitler ve Batiyar Köy'ünün güneydoğusunda gabro ile sınırlandırılmıştır (Şekil 4.30). Bu birimler ile gözlenen dokanakların geçişli bir ilişkisi söz konusudur.

Dunitlerdeki serpantinleşme ileri derecededir. Kayacın özellikle kromit cevherlerinin gözlemlendiği alanlarda tamamına yakını serpantinleşmiştir. Elek dokusu makroskobik olarak da gözlemlenmektedir. Kısmen serpantinleşmenin az olduğu alanlarda koyu yeşil izlenen dunitler, yüzeyde sarımsı kahve ve kahverengi tonlarda gözlenir. Serpantinleşme olarak sadece yüzeyle sınırlı kalmamış olup 400 metreye varan cevher üretim kuyuları ve devamındaki galerilerde, sondaj karotlarında taze dunit bulmak imkansız gibidir. Kırık ve çatlaklarında sıklıkla manyezit dolguludur. Silisleşmenin yoğun olduğu zonlarda nadir de olsa kalsedon, göl çökellerine yakın alanlarda ise çatlakları jips dolguludur.

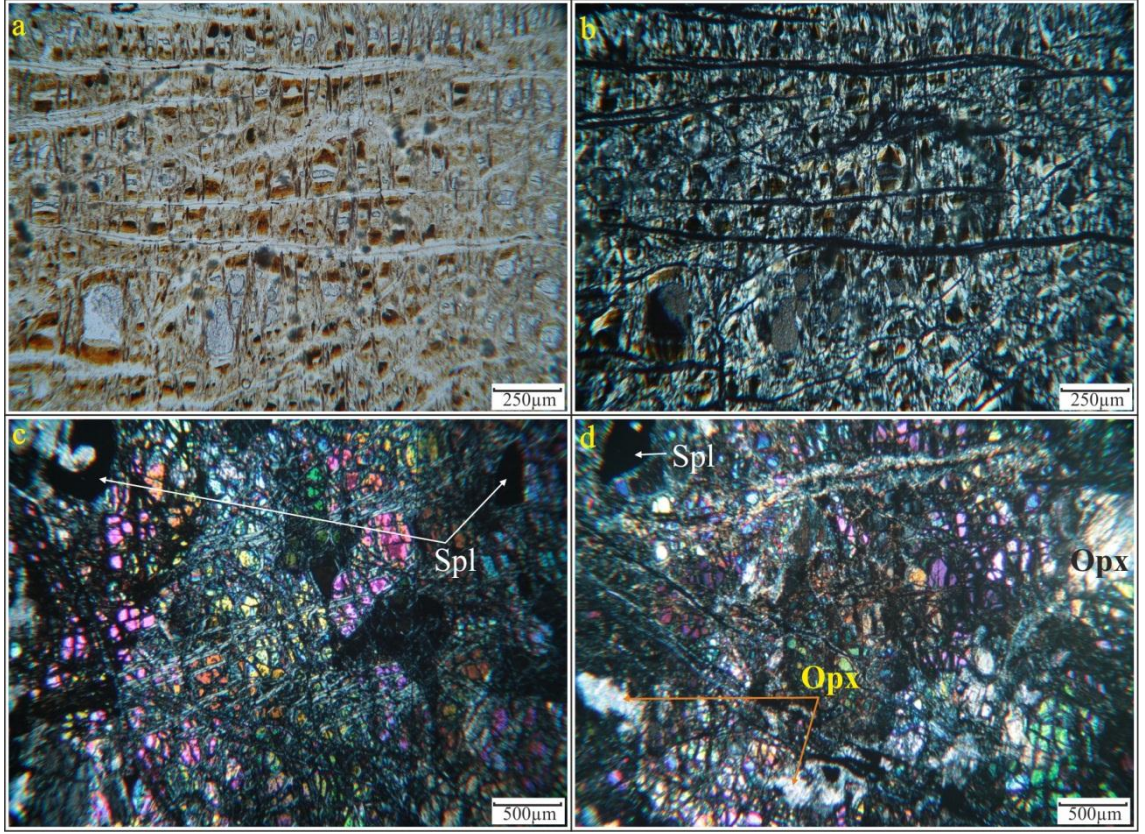
Dunitler harzburgit bahsinde anlatıldığı üzere özellikle Türk Maadin Şirketi tarafından yapılan karotlu sondajlarda kümülat yapısı net olarak izlenir. Zaman zaman mikroskop incelemelerinde olivinlerde dalgalı sönmeler, piroksenlerde gelişmiş kink bantları olsa da birim kümülat yapısını kaybetmemiştir. Dunitlerin içerisinde kromitit

bantlanmalarına hemen hemen uyumlu, kalınlıkları birkaç santimetre ile birkaç on santimetre arasında değişen kalınlıklarda piroksenit bantları yer alır. Bu bantlanmalara sıklıkla rastlanmaz ve devamlılıkları da fazla değildir. Fakat dunitleri kesen, düzgün sınırlara sahip merkezine doğru kristal boyutu artan ve kromitleri kesen piroksenit bantları bulunur. Bunların kalınlıkları 0.5 m – 30 m arasında değişir (Şekil 4.35).

Kavak kromit madeni ve civarında dunit mineralleri ileri derecede serpantinleşmiştir (Şekil 4.36 a,b) . Kısmen ilksel yapılarını koruyan dunitlerde elek dokuları ince kesitlerin dışında makro olarak ta gözlemlenebilir. Fay düzlemlerine yakın alanlardan ince kesitlerde yer yer kataklastik yapılar gözlemlenir. Olivinlerde serpantinleşmenin yoğun olması nedeniyle kümülat dokusu net olarak gözlemlenemez. Fakat serpantinleşmenin nispeten az olduğu örneklerde adkümülat dokusu gözlemlenir (Şekil 4.36 c,d). Spinellere hemen hemen her ince kesitte rastlanır (%1-4). Ortopiroksenler kemirilmiş agregatlar şeklinde % 1-3 oranında gözlenmektedir. Kırık ve çatlaklarda manyezit dolguları oldukça yoğun olarak bulunur.



Şekil 4.35. Kavak krom madeni Kozalık Tepe güneybatısında dunit içindeki kromitlere paralel uzanan klinoproksenit bantı (a) ve kromitleri kesen klinoproksen damarı (b).



Şekil 4.36. KK 401 no'lu serpantinlite dönüşmüş dunit örneğine ait ince kesit görüntüleri (a: Tek nikol, b: Çift Nikol). LES 86 sondajı 141.2 m.'ye ait serpantinleşmenin nispeten az geliştiği olivinler içerisinde kemirilmiş ortopiroksen ve spinellere ait ince kesit görüntüsü (c ve d: Çift nikol) (Spl: Spinel, Opx: ortopiroksen)

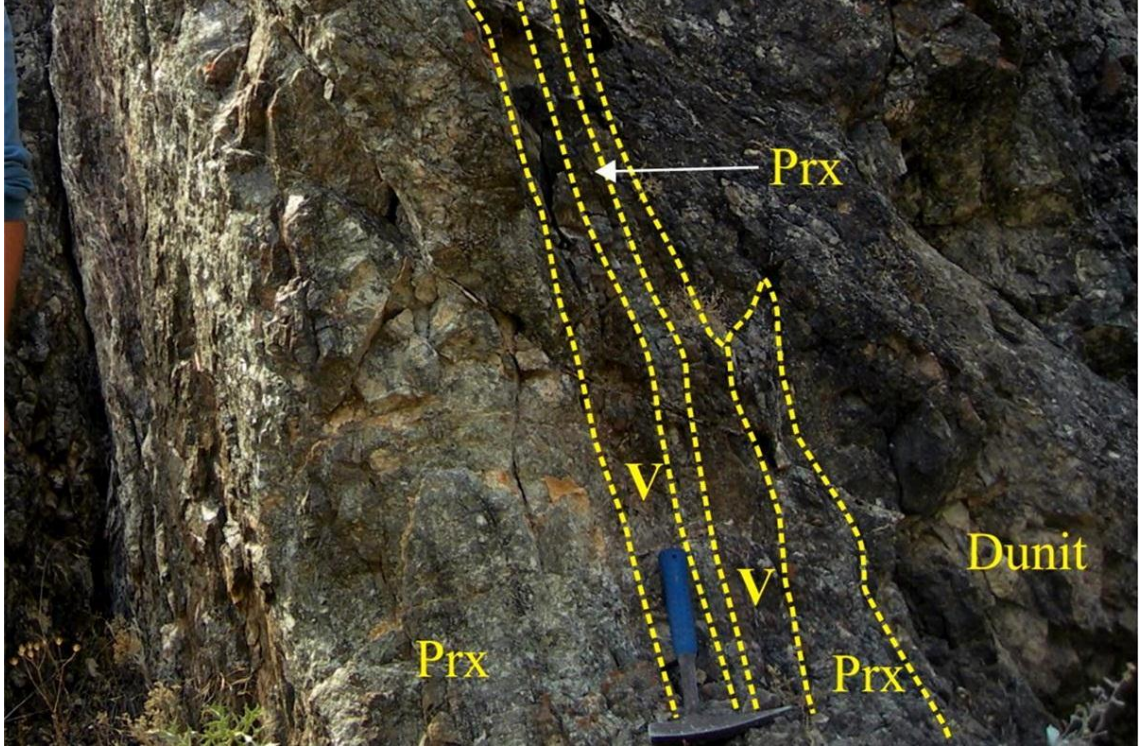
4.1.3.5. Verlit

İnceleme alanı içerisinde yüzeyde sadece Kızıl Dere vadisinde Dömen Tepe'nin kuzeydoğusunda gözlenen verlit, Kavak yatağında yapılan arama sondajlarında sıkça kesilmiştir.

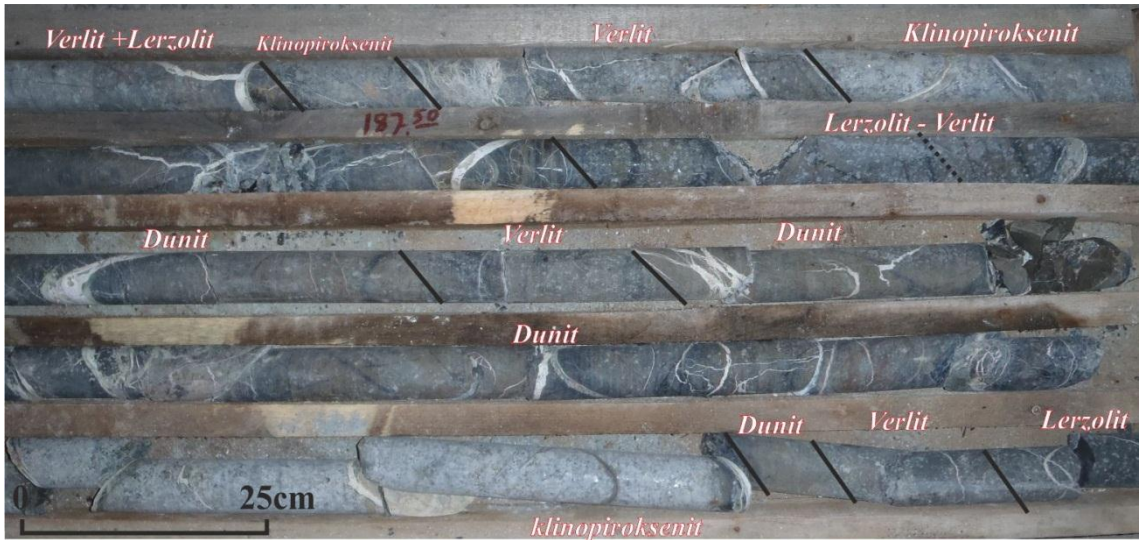
Kızıl Dere vadisinde piroksenit bantları ile dunitlerin arasında gözlenmektedir. Kalınlıkları birkaç cm ile birkaç on cm kalınlıklarda gözlenir (Şekil 4.37). LES sondajlarına ait karotlarda genelde dunitler ile yer yer dunit - verlit - harzburjit - dunitlerle ardalandığı görülür ve kalınlıkları birkaç metreyi bulmaktadır. Serpantinleşme ve bastitleşmenin yoğun olduğu verlitlerde tanımlamaların petrografik olarak zorluğu ve kalınlıklarının düşük olması nedeniyle haritalanmamıştır.

Makro örneklerde belirgin olarak gözlenen iri klinopiroksenler öz şekilsiz-yarı öz şekillidir. Nadiren öz şekilli olarak gözlenmektedir. Klinopiroksenlerde kloritleşmeler

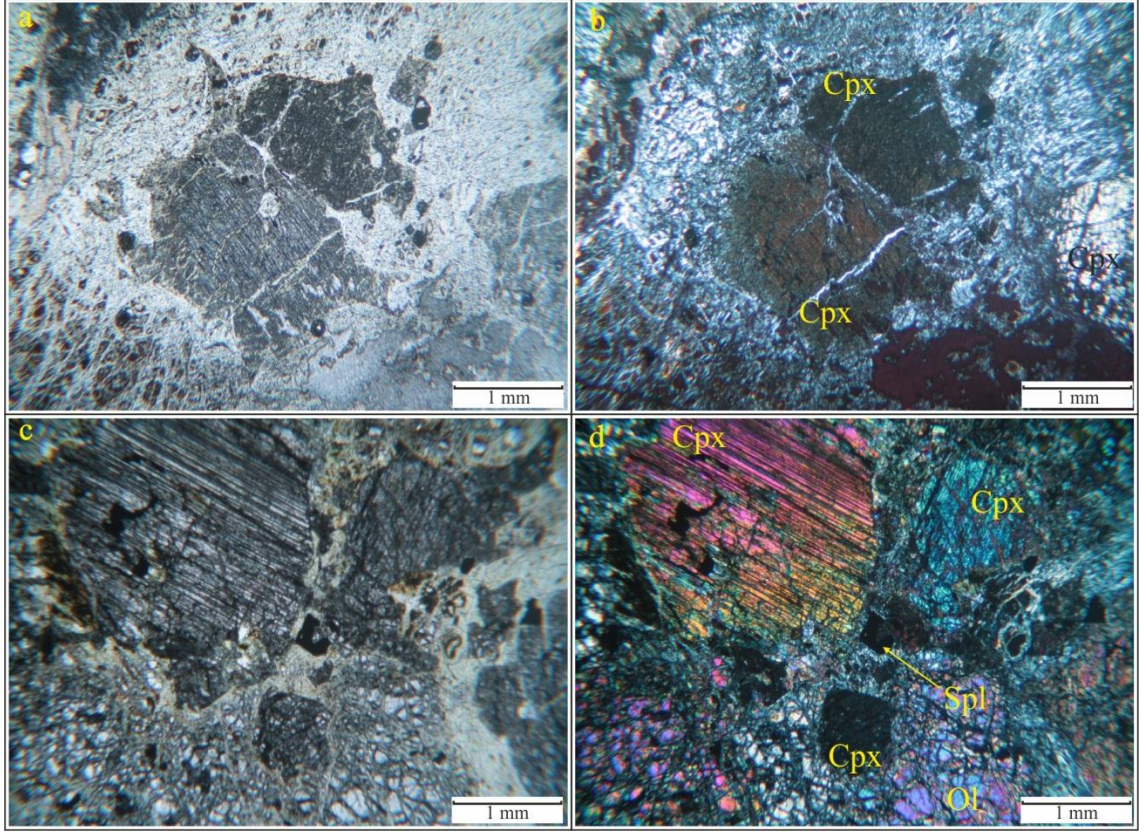
yaygındır. Serpantinleşme nedeniyle klinopiroksenleri kesen saçaklar görmek olağandır. Olivinlerde serpantinleşme yaygın olup elek dokusunun iyi örnekleri gelişmiştir. Spineller nadiren küçük taneler şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 4.37. Kızıl Dere vadisi, Dömen Tepe kuzeydoğusunda gözlenen piroksenit-verlit-dunit magmatik bantlanması (V: verlit, Prx: piroksenit).



Şekil 4.38. LES 91 sondajına ait karotlarda dunit-verlit-lerzolit-klinopiroksenitten oluşan magmatik bantlaşmanın görünümü.



Şekil 4.39. LES 91 sondajı 188 metreden alınan serpantinleşmiş verlit örneklerine ait ince kesit fotolarında klinopiroksen, olivin ve spinellerin genel görünüşleri (a, c: tek nikol, b, d: Çift nikol görüntüleri) (Cpx: Klinopiroksen, Spl: Spinel, Ol: Olivin).

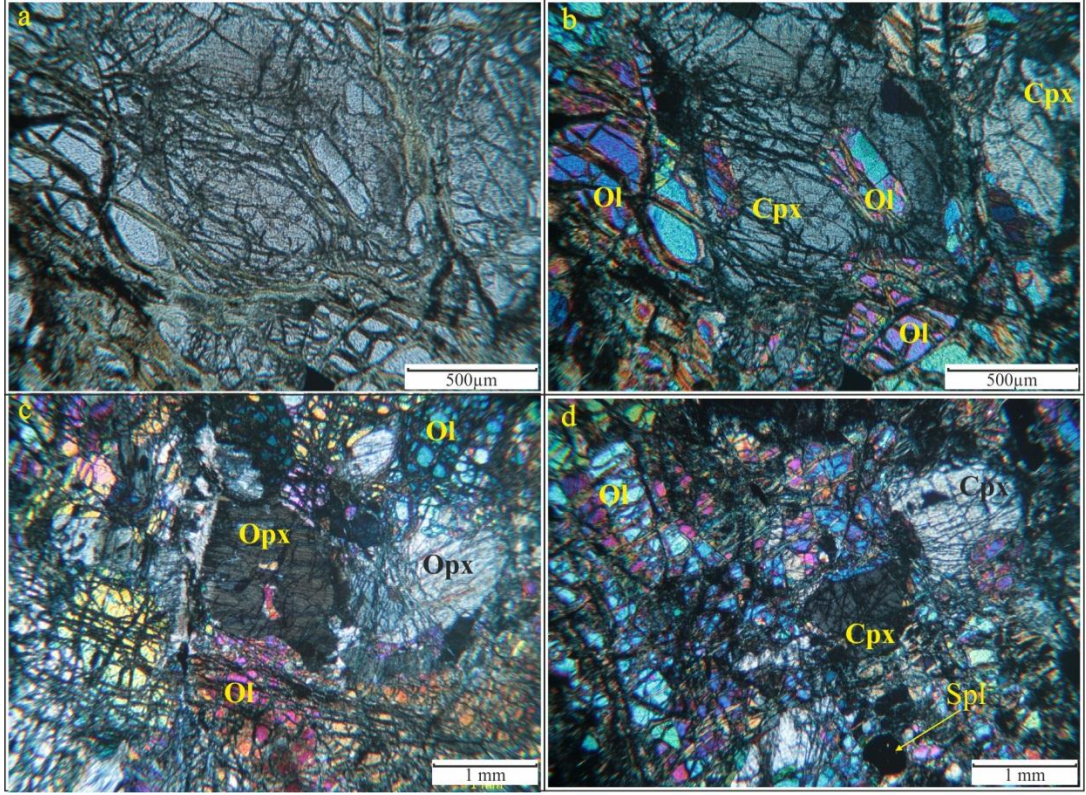
4.1.3.6. Lertzolit

Arazi çalışmaları sırasında yüzeyde gözlenmemesine karşın Türk Maden Şirketi tarafından yapılan arama sondajlarında birkaç on cm kalınlıkta kısmen verlitler ile birlikte gözlenmektedir (Şekil 4.38). Eskişehir bölgesindeki tüm kayalarda yoğun olarak gözlemlenen serpantinleşmeden etkilenmiş olan lertzolitler olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, serpantin mineralleri ve spinellerden oluşmaktadır. Klinopiroksenlerin oranı ortopiroksenlerden daha fazladır. Piroksenlerde ender olarak deformasyon izleri gözlenmektedir. Kısmen öz şekilsiz olan piroksen mineralleri serpantin mineral saçakları tarafından kesilmektedir. Olivinler serpantinleşmeden yoğun olarak etkilenmiş adacıklar şeklinde gözlenirler.

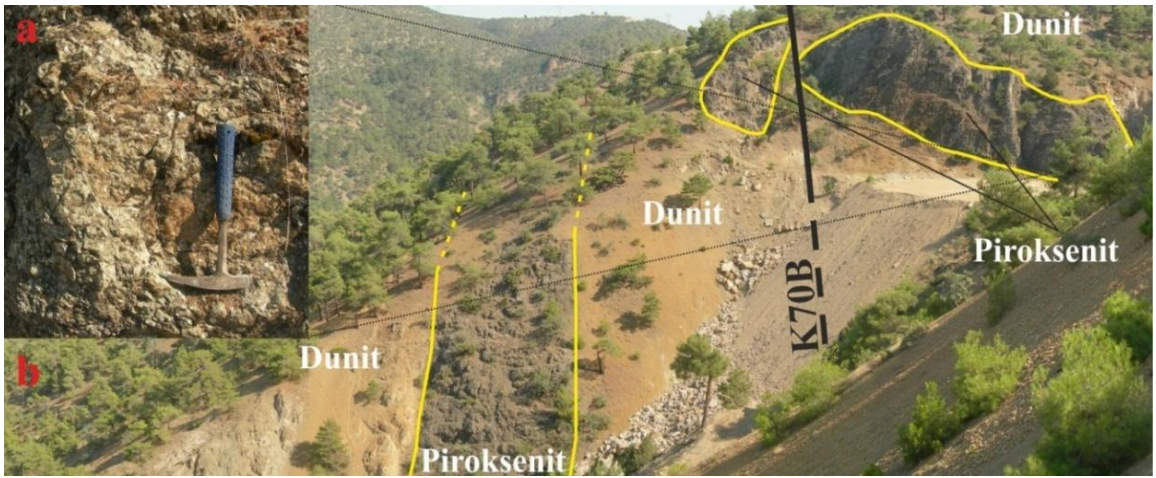
4.1.3.7. Piroksenit

Batı Anadolu kromit yatakları ve Türkiye'nin çeşitli bölgelerinde tarafımdan yapılmış saha çalışmaları sırasında, peridotitler içerisinde gözlenen piroksenitler Kavak

bölgesindeki sıklıkta, kalınlık ve devamlılık gözlemlenmemiştir. Kalınlıkları 7 cm ile 40 metre arasında değişen, uzun eksenli 1 km'ye varan boyutlardadır (Şekil 4.41). Oksitlenmiş dış yüzeyleri, soluk yeşil, kızkahverenkli, koyu gridir. Taze kırık yüzeyleri ise gri ve yeşilimsi gri renklerde gözlemlenir.



Şekil 4.40. Lertzolite ait ince kesit görüntülerinde; klinopyroksen içerisinde kapanlanmış olivin tanesi (a ve b), ortopyroksen içerisinde kapanlanmış olivin ve elek dokusunun genel görünümü (c), olivinler tarafından çevrelenmiş klinopyroksen ve spinel (d) (Ol: Olivin, Cpx: Klinopyroksen, Opx: Ortopyroksen, Spl: Spinel).



Şekil 4.41. Kayaardı Tepe'nin güneyi, Sarıkaya Tepe'nin doğusunda manyezit için açılmış olan ocağın kuzeyinde gözlenen piroksenit damarları

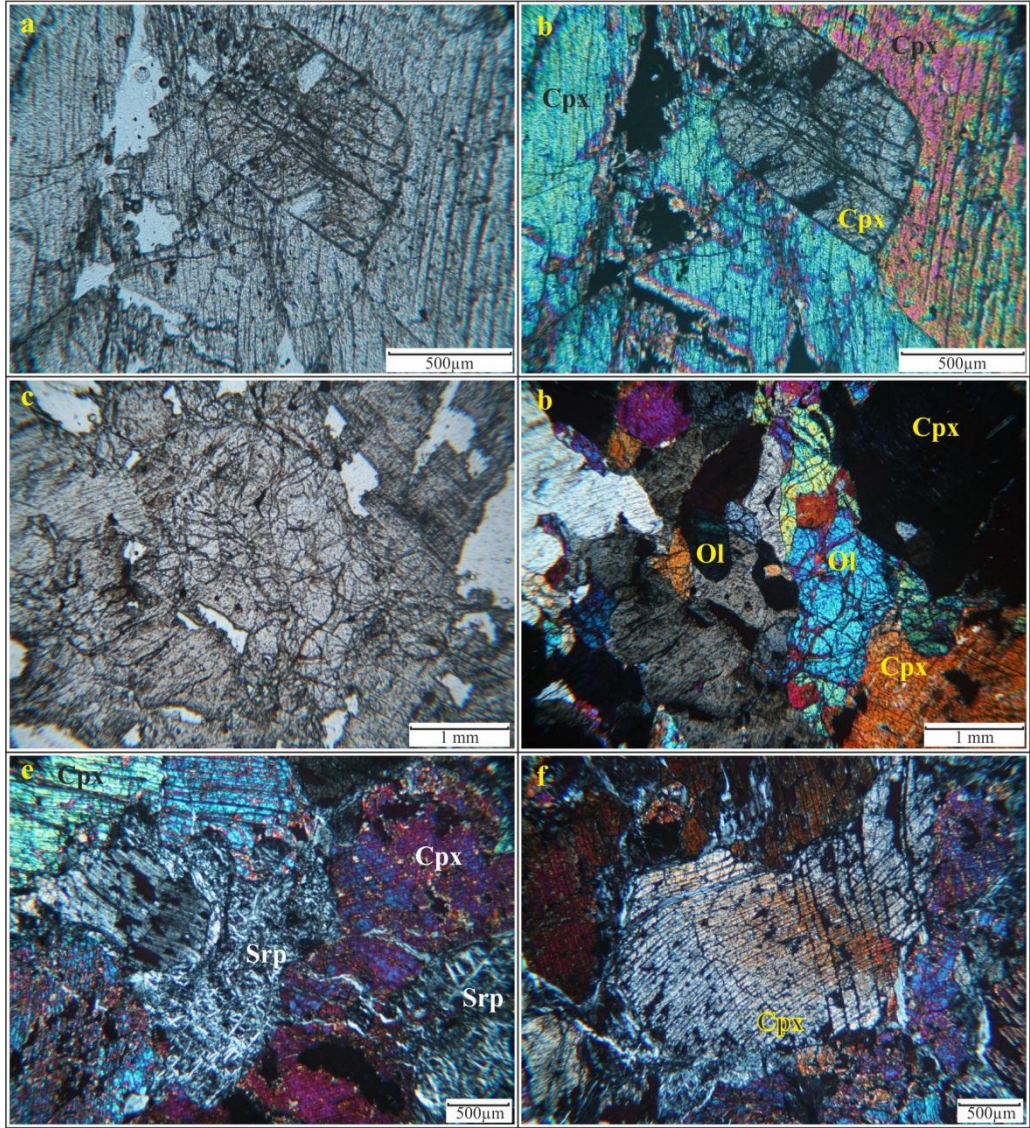
Damar ve bant şeklinde gözlemlenirler. Özellikle damar şeklinde olanların dış kısmı ince taneli olup merkeze doğru kristal boyutu artar ve zaman zaman boyları 3 – 4 cm ye ulaşır. Kısmen klinopiroksenlerden oluşsa da, ortopiroksenlerin oranı %30'a kadar çıkar. Bazı lokasyonlarda (piroksenit bantları için geçerli) lertzolit – harzburjit-verlit mercek ve bantları piroksenitler içerisinde gözlemlenir (Şekil 4.38). Karakuz Dere'nin güneyinde bulunan piroksenit bantlarından alınan örneklerde krom spinel mineralleri bulunmuştur (Şekil 4.42).



Şekil 4.42. İri kristalli piroksenitler ile birlikte gözlenen krom spineller.

Piroksenit bant ve damarları iki yönelim gösterirler. Birincisi KB doğrultulu kısmen 60 – 84 KD'ye eğimli, ikinci grup ise KD doğrultulu 38 – 70 GD'ye eğimlidir. Bunların dışında az miktarda KD doğrultulu 60 – 70 KB'ye eğimli piroksenit bant ve damarları bulunur.

Piroksenit bantları ve damarlarında baskın mineral klinopiroksendir. Klinopiroksen yaygın olarak bulunur. Kayaçtaki ortopiroksen oranının artması ile vebsterite, olivin miktarındaki artış ile olivinli klinopiroksenite geçişler gözlenir. Piroksenitlerde zaman zaman iri kristalli (1-3 cm) pegmatitik yapı gözlenir. Klinopiroksenler yarı özşekilli - özşekilsiz olarak gözlenirler ve deformasyon izleri gösterirler. Olivinler genellikle serpantinleşmiştir. Ortopiroksenler klinopiroksenlere oranla daha küçük kristaller şeklinde gözlemlenir. Nadir olarak klinopiroksenlerin arasında spinel kristalleri bulunur.



Şekil 4.43. KK 381 no'lu pegmatitik klinopiroksene ait örnekte iki klinopiroksen arasında kalan c eksenine dik görüntülenen klinopiroksen (Ojit) (a, b), KK 380 no'lu olivinli klinopiroksenin genel görünümü (c, d), Pilot kuyu tabanından alınan serpantinleşmiş olivinli vebsteritte kink bantları gelişmiş ve dilinimleri bükülmüş klinopiroksen (e, f) (Cpx: Klinopiroksen, Ol: Olivin, Sp: Serpantin).

4.1.3.8. Gabro

Ofiyolitik kayaçların kuzey ve kuzey doğu sınırını oluşturan gabrolar Bahtiyar Köyü'nün doğusundan başlayarak Ada Tepe'nin güneyinden geçip, Kızıl Dere vadisine bir yay çizer konumda yüzeyleyir. En iyi mostraları ve diğer birimler olan ilişkileri Karakuz Deresi'nde gözlenir. Silisleşmiş dunitler ile sınırı faylıdır. Dunitler ile zaman zaman faylı sınırlar gösterse de kısmen geçişli bir dokanakla ayrılırlar (Şekil 4.44). Mavişistler ile tektonik dokanaklıdır.



Şekil 4.44. Dunit – katmanlı gabro dokanağı.

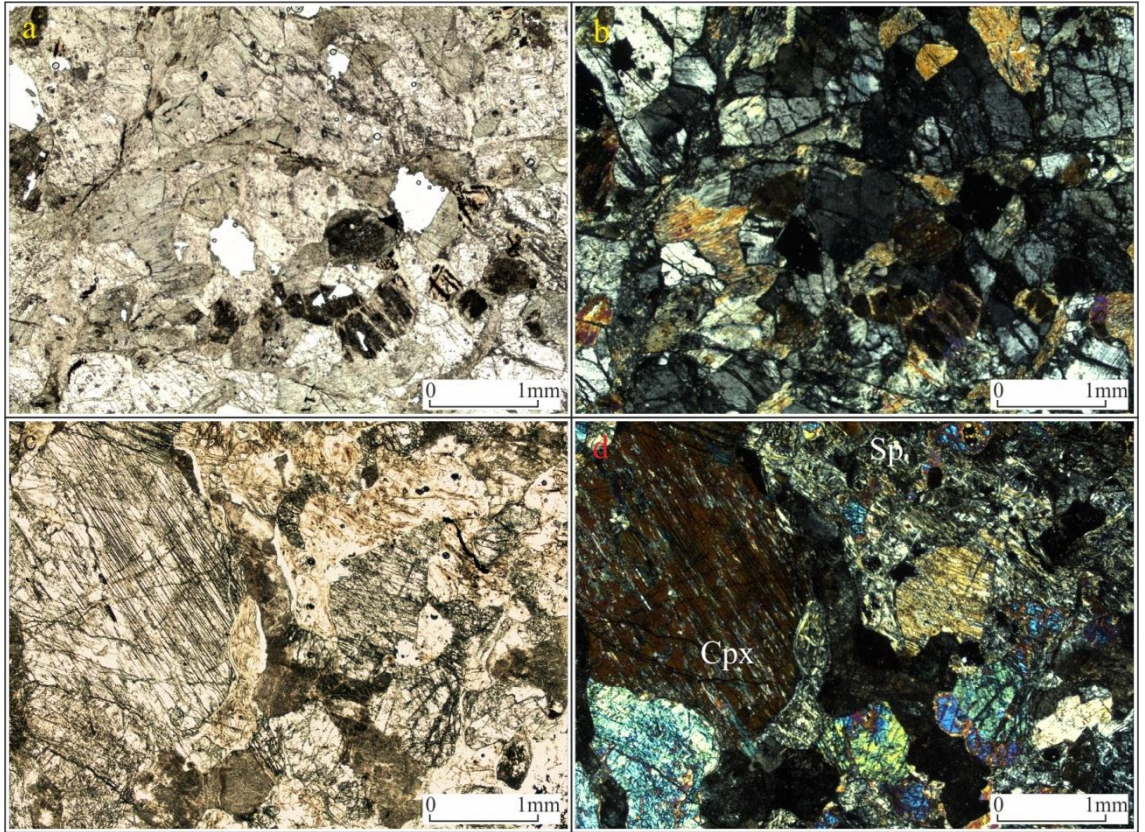
Dış görünüm rengi gri – kahvems gri olan gabrolar, plajiyoklaz miktarının arttığı noktalarda açık yeşil ve gri renklerde görünmektedir (Şekil 4.45). Genellikle katmanlı yapılı bazen orta – ince taneli eş boyutlu izotropik yapı gösterir. Özellikle dunitlere yakın olan zonlarda olivin miktarı artmaktadır.

Katmanlı ve masif gabrolar klinopiroksen (ojit – diyopsit), plajiyoklaz (labrador ve albit), alkali amfiboller, tremolit - aktinolit ve klorit minerallerinden oluşmaktadır. Minerallerin miktarları ve birliktelikleri plajiyoklaz ve mafik minerallerin zengin olduğu katmanlara göre değişmektedir.

Plajiyoklazlarda karbonatlaşma ileri seviyededir. Yer yer ofitik dokuya benzer ince kristalli bir doku sunan kesimlerinde karbonatlaşma daha yoğundur. Klinopiroksenlerde uralitleşme ileri derecededir. Kızıl Dere Vadisi içerisinde mavişistler ile olan bindirmeli sınırlarına yakın alanlarda kataklastik doku gelişmiştir. Bu alanda alterasyon daha ileri derecededir. Kırık ve çatlaklarında kalsit mineralleri olağandır.



Şekil 4.45. Karakuz Deresi'nde katmanlı gabro içerisindeki plajiyoklaz ve piroksence zengin zonların görünüşleri.



Şekil 4.46. Plajiyoklazca zengin gabroların genel mikroskop görünümü (a, b), piroksence zengin ve serpantinleşmiş olivinli gabro seviyesine ait genel görünüm (c, d)(Cpx: Klinopiroksen, Sp: Serpantin).

4.1.3.9. Silisleşmiş Dunit

Kavak kromitlerinin içinde bulunduğu ofiyolitik kayalarda özellikle tepelerde silisleşmiş dunitler gözlenmektedir. Silisleşmiş dunitlerin inceleme alanındaki fayların kontrolünde geliştiği düşünülmektedir. Dömen Tepe, Sarıkaya Tepe, Kayaardı Tepe, Madenerenler Tepe, Kozalık Tepe'nin güneyi ve Bahtiyar Köy'ünün doğusunda Karakuz Dere'de silisleşmiş dunitlere rastlamak mümkündür (Şekil 4.30).

İnceleme alanının doğusunda Sakarya Nehri Vadisi'nde yüzeylemiş olan Üst Kretase yaşlı Oymaağaç granitinden türeyen sıcak sular bölgedeki fayları kullanarak ultramafik kayalarda hidrotermal alterasyona neden olmuştur. Tepelerde bulunan dunitlerde silisleşmeler yoğun olarak gözlenmektedir. Ülkemizdeki PGE zenginleşmeleri genellikle ikincil olarak taşınmış sülfürlü ve arsenikli bileşikler halinde kristallendiği göz önüne alındığında (Uçurum ve diğ., 2000), inceleme alanında bulunan silisleşmiş dunitler PGE açısından önemli bir potansiyel alandır denilebilir. Sarıkaya Tepe'nin güneydoğusunda ve Madenerenler Tepe'de silisleşmiş dunitler içerisinde bantlı kromitler bulunmaktadır. Bu bantlar silisleşmiş dunitten geçerek dunitler içerisinde devam etmektedir.

Silisleşmiş dunitler kısmen iskelet yapısı göstermektedir. Kalsedon oluşumları boşluklarda sınırlı olarak gelişmiştir. Manyezit bantları ise silisleşmiş dunitler içerisinde yoğundur. Silisleşmiş dunitler içerisinde inceleme alanı doğusunda belirli dönemlerde üretim yapılmış manyezit yatakları bulunmaktadır. Birim içerisinde yer yer manganoksitler (pisilomelan) boşluk dolgusu olarak gözlenebilmektedir.

4.1.3.10. Gölsel Sedimentler

İnceleme alanının kuzey-kuzeybatısında Miyosen yaşlı gölsel sedimentler bulunmaktadır. Birimin tabanında konglomeralardan oluşan seviye ile başlayan istifin üst kesimlerine doğru, kumtaşı, kiltası, marn, kireçtaşı ve tuf ardalanmasından oluşan yer yer kanal çökellerinin var olduğu gölsel bir istif gözlenmektedir. İstif içerisinde inceleme alanı dışında kömür (Tenekeci ve Şener, 1983) ve trona oluşumları (Gökmen, 1965) ile yer yer jips mineralizasyonları bulunmaktadır. Birimin çökeldiği havza KB-GD doğrultulu normal faylarla kontrol edilmektedir. Bu faylara ait fay önu çökelleri

Toprakoturağı Deresi Vadisi'nde bulunan ve Teknomar Mermer ve Madencilik'e ait kromit üretimi için açılmış galeride izlenmektedir (Şekil 4.47).



Şekil 4.47. Toprakoturağı Dere'de gölsel sedimentlerin içerisinde açılmış desandride serpantinleşmiş dunitlerin üzerinde bulunan gölsel sedimentlerin tabanındaki breşler.

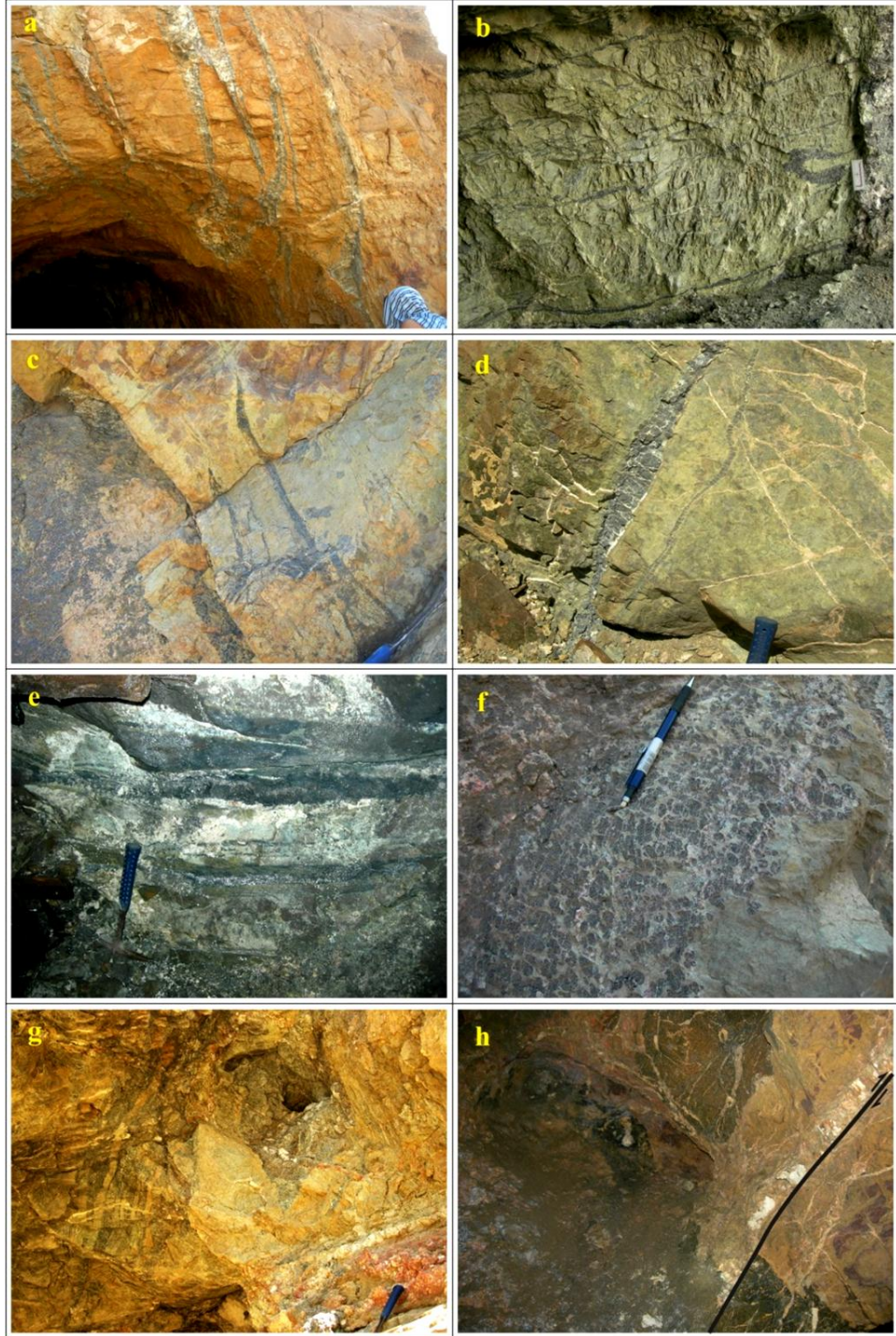
4.1.4. KAVAK (MİHALIÇÇIK - ESKİŞEHİR) BÖLGESİ KROMİT YATAKLARI

4.1.4.1. Kavak Kromit Yatağı

Türk Maadin Şirketi tarafından işletilmekte olan kromitler, ülkemizde ilk üretime geçen kromit madenlerindedir. Kavak kromit yatağı Mihaliççık İlçesi, Kavak Köyü doğusunda ve Bahtiyar Köyü güneybatısında (Şekil 4.30) bulunmakta olup, 1900'lü yılların başından itibaren kromit üretimi yapılmıştır. Kromit üretimi Yazlık Deresi boyunca açılmış olan kuyu ve galerilerden yapılmaktadır. Geçmişte Çamaşırılık Kuyusu, Erenler I, II, III, IV ve V galerileri ile Orta Ocakta yapılan üretim günümüzde; Pilot Kuyu, İncir Ocak ve Kuyusu, Yeni Kuyu'da devam etmektedir.

Kavak Kromit Yatağı kümülat dunitler içerisinde yer alır. Kromit aramaları için yapılan sondajlarda dunitler harzburjit, verlit ve lertzolitler ile ardalanma gösterir. Kromitlere komşuluk yapan dunitler ileri derecede serpantinleşmiştir.

Kromititler saçınımlı, bantlı, benekli, leopar ve masif olarak gözlemlenmektedir. Bantlar K45 – 88D arasında doğrultulu, 57 – 84 KB 'ye eğimlidir. Zaman zaman bir banttan hemen hemen doğrultuya paralel kollara ayrılmalar göstermektedir (Şekil 4.48 a). Yüzeiden derine eğim yönüne doğru ilerledikçe kromit cevheri benekli, leopar ve masif yapıya geçmektedir. Zaman zaman saçınımlı, bantlı (Şekil 4.48 a, b, c, e) ve leopar (Şekil 4.48 f, g, h) yapıdaki kromititler aynı kotta ardalanmalı olarak gözlemlenmektedir (Şekil 4.48 g). Masif ve leopar yapıdaki kromititler farklı boyda ve genişliğe sahip mercekler şeklinde izlenmektedir (Şekil 4.48c). Ayrıca masif ve leopar kromititlerde yaklaşık doğu – kuzeydoğu yönünde 55°'ye varan bir dalım saptanmıştır. İnceleme alanı içerisinde bantlı kromititler yaygın olarak bulunurlar. Kısmen saçınımlı kromitlerin Cr₂O₃ oranının artmasıyla masif yapıya geçiş sergiler (Şekil 4.49). Bantların kalınlığı 0,5 cm ile 7 cm arasındadır ve birkaç on metre devam eder. Kromititlerin zon olarak görünür kalınlığı 7 – 8 metreye ulaşır. Genellikle orta – küçük tane boyutuna sahiptir. Yer yer dalgalanmalar gösteren bantlar, kıvrımlar (Şekil 4.48 d) ve çatallanmalar gösterir (Şekil 4.48 a).



Şekil 4.48. Kavak kromit yatağında kromititlerde gözlemlenen yapılar. Yazlık Deresi Vadisi'nde Erenler III galerisinin girişinde çatallanmış bantlı kromititler (a), Erenler III galerisinin kuzeyinde açılmış galerinin girişinde birbirine paralel kromit bantları arasında kıvrımlanmış kromit bantı (b), İncir ocağın güneyinde bulunan mostrada devamsız kromit bantı, benekli ve masif cevherin ardalanması (c), Yeni kuyunun doğusunda açılmış yarmada kalın ve ondülasyonlu ince kromit bantı (d), Ana kuyuda 378m kotundaki bantlı kromititler (e), İncir galerisinin girişinde gözlenen nodüler kromititler (f), İncir kuyusunun doğusunda yer alan galeri girişinin tavanında bantlı kromitler ve masif kromit merceği (g), Yazlık Dere Galeri 740m kotunda fayla kesilmiş masif kromitit ve fay boşluğunda gelişmiş magnezitler (h).

Benekli olarak tanımlanan kromititler, 2 – 5 mm çaplara sahip, genellikle elipse yakın şekillidir. Türk Maadin Şirketi tarafından yapılan sondajlarda, İncir galerisi, Yazlık Dere galerisi 740 metre kotunda, İncir Ocağı'nın doğusunda bulunan galeri girişinde (Şekil 4.48) benekli kromititleri, bantlı kromititler ile birlikte gözlemek mümkündür. Bu yapıdaki kromititlerde eğim yönünde ilerledikçe nodüler yapıda kromititlere geçişler gözlenir. Nodüler yapıdaki kromititlerde, nodüllerin uzun eksenleri 3 cm'ye kadar varabilir.

Masif ve işletilebilecek boyutlara sahip kromititler ise kısmen yer altı işletmelerinde gözlemlenmektedir. Yüzeyle izlenen masif kromitlerin kalınlığı 20 cm, boyları da birkaç metreyi bulmayan mercekler şeklindedir. Genellikle 55° ye varan dalımlı büyük mercekler içerisinde masif cevherlere rastlanır. Kromititler içerisinde ikincil olarak gelişmiş manyezitler kırıklarda gözlemlenir. Eğim yönünde uzunlukları daha fazla olan bu tip cevherler esas olarak dunitlere verlit –harzburjit – lertzolit eşlik etmektedir.



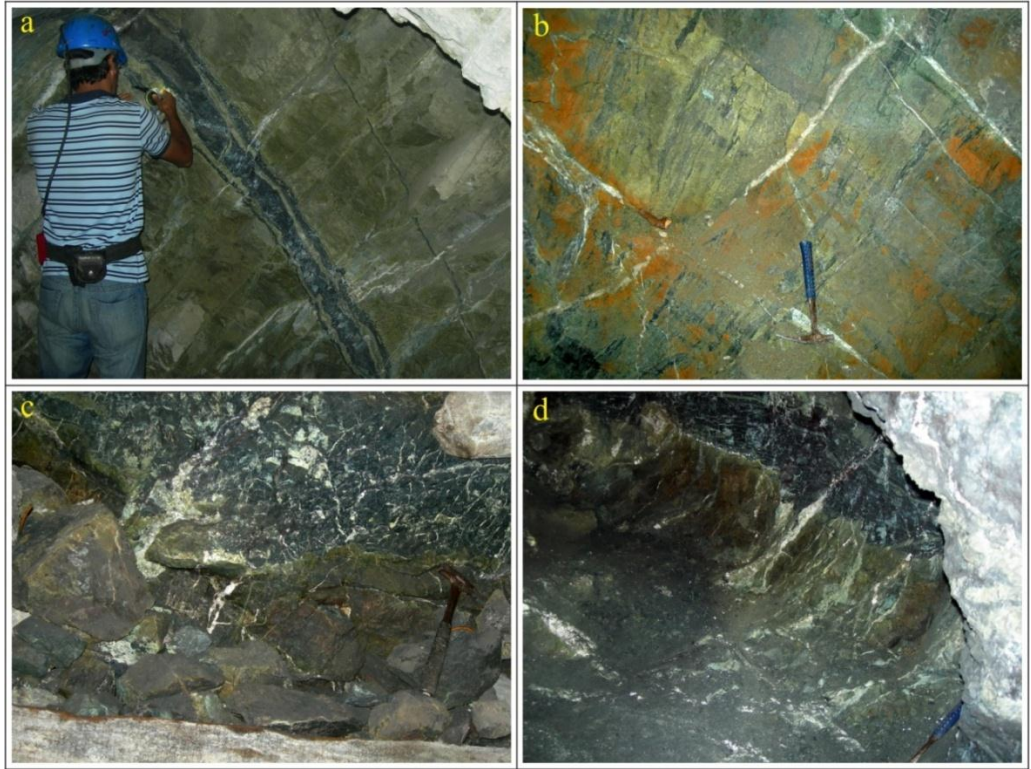
Şekil 4.49. Türk Maadin Şirketi tarafından yapılan LES86 sondaj karotlarında benekli ve masif kromititler arasındaki dereceli geçişler.

Ayrıca fay zonlarında dunitlerin serpentine dönüşmesi ve sonrasında ortamdan uzaklaşması, kromititlerin olduğu yerde görece zenginleşmesini ve ikincil yüksek % Cr₂O₃'li zonların gelişimi sağlamıştır.

4.1.4.2. Karakuz Dere Kromit Yatağı

Karakuz Dere Vadisi içerisinde, Kozalık Tepe'nin doğusunda kromititler bulunmaktadır (Şekil 4.30). Özkaymak Madencilik tarafından belirli dönemlerde işletilen bir galeri bulunmaktadır. Bunun dışında galeriye yakın alanlarda kromititlerin gözlemlendiği yarmalar bulunmaktadır.

Kromititler Türk Maadin Şirketi tarafından işletilen Kavak kromit yatağındaki cevher yapısına benzer özellikler gösterir. Genellikle bantlı (Şekil 4.50 a, b) bir yapı sunan kromititler yer yer 8 cm ile 50 cm arasında değişen kalınlıklarda masif bir yapıda da gözlemlenmektedir (Şekil 4.50 c, d). Serpantinleşmiş dunitler içerisinde gözlemlenen kromititler, sık gelişmiş kırık sistemleri içerisinde dolgu olarak kriptokristalen dokulu ve karnıbahar manyezitler eşlik eder (Şekil 4.50 b, c, d).



Şekil 4.50. Özkaymak Madencilik tarafından işletilen galeride gözlenen bantlı kromititler (a, b) ve masif kromititler (c, d).

Kromititler G80B istikametinde açılmış galeride üretilmiştir. Galeri ~ 90 metre sonunda güneye döner. Ana galeriye paralel alt kottaki galerilerle bağlantı baş aşağı sürülen ferelerle sağlanmıştır. Kromititler galeri girişinden güneye dönüş yapana kadar K80 - 85

D doğrultulu 50-55 KB'ye eğimlidir. Güneye dönen galeriden aynaya kadar cevher K80B doğrultu ve 45KD'ye eğimli gözlemlenir.

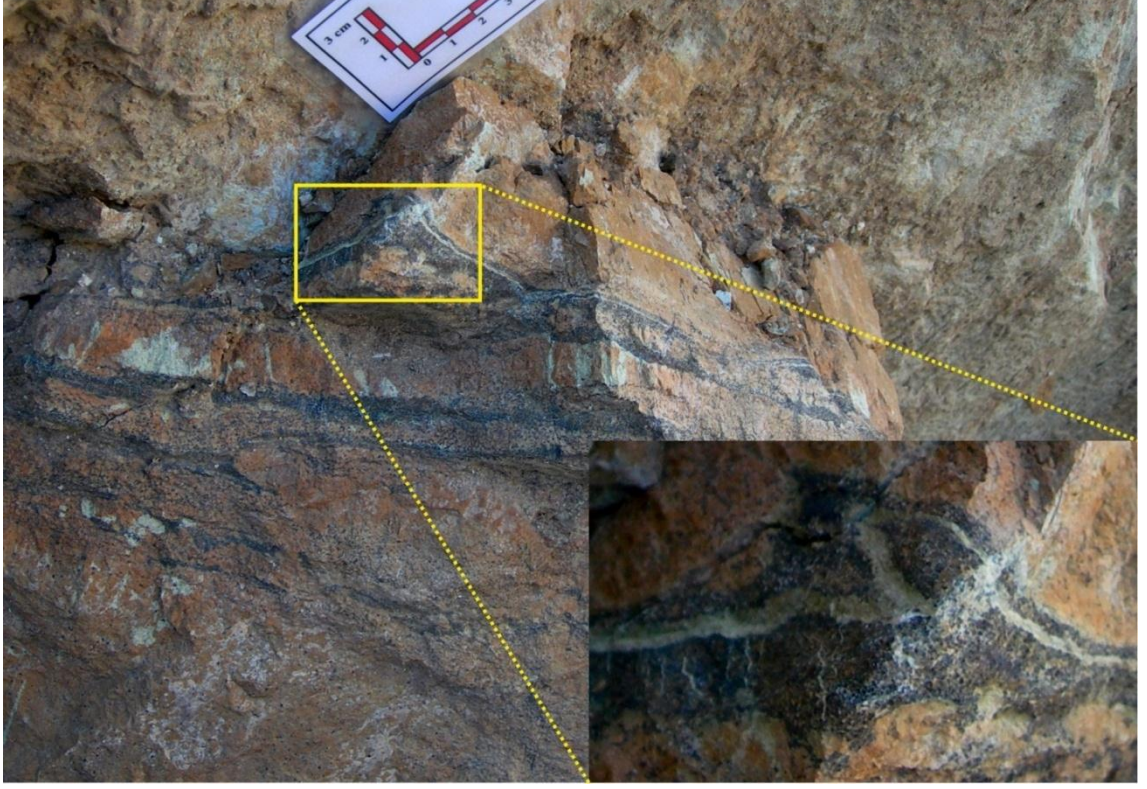
Galeri girişinden ~ 60 metre sonra yaklaşık 3 metrelik bir zonda (galeri ilerleme yönüne paralel G80B) dunit – kromitit – dunit – piroksenit – dunit – kromitit – dunit ardalanması gözlemlenir. Piroksenitler cevher bantlarına paraleldir.

4.1.4.3. Kayaardı Tepe Kromit Yatağı

Kromit yatağı, Kayaardı Tepe batısı ve güneyinde (Şekil 4.30) bulunur. Yatak alanı içerisinde galeri ve açık işletme yöntemiyle kromit ve manyezit üretimi yapılmıştır olup, Teknomar Mermer ve Madencilik Şirketi tarafından Ağustos 2011'de kromitit arama çalışmaları yapılmaktaydı.

Kromitler genellikle ileri derecede serpantinleşmiş ve silisleşmiş dunitler içerisinde bulunur. Tektonik sınırlı mavişistlere yakın olması nedeniyle kromitit bantlanmalarında farklılıklar saptanmıştır. Kayaardı Tepe'nin batısında bulunan ve manyezit üretimi için açılmış ve bir miktar kromit üretimi yapılmış ocakta kromititler K87B 70GB, K83B 56KD ve K65B 80KD doğrultu ve eğimlere sahiptir. 2mm ile 8 cm arasında değişen kalınlıklara sahip bantlı kromititler yaklaşık 200 metre uzunluğunda bir alanda takip edilir. Bantlı kromititler bir lokasyonda (Kayaardı Tepe batısı) küçük kıvrımlar ve dalgalanmalar gösterir (Şekil 4.51).

Toprakoturağı Dere'nin doğusunda bulunan yamaçlarda açılmış olan 50 metre uzunluğunda 30° varan eğimli galeride 60 cm kalınlığında tavanda batlı kromititlerden oluşan bir zon bulunmaktadır. K60B doğrultulu 52KD eğimli olan cevher bantları 1 – 5 cm arasında değişen kalınlıklar gösterir. 40 metre sonra bantlı kromititler K57B doğrultulu ve 70 KD'ye eğimli olarak takip edilir ve aynaya kadar benzer şekilde devam eder (Şekil 4.52).



Şekil 4.51. Kayaardı Tepe'nin batısında bulunan açık işletme ile kromit ve manyezit üretimi yapılmış ocakta bantlı kromitit ve içerisindeki küçük kıvrım.

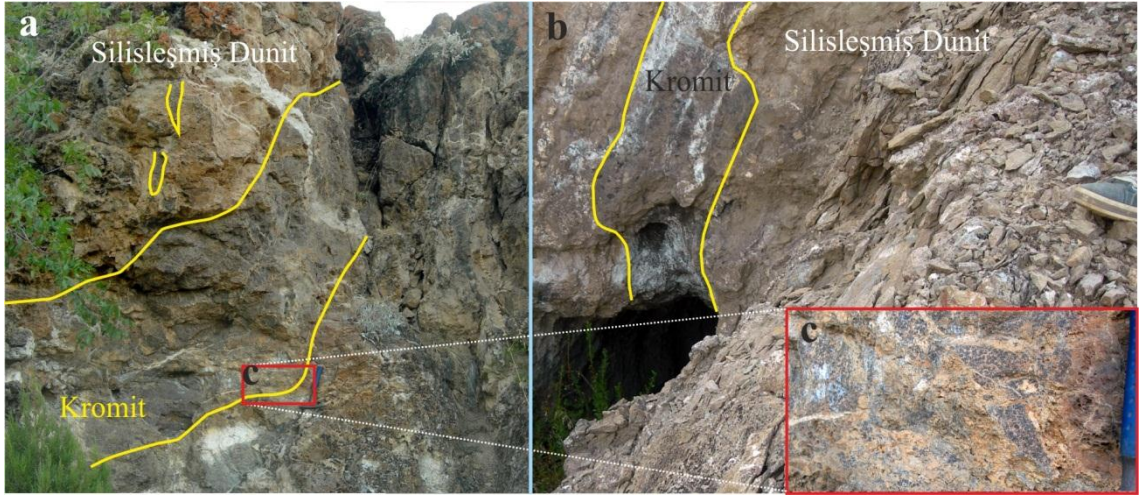


Şekil 4.52. Toprakoturağı Deresi'nin doğu yamacında bulunan galeri aynasında gözlenen bantlı kromitit.

3.4.4.4. Dömen Tepe Kromit Yatağı

İnceleme alanı güneydoğusunda yer alan bir adet galeri ve 3 adet yarmadan sınırlı üretimi yapılmıştır. Dömen Tepe'nin kuzeybatısında Kızıl Dere Vadisi'ne doğru uzanan yamaçlarda bulunan kromitler silisleşmiş ve serpantinleşmiş dunit içerisinde bulunmaktadır (Şekil 4.30).

Galerinin olduğu alana giden patika üzerinde bantlı kromitleri kesen K60D doğrultulu 38GD'ye eğimli 70 cm kalınlığında piroksenit damarı bulunmaktadır. Bu lokasyonun 150 metre güneyinde, bantlı kromitler 8 metrelik bir zon içerisinde K60B 80KD ve K70B 63KD doğrultu ve eğimlerinde gözlenmektedir (Şekil 4.52a). Serpantinleşmiş dunitler içerisinde gözlenen kromitler yoğun olmamakla birlikte 2-3 cm'lik bantlar şeklindedir. Bu lokasyondan yaklaşık 100 metre güneyde K40B doğrultusunda 5 metre derinlikte açılmış yarma bulunmaktadır. Yarma yaklaşık 20 metre uzunluğunda olup K40B doğrultusunda bir galeriye bağlanmaktadır (Şekil 4.52b). Galerinin 50 metre K40B doğrultusunda silisleşmiş dunitler içerisinde kalınlığı 1.2 metreye ulaşan nodüler – benekli yapıda kromitler bulunur (Şekil 4.52c). Ana kromit zonun dışında 5-15 cm kalınlıklar arası değişen K40B doğrultulu 60GB'ye eğimli kromit bantları da gözlenmektedir.



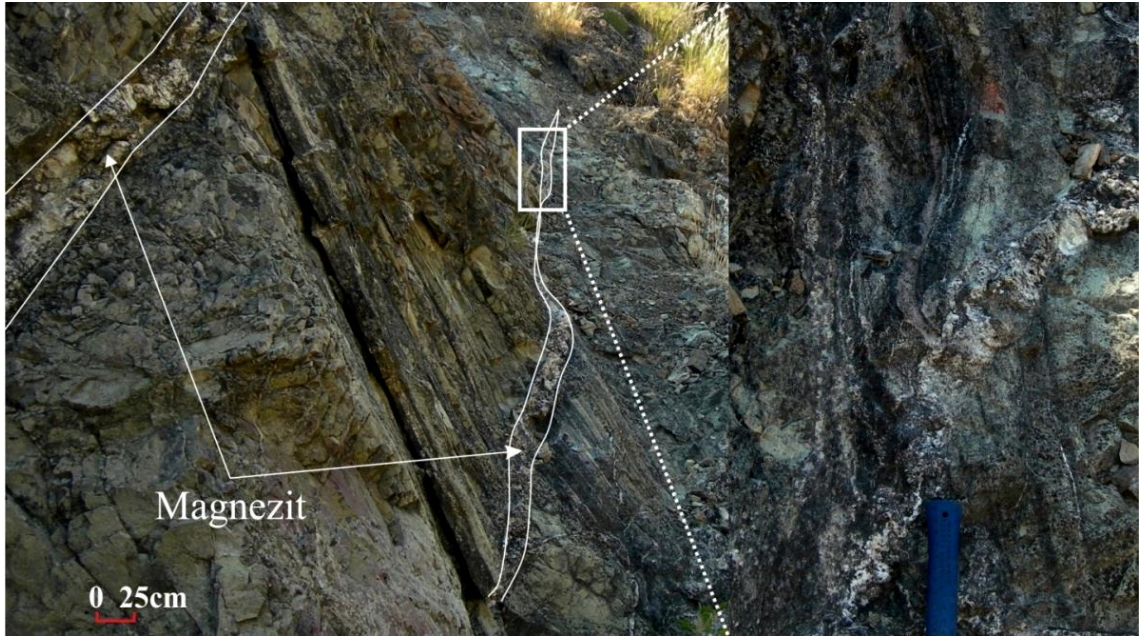
Şekil 4.53. Dömen Tepe kuzeydoğusunda silisleşmiş dunitler içerisinde benekli ve leopar yapılı kromit (a, c). Bu zonun güneydoğusunda cevher doğrultusunda açılmış galeri.

4.1.4.5. Kızıl Dere Kromitleri

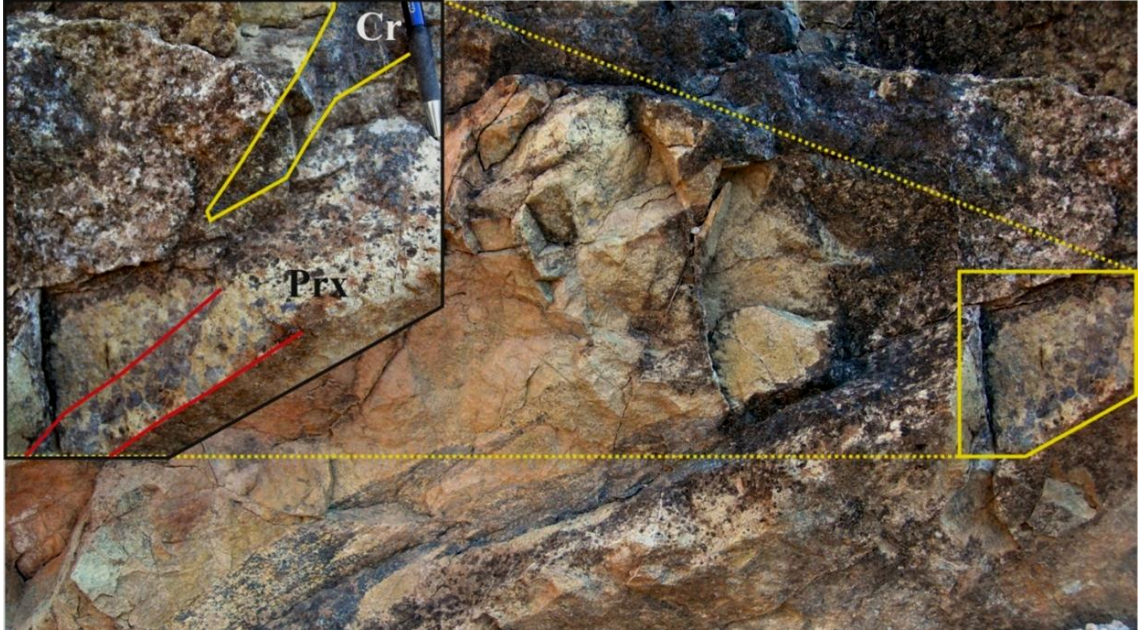
Kızıl Dere Vadisi içinde, Sarıkaya Tepe'nin ~750 metre doğusunda 300 metrelik bir zon içerisinde farklı lokasyonlarda kromit yüzlekleri bulunmaktadır (Şekil 4.30).

Kromititler faylarla kesilmiştir. Kromititlerin içerisinde 10 cm ile 20 m arasında değişen kalınlıklarda piroksenit bantları ve damarları bulunmaktadır. Piroksenit damarları kromititleri düşük bir açıyla keser konumdadır. Piroksenit bantları ise bantlı kromititlere paralel ve piroksenit – verlit – dunit şeklinde bir geçiş göstermektedir.

Kromitit içerisinde açılmış bir adet galeri bulunmaktadır. Cevherleşmeye paralel açılmış galeri tavanında bantlı kromititler gözlemlenmektedir. Kromititler çoğunlukla bantlı (Şekil 4.54) yer yer saçınımlı ve masif olarak gözlemlenir. Kromititin kuzeyinden güneyine doğru K70B 66KD, K50B 40KD ve K85B 55KD doğrultu ve eğimlere sahip olarak gözlemlenir. Piroksenit damarları ile direk ilişkileri tek bir lokasyonda izlenmiştir. Bu lokasyonda kromititlere paralel uzanan, iri kristalli, mercek şekline benzer piroksenit bantı gözlemlenir (Şekil 4.55). Piroksenitler kısmen küçük – orta tane boyutunda zaman zaman pegmatitik görünümde ve iri kristallidir. Alterasyondan etkilenen piroksenitlerde bastitleşme yaygındır. Kırık ve çatlaklarında manyezit dolguları görülmektedir. Piroksenit bantları ile olivince zengin kayalar arasında geçişli bir yapı vardır. K80B doğrultulu 76 KD'ye eğimli bir piroksenit – verlit – dunit bantlanması gözlemlenmektedir (Şekil 4.37).



Şekil 4.54. Kızıl Dere Vadisi'nde yüzlek vermiş bantlı kromititler ve onları kesen manyezit damarları.

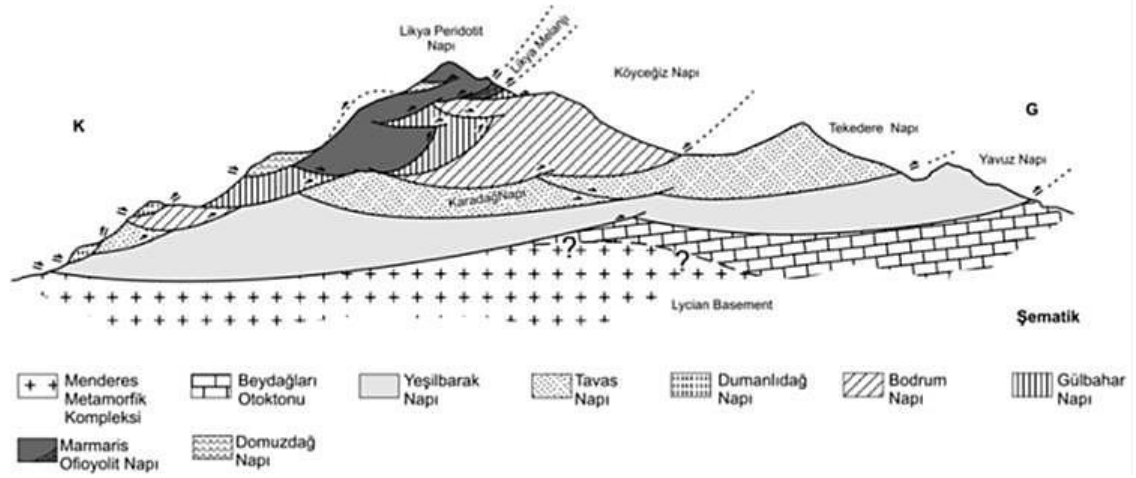


Şekil 4.55. Kızıl Dere Vadisi'nde gözlenen kromit ve saçınımlı iri taneli piroksenit bantının görünümü.

4.2. LİKYA TOROSLARI KROMİT YATAKLARI

4.2.1 LİKYA NAPLARININ JEOLojİSİ

Güneybatı Anadolu'da yer alan çalışma alanında naplı ve ekaylı yapılar egemendir. Bölgenin bu naplı yapısı benzer kaya birimlerine ait litoloji tanımlamalarında farklılıkların doğmasına sebep olmaktadır. Güneybatı Anadolu'da yer alan yapısal birimler kuzeyden güneye doğru kabaca Menderes Masifi, Likya Napları, Beydağları Otoktonu ve Antalya Napları gibi adlar altında toplanabilir (Şekil 4.56).

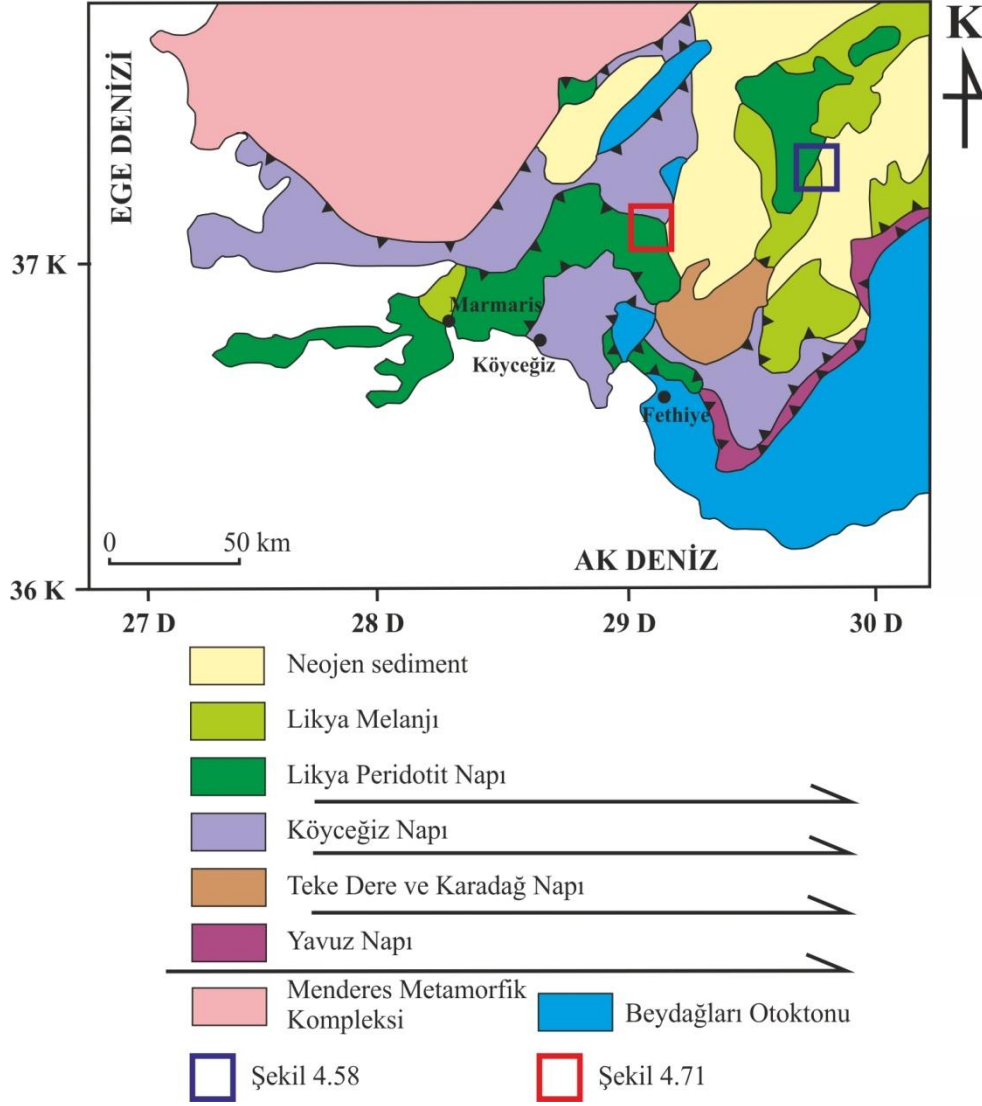


Şekil 4.56. Likya Napların korelasyonu ve göreceli yapısal ilişkilerini gösteren şematik kesit (Akbulut, 2009)

4.2.1.1 Menderes Masifi

Gediz, Küçük ve Büyük Menderes nehirlerinin drenaj alanı içerisinde yer alan Menderes Masifi Batı Anadolu'da oldukça geniş bir alan kaplar. Menderes Masifi, uzun eksenli KD doğrultulu olan ve yaklaşık 300 km uzanan elips biçimli bir metamorfik topluluktur. Menderes Masifi kuzeyden İzmir-Ankara ofiyolitik suture zone ile sınırlanırken, güney sınırında Kale-Tavas molas havzası çökelleri, Menderes Masifi ile Toros karbonat platformunun ilişkisini örter (Yılmaz ve diğ. 1999).

Menderes Masifinde iki farklı stratigrafik düzey ayırt edilir. Bunlardan birisi ileri derecede metamorfizma geçirmiş, gözlü gnays, migmatit, amfibolit ve çeşitli şistler ile kökeni eklojit olan kayalardan oluşan bir çekirdek seviyesi; diğeri ise bu çekirdeği örten kuvarsit, mikaşist, fillat, mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan bir örtü seviyesidir (Yılmaz ve diğ. 1999).



Şekil 4.57. Güneybatı Anadolu Bölgesi Jeoloji haritası (Collins ve Robertson, 1998)

Menderes Masifi'nin çekirdek kayalarının Pan Afrikan temeline ait yaşlı bir kristalen kütle olduğu ve yaşının 541 ± 14 My ve 566 ± 9 My yıl arasında değiştiği Gessner ve diğ. (2004) tarafından belirtilmektedir. Masifi oluşturan örtü kayaların, yaşları birimlerin tanım ve ayırımından kaynaklanan farklılıklar sergiler. Bazı araştırmacılar örtü kayalarında Kambriyen'den Eosen'e kadar olan bir istifin varlığını kabul ederken, diğer bazı araştırmacılar ise Üst Karbonifer'den Üst Kretase-Eosen'e kadar olan bir istiftten söz ederler (Yılmaz ve diğ. 1999).

4.2.1.2. Likya Napları

Batı Toroslar'daki naplı yapılar Philipson (1915)'ten beri bilinmektedir. Brunn ve diğ. (1971) tarafından Likya Napları olarak tanımlanan bölge ve çevresinde yer alan allokton birimlerinde, günümüze kadar pek çok yapısal birim ayrımı yapılmıştır. Menderes Masifi ve Beydağları otoktonu arasındaki bölgede görülen Likya napları farklı ortam ve yaş aralığında çökelmiş, daha sonra meydana gelen tektonik hareketler sonucu bugünkü yerlerine getirilmiş kayaç birliklerinden oluşmuştur. Bölgede çalışmalar yapan araştırmacılar tarafından Batı, Teke Toroslar ya da Elmalı napları gibi değişik adlar verilen Likya napları Alt tektonik dilim ve üst tektonik dilim şeklinde iki farklı tektonik üniteden oluşur:

Alt Tektonik Dilim: Beydağları otoktonu ile diğer allokton konumlu kayaçlar arasında yer alır. Elmalı Grubu ve Yavuz Formasyonu alt tektonik dilimin önemli birimleridir. Elmalı Grubu kiltası, silttaşı, kumtaşı, şeyl ve konglomeradan oluşur. Likya naplarının en güney kesiminde görülürler. Alt ve üst dokanakları tektoniktir. Yavuz Formasyonu ince orta tabakalı, bej, krem ve yer yer kırmızımsı renkli kiltası, silttaşı, mikritik kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Elmalı Grubu ile birlikte Lika naplarının tabanını oluşturur (Ersoy, 1997).

Üst Tektonik Dilim: Likya naplarına ait en yaşlı kaya birimlerini içerir. Dilimin tabanında Karbonifer-Orta Triyas yaşlı kumtaşı ve kuvarsit ara katkılı pelitik ve biyoklastik karbonat kayaçlarından oluşan Karadağ Serisi görülür. Karadağ Serisi Permian yaşlı yer yer yastık lav içeren psammitik arkozlardan oluşan Tekedere Serisi tarafından tektonik olarak üzerlenir (Ersoy, 1997).

Bunların haricinde Likya napları içerisinde görülen en önemli birim ofiyolitlerdir. Ofiyolitler, Likya naplarının en üst kesimini oluştururlar ve bölgedeki konumları hala tartışmalıdır (Ersoy, 1997).

4.2.1.3 Beydağları Otoktonu

Woodcock ve Robertson (1982) tarafından "Beydağları zonu", Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından "Beydağları masifi" olarak adlandırılan Beydağları otoktonu güneybatı

Anadolu'da en güneydeki kuşak olup, göreceli otoktondur. Bu kuşak duraylı bir karbonat platformu özelliği taşır. Bir başka deyişle bir n ülke olup, doğuya doğru Orta Toroslar boyunca napların önünde ve gerisinde yüzeylenir. Beydağları otoktonunun en altında olası st Triyas'tan başlayan neritik karbonatlar yer alırken, otoktonun en üst seviyesinin yaşı hakkında çeşitli araştırmacılar tarafından değişik yaş aralıkları verilmektedir. (Ersoy, 1990).

4.2.1.4 Antalya Napları

Antalya napları ismini en iyi yüzeylenme verdiği Antalya ilinden almaktadır. Brunn ve diğ. (1971) tarafından Antalya napları üç farklı birliğe ayrılmıştır (Ersoy, 1990).

Çataltepe birimi; Antalya nap sisteminin temelini oluşturan birim. Triyas yaşlı killi kireçtaşı, kumtaşı ile Jura-Kretase yaşlı radyolarit ara katkılı neritik karbonatlardan oluşur (Ersoy, 1990).

Alakırçay - Ispartaay birimi; st Triyas yaşlı çörtlü kireçtaşı, bitkili kumtaşı. radyolarit, kireçtaşı ara katkılı bazik denizaltı volkanitleri ve ofiyolitik kayaçlarla beraber st Kretase yaşlı kırıntılı kayaçlardan oluşur (Ersoy, 1990).

Tahtalıdağ birimi; Antalya naplarının üst seviyesini oluşturan birim. Kambriyen-Kretase zaman aralığında çökelmiş şelf türü karbonat ve kırıntılı kayaçlardan oluşmuştur (Ersoy, 1990).

4.2.2. TEFENNİ (BURDUR) BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

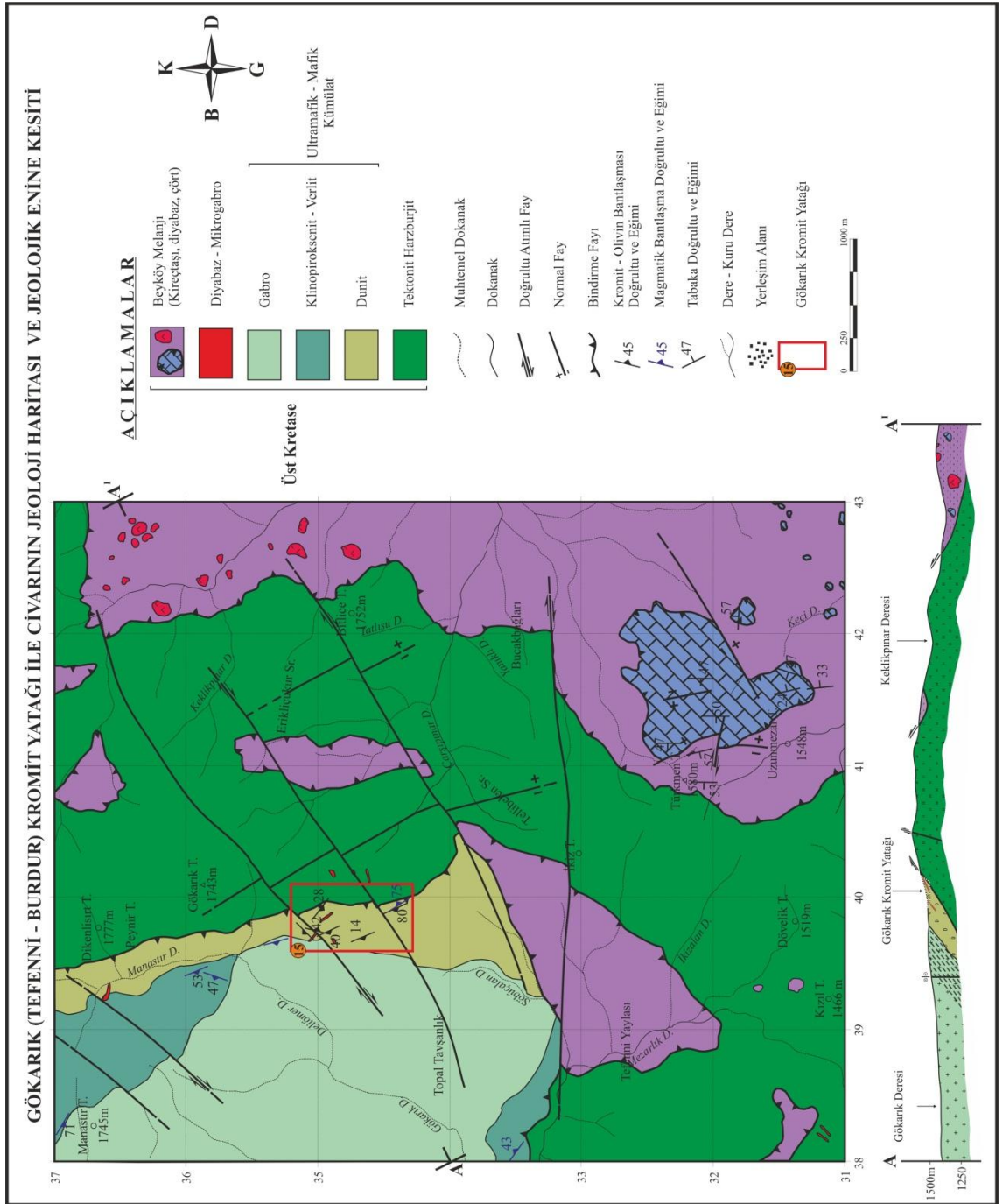
İnceleme alanı içerisinde Yeşilova Ofiyolitleri olarak adlandırılan (Karaman, 1987) birim tektonitler, ultramafik kümülatlar ve bunları kesen mikrogabro-diyabaz dayklarından oluşur. Bu birim üzerinde ise Beyköy melanji olarak adlandırılan matriksinin serpantinlerin oluşturduğu, çört, kireçtaşı, gabro ve diyabaz bloklarının bulunduğu birim tektonik dokanıklı olarak gözlenmektedir (Şekil 4.58).

Tektonitler inceleme alanı içerisinde plastik deformasyon yapıları gösteren, harzburjit ve dunitten oluşmaktadır. Dikenlisirt Tepe, Gökarık Tepe, İkiz Tepe, Dövelik Tepe, Kızıl Tepe, Kurtaran Tepe ve Erbey Yaylasında gözlenir. Yaygın olarak tektonitler içerisinde harzburjitler bulunmaktadır. Harzburjitler içerisinde kalınlığı ve boyu çok fazla olmayan dunit mercikleri gözlenir. Tektonitler içerisindeki dunitler inceleme alanı içerisinde haritalanamayacak büyüklükte olmalarından ötürü tektonit adı altında haritalanmıştır (Şekil 4.58).

Ultramafik kümülatlar inceleme alanı batı-kuzeybatısında tektonitler ile tektonik dokanıklı olarak gözlenen kümülatlar; dunit, verlit, gabro ve katmanlı gabrodan oluşmaktadır. Ultramafik kümülatlar inceleme alanı içerisinde Manastır Tepe ve güneyi, Manastır Dere'nin batısında, Yıldız Tepe, Gökarık Dere, Ecel Deresi, Fabrika Sırtı ve Canavar Deresi civarında yüzlek veriler (Şekil 4.58).

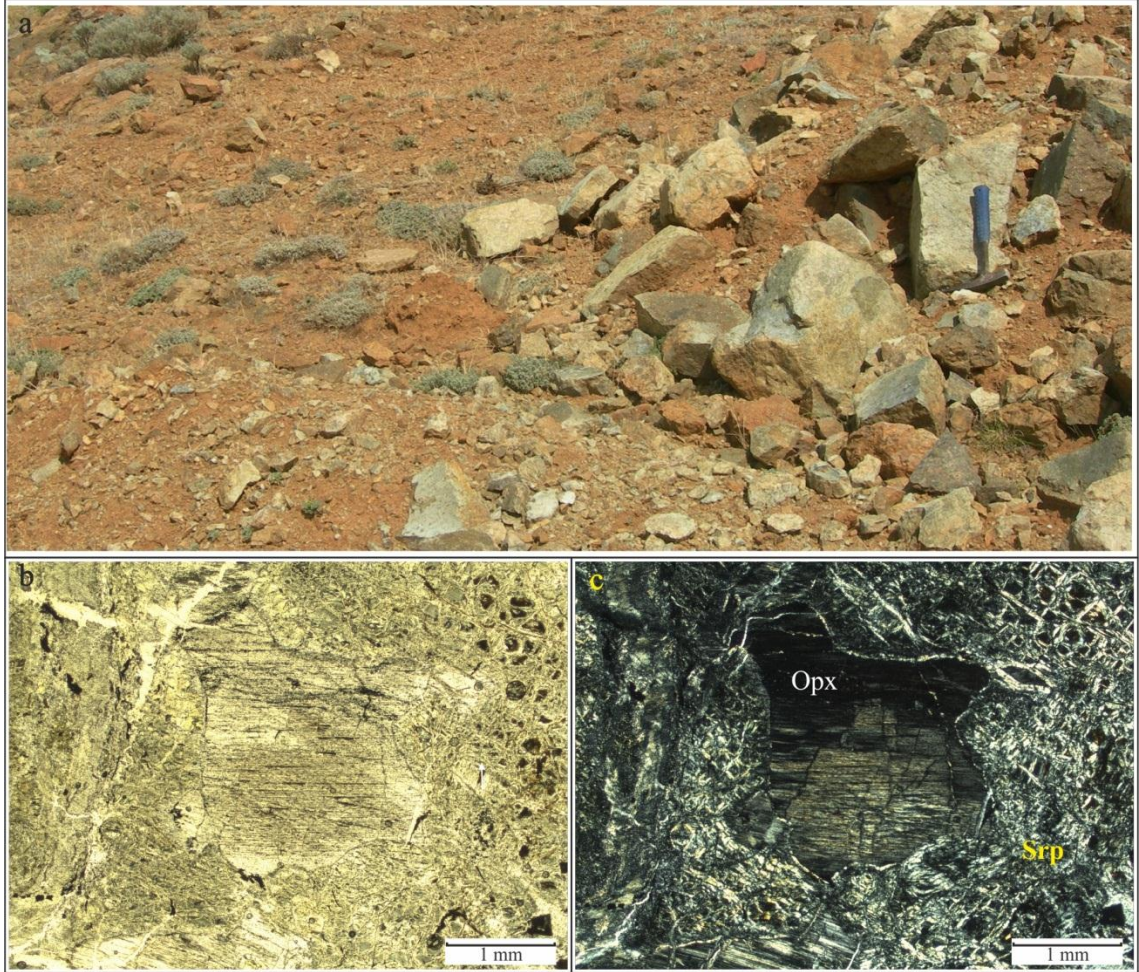
4.2.2.1. Tektonit Harzburjit

Harzburjitler açık yeşil renklidir. Ortopiroksen özellikle serpantinleşmenin olduğu alanlarda daha net gözlenmektedir. Dunitlere göre daha az ayrıştıklarından dunitlere nazaran daha yüksek alanları oluşturmaktadırlar (Şekil 4.59). Tektonitlerin içerisinde birkaç on metre kalınlıklarda gözlenen dunitler, harzburjitlere göre daha fazla serpantinleştiği ve ayrıştığı için daha düşük topoğrafyaya sahip alanlarda gözlenir. Harzburjitlerde olduğu gibi bir lineasyon veya çizgisellik (spineller dışında) ileri derecede serpantinleşmenin olması nedeniyle makroskobik olarak gözlenmemiştir.



Şekil 4.58. Tefenni (Burdur) Gökarık Kromit Yatağı ve Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti (Kahraman, 1987 ve Koralay, 2000'den değiştirilerek).

Taze harzburjitler zeytin yeşili renkli olup serpantinleşme arttıkça renk koyu yeşile doğru geçiş gösterir. Serpantinleşme ilksel dokunun tamamen bozduğu alanlarda açık kahverenkli gözlenir. Dunitler, Dikalan Tepe, Gökarık Tepe, Gökarık Sırtı, Barutlutaş kayasının batısında ve Kurtaran Tepenin kuzeyinde yer alırlar (Şekil 4.58).



Şekil 4.59. Gökarık kromit yatağının kuzeydoğusundaki tektonit harzburjitlerin genel görünümü (a), Harzburjit içerisinde dalgalı sönme gösteren ortopirosken ve serpantinleşmiş olivinler (b,c) (Opx: Ortopirosken, Ol: Olivin)..

Ultramafik kümülatlara oranla serpantinleşmeden daha az etkilenmiş olan tektonit harzburjitler içerisinde olivin, serpantin, ortopirosken, spinel ve klinopirosken mineralleri bulunmaktadır. Olivinler serpantinleşme etkisi ile adacıklar halinde ayrışmalı elek dokulu gözlenir. Serpantin minerallerinden antigorit, lizardit ve krizotil ile temsil edilir. Ortopiroskenler yarı öz şekilli olarak gözlenmektedir. Dilinimleri boyunca klinopirosken eksolüsyon lamelleri gözlenen ortopiroskenlerde uralitleşme ve bastitleşme yoğun oranda gözlenmektedir. Yer yer ortopiroskende deformasyon nedeniyle bükülmeler ve kink bantları gelişmiştir.

Tektonit harzburjitlet içerisinde % 1'den az oranda spineller gözlenmektedir. Spineller genellikle uzamış taneler Őeklinededir. Spinellerin içerisinde kısmen serpantinleşmiş olivin kapanımları gözlenmektedir.

4.2.2.2. Kümülat Dunit

Ultramafik kümülatların tabanındaki dunitler, Manastır Dere ve Gökarık Sırtı'nın doğusunda gözlenir. Açık kahverengi ve toprağimsi renkte olup az miktarda saçınımlı krom spinel içerir. Yer yer çok ince katmanlar halinde de kromitlere rastlanmıştır. Ayrıca kümülat dunitlerin üzerindeki verlit ve klinopiroksenit ile aralanma göstermesi önemli bir ayrıçtır. Bunun en güzel görüldüğü yer Manastır Tepe'nin güneydoğusudur (Şekil 4.58).

Dunitler inceleme alanı içerisinde Manastır Dere vadisi boyunca, özellikle Gökarık Kromit Yatağı ve civarında gözlenmektedir. Tektonik dokanaklı olduğı üst manto kayacı olan tektonit harzburjitlet ile ilişkisi çok net olmamakla birlikte aşırı serpantinleşme ve yapraklanmaların yoğunlaşması ile birbirlerinden ayrılanır. Dunitler ileri derecede serpantinleşmiştir. Dunitler diyabaz-mikrogabro daykaları ile olan kontaklarında serpantinite dönüşmüştür. Genellikle serpantinleşmenin etkisi ile siyahımsı olarak gözlenen kümülat dunitler içerisinde kromitler çoğunlukla saçınımlı olarak gözlemlenir.

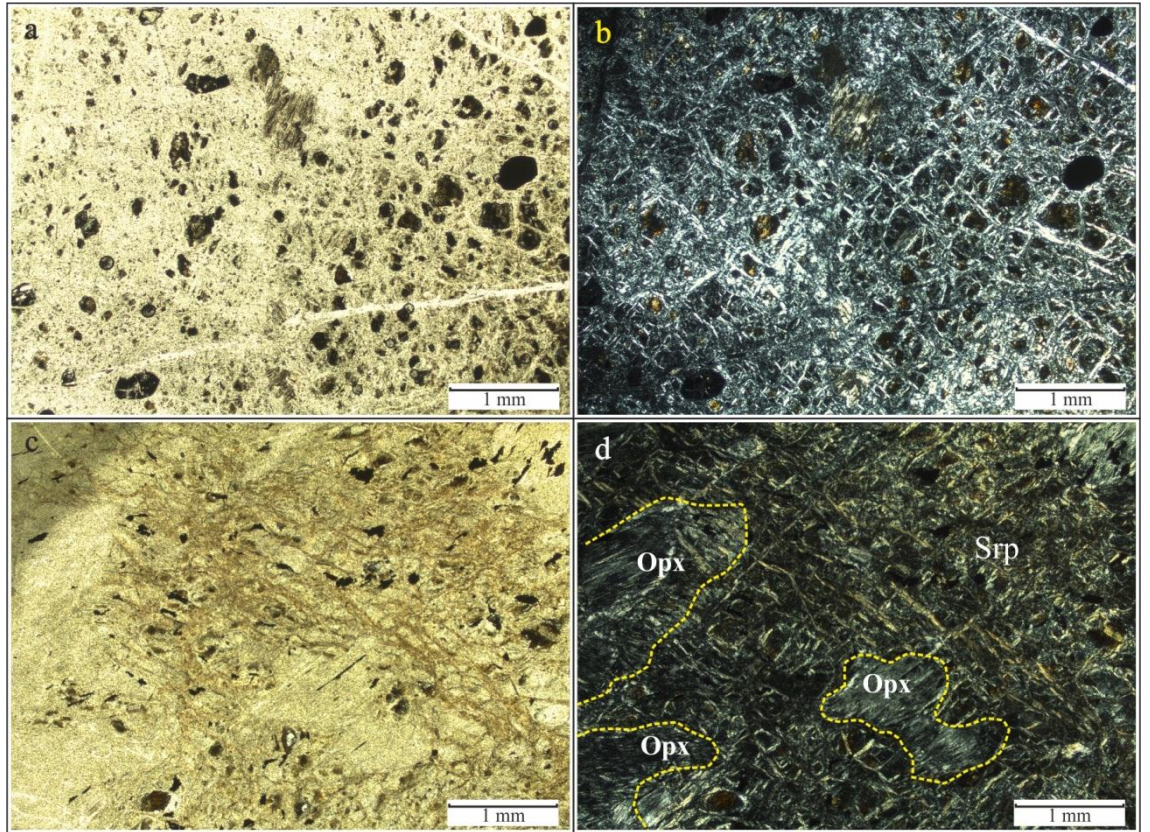
Kümülat dunitler olivin, serpantin, ortopiroksen, klinopiroksen, talk ve spinel minerallerinden oluşmaktadır. Olivin ince kesitlerde neredeyse yok denecek miktardadır. Bunun sebebi kayacın gerek tektonit-kümülat kontağına yakın olması, gerekse fayların etkisi ve geçirmiş olduğı hidrotermal alterasyon sonucunda gelişen serpantinleşmedir. Elek dokusu kayaçta hakimdir. Krizotil, antigorit ve lizardit türde serpantin mineralleri gelişmiştir. Alterasyonun en son ürünü olarak talk gözlenmektedir.

Kayaç içerisinde çok az miktarda da olsa gözlenen ortopiroksen ve klinopiroksenler kısmen kalık olarak gözlenmektedir. Spinel mineralleri kısmen yuvarlaklaşmış, yer yer

öz şekilli olarak gözlenir. Dunit içerisindeki spinellerde serpantinleşmiş olivin kapanımları olağandır.



Şekil 4.60. Kümülat dunitlerin diğer kayaçla olan ilişkileri.

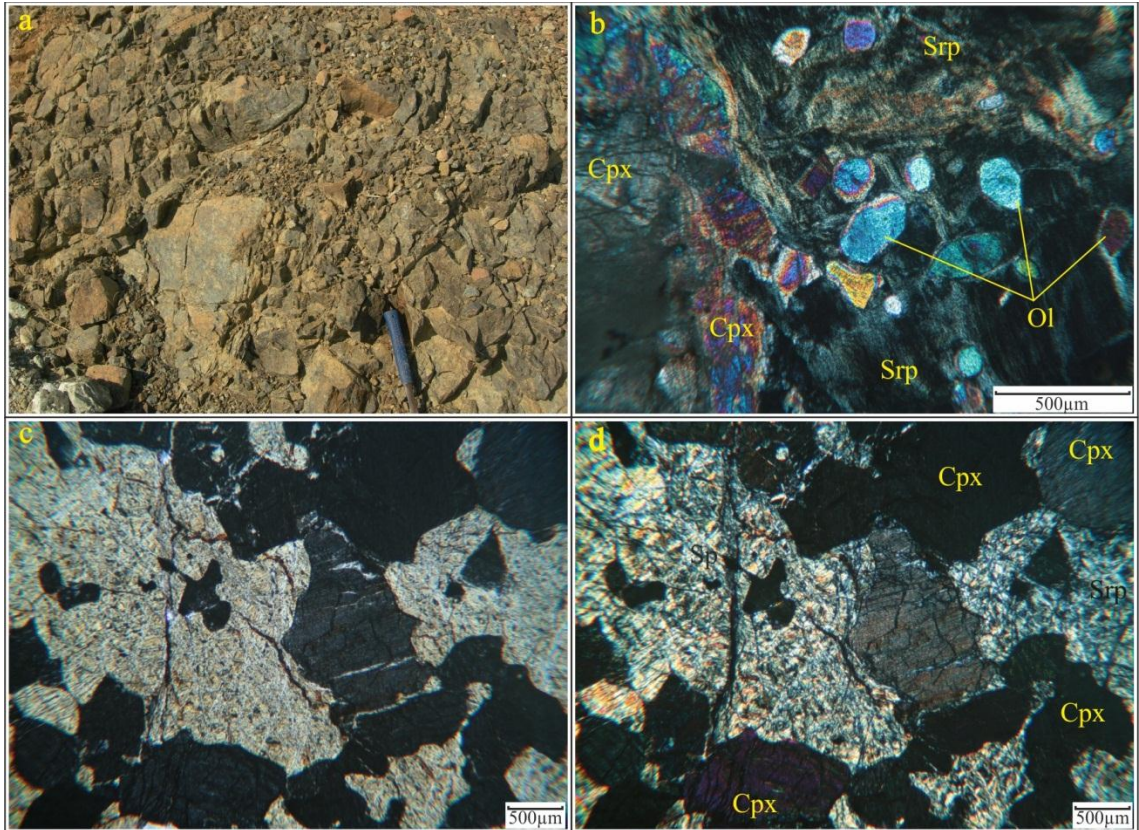


Şekil 4.61. Serpantinleşmiş dunitlerde gelişmiş elek dokusu ve adacıklar şeklinde gözlenen olivinlere ait genel görünüm (a, b), serpantinleşmiş dunit içerisinde gözlenen bastıtılmış ortopiroksenler (c, d) (Opx: Ortopiroksen, Srp: Serpantin).

4.2.2.3. Verlit

Verlit koyu yeşil, siyahımsı olup, sahada ilk anda harzburjiti andırır (Şekil 4.62 a). Bu durum kümülat istifinde diğer kayalardan ayrılmasında kolaylık sağlar. Verlitteki klinopiroksenler yeşilimsi renk tonu sunarlar. Makro ölçekte spinel gözlenmez. Verlitler içerisinde yer alan klinopiroksenler zaman zaman magmatik bantlanmalar göstermektedir. Verlitler de yer yer serpantinleşmiştir. Kayaç inceleme alanındaki ofiyolitik kayaçların tamamında gözlenen serpantinleşmeden yoğun olarak etkilenmiştir (Şekil 4.62 b, c, d).

Verlitlerden hazırlanan ince kesitlerde; olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, serpantin mineralleri (lizardit, klinokrizotil) ve spinel tespit edilmiştir. Tipik olarak adkümülat yapısı gösteren verlitler içerisinde bulunan olivinlerin önemli bir miktarı serpantinleşmeye mağruz kalmıştır (Şekil 4.62 b, c, d). Serpantinleşme sonunda olivinlerde elek dokusu gelişmiştir.



Şekil 4.62. Gökarık ocağın kuzeybatısında gözlenen altere verlit (a), küçük taneli taze olivinlerin serpantin ve klinopiroksen birlikteliği (b), serpantinleşmiş olivinler ile çevrelenmiş klinopiroksenler (c, d) (Ol: Olivin, Cpx: Klinopiroksen, Sp: Serpantin).

Altere olmamış veya nispeten az miktarda altere olmuş klinopiroksenler öz şekilli - yarı öz şekillidir. Kısmen tek yönde, nadiren de ince kesitlerde iki yönde dilinimlidir. Klinopiroksenler genellikle iri taneler halindeki izlenir. Bastitleşmenin ileri boyutta olduğu klinopiroksenler ince kesitte kalık olarak gözlenir. Ortopiroksenler % 1'den az olarak bulunurlar ve klinopiroksene oranla küçük kristallidir.

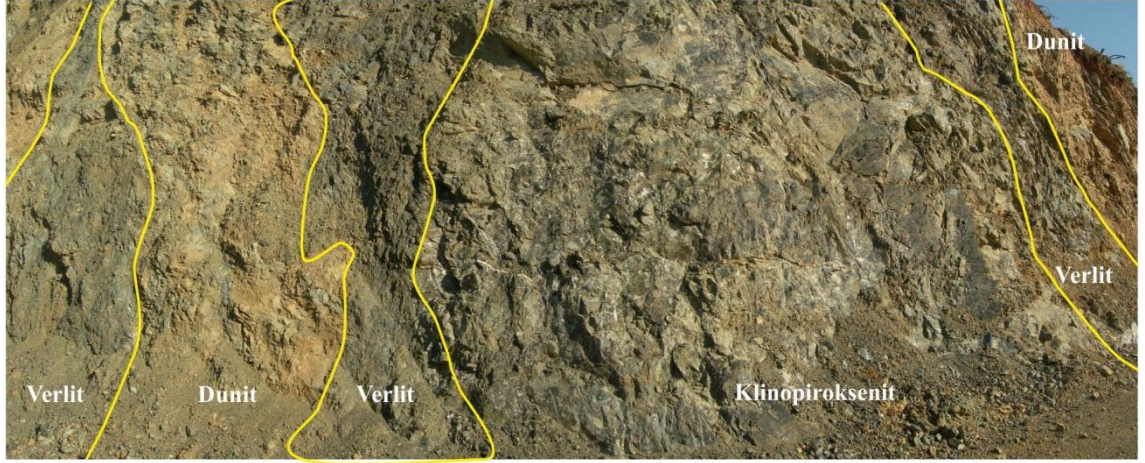
4.2.2.4. *Klinopiroksenit*

Verlitlerin üzerinde gabrolara yakın alanlarda klinopiroksenitler bulunur. Oksitlenmiş dış yüzeyleri kırmızımsı kahverengi, taze kırık yüzeyleri açık yeşil, bronz renklidir. Taze kırık yüzeylerinde klinopiroksenler sarımsı yeşil, bronz renkler camsı parlaklığı ile belirgindir. İçerisinde çok az (< % 5) olivin bulunur. Bu nedenle serpantinleşme yaygın değildir. Klinopiroksenlerde ise bastitleşme yaygındır.

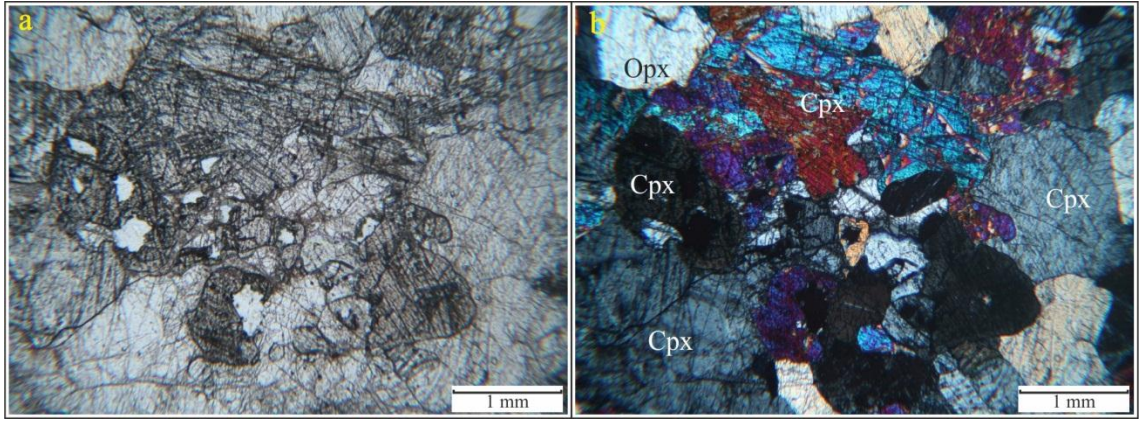
Klinopiroksenit, verlit ve dunit, olivin ve klinopiroksen oranlarındaki değişmelerle beliren ritmik katmanlanmalar sunarlar (Şekil 4.63). Tane boyutlarında da değişimler sergileyen katmanlar 3 - 4 mm veya 3 - 4cm kalınlığındadırlar. Verlitler kalınlıkları birkaç cm ile birkaç metre arasında değişmektedir. Bu bantlanmalar haritalanamayacak kadar sık ani geçişli olması nedeniyle klinopiroksenit olarak haritalanmıştır. Klinopiroksenit seviyeleri gabroya yaklaşıldığında sıklaşır ve katmanlarda belirgin bir kalınlaşma izlenir.

Klinopiroksenler kayacın tamamına yakının oluşturmaktadır. Kayaçta mesokümülat ve adkümülat dokulu olup (Şekil 4.64), kayaç zaman zaman pegmatitik yapı göstermektedir. Klinopiroksen dışında olivin ve serpantin mineralleri bulunmaktadır.

Klinopiroksenlerde yaygın olarak bastitleşme gözlenir. Klinopiroksenlerde eksolüsyon lamelleri yaygındır. Yer yer kink bantları izlenir. Olivinler kısmen serpantin minerallerine dönüşmüştür. Serpantinleşmemiş olivinler ise adacıklar halinde gözlenmektedir.



Şekil 4.63. Ultramafik kümülatlara ait dunit, klinopiroksenit-verlit ve dunitlerin Gökarık kromit yatağının kuzeybatısındaki genel görünümü.



Şekil 4.64. Klinopiroksenit içerisinde farklı süreçlerde kristallenmiş klinopiroksenitler (a: Tek nikol, b: çift nikol) (Opx: Ortopiroksen, Cpx: Klinopiroksen).

4.2.2.5. Gabro

Verlit ve klinopiroksenitler istifin üst seviyelerine doğru troktolit seviyesiyle mafik kümülatlara geçer (Özeren, 1990). Mafik kümülatlar gabro türü kayalarla temsil edilir. İnceleme alanının kuzeybatısı ile doğusunda ve Deliömer Deresi boyunca gözlenir (Şekil 4.58). Mafik kümülatların kalınlığı ~ 600 metredir (Özeren, 1990).

Mafik kümülatların en alt seviyelerini yanal devamlılığı olmayan ve geçiş karakteri sunan troktolitler oluşturur. Kalınlığı en fazla 15 metre olarak Fabrika Sırtının kuzeybatısında gözlenmektedir. Troktolitler olivinli gabrolara geçiş gösterirler. Troktolitler haritalanamayacak boyutlarda olduklarından olivinli gabro ve gabrolar ile birlikte gabro olarak haritalanmıştır.

Olivinli gabrolar yer yer troktolitler olmaksızın kümülat dunitler ve verlitlerin üzerinde yer alırlar. Olivinli gabroların dunit ve verlit ile olan geçiş ilişkileri en iyi Deliömer Deresinde gözlenmektedir. Alterasyonun yoğun olduğu alanlarda göreceli daha kahvemsî renk sunan birim, daha az altere olmuş alanlarda ve istifin daha üst seviyelerde açık yeşil ve beyazımsı renklidir. Arazide iri kristalli gözlenirler. Kalınlığı değişken olan olivin gabrolar üst seviyelere doğru gabrolara geçiş gösterirler. Gabroların alt seviyelerinde kalınlığı 10 metreye ulaşmayan katmanlı gabrolar bulunmaktadır. Katmanlı gabrolar iri taneli kristallerden oluşmaktadır (Şekli 4.65). Karaman (1987)'e göre zaman zaman pegmatitik gabro cepleri içerirler.



Şekil 4.65. Gökarık kromit yatağı batısında; katmanlı gabronun genel görünümü (a), altere gabro ve serpantinleşmiş dunitin sınırı.

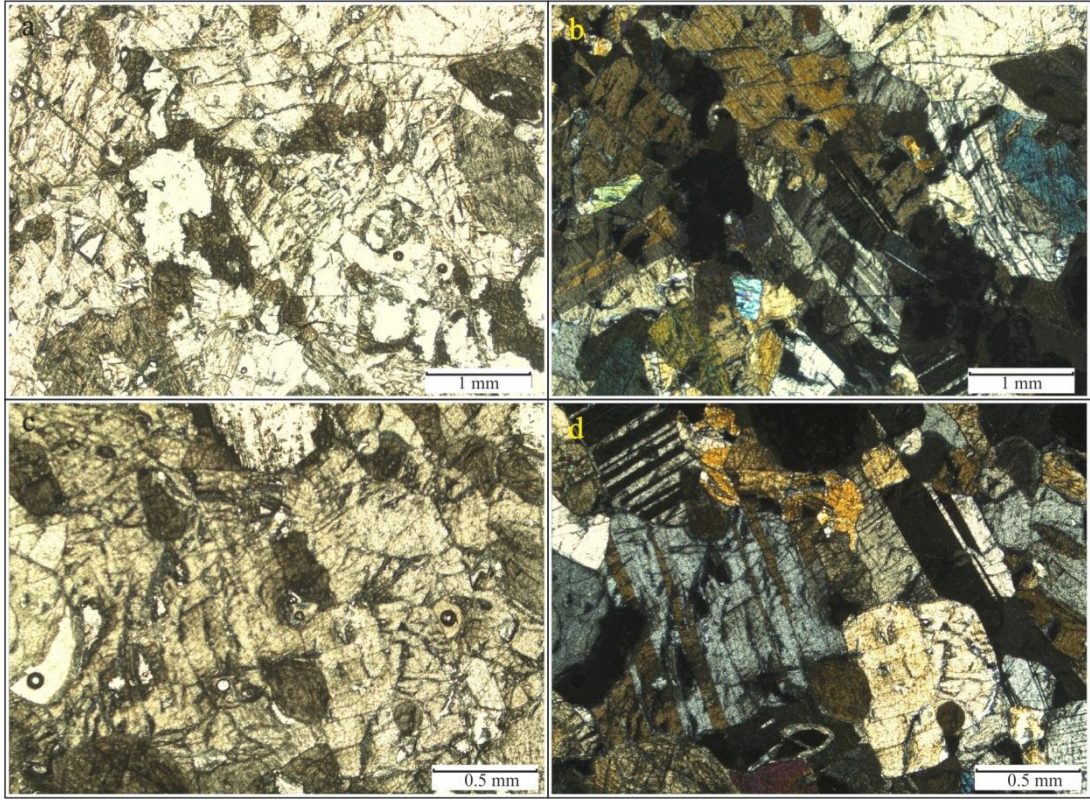
Koralay, (2000) tarafından olivinli gabrolar içerisinde löko-mela gabro aralanmaları ve pegmatitik gabro seviyeleri tespit edilmiştir. Olivinli gabrolar içerisinde görülen löko-mela gabro aralanmaları kayacı oluşturan piroksen, olivin ve plajiyoklaz minerallerinin oranlarının değişmesiyle ilgilidir.

Olivinli gabrolar içerisinde görülen diğer bir kayaç pegmatitik gabrolardır. Oldukça iri kristalli olan taneler, birbirleriyle sıkı sıkıya kenetlenmiştir (Karaman, 1987). Piroksen kristalleri yeşil, yeşilimsi kahverenkli ve dilinimli olarak gözlenirler. Plajiyoklaz

kristalleri alterasyonlar ve demir boyanmaları nedeniyle krem renkli gözlene de taze olan plajiyoklazlar beyaz renklidir.

İzotropik gabrolar Gökarık Deresi'nin güneydoğusunda oldukça yumuşak bir topoğrafya sergileyen alanda bulunur. Oksitlenmiş dış yüzey rengi gri, sarımsı gri, taze kırık yüzeylerinde ise açık gri olarak gözlemlenir. İnceleme alanı içerisinde gabroların yüzlek verdiği alanlarda mineral yönlenmesi gözlenmemiştir.

Olivinli gabrolarda mikroskopik çalışmalarda klinopiroksen, plajiyoklaz, olivin, klorit ve prehnit tespit edilmiştir. Olivinli gabrolar tipik olarak adkümülat dokuludur. Klinopiroksenler öz şekilli - yarı öz şekilli kristaller halinde görülürler. Olivinler ile olan sınırları oldukça girintili ve çıkıntılı olarak gözlenmektedir. Klinopiroksenlerin ojit bileşiminde oldukları 2V açılara göre saptanmıştır. Klinopiroksenler de klorite dönüşümler gözlenmektedir (Şekil 4.66 a, b, c, ,d). Plajiyoklazlar 2V açısına göre labrador olarak tespit edilmiş olup, plajiyoklazlarda serizitleşme ve karbonatlaşma yaygındır (Şekil 4.66 b, d).



Şekil 4.66. TK 481 no'lu katmanlı gabro örneğine ait ince kesit görüntüleri. Klinopiroksence zengin seviyeye (a, b), albit ikizlenmeli plajiyoklazların zengin olduğu seviye (c, d).

Olivin, plajiyoklaz ve klinopiroksen kristalleri arasında öz şekilsiz olarak görülür. Olivinler kısmen serpantin minerallerine dönüşmüştür.

İzotrop gabrolarda ise plajiyoklaz, klinopiroksen, olivin, klorit, epidot, prehnit ve aktinolit tespit edilmiştir. Plajiyoklazlar labrador bileşimli olup karbonatlaşma ve serzitleşme yaygındır. Klinopiroksenler ojit olup, plajiyoklazlar arasında öz şekilsiz olarak gözlenir. Uralitleşme sıklıkla gözlenir. Olivin % 2'den az olup kısmen serpantine dönüşmüştür.

4.2.2.6. Damar Kayaçları:

İnceleme alanı içerisinde gözlenen daykların kalınlıkları 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasında gösterilemeyecek kadar ince olmasından dolayı jeoloji haritasına abartılarak işlenmiştir (Şekil 4.58). Kalınlıkları 0,5 – 10 metre arasında değişen dayklar mikrogabro ve diyabaz olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanı içerisinde gözlenen dayklar hem tektonikleri hem de kümülatları kesmektedir (Şekil 4.67). Dayklar inceleme alanı içerisinde yüzeylenen Beyköy Melanjı içerisinde de bloklar halinde gözlenir.

İnceleme alanı içerisindeki daykların yan kayaçla olan kontaklarında birkaç milimetreden birkaç santimetreye varan pişme zonları bulunur ve camsı dokuya yaklaşılr. Bu zonlarda silisleşme, karbonatlaşma ve serpantinleşme gözlenir. Daykların kontaklarından merkeze doğru kristal tane boylarında büyüme gözlenmektedir. Boyları birkaç 10 metre ile 200 metre arasında değişmektedir. Daykların doğrultuları KD-GB'den KB-GD'ye değişir.

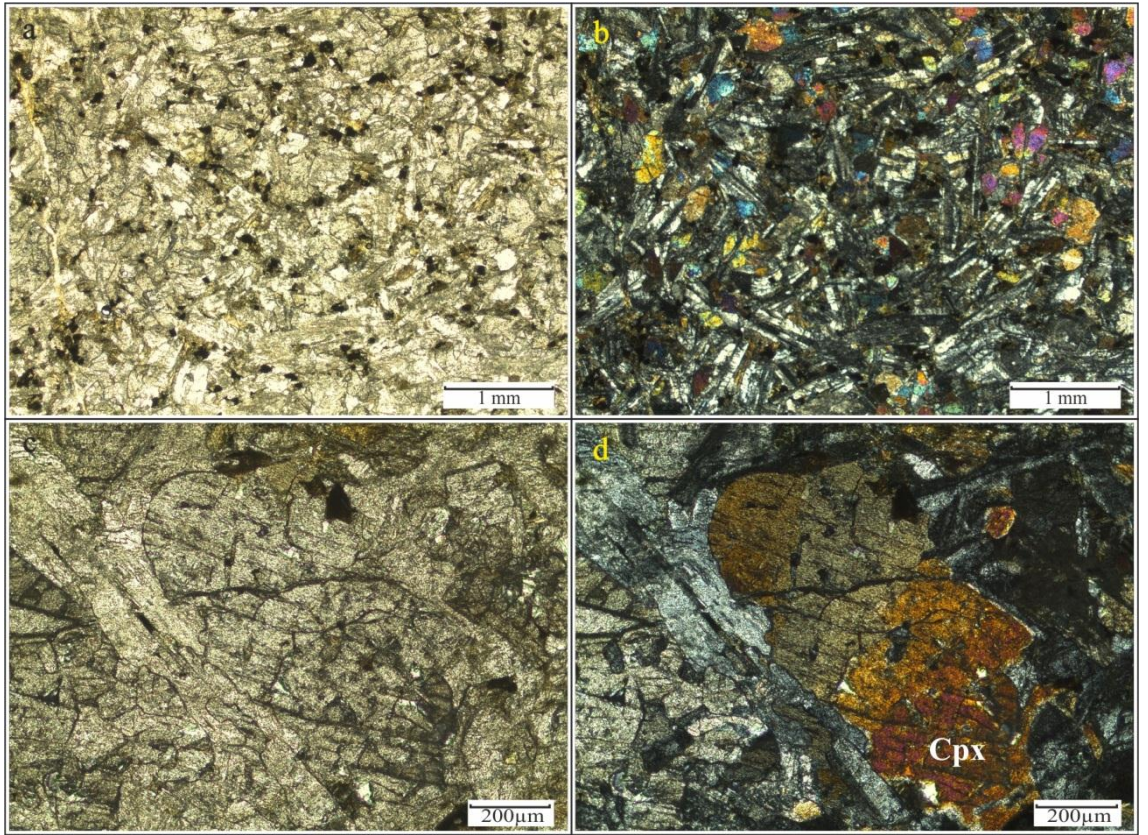
Diyabazlarda büyük çoğunlukta ince-orta kristalli ofitik - intersertal dokular egemendir (Şekil 4.68 a, b). Plajiyoklaz, klinopiroksen, olivin, klorit, prehnit ve epidot mineralleri gözlenmektedir. Alterasyonun yaygın olarak izlendiği diyabazlarda plajiyoklazlar karbonatlaşmış ve serizitleşmiştir. Çubuksu mineraller şeklinde gözlenen plajiyoklazlar andezin-labrador olarak tespit edilmiştir.

Uralitleşme ve kloritleşmenin yaygın olduğu klinopiroksenler yarı öz şekilli - öz şekilsizdir (Şekil 4.68 c, d). Kısmen diyopsit ve ojit olarak tespit edilen klinopiroksenlerin kenarlarından merkeze doğru klorite dönüşümler gözlenmektedir.

Prehnit kısmen damar dolgusu olarak gözlenir. Olivinler tamamen serpantinleşmiş durumdadır. Hidrotermal alterasyona bağlı olarak kırıklarda nadiren epidot gelişmiştir.



Şekil 4.67. Gökarık kromit yatağı ve farklı kalınlık ve devamlılıktaki karbonatlaşmış diyabazların arazi görünüşleri.



Şekil 4.68. TK 447 no'lu diyabaz örneğine ait ince kesitte ofitik doku (a, b), ikizlenme gösteren klinopyroksen mineralinin görünümü (c, d) (Cpx: klinopyroksen).

4.2.2.7. Kızılıcadağ Ofiyolitik Melanji:

İlk defa Poisson, (1977) tarafından tanımlanan Kızılıcadağ ofiyolitik melanji Tefenni yaylası ile Türkmentepe çevresinde görülür.

Arazide radyolarit ve kırmızı renkli kireçtaşlarının baskın olduğu yerlerde kırmızimsı kahverengi, bordo renklerde görülürken, serpantinitle, bazik ve ultramafik kayaların baskın olduğu yerlerde açık yeşil ve yeşilimsi gri renklerde görülür. Melanj içerisinde çeşitli boyutta kireçtaşı, harzburjit, serpantinitle, radyolarit, gabro, diyabaz ve volkanik kayalar blokları görülür. Kızılıcadağ ofiyolitik melanjinin matrisini mafik ve ultramafik kayalar ile kırmızı renkli kireçtaşları ve radyolaritler oluşturmaktadır.

Kızılıcadağ ofiyolitik melanjinin altında yatay veya yataya yakın bir tektonik dokanakra Yeşilova ofiyoliti bulunur. Üst dokanağı ise çalışma alanında gözlenmez. Kızılıcadağ ofiyolitik melanjinin oluşum yaşı Üst Senoniyen'dir (Sarp, 1976; Bilgin ve diğ. 1990). Kızılıcadağ ofiyolitik melanji kireçtaşı napının Yeşilova ofiyoliti üzerine yerleşimi sırasında oluşmuştur. Çalışma alanında üst dokanağı görülmeyen Kızılıcadağ ofiyolitik melanjin kalınlığı Karaman, (1987) tarafından yaklaşık 850 m. olarak belirlenmiştir.

4.2.3. TEFENNİ (BURDUR) BÖLGESİ KROMİT YATAKLARI

Tefenni – Yeşilova – Beyağaç üçgeninde kalan alan içerisinde pek çok kromit ve kromit yatağı bulunmaktadır. Tefenni bölgesi içerisinde Yeşilova ofiyoliti (Karaman, 1987) tektonit ve ultramafik kümülatlardan oluşmaktadır. Eksikli bir seri sunan ofiyolit içerisinde günümüzde işletilen ve terk edilmiş kromit yatakları dağınık bir halde bulunmaktadır. Tefenni bölgesi kromit yatakları Tefenni'nin batısında Tefenni Yaylası, Beyköy kuzeybatısında ve Niyazlar civarında gözlenmektedir. Karaman (1987), yapmış olduğu çalışmada tespit edilen kromit yataklarının tamamının tektonitler içerisinde olduğunu saptamıştır. Fakat inceleme konusu olan Gökarık kromit yatağı tektonitler ile ultramafik kümülatların geçiş zonuna yakın kümülat dunitler içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.58).

Tefenni bölgesinde bulunan yataklar kısmen yüksek Cr_2O_3 (% 32 - 54 Cr_2O_3) içermesine karşın rezerv anlamında büyük kromit yatakları (> 1 Milyon ton) yoktur (Karaman, 1987; Koralay, 2000). Rezervin göreceli büyük olduğu yataklarda ise Cr_2O_3

içeriği düşmektedir (% 8 - 25 Cr₂O₃). Cevherleşmeler faylar nedeniyle düzensiz podlar şeklindedir. Masif, saçınımlı, nadiren bantlı yapıda (Şekil 4.69) kromititler gözlenmektedir. Cevherleşmelerin yapısal konumları itibariyle tektonit-kümülat geçiş zonuna yakınlıkları ve tektonik etkilerin yoğun olması itibariyle cevherler ileri derecede serpantinleşmiş dunitlerde yer alır. Bu nedenle de kromitit ve dunitlerin birincil ilişkileri çok net olarak gözlenemez.

4.2.3.1. Gökarık Kromit Yatağı

Gökarık kromit yatağı 1950'li yıllardan günümüze kadar belirli dönemlerde işletilmiştir. Yatak K15B doğrultusunda ~500 metre uzunluğunda, 1-3 metre kalınlığında, doğrultu atımlı sağ yönlü faylarla parçalanmış bir birlerinden kopmuş kromitit zonlarından oluşur ve Gökarık Sırtı ve Sobualan Dere arasında yer almaktadır. Yatakta kromit üretimi açık işletme yöntemiyle yapılmakta olup, eski işletme dönemlerinde kuyu, galeri ve desandrilerle kromit üretimi yapılmıştır. Yatakta 2010 yılı Ağustos ayında üretim tek ocaktan yapılmakta olup, kromititlerin güneydoğu ucunda bulunan mostra ve yarmalarda arama sondajları devam etmekteydi.

İşletilen cevher zonu K 20 - 25 B doğrultulu, 35 - 40° GB'ye eğimli tektonit – kümülat sınırını kontrol eden fayın oluşturduğu ezik zon içerisinde yer alır. Cevher ultramafik kümülatların tabanında ileri derecede serpantinleşmiş dunitler içerisinde yer almaktadır. Fay zonundan uzaklaştıkça 1-15 cm arasında değişen kalınlıklarda kromit bantlanmaları gözlenmektedir. Fay zonuna yaklaştıkça kromititler saçınımlı ve masif olarak gözlenmektedir (Şekil 4.70).

Genel olarak kümülat istifine paralel olarak gözlenen kromitit cevher zonu 0.5 – 3 metre kalınlıktadır. Kromit bantları genellikle K20 - 25B doğrultulu olup 14 - 80° arasında değişen eğimlere sahiptir. Daykların kromititleri kestiği alanlarda yersel olarak kromit cevherinin eğim ve doğrultularında değişiklikler gözlenmektedir.



Şekil 4.69. Gökarık kromit yatağının güneydoğu ucunda gözlenen bantlı kromititler.



Şekil 4.70. Gökarık kromit yatağında fay zonunda masif – bantlı kromititlerin uzaktan görünümü.

4.2.4. BEYAĞAÇ (DENİZLİ) BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

İnceleme alanı içerisinde Likya Peridotiti biriminin Kuzey kesimine ait ofiyolitik kayalar içerisinde yer almaktadır. İnceleme alanı içerisinde yüzeylenmiş kayalar türleri tektonit harzburjit ve dunit ile bunları kesen mikrogabro ve diyabaz daykları ile piroksenit bantlarıdır. İnceleme alanında yüzeyde serpantinleşmenin yoğun olması nedeniyle, nispeten az serpantinleşmiş tektonit harzburjit ve dunit ancak sondaj karotlarında veya galerilerde gözlenmektedir.

Marmaris Ofiyoliti, Likya Naplarının en batı ucunda yer alır. Beydağları otoktonu'nun üzerindeki Likya Napları'nın en üst üyesidir (Graciansky, 1972). Ofiyolit napının altındaki birimler "Ara Ekayları Karmaşığı" olarak adlandırılmıştır (Graciansky, 1968, 1972). Bu istif, yaşları Karbonifer'den Paleosen'e dek uzanan çökellerden oluşur. Üst kesimde Turoniyen yaşta, ofiyolit ve mavi şist bloklulu vahşi fliş yer alır (Graciansky, 1972).

Yaklaşık 3000 km²'lik bir alanda yüzeyleyen Marmaris Ofiyoliti, yalnızca manto dizisi kayalarından oluşmuş, oldukça tekdüze, eksik bir ofiyolittir (Kaaden, 1959; Engin, 1969; Graciansky, 1972; Sarp, 1976; Juteau, 1980; Reuber ve diğ. 1984). Masifin tümü tektonit peridotitlerden oluşmuştur ve ultramafik kümülat bölümü tamamen aşınmış olmalıdır. Harzburjit en yaygın kaya türüdür. Genellikle masif olan harzburjitler, yüksek kesimlerde bantlı yapı gösterirler (Erendil, 2002). Bantlar harzburjit-dunit ya da harzburjit-ortopiroksenit ardalanmasından oluşur. Bant düzlemleri yataya yakın konumludur ve ofiyolit napının genel olarak yataya yakın konumlu olduğunu belirtir. Harzburjitler genellikle granoblastik dokuludur ve belirgin bir yüksek sıcaklık yapraklanması (S1) ve lineasyon göstermezler. Ancak masifte lineasyonlar genel olarak kuzeye dalımlı ve yapraklanma düzlemleri de doğu-batı doğrultuludur (Reuber ve diğerleri, 1984). Yüksek sıcaklık yapıları (S1) yanında milonitik deformasyon zonları vardır. Bu (S2) zonlarının bir kısmı dik konumlu ve yaklaşık K-G doğrultulu olup bir doğrultu atımlı fay etkinliğini yansıtır. Diğer zonlar ise, napın tabanına yakın kesimlerde izlenen, yataya yakın konumlu milonitik düzlemler oluşturur. Bu ikinci tür

deformasyon, okyanus içi ekaylanmalar sırasında kazanılmış olmalıdır (Reuber ve diğerleri, 1984).

Marmaris Ofiyoliti'nin tektonitleri, daha KD kesimlerde yayılım sunan Yeşilova Ofiyolitine göre daha seyrek olsa da izole diyabaz daykları ve gabroik dayklar tarafından kesilir.

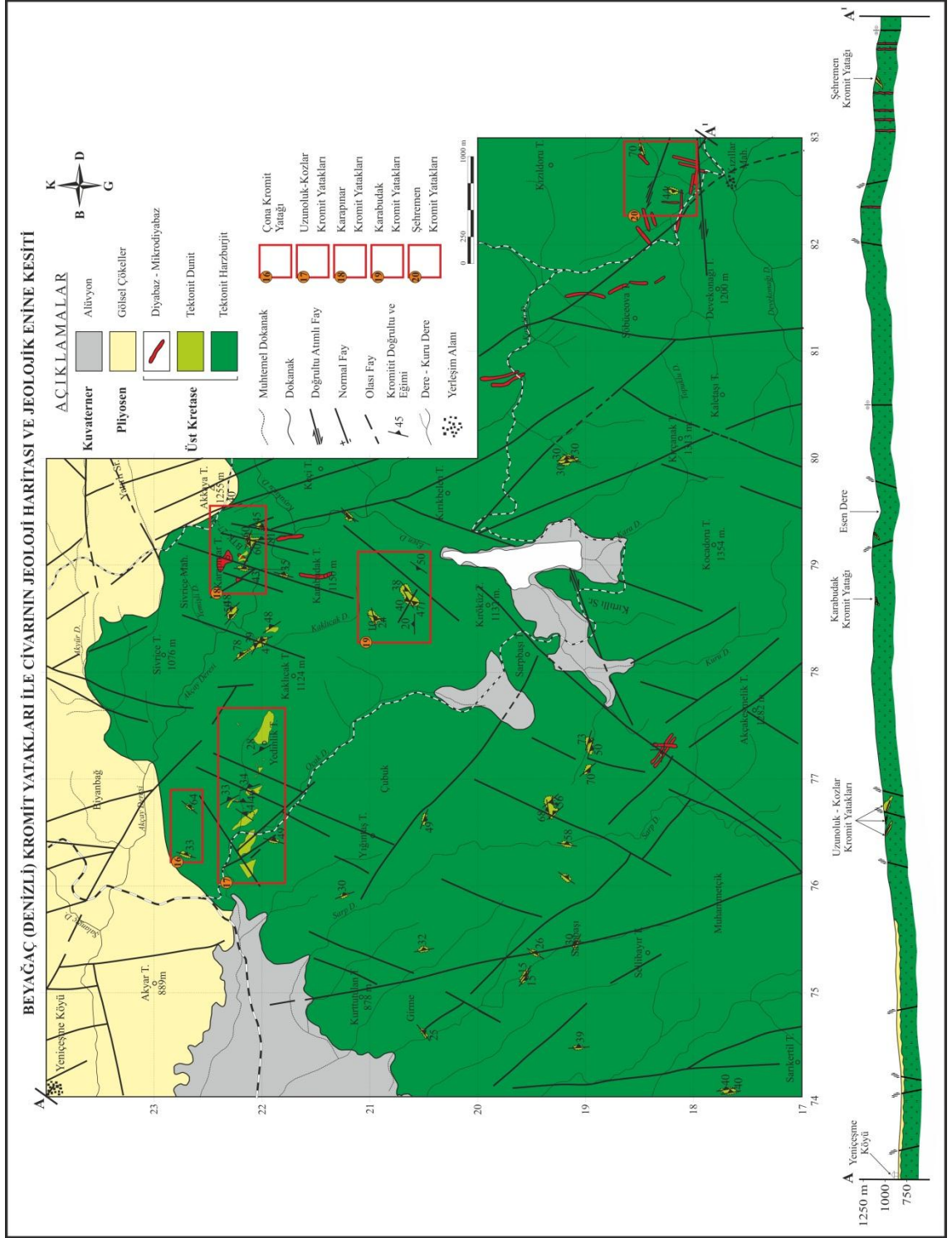
Ofiyolit naplarının hemen altında ise ofiyolit altı metamorfik taban kayaları yer alır. Çok fazlı kıvrımlanma gösteren bu istifler hornblendit, plajiyoklaz ya da epidotlu amfibolitler, epidot ya da mikalı kuvarsitler, muskovit - granat şistler ve mermer tabakalarını kapsar (Thuziat ve diğ. 1981). Alt düzeylerdeki kuvarsit-amfibolit ardalanması alta doğru düşük dereceli metamorfik kayalara ve metamorfik olmayan deforme radyolarit ve volkanitlere geçer. Kristallenme koşulları ise amfibolit fasiyesinin başlangıcını belirler. Bu istif içindeki amfibolit ve muskovit-şistlerde yapılan K-Ar radyometrik yaş tayinlerinde istifin yerleşim yaşını 83 - 102 My olarak hesaplanmıştır (Thuziat ve diğerleri, 1981).

İnceleme alanının dışında kuzey ve doğuda Likya Napları içerisinde yer alan kireçtaşları bulunmaktadır. Bu birim Acıpayam batısında yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile denştirilmiştir (Özpinar, 1987). Ofiyolit napları, Gülbahar Napı içerisinde yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının üzerinde tektonik dokanaklı gözlenir (Şenel 1997a,b,c,d).

Bölgenin kuzeyinde çakıлтаşı, kumtaşı, marn ve kireçtaşından oluşan Pliyosen - Pleyistosen yaşlı birim sedimentler açısız uyumsuz olarak gözlenmektedir (Özpinar, 1995,1997).

4.2.4.1. Tektonit Harzburjitler

Likya Napları içerisinde yer alan ve inceleme alanının büyük bir bölümünde gözlenen ofiyolitik kayaçların tamamına yakını tektonit harzburjitlerden oluşturmaktadır (Şekil 4.71). Taze el örnekleri ve mostralarda içerisinde % 80 – 85 oranında olivin, % 10-15 piroksen ve % 1 kadar spinel mineralleri gözlenmektedir.



Şekil 4.71. Yeniçeşme Köyü (Beyağaç – Denizli) Güney ve Doğusu Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti (Başı, 1988 den değiştirilerek).

Serpantinleşmenin yoğun olmasından ötürü dunitlerden rahatlıkla ayırt edilebilmektedir. Ayrışmış ve oksitlenmiş yüzeylerde kahverengimsi yeşil, mavimsi koyu yeşil renklere gözlenen harzburjitler taze kırık yüzeylerinde ise koyu yeşil – zeytin yeşili olarak gözlenmektedir (Şekil 4.72). Her iki yönde gelişmiş sık eklem sistemlerince parçalanmıştır. Eklem ve kırık yüzeylerinde serpantinleşme ve bastılaşma gözlemlenir.



Şekil 4.72. Tektonit harzburjitlerin arazideki genel görünümüleri.

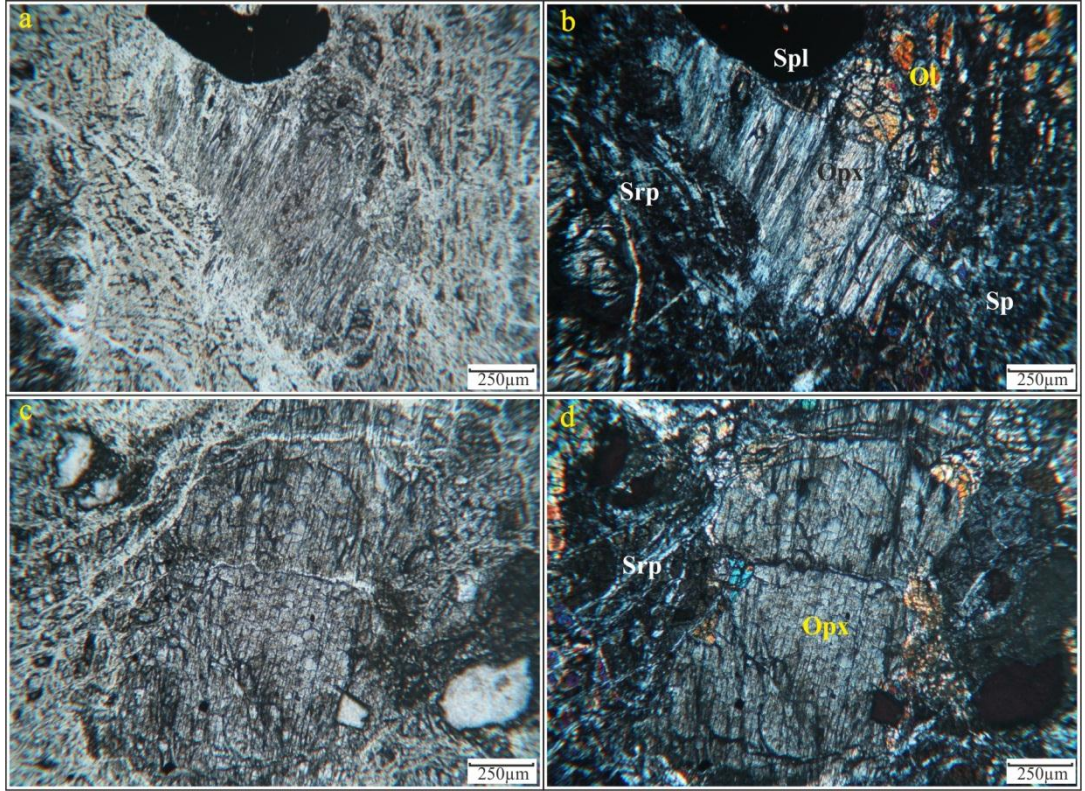
Genellikle orta ve iri taneli olup, düzensiz ve yarı düzensiz olivin kristalleri gözlenirken ortopiroksenler olivinlere nazaran daha öz şekilli kristaller sunmaktadır. Harzburjit içerisindeki olivin kısmen serpantinleşmiştir. Olivinler yeraltından alınan örneklerde daha az serpantinleşmiştir. Ortopiroksenler olivinlere nazaran ayrışmaya daha dayanıklı olduklarından ve dilinim yüzeylerindeki parıltıdan dolayı yüzlelerde rahatlıkla seçilmektedir. Yer yer ortopiroksenlerde bantlanmalar gözlenirse de bunlar bir devamlılık göstermezler.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Özpınar ve Bilgin, (1996) ve Akbulut, (2009) yapmış oldukları saha çalışmalarında harzburjitler içerisinde magmatik bantlanmalar gözlemiştir. Fakat yapılan saha çalışmalarında tektonit harzburjitler içerisinde magmatik bantlanmalara rastlanmamıştır. Harzburjitler içerisinde haritalanamayacak kadar dar alanlarda klinopiroksen ($> \% 5$) ve ortopiroksenlerin ($> \% 5$) birlikte gözlemlendiği lerzolitler gözlenmektedir. Lertzolitler harzburjitler içerisinde düzenli bir yapı sunmazlar.

Mikroskobik çalışmalarda harzburjitlerde serpantinleşmenin ileri düzeyde olduğu gözlenmiştir. Olivinlerin önemli bir kısmı serpantinleşmiş ve serpantinleşme sonucunda çok iyi gelişmiş elek dokuları saptanmıştır (Şekil 4.73 a, b, c, d). Olivinler adacıklar halinde küçük agregatlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.73b). Serpantinleşmenin az olduğu örneklerde iri olivin kristalinin kenarlarında daha küçük taneli olivinler gözlenmektedir. Ortopiroksenler açık gri renkleri ve dilinimleri ile rahatlıkla kendilerini göstermektedir Şekil 4.73 a, b, c, d). Genellikle porfiroblastlar şeklinde gözlenen ortopiroksenlerde bastitleşmeler yaygındır. Ayrıca ortopiroksenlerden klorite dönüşümler de tespit edilmiştir. Klinopiroksenler genellikle ortopiroksenlerin dilinimlerine paralel gelişmiş eksolüsyon lamelleri şeklinde olsa da, yer yer $\% 0,5 - 3$ oranında harzburjitler içerisinde yarı özşekilli olarak gözlenmektedir. Ayrıca ortopiroksenler klinopiroksenler içerisinde, klinopiroksenler de ortopiroksenler içerisinde küçük kapanımlar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.73 d). Klinopiroksen minerallerinde iyi gelişmiş kink bantları ve bükülmeler olağandır. Spineller ise uzamış ve elipsoidal kenarlı olarak harzburjitler içerisinde $\% 1$ 'e kadar gözlenir. Yarı yuvarlaklaşmış kenarlara sahip olan spineller içerisinde serpantinleşmiş olivin kapanımları mevcuttur (Şekil 4.73 a, b).

4.2.4.2. Tektonit Dunit

İnceleme alanı içerisinde kromitlere komşuluk eden dunitler, mercekler halinde gözlenmektedir. Kümülat dunitlere nazaran daha az bir kalınlık sunan tektonit dunitler harzburjitlerin içerisinde sık olarak gözlenmiştir. Kalınlıkları birkaç metre ile birkaç on metre arasında değişmektedir.

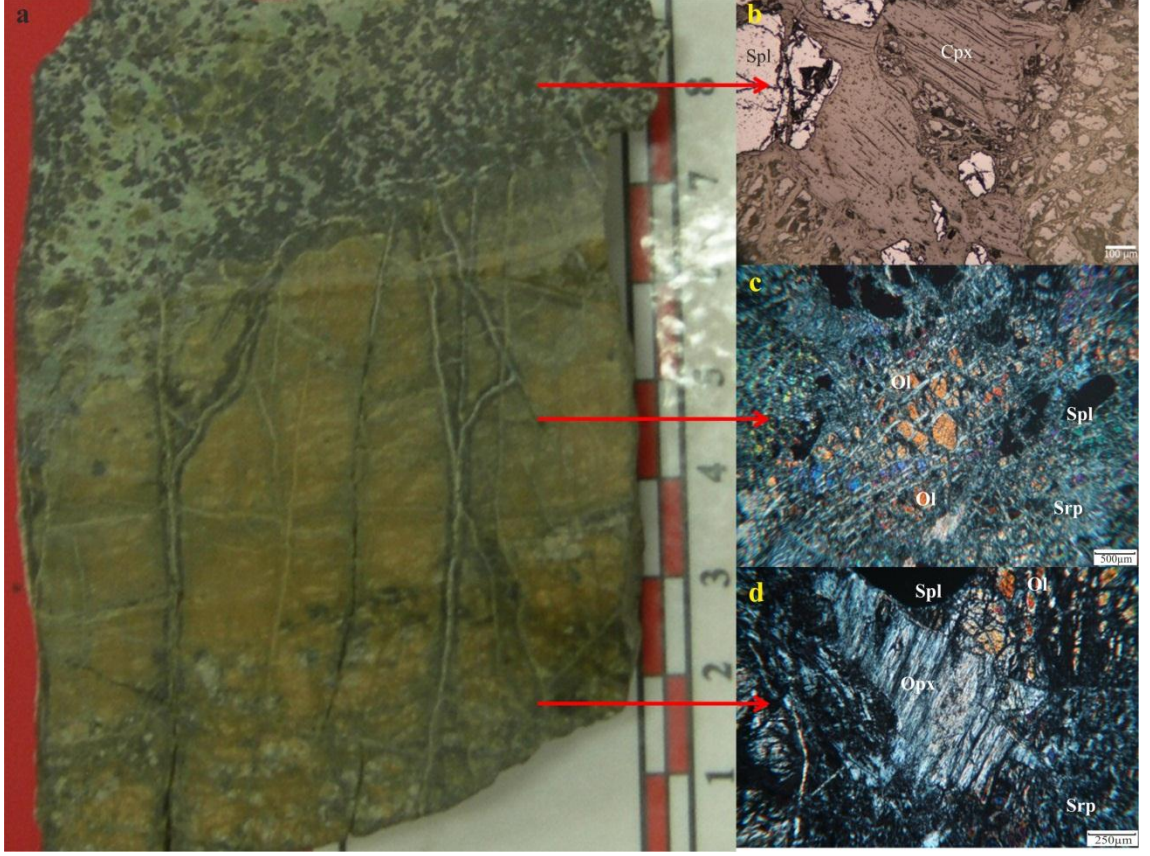


Şekil 4.73. Serpantinleşmiş tektonit harzburgit içerisindeki yuvarlaklaşmış spinel ve ortopiroskenin etrafını saran serpantinleşmiş olivinler (a, b), Ortopirosken içerisindeki klinopirosken kapanımı (c, d) (a, c: Tek nikol, b, d: Çift nikol) (Spl: spinel, Ol: Olivin, Opx: Ortopirosken, Sp: Serpantin).

Dunitler Akçay Deresi vadisinin her iki yamacında, Yedinlik Tepe ve Batısında, Kıröküz Tepenin Kuzeyinde, Kozaklı Tepenin Batısında, Kızıllar Mahallesi kuzeyinde, Sarıkertil Tepenin Kuzeybatısında, Sarpbaşı mevki ve Girme Mevkii civarında yoğun olarak serpantinleşmiştir. Ayrılmış yüzeyleri açık kahverengi, kızılımsı kahve ve soluk yeşil renklerde gözlenmektedir. Taze kırık yüzeylerinde ve ayrışmanın etkisinin nispeten az olduğu yüzlelerde yeşil, koyu yeşil renkler hakimdir.

Kromitit zonlarını çevreleyen birkaç cm ile birkaç on metre kalınlıklarda olan dunitler kısmen serpantinleşmiş olarak gözlenmektedir. Bazı kesitlerde özellikle faylı alanlara yakın noktalarda kayacın tamamına yakını serpantinleşmiştir. Elek yapısının çok iyi geliştiği dunitlerde serpantin minerali olarak lizardit, antigorit ve krizotil sıklıkla gözlenmekte olup yer yer iddingsit mineralleride bulunmaktadır. Dunitlerin içerisinde olivinler genellikle adacıklar şeklinde kalıntı olarak gözlenmektedir. Olivinler zaman zaman kum saati şeklinde sönmeler göstermektedir.

Dunitlerin harzburjitlerle olan geçişleri keskin değildir. BTK 33 no'lu örnekten hazırlanan kesitlerde serpantinleşme olmasına karşın iki birimin mikro ilişkileri net olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.74. BTK 33 örneğinde gözlenen kromitit-dunit-harzburjit magmatik bantlanması zonlanması (a), kromitite ait parlak kesit görüntüsü (b), dunit (c) ve harzburjite (d) genel ince kesit görünümlerine ait mikrofotolar

Dunit ve serpantin minerallerinin dışında spineller makroskobik çalışmalarda gözlenmekte olup, genellikle köşeli- yarı köşeli ve uzamış taneler şeklindedirler. Ortopiroksen ve klinopiroksen % 2'yi geçmez. Piroksenlerde bastitleşme ve kloritleşmeler yaygındır.

4.2.4.3. Damar Kayaçları

İnceleme alanı içerisinde kısmen cevherleşmeye yakın bölgelerde tektonit harzburjit ve dunitleri kesen mikrogabro ve diyabaz daykları gözlenmektedir. Ayırışmaya karşı dayanımı harzburjit ve dunitten fazla olan bu dayklar arazide kolaylık tespit edilir.

Okside olmuş dış yüzeyleri plajiyoklazlardaki ayrışmalar nedeniyle açık gri yer yer demiroksit sıvımalı, taze kırık yüzeyleri ise koyu gri renklidir. Daykların dunit ve

harzburjit ile olan kontaklarında birkaç cm ile 1 metre kalınlığa varan kontak metamorfik zonlar gelişmiştir. Bu zonlarda silisleşme, karbonatlaşma ve serpantinleşme yoğunudur. Daykların soğuma kenarlarında tane boyu ince ve ayrışma nispeten daha fazladır. Daykların çekirdeklerine doğru tane boyunda bir artış söz konusudur.

Dayklar Akçakesmelik Tepe'nin kuzeybatısında, Kızıllar Mahallesi Batısı ve kuzeyinde, Söbeceova Tepesi, Kozaklı Tepe Güneyi, Karabudak ve Karapınar Tepe, Kaklıcak Tepe ve Yedinlik Tepe kuzeybatısında gözlenmektedir. Bunlar genellikle KB-GD doğrultuludur.

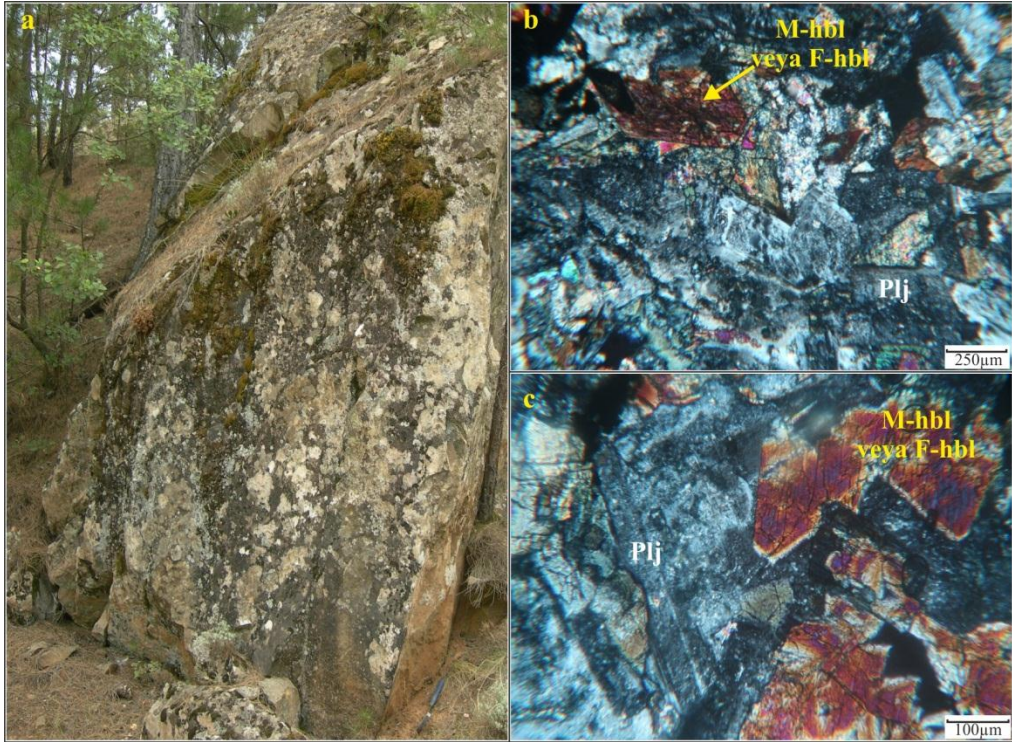
Damar kayaçlarından diyabaz–mikrogabrolar içerisinde plajiyoklaz, klinopiroksen, epidot, klorit, serizit ve prehnit gözlenmektedir. Mikrogabrolarda alterasyonlar yoğun olarak gözlenmekte olup, plajiyoklazlarda serizitleşme ve karbonatlaşma, klinopiroksenlerde ise kloritleşme ve uralitleşme yaygındır. Alterasyonunun ileri derecede olduğu ince kesit örneklerinde ilksel doku kaybolmuştur. Plajiyoklazlar kısmen labrador olarak tespit edilmiştir. Kayacın yerleşiminden sonra gelişmiş olan kırıklar içerisinde kalsit ve kuvars gözlenmekte olup, opak mineraller nadiren gözlenmektedir. Diyabazlar ve mikrogabrolarda ofitik doku hakimdir (Şekil 4.75).

Diyabazlar da mikrogabrolarda olduğu gibi alterasyona mağruz kalmıştır. Alterasyon sonucunda plajiyoklazlarda serizitleşme ve karbonatlaşma, klinopiroksenlerde ise uralitleşme - kloritleşme oldukça yaygındır. Plajiyoklazlar kısmen labrador bileşimlidir. Klinopiroksenlerde uralitleşmenin ileri derecede olduğu durumlarda mineral tamamen klorite dönüşmüş olarak gözlenir.

Diyabaz ve mikrogabroların dışında, inceleme alanı içerisinde, parajenezinde Na-piroksen, kalsik amfibollerin (ferrohornblend - magnezyohornblend) ve plajiyoklazın bulunduğu ve Prof. Dr. Sinan ÖNGEN tarafından Kamptonit olarak tanımlanan lamprofir tipi damar kayaçları yer almaktadır.



Şekil 4.75. Karabudak Tepe mevkiinde harzburgitleri kesen diyabaz daykı ve harzburgitlerde gelişen alterasyon (a), ile harzburgitleri kesen diyabaz daykının ince kesitteki genel görünümü (b: tek nikol, c: çift nikol).



Şekil 4.76. serpantinleşmiş harzburgitleri kesen kamptonit türü lamprofirin genel görünümü (a), ve plajiyoklaslar tarafından kemirilmiş magnezyohornblend veya ferrohornblendlere ait ince kesit mikrofotoları (b, c) (M-hbl: magnezyohornblend, F-hbl: ferrohornblend, plj: plajiyoklaz).

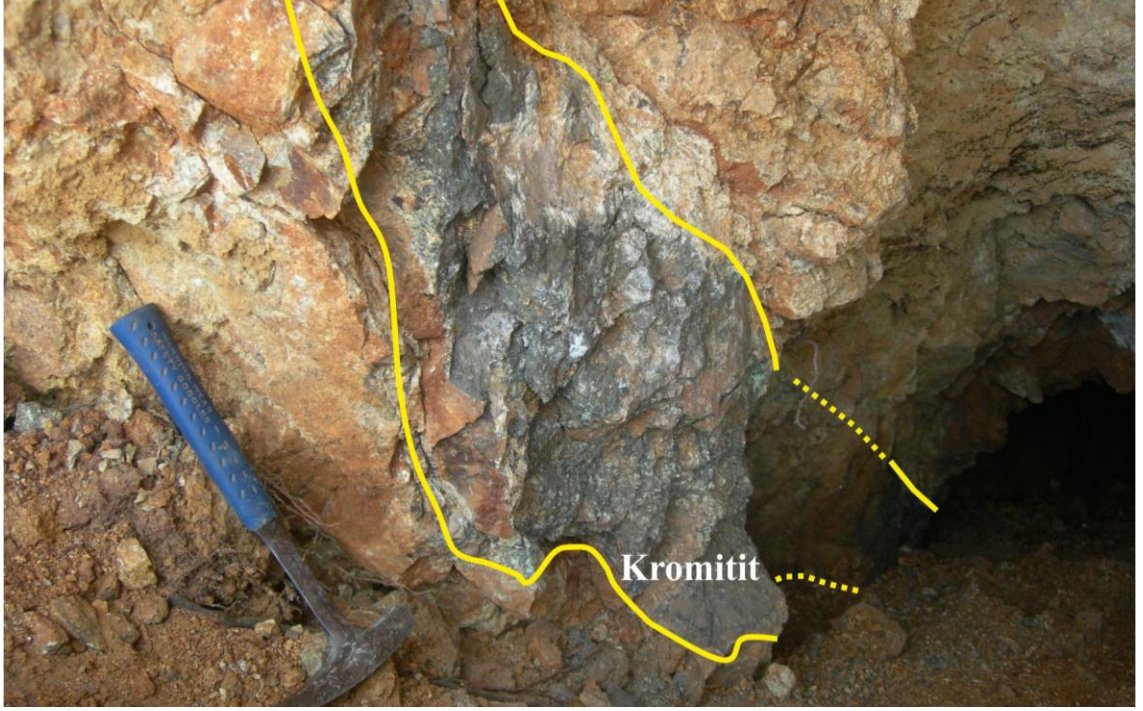
4.2.5. BEYAĞAÇ (DENİZLİ) BÖLGESİ KROMİT YATAKLARI

Beyağaç bölgesinde inceleme konusu olan kromitler Kozlar Köy'ünün Güneydoğusunda kalmaktadır. Kromitler, Marmaris peridotiti içerisinde bulunan ve üst mantonun ürünleri olan harzburjit ve dunitlerde bulunmaktadır. Tektonit harzburjit içinde yer alan dunitler birkaç cm ile birkaç on metre kalınlık gösterirler. Kromitler genellikle masif, saçınımlı, orbiküler ve nodüler olarak gözlenmektedir. Bantlı kromitler oldukça sınırlı alanlarda izlenir. Genellikle mercekek veya eğim yönündeki devamlılıkları, doğrultu yönündeki boyutlarından fazla olan masif kütleler şeklindedir. Kromitlerin büyüklüğü etrafını saran dunit zarfın kalınlığı ile ilişkili değildir. Kromitler faylar ile kesilip ötelense de genellikle kromitit podları bir doğrultu boyunca izlenebilir. Uzunluk – Kozlar bölgesindeki kromit yatakları bunun en iyi örneği olup ~ D-B yönünde bir doğrultu izlemektedir (Özpinar, 1989).

Beyağaç bölgesinde incelenen kromit yatakları Türk Maadin Şirketine ait işletilen ve terkedilmiş kromit yataklarında arazi çalışmaları yapılmıştır. İncelenen Kromit yataklarından Çona, Meşelidüz, Şehremen Kromit yataklarında üretim kapalı işletme yöntemi ile yapılmaktadır. Karapınar, Sarp ve Karabudak Kromit yataklarından açık işletme usulü ile kromit çıkarılmaktadır. Karabudak Kromit yatağı ve Sarp Kromit yataklarında kromit arama sondajları 2010 yılı itibariyle sürdürülmektedir.

4.2.5.1. Çona Kromit Yatağı:

İnceleme alanının en kuzeyinde bulunan kromit yatağıdır. Uzunluk-Kozlar Kromit yatağının kuzeyinde, Yedinlik Tepenin kuzeybatısında ve Akçay Deresinin güneyinde yer almaktadır. Kromit yatağında 8 metreye 10 metrelik bir yarmada iki adet G40B gidişli desandri bulunmaktadır. Yaklaşık 40°'lik eğimle açılmış desandri girişinde K45D doğrultulu 64 GD'ye eğimli masif kromit merceği - bantı gözlenmektedir. Galeri girişinin çökmesi nedeniyle devamlılığı 4 metre olarak gözlenen masif kromitit, yaklaşık 35 cm kalınlıkta gözlenmektedir (Şekil 4.77).



Şekil 4.77. Çona kromit madeni terk edilmiş desandri girişinde gözlenen kromitit bantı.

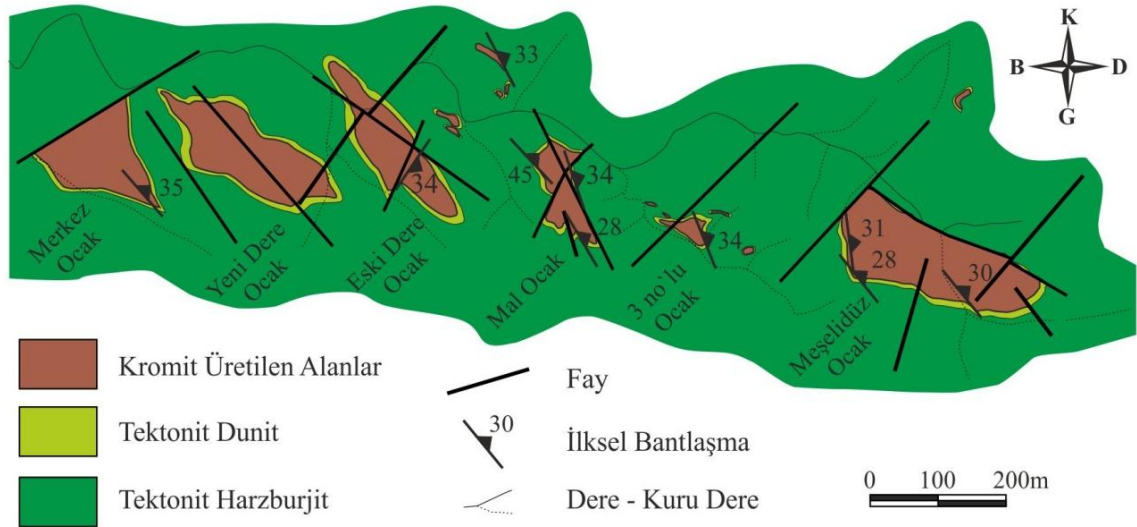
Kromititlere serpantinleşmiş dunitler komşuluk eder. Dunit tamamen serpantinleşmiş durumdadır. Kromitit içerisinde piroksenlerin bozuşmasıyla oluşmuş yeşil klorit ve tremolitler gözlenmektedir.

4.2.5.2. Uzunluk-Kozlar Kromit Yatakları

Çona kromit yatağının güneyinde, Türk Maadin İşletme Binalarının Batısında, Akçay Deresinin güneyinde doğu-batı yönünde uzanan 8 adet terk edilmiş kromit ocağı ve 2010 yılı itibarıyla üretime devam edilen Meşelidüz Kromit ocağının içerisinde yer aldığı önemli bir cevherleşme zonudur. Yaklaşık 1500 metre uzunluğunda ve 400 metre kalınlığındaki zon içerisinde 6 adet kromititten oluşmaktadır. Cevherlerin bir birleriyle direkt bağlantısı yoktur. Merkez, Eski İğdinli, Yeni Dere, Eski Dere, Mal, Yeni İğdinli, 3 No'lu, Meşelidüz ve Kartal Düneği Ocaklarından oluşmaktadır (Özpınar, 1989). Kromititler çoğunlukla faylarla sınırlandırılmıştır. Ocaklardaki kromitit – dunit birincil sınırları kısmen K – KD doğrultuya sahip olup 23 - 60° D – GD'ye eğimlidirler (Şekil 4.78). 2010 Ağustos döneminde yukarıda bahsedilen kromit ocaklarından sadece kromit üretimi yapılan Meşelidüz kromit yatağında incelemeler yapılmıştır.

4.2.5.2.1. Meşelidüz Kromit Yatağı

Akçay Deresinin güneyinde, dere kotundan 10 metre yüksekte bulunan Çınar Galerisi ile Kromit yatağına ulaşım sağlanmaktadır. 2,5 metre yüksekliğinde ve 3,5 metre genişliğinde, ~750 metre uzunluğunda harzburjitler içerisinde açılmış galeri tahkimatsızdır. Galeri sonunda desandri ile kromitit damarına ulaşılmaktadır. Kromititin kalınlığı ortalama 1 metre olup, saçınımlı ve masif cevher gözlenmektedir. Cr_2O_3 içeriği % 25 - 45 arasında değişmektedir. Kromitit-dunit magmatik bantlaşması K-G doğrultulu olup 42 D'ya eğimlidir. Desandri tabanında su olması nedeniyle cevher sınırlı olarak takip edilebilmiştir. İşletilmekte olan kromitit yaklaşık uzunluğu 5 metre olup, eğim yönündeki devamlılığı yaklaşık 20 metredir (TMSŞ Jeoloji Müh. Tahir Acar Sözlü görüşme).



Şekil 4.78. Uzunoluk-Kozlar Kromit yataklarına ait jeoloji haritası (Özınar, 1989 ve Türk Maadin Şirketi, 2008'den değiştirilerek).

4.2.5.3. Karapınar Kromit Yatağı

Karapınar Tepenin güney-güneydoğusu ile Akçay Deresi arasında ve vadi yamacına paralel olarak uzanan eski işletmelerden oluşmaktadır. Bölgedeki en eski kromit üretilen ocakların bulunduğu bu alanda 4 adet terk edilmiş kromit yatağı bulunmaktadır. Bu yataklarda cevher üretimi ilk olarak dar bir alan içerisinde açık işletme yöntemiyle yapılmış, olasılıkla cevherin eğiminin artması veya kalınlığının azalması nedeniyle eğimli galeriler açılarak üretime devam edilmiştir. Galeri ağzlarında göçük olduğundan galerilerde inceleme yapılabilme şansı bulunamamıştır. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru sıralanmış 3 adet eski kromit ocağında arazi çalışması yapılabilmektedir.

4.2.5.3.1. Kromit Ocağı 1

K3D doğrultusunda cevhere paralel olarak açılmış yarmada ki kalıntılarında bantlı kromititler gözlenmektedir. Dereye paralel 20 metre uzunluğunda yaklaşık 8 metre genişliğinde bir yarmada kromititler kataklastik ve masif olarak gözlenmektedir. Yer yer ince bantlanmaların izlendiği yarmada dunit sadece kromititlerin olduğu alanda tespit edilebilmiştir. Kromitit ile dunitin sınırı K3D doğrultulu olup 60 GD'ye eğimlidir. Kromit dunit bantlanması dunit harzburjit ile aynıdır. Dunitin kalınlığı 4 cm ile 2 metre arasında değişmektedir.

4.2.5.3.2. Kromit Ocağı 2

Karapınar Tepe'nin güney - güneydoğu'sunda kalan ocak Türk Maadin Şirketi tarafından Karapınar Ocağı olarak isimlendirilmektedir. Bölgedeki en eski işletme olduğu Jeoloji Mühendisi Tahir ACAR (TMSŞ) tarafından aktarılmıştır. Kuzey ekseninde 25 metre, doğu ekseninde 30 metre genişliğinde açılmış ocak alanının kuzeydoğusunda tahkimat ve göçük durumu bilinmeyen K 40 B doğrultusunda açılmış bir adet desandri (eğimli galeri) bulunmaktadır. Desandri girişinde K85B doğrultulu 60KD'ye eğimli yaklaşık 2 metre kalınlığında saçınımlı yer yer masif kromitit gözlenmektedir. K3D doğrultulu 60 KB'ye eğimli ve K8D doğrultulu 75 GD'ye eğimli iki fay cevheri kesmektedir (Şekil 4.79). Desandri girişin doğusunda kalan şevde yer yer masif kısmen bantlı kromititleri ~ 10 metre boyunca takip edilebilmektedir. Bu noktada kromitit bantlanması K70D doğrultulu 60 KB'ye eğimlidir. Ayrıca kromititi kesen iki fay ocak girişinde K50D doğrultulu 4 metre kalınlığındaki diyabaz daykını da kesmektedir.

4.2.5.3.4. Kromit Ocağı 3

Karapınar Kromit zonunun en doğusunda yaklaşık K - G doğrultusunda açılmış yarmada 30 - 80 cm kalınlıkta kromitit gözlenmiştir. Kromit ocağı Karapınar Tepenin Güneydoğusunda, Akkaya Tepe'nin Güneybatısında ve Kayakuzu Dere'nin kuzeybatısında yer alır. Yaklaşık 15 metre boyunda ~ 7 metre genişliğinde açılmış olan

yarmanın Kuzey ve Güney şevlerinde K15D doğrultulu 45 GD'ye eğimli kromitit merceği gözlenmektedir. Masif ve breşik yapıda gözlenen kromitit K20B doğrultulu 60GB'ye eğimli fayla kuzeyde sınırlandırılmaktadır. Kromitin içerisinde bulunduğu dunit ileri derecede serpantinleşmiştir. Yer yer talk mineralleri gözlenmektedir. Bu alanda dunitin kalınlığı yaklaşık 2 cm ile 1 metre arasındadır.



Şekil 4.79. Karapınar 2 no'lu ocakta fayla kesilmiş kromitit merceği ve bantlı kromitler.

4.2.5.4. Karabudak Kromit Yatağı

Karabudak Tepe'nin güneyinde Kıröküz Tepe'nin kuzeyinde orman yolu üzerinde bulunan iki adet yarmanın gözlemlendiği cevherleşme alanıdır. Tektonit harzburjitler içerisinde önceki dönemlerde işletilmiş, 2010 yılı itibariyle arama sondajlarının yapıldığı yarmaların tabanında cevher üretimi yapılmış iki galeri bulunmaktadır. Eğimli olarak açılmış olan galerilerin girişlerinin kapalı olması nedeniyle inceleneme yapılamamıştır. İncelemeler yarmalarla sınırlı kalmıştır.

Karabudak kromit yatağı kalınlığı yaklaşık 10 metre olan dunitler içerisinde yer almaktadır. K80B doğrultusunda 40 metre boyunca açılmış kuzey yarmanında cevher kuzey şevinde gözlenmektedir. Değişken kalınlıklarda (1-40 cm), küçük tali faylar ile oynatılmış ve kopmuş cevher 5 metrelik bir zon boyunca takip edilmektedir. K50B doğrultulu 38 KD'ye eğimlidir. Saçınımlı, yer yer bantlı yapı sunan kromititler kalınlığın artmasıyla

masifleşmektedir. İçerisinde bulunduğu dunit serpantinleşmiştir (Şekil 4.80). Harzburjitler içerisinde yersel olarak lerzolitler bulunmaktadır. Kromitli yarmanın Güneydoğusunda harzburjitleri kesen diyabaz daykları gözlenmektedir. Diyabazların kromitile ilişkisi görülememiştir.

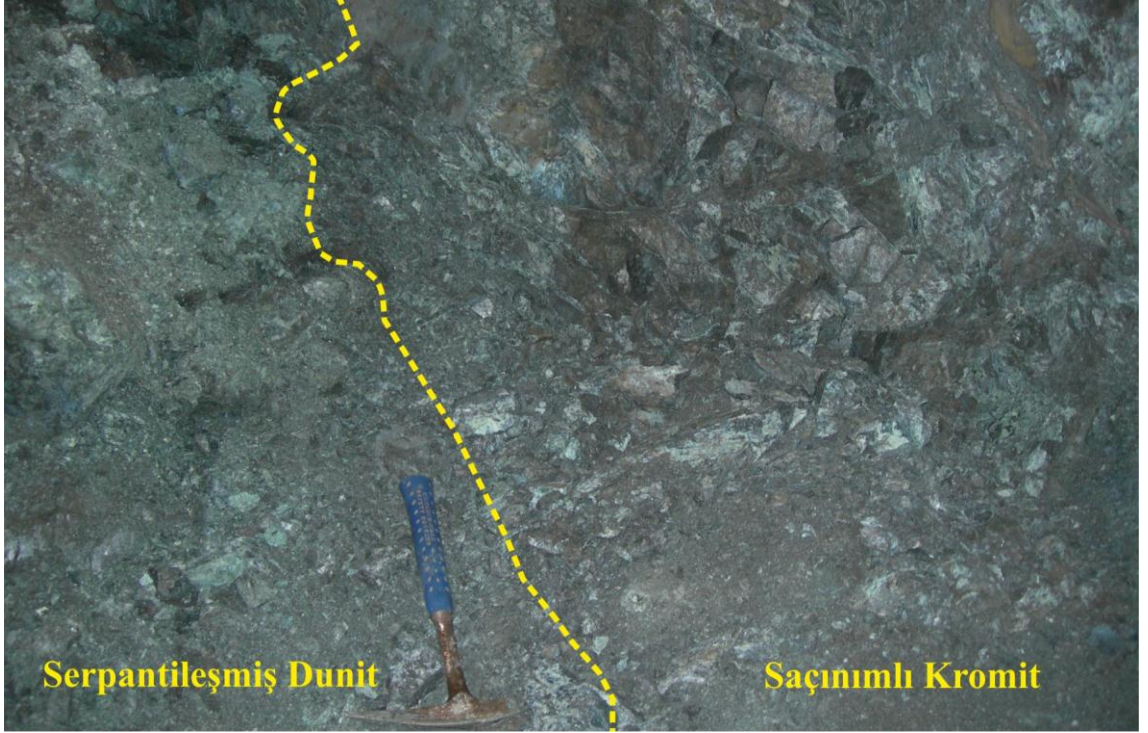


Şekil 4.80. Karabudak kromit yatağında şevde gözlenen kromitit merceği ve serpantinleşmiş tektonit harzburjit.

Güney kromitit yarmasında ise cevher K12D doğrultusunda başlayıp K60B fayı ile rotasyona uğrayarak K60D'ya dönmektedir. Kromitin eğimi 40 - 47 KB'dir. Toplam uzunluğu görünürde 6 metredir. Saçınımlı ve bantlı yapı sunmaktadır. Serpantinleşme illeri düzeydedir. Dunit tamamen serpantinleşmiştir.

4.2.5.5. Şehremen Kromit Yatağı

İnceleme alanının güneydoğusunda yer alır. Diyabaz ve lamprofir dayklarının yoğun olarak bulunduğu alan tektonit harzburjitler içerisinde yer almaktadır. K20B doğrultu yaklaşık 475 m tahkimatsız harzburjitlerde sürülmüş galeri ile cevher zonuna ulaşılır. K70-80B doğrultusu boyunca kromitite paralel olarak açılmış galeride gözlenmektedir. Cevher yankayaç sınırı net gözlenemediğinden ölçüm alınamamıştır. Kromititler serpantinleşmiş dunitlerin içerisinde saçınımlı yapıda gözlenir (Şekil 4.81). Spinel tane boyutu ve tenörü değişkendir. Cevherin Cr_2O_3 içeriği %10 – 35, arasında değişmektedir.



Şekil 4.81. Şehremen kromit yatağında aynada fay zonunda ezilmiş saçınımlı kromitit ve serpantinleşmiş dunit.

4.3. CEVHER MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

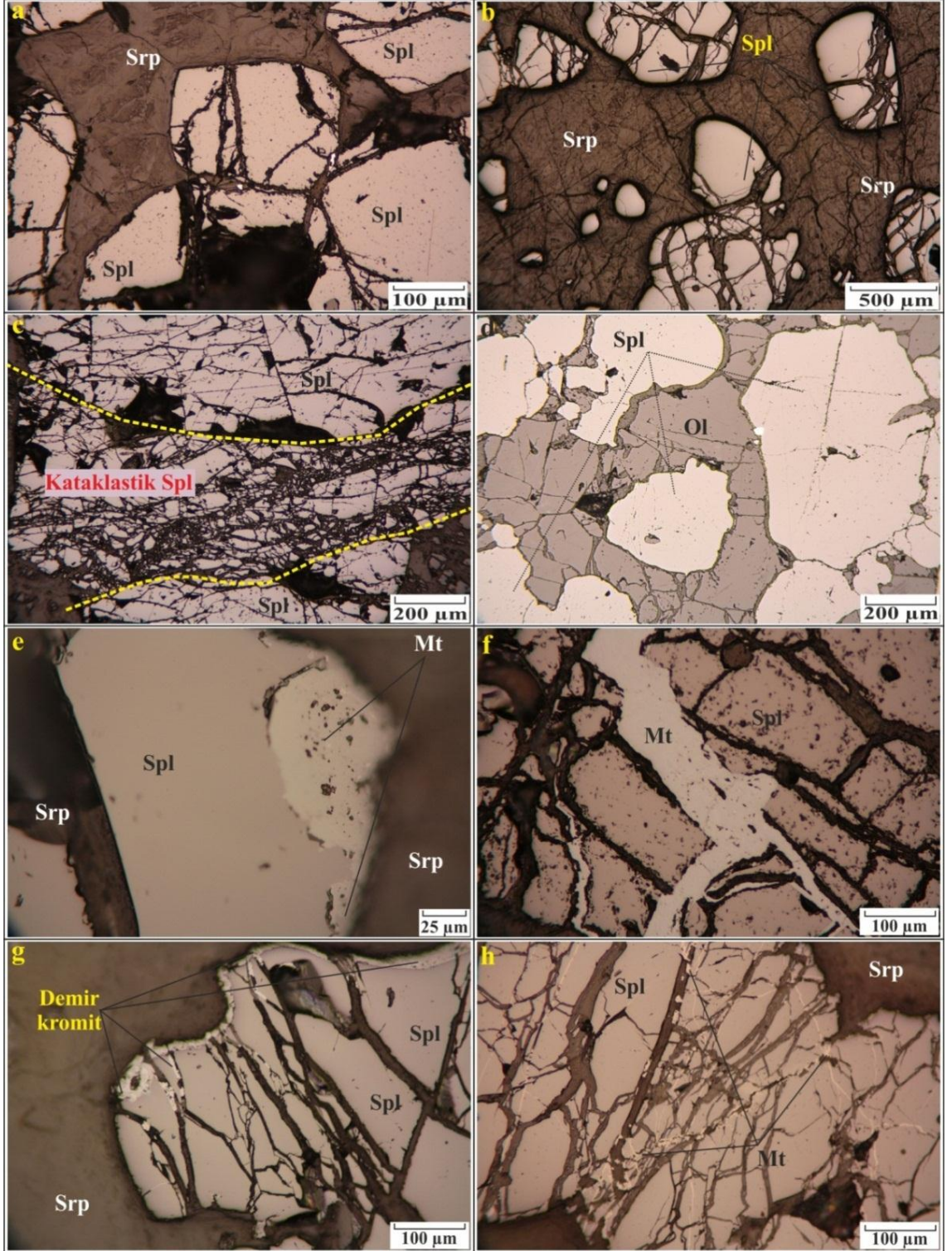
Batı Anadolu kromit yatakları Podiform (Alpin) tip kromit yataklarındandır ve yitim zonu üstü ofiyolit oluşumları ile ilişkilidirler (Uysal, 2007; Uysal ve diğ., 2007c, 2009; Akbulut, 2010). Yataklarının karakterleri kısa mesafede değişkenlik göstermektedir. Genellikle doğrultusu uzun eksenlerine karşılık gelir ve boyutları birkaç metre ile birkaç yüz metre arasındadır. Kalınlıkları birkaç cm ile birkaç metre arasında değişir ve yer yer kayma düzlemleri veya faylarla sınırlandırılmış olarak gözlenirler. Kayma düzlemleri ve faylar oluşumları sonrası gelişmiştir. Bu tip cevherlerin yanı sıra ülkemizde ve özellikle Güneybatı Anadolu'da doğrultuları boyunca kısa uzunluğa sahip, eğim yönünde ise uzunluğu fazla olan ve genellikle "hortum" veya "baca" olarak adlandırılan uyumsuz ve kalem şekilli kromititler de bulunmaktadır (Örneğin, Ortaca, Eskere, Üç Köprü v.s.). Bu tip kromitit oluşumları üst manto kayacı olan tektonik harzburjitler içerisinde gözlenmektedir. İnce bir dunit zarfı içerisinde gözlenen bu tip kromitit oluşumlarında masif, saçınımlı ve nodüler (leopar) tip cevher yapıları gözlenmektedir. Ayrıca kataklastik kromititler fay ile sınırlandırılmış kütlelerde yaygındır. Beyağaç (Denizli) kromit yatağı bu özellikleri yansıtmaktadır.

Batı Anadolu kromit yataklarından inceleme konusu Batı Orhaneli, Doğu Orhaneli ve Kavak Kromit Yatakları saha çalışmalarına göre ultramafik kümülatlar içerisinde bulunmaktadır. Kalın dunit içerisinde saçınımlı, bantlı, yer yer masif ve nodüler (leopar) yapılar gözlenmektedir. Kromitit kalınlıkları birkaç cm ile 6 metre arasında değişmektedir. Kromititleri saran dunitlerin kalınlıkları Batı ve Doğu Orhaneli bölgesinde > 500 m olup, Kavak kromititlerini saran dunitlerin kalınlığı 20 – 300 metre arasında değişmektedir (Kasapçı ve Öztürk, 2012). Güneybatı Anadolu kromit yataklarından Gökarık kromit yatağında dunitlerin kalınlığı yaklaşık 100 metredir. Beyağaç kromit yatakları tektonik harzburjitler içerisinde yer almakta olup, kromititlere ev sahipliği yapan tektonik dunitlerin kalınlığı 4 cm ile birkaç metre arasında değişmektedir.

Krom spineller genellikle kümülat dokusunda (Şekil 4.82a, b) kısmen yuvarlaklaşmış veya kemirilmiş kenarlıdır (Şekil 4.82b). Spinel grubu minerali olan krom spinellerin

inceleme alanlarına ait örneklerde yapılan mikrokimya analizlerine göre tamamına yakını magnezyospinelidir. Sadece Beyağaç kromitlerine ait üç örnekte kromit tespit edilmiştir. Fakat anlam karışıklığı yaratmaması adına tüm krom spineller kromit olarak adlandırılmıştır. Krom spinellerin tane boyları 100 µm – 1 mm arasında değişmektedir. Kromitlerin içerisinde bulunan olivin minerallerin serpentine dönüşmesi ve bu dönüşüm esnasında meydana gelen hacim artışları nedeniyle krom spineller içerisinde birbirine paralel veya elek görümlü çatlaklar gelişmiştir. Kromitlerin içerisinde bulunan olivinlerin serpantinleşme miktarı arttıkça veya kromit tenörünün azalması ile spinellerde gözlenen kırık ve çatlakların oranı artmaktadır. Masif kromitlerde, krom spinellerdeki bu tür ikincil kırık ve çatlakların miktarı az iken (Şekil 4.82 c ve d) saçınımlı kromitlerdeki krom spinellerde artış göstermektedir (Şekil 4.82 b ve g).

Spineller genellikle alterasyondan etkilenmemiştir. Demirli kromit oluşumları sadece ileri derecede serpantinleşmiş bazı kromit örneklerine ait spinel kristallerinin kenarları ve kırıkları boyunca gözlenir. Optik olarak, taze spinel kristallerine göre daha yüksek yansıma sunmaları ile kolayca tanınırlar. Krom spinellerde gelişen alterasyonlar sonucunda: Krom spinel – demirli kromit – manyetit şeklinde bir alterasyon parajenezi gözlenmiştir. Manyetitleşmenin yoğun olarak gözlendiği üç yatak vardır. Bunlar Fuğla Tepe (Doğu Orhaneli) (Şekil 4.82 g, h), Kavak (Şekil 4.82f) ve Gökarık (Tefenni) (Şekil 4.82 e) kromit yataklarıdır. Kuzeyde yer alan Fuğla Tepe ve Kavak Kromit yataklarının doğusunda bulunan granodiyorit sokulumlarının etkisi ile ortamda artan sıcak suların etkisiyle gelişen alterasyonlara bağlı olarak kılcal çatlaklarda sıklıkla manyetit görülmektedir. Gökarık yatağında ise kromitlerin fay ile sınırlandırılmış olması ve serpantinleşmenin ileri derece olmasına bağlı olarak krom spinellerin kenarlarında manyetite dönüşümler izlenir (Şekil 4.82 e).



Şekil 4.82. Kümülatik dokuya ait genel görüntüler (a: KK380, b: MK 50), BTK 33 örneğinde gözlenen kataklastik doku (c: KK380), KOS 7 örneğinde olivinle çevrelenmiş kümülatik dokudaki magnezyokromit taneleri (d), TK 496A numaralı örnekte spinel kristalinin kenarında gelişmiş manyetit (e), Magnezyokromitlerin çatlaklarına dolmuş manyetit minerali (f: ÖK386), Magnezyokromitlerin kenarlarında ve çatlaklarında gözlenen demir kromitit ve manyetite dönüşümler (g: MK 4, h: TK 494) (Tüm fotoğraflar hava ortamında çekilmiştir) (Mgspl: Magnezyospinel, Mt: Manyetit, Srp: Serpantin, Ol: Olivin).

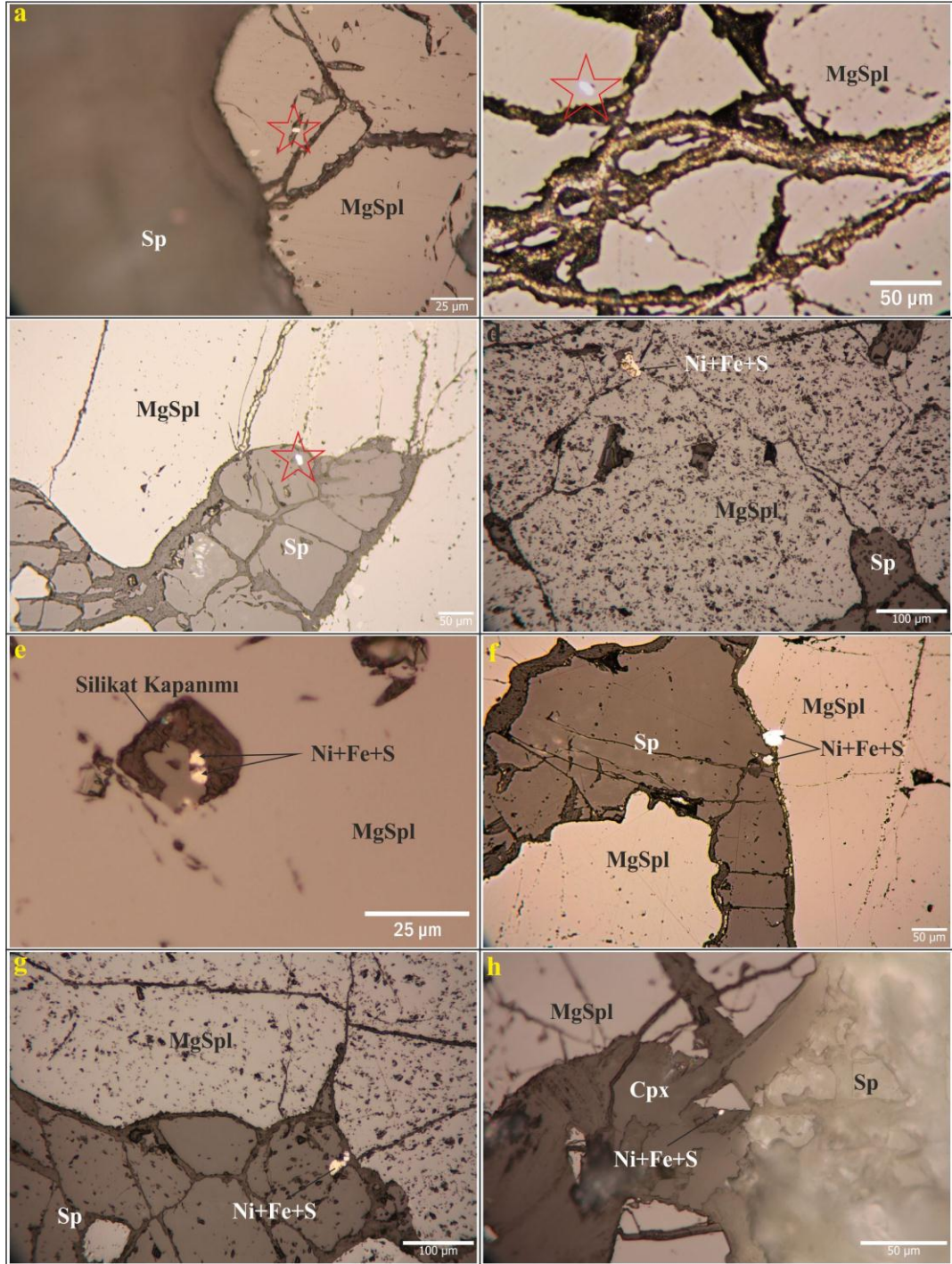
İnceleme yapılan kromit yataklarında spinel ana mineraldir. Bunun dışında krom spinellerin içerisinde kapanım şeklinde ve silikatik gangin içerisinde ikincil olarak oluşmuş baz metal mineralleri de bulunmaktadır (Şekil 4.83). Baz metallerin boyutları çok küçük olduğundan cevher mikroskobu ile tanımlanması zordur. Bu anlamda İstanbul Üniversitesi Metalurji Mühendisliği Bölümü bünyesinde bulunan Elektron Mikroskobu ile mineral tayinleri yapılmaya çalışılmıştır. Fakat cihazın arızalanması nedeniyle istenilen verilere ulaşılamamıştır.

Orhaneli ofiyolitinin doğusunda bulunan Göynükbelen granodiyoritine yakın alanlarda lateritik nikel zenginleşmeleri bulunmaktadır (Örgün, 1992). Doğu Orhaneli bölgesinde Örgün, (1992)'in yapmış olduğu çalışmada serpantin ve serpantinleşmiş olivinlerin içerisinde bulunan Nikel mineralleri çokluk sırasına göre pentlandit (Ni, Fe)₉S₈, viyolerit (FeNi₂S₄), millerit (NiS), hezlavudit (Ni₃S₂), makivanit (Fe, Ni)_{1+x}S ve avaruit (Ni₂₋₃Fe) olarak tanımlanmıştır. Bu tez kapsamında yürütülen cevher mikroskobisi ve EDS çalışmalarında pentlandit, avaruit ve millerit tespit edilmiştir.

Kavak bölgesi kromitleri içerisinde Uysal ve diğ. (2009), birincil kapanım olarak millerit, godlevskit (Ni₇S₆), bornit (Cu₅FeS₄) ve isimlendirilememiş Cu₂FeS₃ bileşiminde mineral, moşerit (Ni₁₁As₈) ve orselit (Ni_{5-x}As₂) baz metal mineralleri tespit etmişlerdir. Ayrıca serpantinleşmiş matriksin içerisinde hezlavudit ve pirit mineralleri tespit etmiştir. Araştırmacılar, krom spinel içerisinde amfibol ve bornitle birlikte gözlenen laurite [(Ru, Os)S₂] minerali tespit etmişlerdir. Bu tez kapsamında yapılan cevher mikroskobisi çalışmalarında kromit minerali içerisinde millerit birincil kapanımları gözlenmiş olup, özellikle lisvenitik alanlardaki kromitlerin matriksinde pirit, kalkopirit ve avaruit mineralleri tespit edilmiştir.

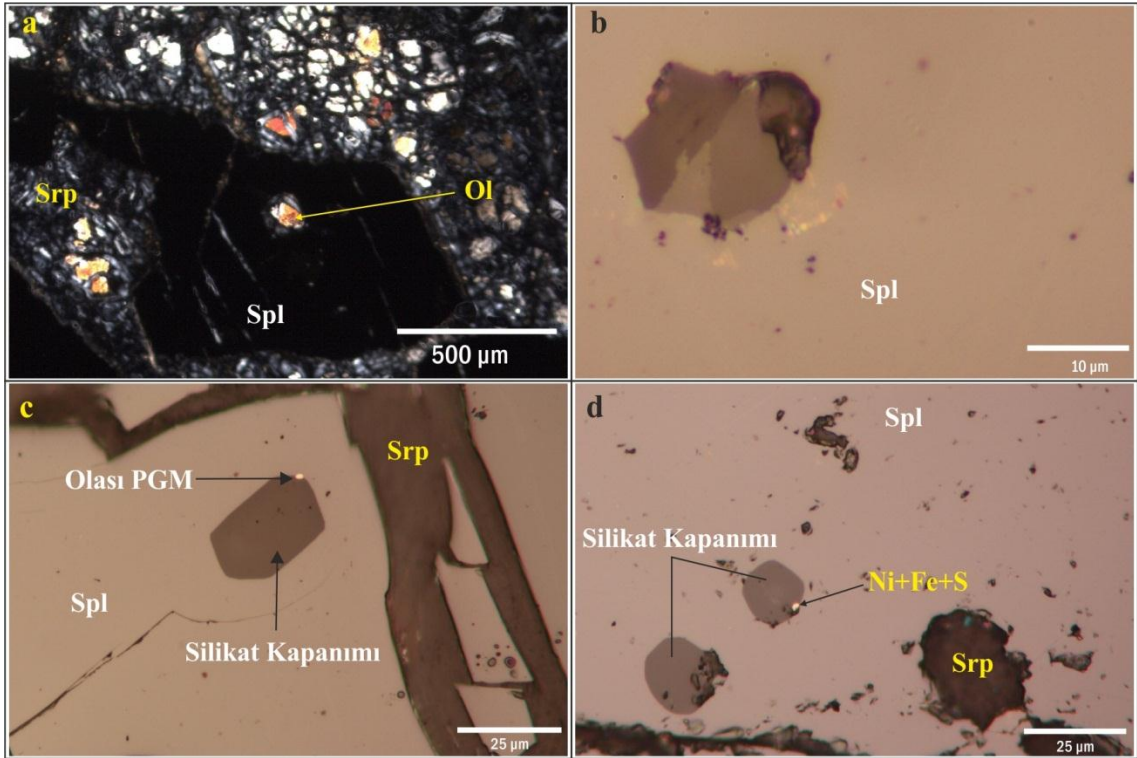
Akbulut, (2009) Beyağaç bölgesi kromitlerinde yapmış olduğu çalışmalarda yaygın olarak hezlavudit, avaruit ve millerit tespit etmiş, bunun yanında az miktarda godlevskit saptamıştır. Platin grubu minerallerinden (PGM) ise laurit, erliçmanit [(Os, Ru)S₂] ve irarsit [(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS] minerallerini hem krom spinel hem de serpantinleşmiş matriks içinde belirlemiştir. İkincil olarak genellikle de krom spinellerin çatlaklarında

ise nabit palladyum, sperrilit ($PtAs_2$), potarit ($PdHg$) ve naldretit (Pd_2Sb) mineralleri bulunduğunu belirtmiştir (Akbulut, 2009).



Şekil 4.83. Yıldız içinde gösterilen mineraller olası PGM'dir (a: MK 50, b: KOŞ 7, c: BK 15), Magnezyokromit içerisinde iki fazlı Ni+Fe+S'li mineral (d: KOŞ 7), MK 61 no'lu örneğe ait kesitte silikat kapanımı içerisinde kristallenmiş Ni+Fe+S'li mineral (e), Serpantin spinel sınırında gelişmiş Ni+Fe+S'li mineraller (f: KOŞ 7), KOŞ 7 örneğine ait kesitte Sp içinde gözlenen Ni+Fe+S'li mineral (g), BTK 6 örneğinde klinopiroksen içinde kristallenmiş Ni+Fe+S'li mineral (h) (Tüm fotoğraflar hava ortamında çekilmiştir) (Mgspl: Magnezyospinel, Sp: Serpantin, Fespl: Demir spinel, Cpx: Klinopiroksen, Ni+Fe+S: Nikel demir sülfür alaşımı).

Gökarık (Tefenni) kromitleri baz metaller açısından oldukça fakirdir. Özellikle krom spinel içerisinde baz metal mineralleri nadiren gözlenmiştir. Cevher mikroskobisi çalışmalarında pentlandit ve pirit mineralleri tespit edilmiştir. Ayrıca spinellerin içerisinde kısmen öz şekilsiz, nadiren öz şekilli olarak silikat kapanımları tespit edilmiştir (Şekil 4.84 a,b,c,d). Silikat kapanımları kısmen tek mineralden oluşmuş olsa da çok nadiren birden fazla mineral birlikte kapanlandığı tespit edilmiştir. (Şekil 4.84b). Kromitlere ait ince kesitlerde yapılan gözlemlerde bu kapanımların serpantinleşmiş olivin, (Şekil 4.84a) ve klinopiroksen mineralleri oldukları saptanmıştır.



Şekil 4.84. ORK 10 örneğine ait ince kesitte magnezyokromit içerisinde gözlenen serpantinleşmiş olivin kapanımı (a), Spinel içerisinde kapanlanmış birden fazla silikat mineralleri (b: MK 50), MK 50 örneğinde spinel içerisinde, öz şekilli altıgen silikat minerali ile birlikte kapanlanmış olası PGM (c), Magnezyokromit içerisinde kapanlanmış silikat mineralleri ve Ni+Fe+S'li mineral (d: KK 380-1) (Mgspl: Magnezyospinel, Fespl: Demir spinel, Ol: Olivin, Ni+Fe+S: Nikel demir sülfür alaşımı, Srp: Serpantin).

4.4. MİNERAL KİMYASI

Bu çalışma kapsamında kromitit örneklerine ait spinel kristalleri üzerinde yaklaşık 175 adet mikrokimyasal analiz yapılmış ve elde edilen veriler kullanılarak inceleme alanı içerisindeki kromitit kütleleri arasındaki kimyasal farklılıklar değişik diyagramlar üzerinde irdelenmeye çalışılmıştır. Kromitit örneklerine ait karakteristik spinel analizleri Tablo 4.1’de verilmiştir. Kuzeybatı Anadolu kromit yataklarına ait spinel kristallerinin mikrokimyasal analizleri sonucu elde edilen ana oksit bollukları: Cr_2O_3 : % 54.21- 63.39, Al_2O_3 :% 8.11-14.41, FeO : % 13.26- 23.74, MgO : % 10.30–14.79 ve TiO_2 : % 0.1–0.33’tür. KB Anadolu kromit yataklarındaki krom spineller; $\text{Cr}\# = 72\text{--}84$, $\text{Mg}\# = 50\text{--}71$, $\text{Fe}^{2+}\# = 29 - 50$ ve $\text{Fe}^{3+}\# = 1.81 - 6.90$ arasında değerlere sahiptir (Kasapçı ve Öztürk, 2012). Likya Naplarındaki kromit yatakların spinellerinde yapılan mikrokimyasal analizlere göre ana oksit bollukları ise; Cr_2O_3 : % 51.63- 64.50, Al_2O_3 :% 4.01-18.89, FeO : % 13.82- 25.62, MgO : % 7.18 - 14,53 ve TiO_2 : % 0.02–0.19’dur. $\text{Cr}\# = 65 - 91$, $\text{Mg}\# = 37\text{--}67$, $\text{Fe}^{2+}\# = 33\text{--}63$ ve $\text{Fe}^{3+}\# = 1.68\text{--}5.41$ arasında değişir (Tablo 4.1).

İnceleme konusu olan İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları içerisinde bulunan kromit yataklarından temsili olarak seçilen örneklerde yapılan mikrokimyasal analiz değerlerinden hazırlanan $\text{Mg}\# - \text{Cr}\#$ diyagramına göre Beyağaç kromit yatağından elde edilen 3 spinel değeri “kromit”, diğer değerler “magnezyokromit” alanına düşmektedir (Şekil 4.85).

Söz konusu kromitit örneklerinin % TiO_2 ’e karşı % Cr_2O_3 diyagramında tamamına yakını podiform kromit alanına düşmektedir (Şekil 4.86). Sadece Batı (BK15) ve Doğu Orhaneli kromit yataklarına (KOŞ7) ait örneklerde toplam iki analiz stratiform kromit alanına düşmektedir (Şekil 4.86). İlk bakışta ölçümlerde hata gibi görünse de örneklerin alındığı bölgedeki diğer analiz sonuçları ile değerlendirildiğinde Orhaneli bölgesindeki spinellerin ait % TiO_2 içeriğinin yüksekliği dikkat çekicidir. Ayrıca ultramafik kümülatlar içerisindeki spinellerin % TiO_2 miktarları manto tektonitler içerisindeki spinellere göre nispeten yüksektir (Tablo 4.1, Şekil 4.86). Spinellerin % Cr_2O_3 oranları azaldıkça % TiO_2 oranlarında bir artış, aralarında negatif bir ilişkinin olduğunu gösterir.

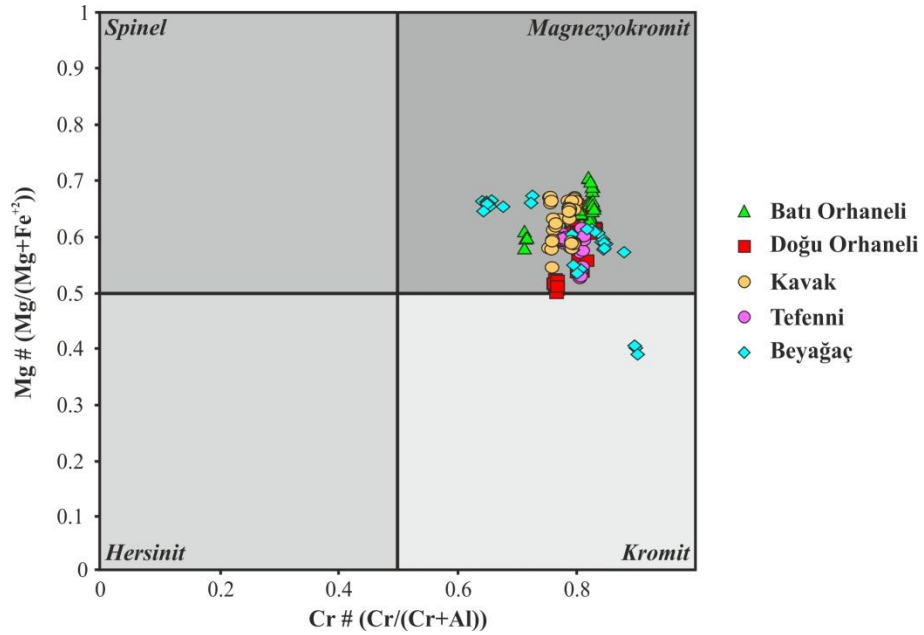
Tablo 4.1. Krom spinellere ait elektron mikroprob analizleri ve 4 Oksijen bazına göre hesaplanmış katyon değerleri.

Örnek (n)	BATI ORHANELİ						DOĞU ORHANELİ							KAVAK						
	BK15 B(4)	MK24 D(5)	MK30 B(4)	MK32 M(9)	MK61 B(4)	OMK60 M(4)	KOS2 M(5)	KOS7 B(9)	KOS16 M(6)	OK296 B(4)	ORK10 D(7)	ORK18 B(9)	ORK21 M(5)	379K5 D(6)	EK45 M(5)	EK55 B(5)	EK57 N(5)	KK383 N(9)	ÖK386-2 M(6)	SKN 26 M(6)
SiO ₂	0,02	0,01	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
TiO ₂	0,25	0,15	0,16	0,16	0,19	0,16	0,20	0,25	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,16	0,19	0,19	0,12	0,19	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	14,31	8,55	8,71	8,31	9,52	8,70	9,07	10,94	8,31	10,12	10,18	9,50	9,49	10,10	11,82	11,98	10,44	10,11	10,58	12,38
Cr ₂ O ₃	54,88	61,83	62,90	62,34	61,26	62,90	62,12	55,02	62,70	59,99	61,24	60,33	61,03	61,80	59,14	57,72	61,14	60,07	60,76	59,18
FeO	17,76	16,16	14,91	15,15	15,59	13,49	15,41	22,95	16,36	16,47	15,38	18,37	17,44	14,29	15,47	17,73	14,80	17,80	15,07	14,45
NiO	0,11	0,11	0,14	0,14	0,10	0,15	0,09	0,06	0,11	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09	0,23	0,08	0,11	0,10	0,12	0,11
MgO	12,61	12,98	13,90	13,71	13,42	14,62	13,57	10,55	12,65	12,79	13,51	11,68	12,38	13,94	13,05	12,01	13,76	12,18	13,50	14,15
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Toplam	99,94	99,78	100,77	99,83	100,12	100,00	100,48	99,81	100,33	99,64	100,62	100,19	100,64	100,41	99,93	99,74	100,38	100,48	100,20	100,44
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,54	0,33	0,33	0,32	0,36	0,33	0,34	0,42	0,32	0,39	0,38	0,37	0,36	0,38	0,45	0,46	0,39	0,39	0,40	0,46
Cr	1,38	1,59	1,60	1,60	1,56	1,60	1,58	1,43	1,62	1,54	1,55	1,56	1,56	1,57	1,50	1,48	1,55	1,54	1,54	1,48
Fe ³⁺	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,14	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05
Fe ²⁺	0,41	0,37	0,34	0,34	0,36	0,30	0,35	0,49	0,39	0,39	0,36	0,44	0,41	0,34	0,38	0,43	0,35	0,42	0,36	0,34
Mg	0,60	0,63	0,67	0,66	0,65	0,70	0,65	0,52	0,61	0,62	0,65	0,57	0,60	0,67	0,63	0,58	0,66	0,59	0,65	0,67
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr#	0,72	0,83	0,83	0,83	0,81	0,83	0,82	0,77	0,84	0,80	0,80	0,81	0,81	0,80	0,77	0,76	0,80	0,80	0,79	0,76
Mg#	0,60	0,63	0,66	0,66	0,64	0,70	0,65	0,51	0,61	0,62	0,64	0,57	0,59	0,66	0,62	0,58	0,66	0,59	0,64	0,67
Fe ^{2+#}	0,40	0,37	0,34	0,34	0,36	0,30	0,35	0,49	0,39	0,38	0,36	0,43	0,41	0,34	0,38	0,42	0,34	0,41	0,36	0,33
Fe ^{3+#}	3,31	3,42	3,06	3,58	3,16	3,06	3,13	6,90	2,80	3,11	2,66	3,30	3,28	2,21	1,81	2,72	2,54	3,27	2,39	2,35

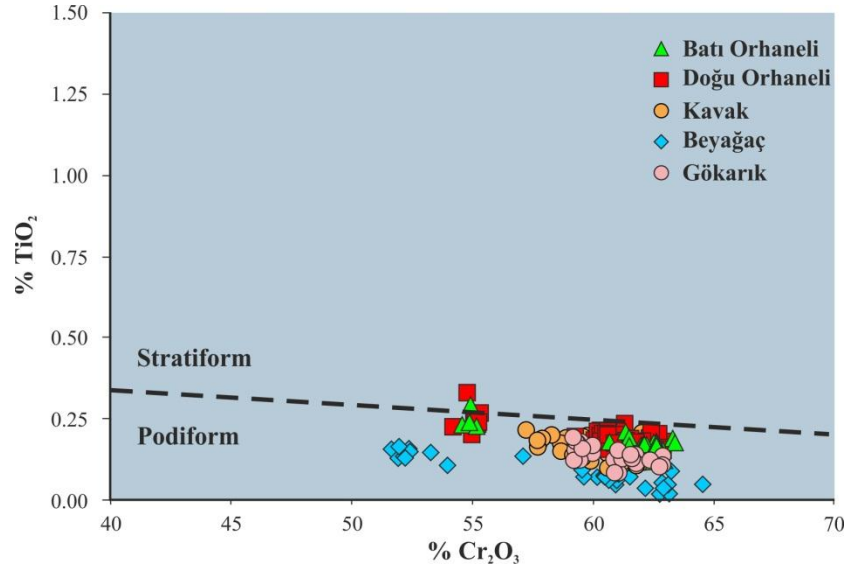
n: Analiz sayısı, Mg# = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; Cr# = $100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$; Fe^{3+#} = $100 \cdot \text{Fe}^{3+} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$; Fe^{2+#} = $100 \cdot \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$.

Tablo 4.1. 'nin devamı.

Örnek (n)	TEFENNİ					BEYAĞAÇ					
	TK438A B (5)	TK438B D (6)	TK494 D (5)	TK496A M (4)	TK496B D (5)	BTK3 D (4)	BTK6 M (5)	BTK11 M (5)	BTK15 D (8)	BTK27 N (2)	BTK33 M (9)
SiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,07	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,16	0,16	0,11	0,13	0,12	0,04	0,08	0,07	0,17	0,15	0,08
Al ₂ O ₃	11,06	10,92	9,35	9,39	9,35	4,25	9,86	8,75	18,83	17,51	6,89
Cr ₂ O ₃	59,43	59,40	61,00	61,51	62,44	62,93	60,42	61,84	51,95	53,32	61,09
FeO	17,65	17,60	18,82	16,99	16,03	24,99	18,19	16,64	15,19	14,77	19,72
NiO	0,09	0,06	0,06	0,09	0,08	0,14	0,09	0,15	0,12	0,10	0,14
MgO	12,47	12,48	10,96	12,11	12,46	7,63	11,53	12,64	14,04	14,27	11,88
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Toplam	100,91	100,65	100,32	100,22	100,53	100,03	100,20	100,12	100,23	100,12	99,82
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,42	0,41	0,36	0,36	0,36	0,17	0,38	0,34	0,69	0,64	0,27
Cr	1,51	1,51	1,58	1,58	1,60	1,71	1,56	1,59	1,27	1,31	1,60
Fe ³⁺	0,07	0,07	0,05	0,05	0,03	0,11	0,06	0,07	0,04	0,04	0,13
Fe ²⁺	0,41	0,41	0,47	0,42	0,40	0,61	0,44	0,39	0,36	0,34	0,42
Mg	0,60	0,60	0,54	0,59	0,60	0,39	0,56	0,61	0,65	0,66	0,59
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr#	0,78	0,78	0,81	0,81	0,82	0,91	0,80	0,83	0,65	0,67	0,86
Mg#	0,59	0,60	0,53	0,59	0,60	0,39	0,56	0,61	0,64	0,66	0,58
Fe ²⁺ #	0,41	0,40	0,47	0,41	0,40	0,61	0,44	0,39	0,36	0,34	0,42
Fe ⁺³ #	3,27	3,34	2,45	2,38	1,68	5,41	2,81	3,30	1,79	2,06	6,46

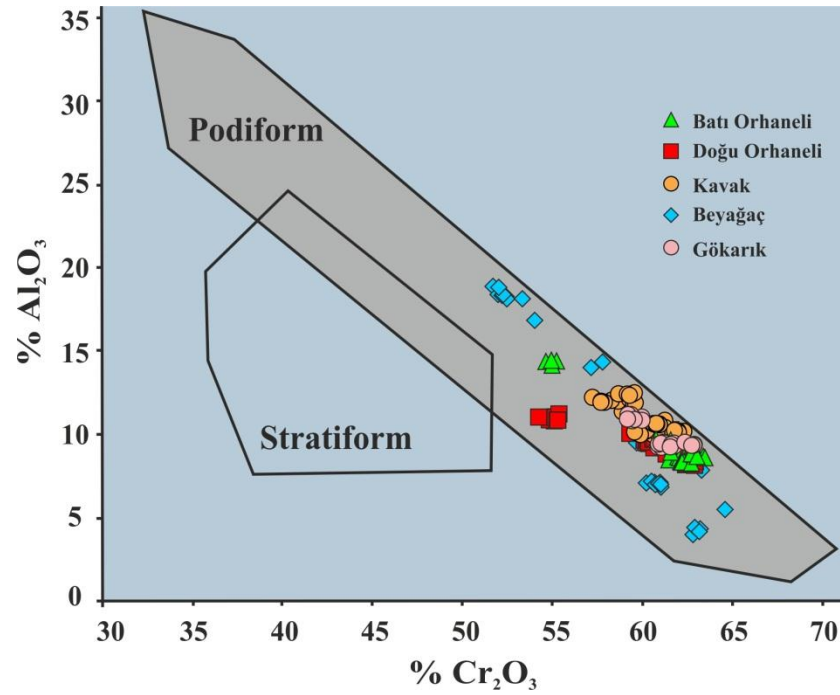


Şekil 4.85. İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları kromitlerine ait spinellerin Cr# – Mg#'e göre yapılan spinel sınıflama diyagramındaki konumları.

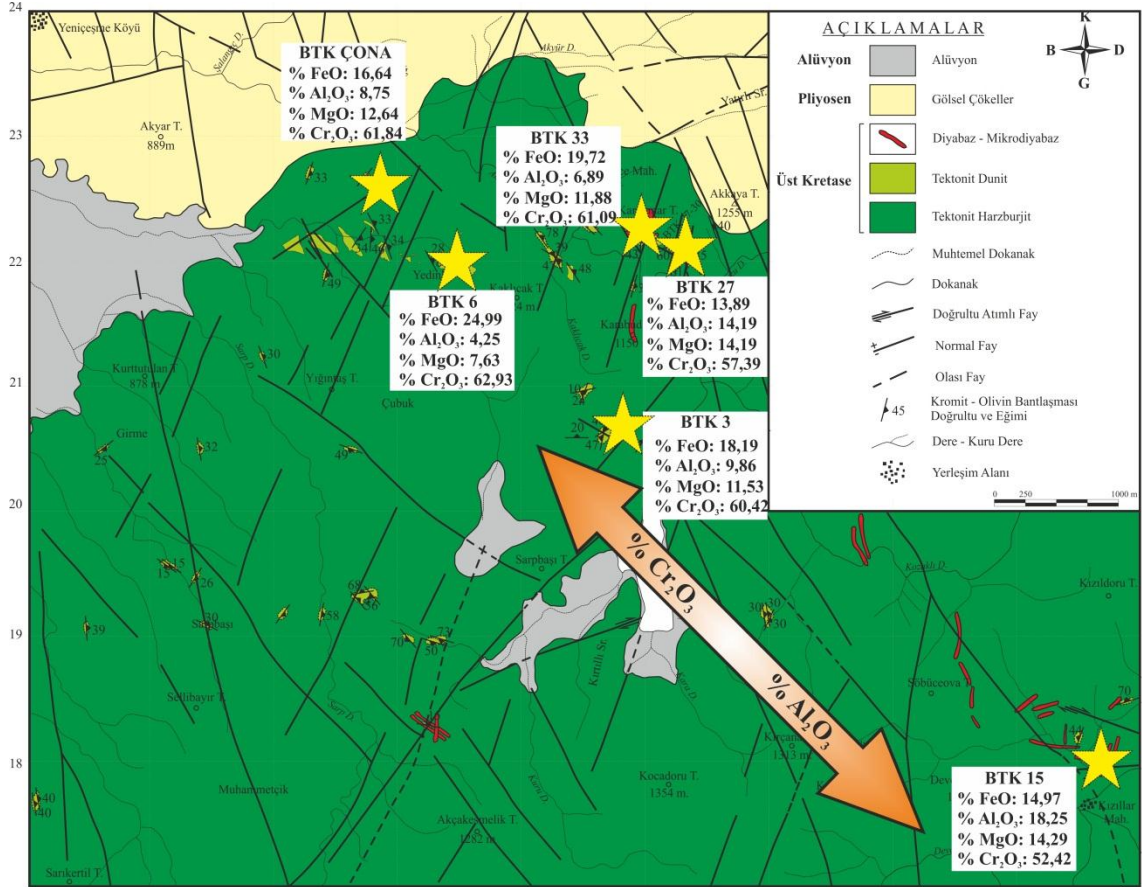


Şekil 4.86. İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları kromitlerine ait spinellerin TiO_2 'ye karşı Cr_2O_3 diyagramındaki yayılımı (Podiform ve stratiform alanları Bonavia ve diğ. 1993 ile Arai ve diğ. 2004 alınmıştır).

Kromitler içerisindeki spineller $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşı $\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ diyagramında podiform kromit alanına düşmektedir (Şekil 4.86). $\% \text{TiO}_2$ 'ye karşı $\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ olduğu gibi $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ 'ye karşı $\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ diyagramında da negatif ilişki net olarak gözlenmektedir. Ayrıca Batı Orhaneli ve Beyağaç Kromit yataklarındaki spinellerin $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ değerleri geniş bir aralıkta yayılım göstererek farklılık sergilemektedir (Şekil 4.86 – 4.87).



Şekil 4.87. İncelenen tüm kromitlere ait spinellerde $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ile $\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ arasındaki değişim diyagramı. (Podiform ve Stratiform alanları Bonavia ve diğ. 1993 ve Arai ve diğ. 2004 alınmıştır).

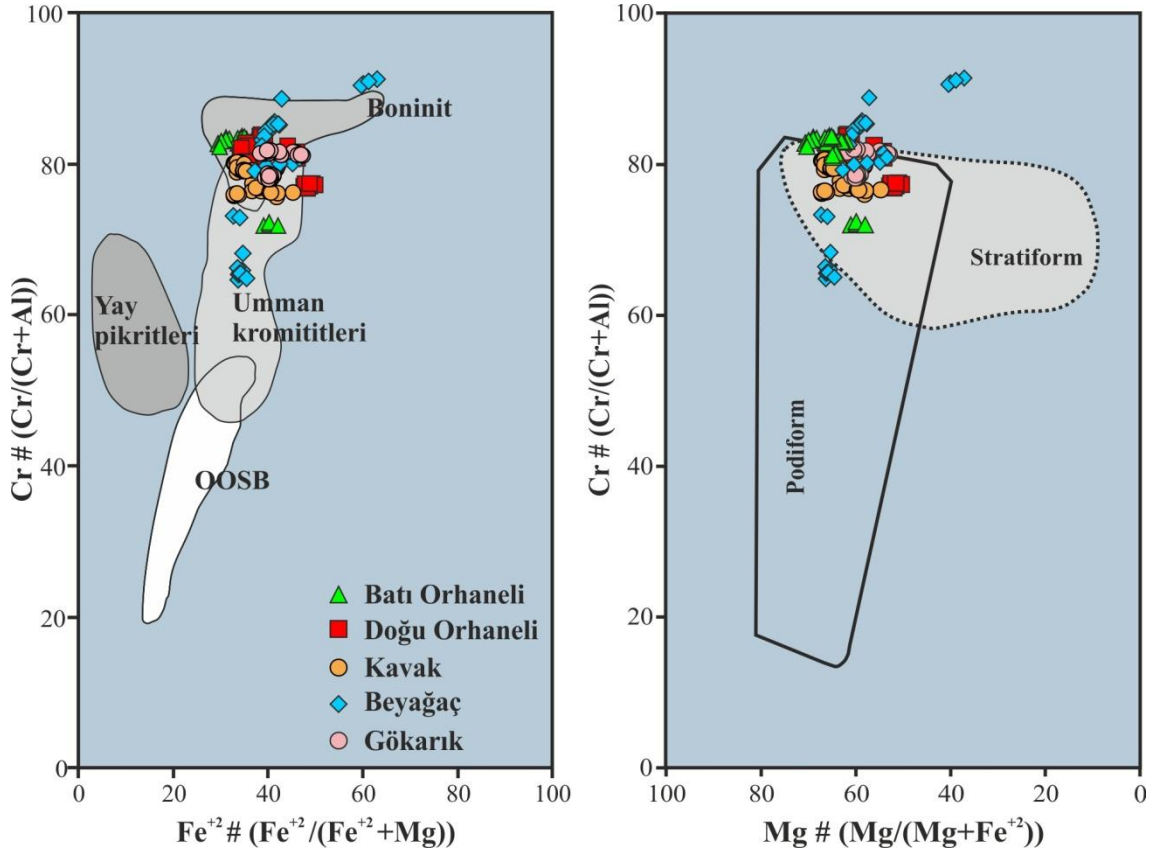


Şekil 4.88. Beyağaç kromit yataklarında mikroprob analizleri yapılan örnekler için lokasyonlar ile ortalama FeO_{toplam} , Al_2O_3 , MgO ve Cr_2O_3 içeriklerini gösterir jeoloji haritası.

Uysal, (2007) Beyağaç kromit yataklarının 30 km güneyinde bulunan kromit yataklarında yüksek-Al düşük-Cr içerikli kromitler tespit etmiştir. Uysal, (2007)'nin tespit etmiş olduğu (% Al_2O_3 6,79-28,19) değerlere kadar ulaşmasa da, Beyağaç kromit yatağındaki spinellerde yapılan ölçümlerde güneydoğu yönünde % Al_2O_3 içeriklerinde bir artış, buna karşın % Cr_2O_3 içeriklerinde ise azalma tespit edilmiştir.

Kromitlere ait spinellerin Cr# içerikleri değerlendirildiğinde, inceleme konusu olan kromitler Yüksek-Cr olarak tanımlanabilir. Kimyasal veriler Cr# - Mg# diyagramına iz düşürüldüğünde ise Podiform kromit ile Stratiform kromit alanlarının çakıştığı alan içerisinde kalmaktadır (Şekil 4.89a). Tespit edilen spinel kimyalarına ait veriler Cr# - Fe^{2+} diyagramına iz düşürüldüğünde, kısmen Umman kromitleri ve Boninit alanlarında yer aldıkları görülür (Şekil 4.89 b). Beyağaç kromitlerinin Boninit alanından başlayıp, Umman kromit alanının ortasına kadar yayılımı tektonit içerisindeki kromitlerin daha geniş bir bileşimsel aralıkta seyrettiği, buna karşılık kümülatif

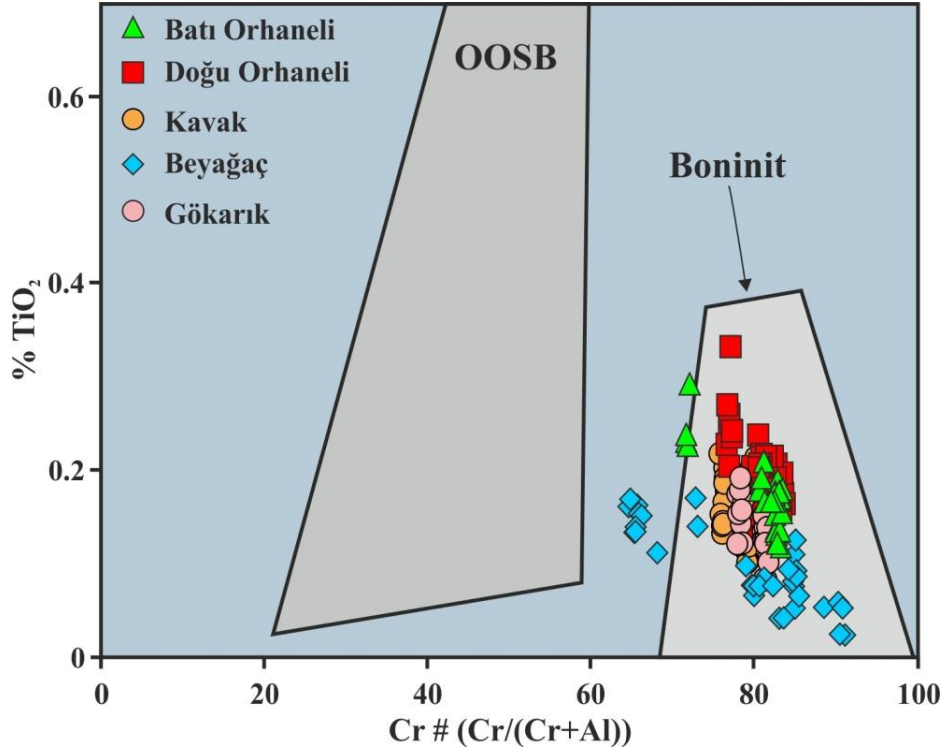
süreçlerle ilişki olan Kuzeybatı Anadolu ve Tefenni kromititlerinin ise daha dar bir alanda kaldıkları net olarak görülmektedir.



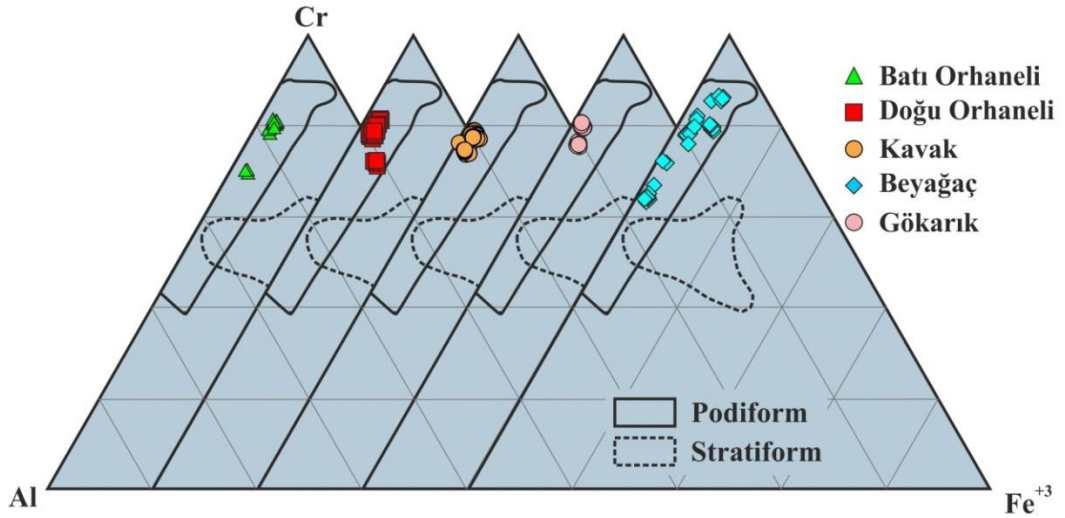
Şekil 4.89. İnceleme konusu olan yataklara ait; (a) krom spinellerin Mg# - Cr# sınıflama diyagramındaki yeri, (b) Fe²⁺# - Cr# diyagramındaki yayılımı. OOSB (Okyanus Ortası Sirt Bazaltları) alanı Allan ve diğ. (1998), Umman kromititleri alanı Ishikawa ve diğ. (2002), boninit alanı Bloomer ve Hawkins (1987) ve yay pikritleri alanı Ramsay ve diğ. (1984)'den, Podiform ve Stratiform alanları Bonavia ve diğ. (1993) ve Arai ve diğerlerinden (2004) alınmıştır.

İnceleme alanı içerisinde bulunan kromit yataklarından elde edilen spinel kimyası sonuçlarından TiO₂'ye karşı Cr# diyagramına iz düşürüldüğünde spinellerin büyük ölçüde boninit alanı içinde kaldığı görülmüştür (Şekil 4.90).

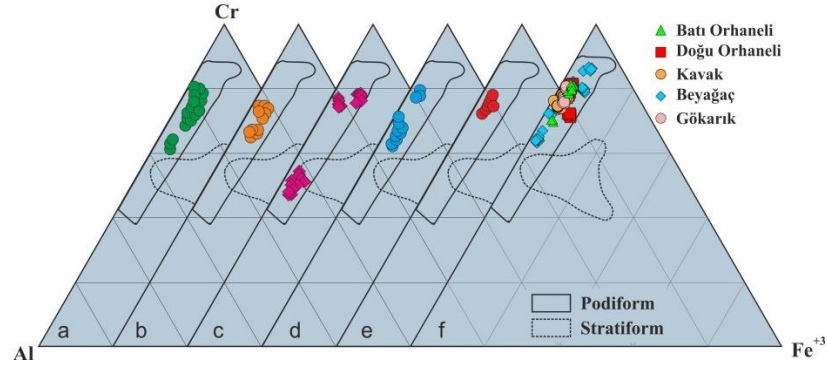
Krom spinellerden elde edilen verilerin tümü Cr - Al - Fe³⁺ diyagramına aktarılmıştır (Şekil 4.91). Bu diyagramlarda incelenen kromit yataklarının tamamı podiform alanı ve Yüksek-Cr alanı içerisinde kalmaktadır. Diğerleri ile karşılaştırıldığında, Beyağaç bölgesine ait spineller göreceli olarak Yüksek-Al kromit alanına doğru bir seyir içerisinde (Şekil 4.91).



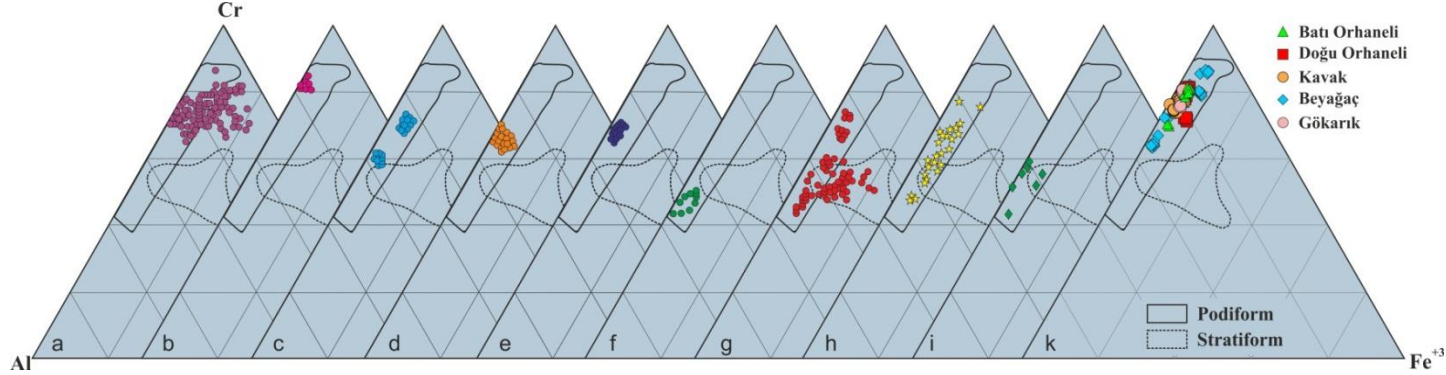
Şekil 4.90. Spinellere ait Cr# – % TiO₂ diyagramına iz düşümleri. OOSB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltları) ve Boninit alanları Dick ve Bullen (1984) ve Arai (1992)'den alınmıştır.



Şekil 4.91. Kromitlere ait spinellerin Cr – Al – Fe³⁺ diyagramındaki iz düşümleri (Irvine, 1967).



Şekil 4.92. Türkiye’den seçilmiş kromit yatakları ile incelenen kromit yataklarının Cr – Al – Fe³⁺ diyagramında karşılaştırılması. a) Kop,(Uysal ve diğ. 2007c), b) Beyağaç (Akbulut, 2009), c) Muğla (Uysal, 2007), d) Dağküplü ve e) Kavak (Uysal ve diğ. 2009)



Şekil 4.93. Farklı yaşlara ait ofiyolitler içerisinde oluşmuş podiform kromit yatakları ile incelenen kromit yataklarının Cr – Al – Fe³⁺ diyagramına göre karşılaştırılması. a) Wadi Bezah, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), b) Abu Dahr, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), c) Wadi El-Lawi, Mısır, Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), d) Hagar Dungash, Mısır Ahmed ve diğ. 2001 (Proterozoyik), e) Rayat, Irak, Arai ve diğ. 2006 (Eosen), f) Tari-Misaka, Japonya, Arai ve Yurimoto, 1994 (Paleozoyik), g) Wadi Hilti, Umman, Arai ve diğ. 2004 (Üst Kretase), h) Otris, Zaccarini, F. ve diğ. 2004 (Jura – Kretase), i) Kempirsai, Melcher ve diğ. 1999; Economou-Eliopoulos ve Zhelyaskova-Panaytova 1998, (Paleozoyik).

4.5. JEOKİMYA

İnceleme konusu olan Kuzeybatı Anadolu kromit yataklarının bulunduğu İzmir-Ankara Zonu ve Likya Napları içerisinde bulunan kromititler ve bunlara ev sahipliği yapan ofiyolitik kayalardan seçilen örnekler üzerinde jeokimya analizleri yapılmıştır. Kromititlerde tüm kayaç anaoksit, iz ve nadir toprak elementleri tespit edilmiş ayrıca 19 adet örnek için ICP-MS te NiS Fire Assay tekniği ile tüm kayaç Platin Grubu Element (PGE) analizleri yaptırılmıştır. Kromititlerin içerisinde bulunduğu ofiyolitlerin kimyasal özelliklerinin tespitine yönelik olarak ultramafik, mafik ve damar kayalarından alınan toplam 56 örnekte ve kromititlerden seçilen 29 örnekte, ICP-MS ile tüm kayaç anaoksit, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Seçilmiş örnekler üzerinde yapılmış analizlerin kayalara göre dağılımı Tablo 4.2.'de verilmiştir. Batı Orhaneli ve Doğu Orhaneli kromititleri aynı ofiyolit içerisinde olması ve verilerin daha rahat yorumlanabilmesi adına Orhaneli Bölgesi birlikte olarak değerlendirilmiştir. Jeokimya analizleri, Yan Kayaç Jeokimyası, Mafik Kayaç Jeokimyası, Damar Kayaları Jeokimyası, Kromitit Jeokimyası ve PGE Jeokimyası olarak farklı başlıkları altında değerlendirilmiştir.

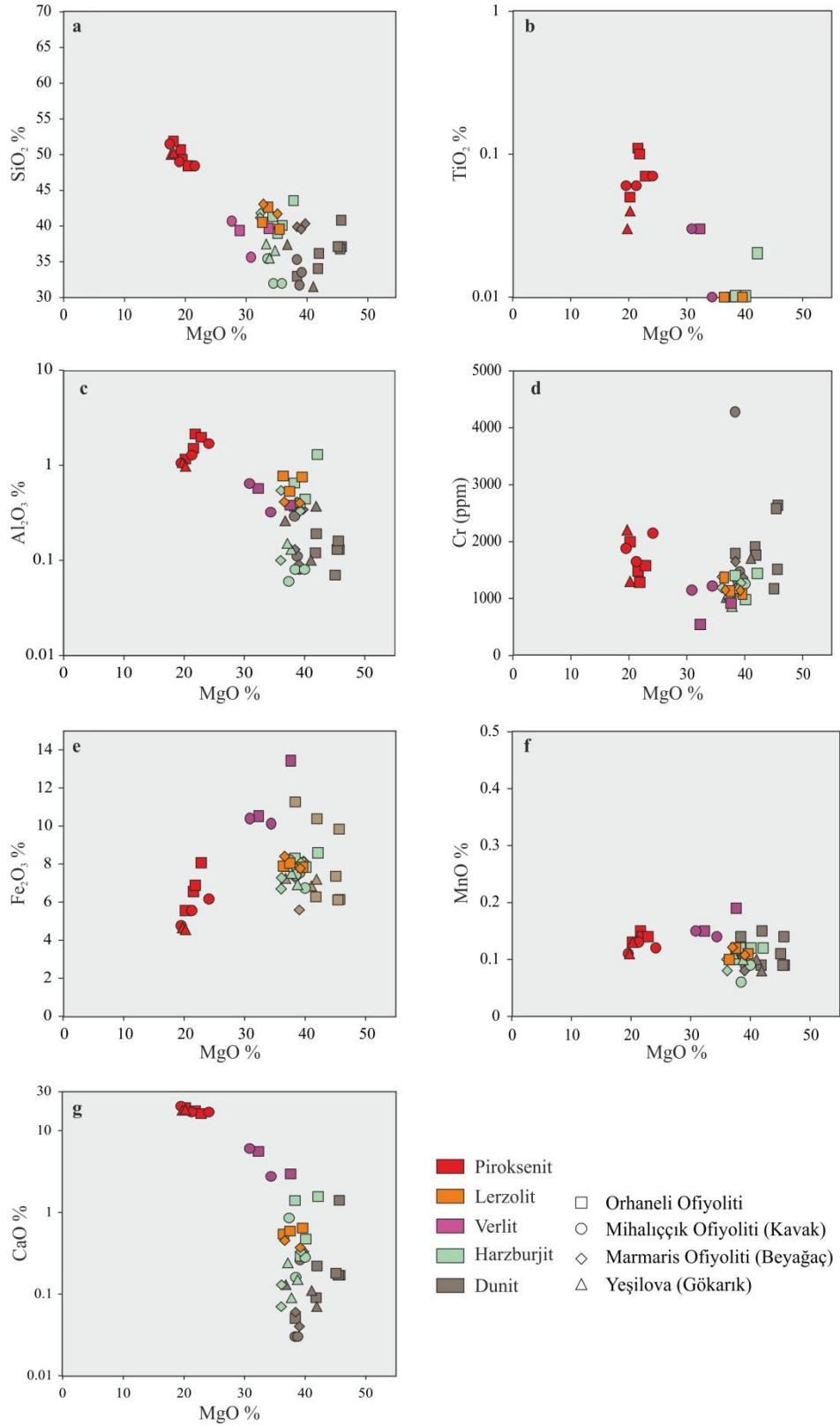
4.5.1. ANA KAYAÇ JEOKİMYASI

İnceleme konusu olan kromit yatakları ile içerisinde yer aldıkları ofiyolitlerin kimyasal özelliklerini belirlemek üzere temsili örnekler üzerinde analizler yapılmıştır. Bu kayalarda farklı oranlarda serpantinleşme gözlenmektedir. Kızdırma kaybı miktarları dunitlerde % 0,6 – 20,1 arasında değişirken harzburjitlerde % 1,1 – 20,7, verlitlerde % 4,7 – 15,7, lertzolitlerde %9.2 – 12,5 ve piroksenitlerde ise % 0,8 – 5,5 arasında değişmektedir. Özellikle sondaj karotlarından seçilen örneklerde kızdırma kaybı oranlarının yüksek olması kromititlerin içerisinde bulunduğu ofiyolitlerin serpantinleşmeye mağruz kaldığını göstermektedir. Serpantinleşmenin yüksek olması nedeniyle ölçülen nadir toprak elementlerinde özellikle dunit ve harzburjit örneklerinin tamamına yakınının da, verlit, lertzolit ve piroksenit örneklerinde kısmen dedeksiyon limitlerinin altında değerler elde edilebilmiştir.

Tablo 4.2. Orhaneli, Kavak, Gökarık ve Beyağaç kromit yataklarına ait örneklerde yapılan ana oksit, iz element, nadir toprak element, ve tüm kayaç Platin grubu element analizlerinin litolojik dağılımları.

Zon	Bölge	Kayaç	Ana Oksit	İz ve NTE	PGE
KUZNEY	Orhaneli	Dunit	7	7	-
		Harzburjit	4	4	-
		Lerzolit	3	3	-
		Verlit	2	2	-
		Piroksenit	4	4	-
		Gabro	3	3	-
		İzole Dayk	4	4	-
		Kromitit	12	12	7
	Kavak	Dunit	3	3	-
		Harzburjit	3	3	-
		Verlit	2	2	-
		Piroksenit	3	3	-
		Gabro	3	3	-
		Kromitit	7	7	4
GÜNEY	Gökarık	Dunit	3	3	-
		Harzburjit	3	3	-
		Piroksenit	2	2	-
		Gabro	3	3	-
		İzole Dayk	2	2	-
		Kromitit	4	4	3
	Beyağaç	Dunit	3	3	-
		Harzburjit	3	3	-
		Lerzolit	2	2	-
		İzole Dayk	4	4	-
		Kromitit	6	6	4
		TOPLAM	95	95	19

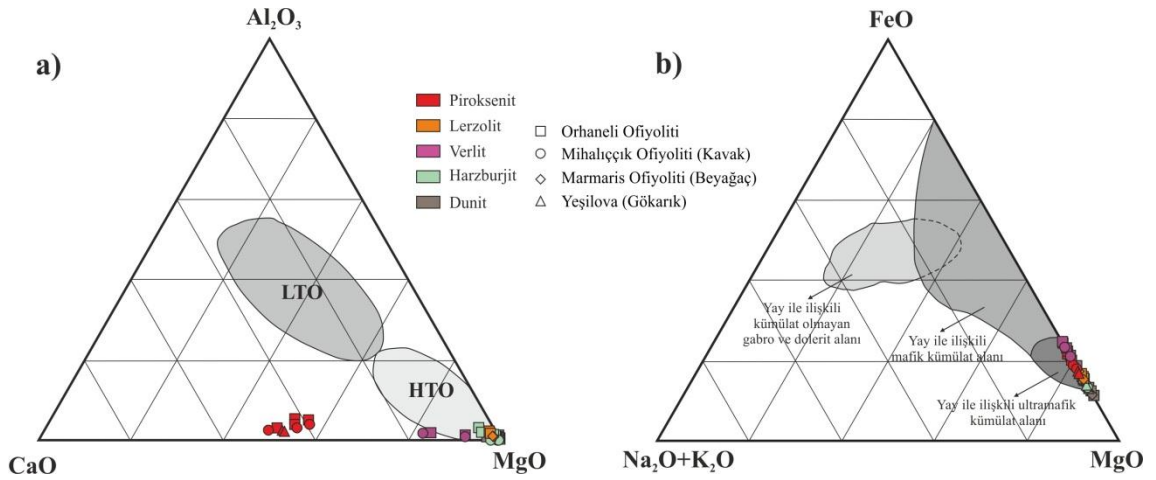
Dunit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenitlerin % MgO'e karşı Al₂O₃ (%), TiO₂ (%), Fe₂O₃ (%), CaO (%), MnO (%) ve Cr (ppm) diyagramları Şekil, 4.94 gösterilmiştir. Bu diyagramlara göre; MgO oranı arttıkça SiO₂ (%), TiO₂ (%) ve Al₂O₃ (%) değerlerinde genellikle bir azalma gözlenirken, MgO (%) ile Cr (ppm), Fe₂O₃ (%), CaO (%) ve MnO (%) arasında ise çalışılan saha ve litolojiler bazında artış ve azalış ilişkileri görülmemektedir. Fakat piroksenitler değerlendirme dışında bırakıldığında MgO (%) ile Cr (ppm) arasında pozitif, MgO (%) ile Fe₂O₃ (%) ve MnO (%) arasında negatif bir ilişki izlenir.



Şekil 4.94. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lerzolit, verlit ve pirosenitlere ait ana oksit içeriklerinin MgO (%) içeriğine karşı diyagramları.

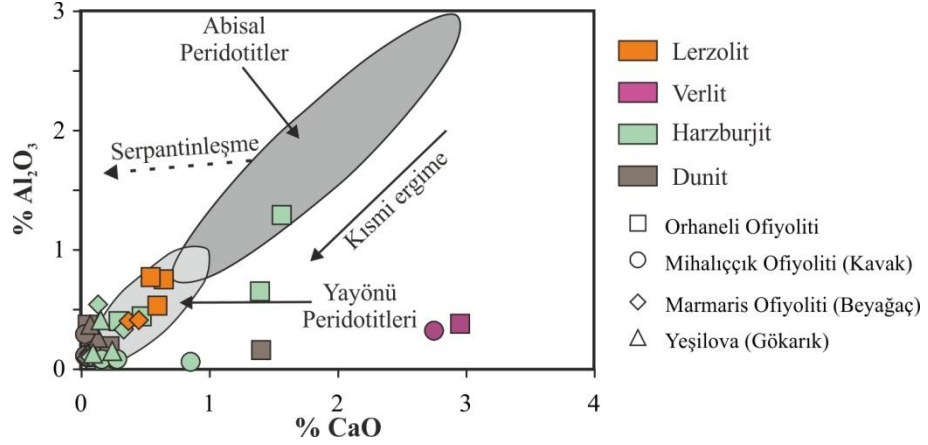
Çalışma alanındaki kayalara ait analizlerin $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Nicolas ve Jackson, 1972) diyagramına yerleştirilmesi ile dunit, harzburjit ve lertzolitlerin harzburjitik tip ofiyolit (HTO) alanında, bazı verlit ve piroksenitlerin HTO ve lertzolit tip ofiyolit (LTO) alanının dışında yayılım gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 4.95 a).

Ultramafik kümülat kayaların, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{FeO}$ bolluklarına göre hazırlanan AFM diyagramında (Beard, 1986) hem kuzey hem de güneyde bulunan kümülatik kayalar, yay ile ilişkili ultramafik kümülat alanı içerisinde kalmaktadır. Kayalar olivin içeriklerine göre $\text{MgO} - \text{FeO}$ hattı üzerinde bir dizilim sergilemektedir (Şekil 4.95b).



Şekil 4.95. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lertzolit, verlit ve piroksenitlere ait; a) Al_2O_3 - CaO - MgO üçgen diyagramı (Nicolas ve Jackson, 1972), b) AFM diyagramı (Beard, 1986). (LTO: Lertzolitik tip ofiyolit, HTO: Harzburjitik tip ofiyolit).

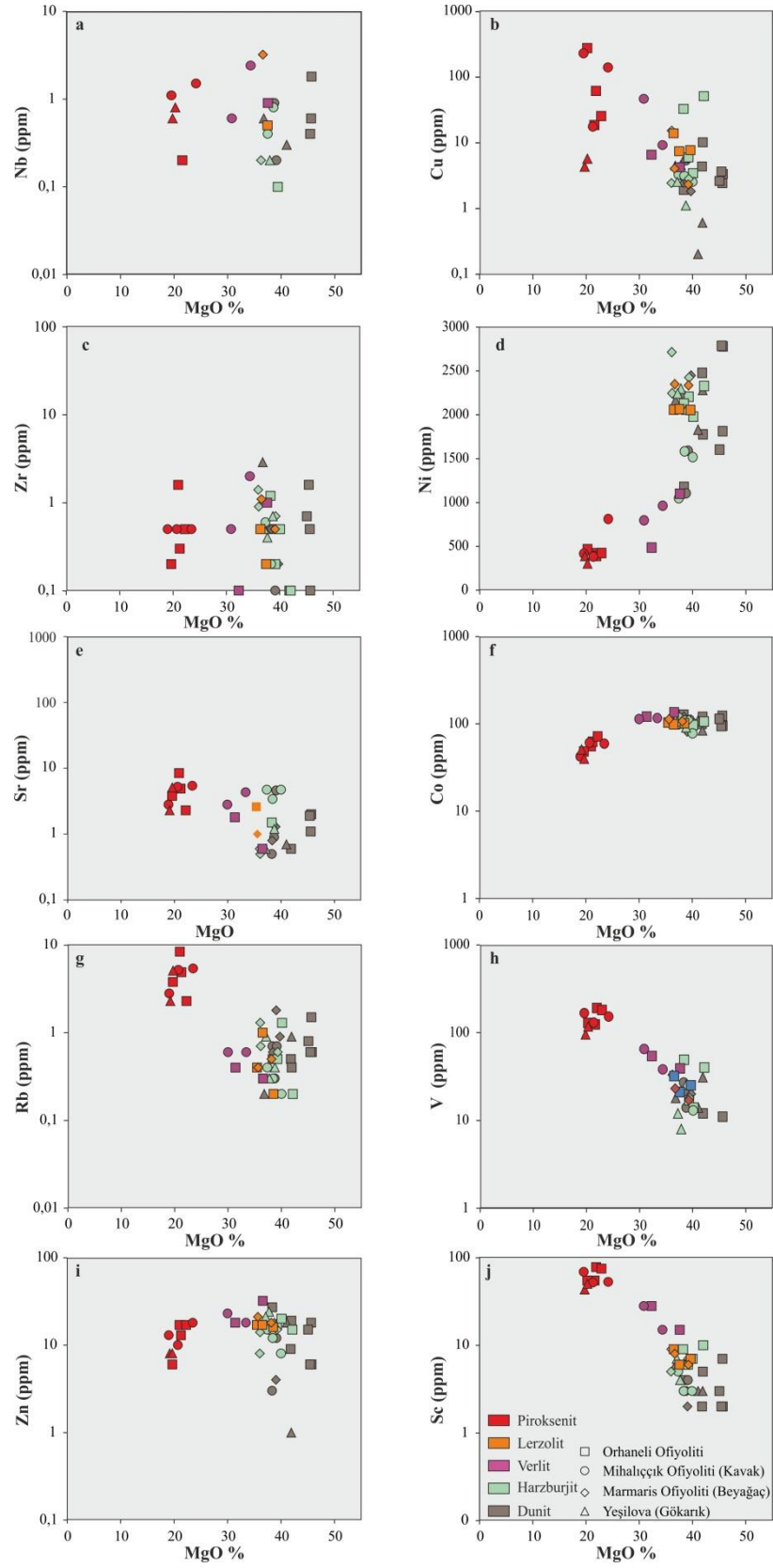
İnceleme konusu olan kuzey ve güneydeki kromititlerin içerisinde bulunduğu ofiyolitik kayalardan dunit, harzburjit ve lertzolitlerin CaO (%)'e karşı çizilen Al_2O_3 (%) diyagramında (Pearce ve diğ. 1992) ağırlıklı olarak yay önü peridotit alanı içerisinde yayılım gösterdiği, birkaç örneğin ise Abisal peridotitler içerisinde kaldığı net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.96). Verlitler ise klinopiroksen miktarının fazlalığı nedeniyle, dah az düşük Al_2O_3 (%) ve daha fazla CaO (%) içermesinden ötürü Yay önü ve Abisal peridotit alanlarının dışında kaldığı görülmektedir. Taylor ve Nesbitt (1992)'in TiO_2 (%) içeriklerine göre İzo-Bonin Yayında yapmış oldukları çalışmaya göre, düşük TiO_2 (%) içeriğine sahip ultramafik kümülatların hendeğe yakın bir ortamda oluşmaktadır. Shervais, (2001)'e göre bu tür kayalar yitim zonu üstü ofiyolitlerin doğuş - gençlik dönemleri içerisinde yer almaktadır.



Şekil 4.96. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenitlerin CaO (%) ve Al₂O₃ (%) değişim diyagramı. Abisal ve yay önü peridotitleri alanları ile kısmi ergime yönsemesi Pearce ve diğ. (1992)'den alınmıştır.

Ofiyolitlere ait kayaçların MgO (%) içeriğinin bazı iz elementlere karşı oluşturulan diyagramları Şekil 4.97'de gösterilmiştir. Artan MgO (%) miktarına bağlı olarak V (ppm), Sc (ppm) ve kısmen de olsa Cu (ppm)'ın negatif bir ilişki sergilediği, buna karşın Ni (ppm) ve Co (ppm)'ın ise belirgin bir pozitif ilişki gösterdiği ortaya çıkmıştır (Şekil 4.97).

MgO (%)'a karşı çizilen diğer bazı iz element diyagramlarında (Nb, Zr, Zn (ppm)) ise belirgin bir ilişki söz konusu olmayıp saçınımlı bir patern ortaya koymaktadır (Şekil 4.97). Şekil 4.97'de verilen Sr, Rb, Cu, V, Sc, Nb, Zr, Zn, Ni ve Co (ppm) değerlerinin MgO (%) karşı göstermiş olduğu dağılımları gerek Izu-Bonin-Mariana peridotitlerine (Parkinson ve Pearce, 1998), gerekse Beyağaç peridotitleri (Uysal, 2007) ve Orhaneli kümülat kayaçlarına (Sarıfakıoğlu ve diğ, 2009) benzer paternler göstermektedir.



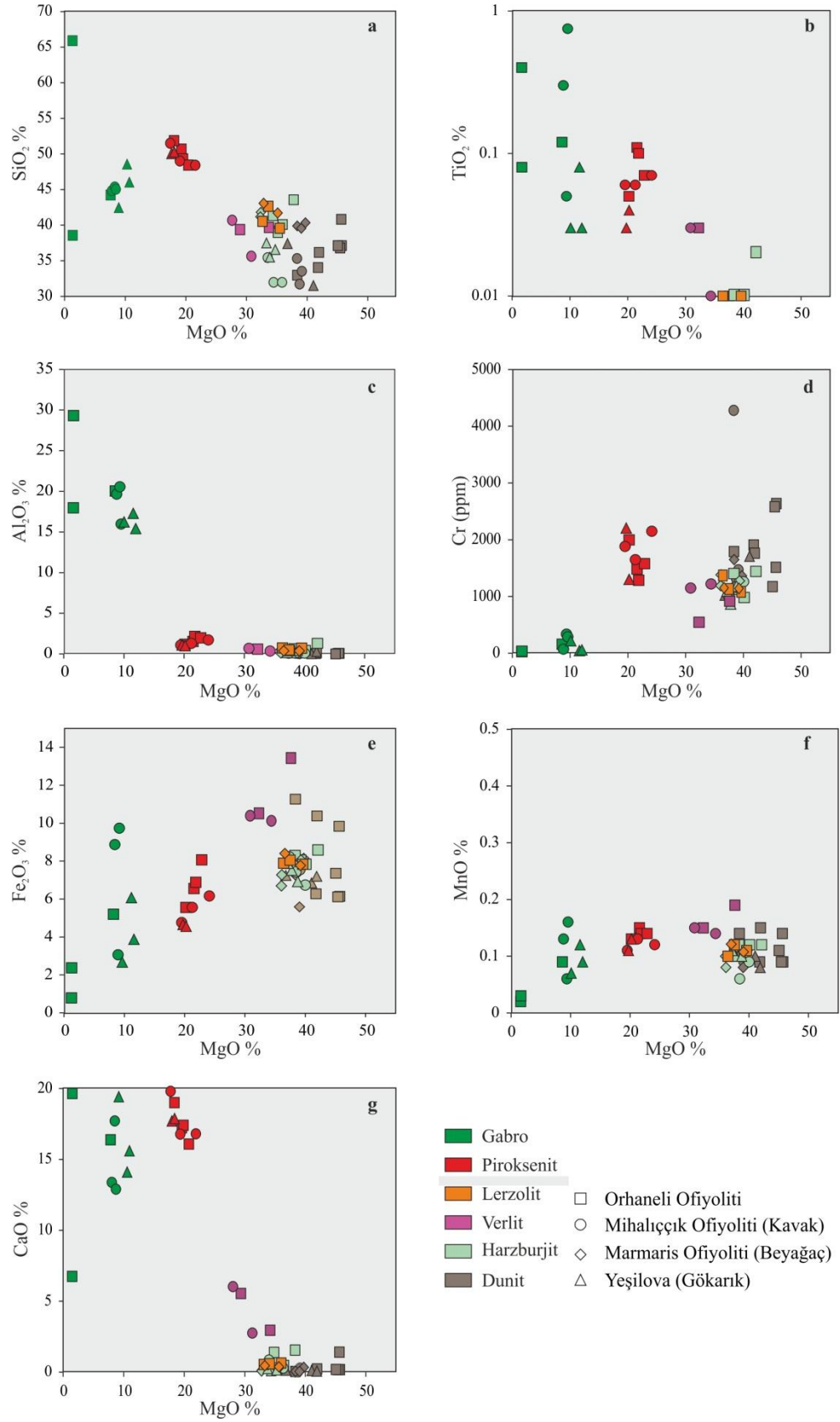
Şekil 4.97. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, dunit, harzburjit, lerzolit, verlit ve piroksenitlere ait bazı iz elementlerin MgO (%) içeriğine bağlı olarak gösterdikleri değişimler.

4.5.1.1. Mafik Kümülat Jeokimyası:

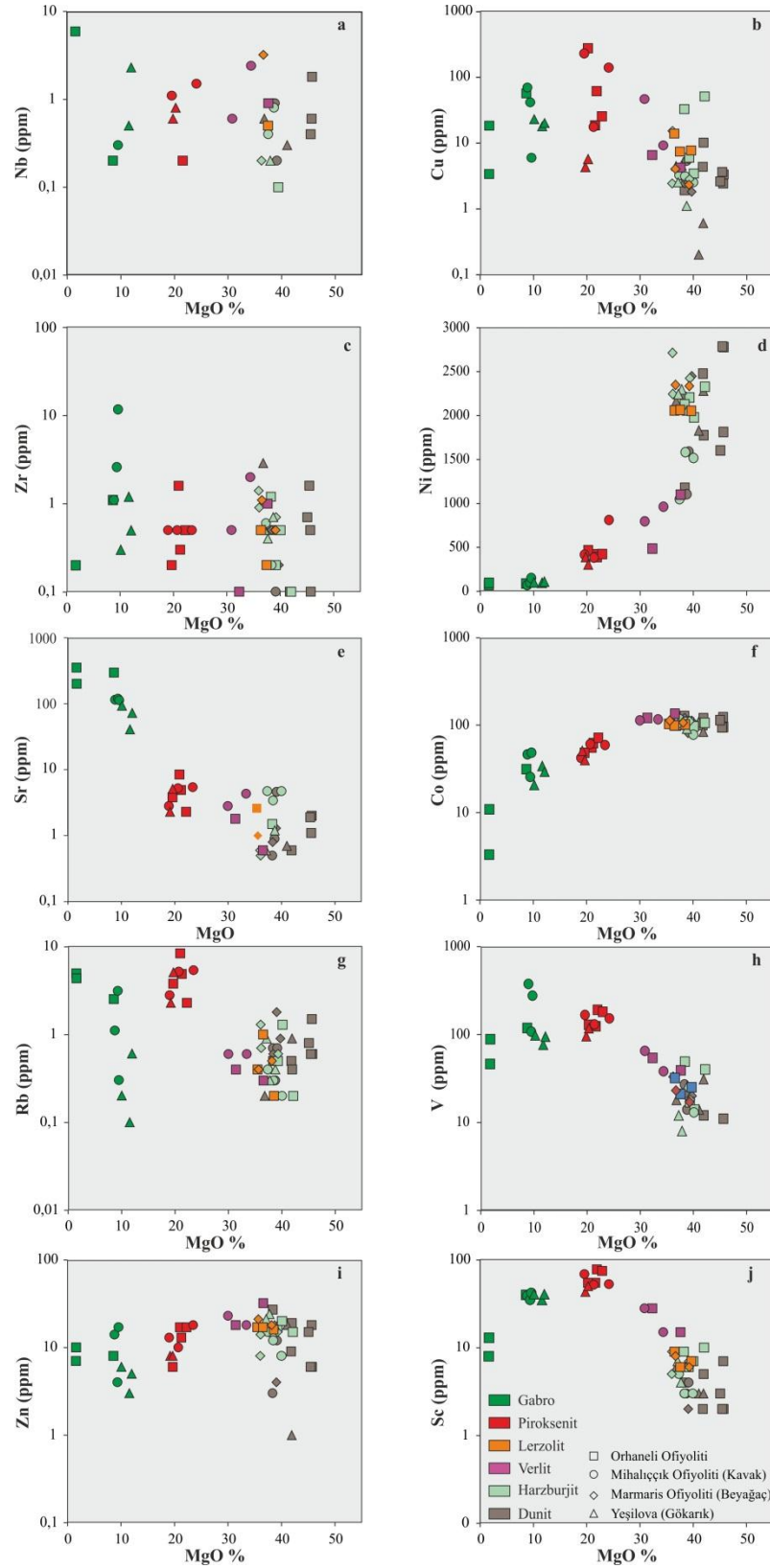
Orhaneli, Kavak ve Gökarık bölgelerinde kümülat kayaçların tabanından tavanına doğru olivin miktarındaki azalmaya karşın, piroksen ve plajiyoklaz minerallerindeki artışa bağlı olarak gabrolara geçişler gözlenir. Gabrolar çoğunlukla katmanlı bir yapı sergilerken istifin tavanına doğru izotrop gabrolara geçmektedir. Gabrolara ait ateşte kayıp değerleri % 0,9 – 7,4 arasında değişmektedir.

Tüm kümülatların birlikte değerlendirildiği ana oksit ve seçilmiş bazı iz elementlerin MgO (%) ile ilişkilerini gösteren diyagramda bu dereceli geçişler çok net olarak gözlenmekte olup ultramafik kümülatlar ve gabrolar aynı trendleri sergilemektedir (Şekil 4.98). CaO (%), SiO₂ (%) ve Al₂O₃ (%) değerlerindeki yönelimler ultramafikler ve gabrolar için farklılıklar sunmaktadır. Özellikle Al₂O₃ (%)’teki farklılığın en önemli sebebi gabroların içerisinde bulunan plajiyoklazların Al₂O₃ (%)’ler zengin olmasından kaynaklanmaktadır. CaO (%) oranında ise ultramafik kümülatlara göre özellikle de piroksenitlere göre nisbi bir düşüş yönelimi gözlenmektedir. Bir örnekte CaO (%) oranında oldukça yüksek bir düşüş vardır. Bunun nedeni ise bu örneğin gabronun en dış zonunda bulunan kataklastik kuvarsmonzodiyorite ait olmasıdır. Bunun sonucu olarak bu örneğin SiO₂ (%) değerleride diğer gabro örneklerine göre daha yüksektir. Dunitten – gabroya giden kayaç grubunda Fe₂O₃ (%) miktarında önemli bir tüketilme söz konusudur. Bunun en önemli sebebi demir konsantrasyonunu arttıran olivin ve spinel miktarındaki azalmadır. Kayaçların TiO₂ (%) içerikleri Orhaneli Ofiyolitine ait gabrolarda % 0,08 – 0,40, Kavak bölgesindeki gabrolarda % 0,05 – 0,75 ve Yeşilova ofiyolitindeki (Gökarık bölgesi) gabrolarda ise % 0,03- 0,08 arasında değişmektedir.

Gabrolara ait örneklerin Nb, Cu, Zr, Ni, Sr, Co, V ve Zn (ppm) içeriklerinin, MgO (%) miktarına göre olan davranışları, dunitten piroksenite kadar tüm ultramafik kayaçların genelinde benzerdir (Şekil 4.99). Rb (ppm) açısından geniş bir aralıkta yayılım göstermiş olsa da MgO (%) artışı ile artış içerisinde. Ultramafiklerin aksine, gabrolarda Sc (ppm) elementi - MgO (%) değişimi negatif bir ilişki sunmakta olup Orhaneli ofiyolitindeki gabrolar Sc (ppm) içeriği bakımında diğer ofiyolitlerdeki gabrolara göre daha fakirleşmiştir (Şekil 4.99).



Şekil 4.98. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait, kümülatların ana oksit içeriklerinin MgO (%) içeriğine karşı diyagramları.

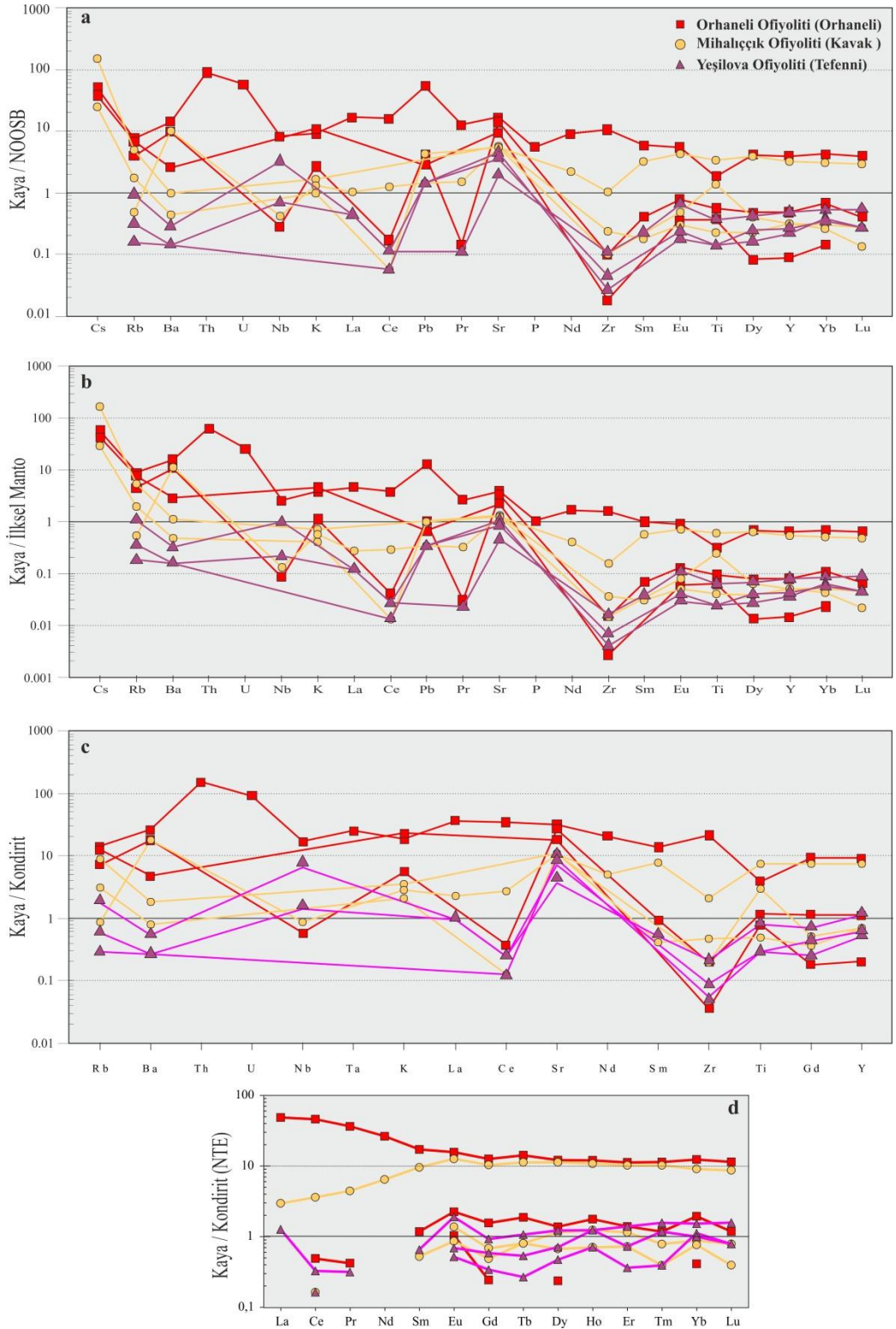


Şekil 4.99. Orhaneli (Bursa), Mihalıççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait kümülatların bazı iz elementler karşı MgO (%) içeriklerindeki değişim ilişkisi.

Orhaneli, Mihaliççık (Kavak) ve Yeşilova (Tefenni) ofiyolitlerinden alınan gabro örneklerine ait örümcek diyagramları şekil 4.100'de gösterilmiştir. N tipi okyanus ortası sırtı bazaltları (NOOSB), İlksel Manto ve Kondirit'e göre normalize edilen örneklerin jeokimyasal seyirleri genellikle birbirleri ile uyumludur. Yeşilova ofiyolitine ait örnekler, diğer iki ofiyolite ait örneklere göre daha az zenginleşme ve daha fazla fakirleşme gösterirler (Şekil 4.100 a, b, c). Her üç alana ait gabroların NTE içerikleri NOOSB, İlksel Manto ve Kondirite'e göre çoğunlukla fakirleşmiştir (Orhaneli ve Mihaliççık ofiyolitine ait birer örnek hariç). İz elementleri ise nadir toprak elementlerine göre geniş bir aralıkta davranmakta olup nisbeten daha fazla zenginleşme göstermekte olup yitim zonu üstü ofiyolitlerin gabrolarına benzer bir patern sunmaktadırlar (Şekil 4.100 a, b, c).

Batı Anadolu kromit yataklarının oluştuğu ofiyolitlerin en üst seviyelerini oluşturan gabrolar kondirite ait nadir toprak elementlerine göre normalize edildiğinde iki farklı gruplaşma izlenmektedir. Bunlardan ilki kondirit NTE değerlerine göre zenginleşmiş gabroların kenar zonlarına ait grup, ikincisi ise kısmen kondirit değerlerinin altında yer alan gruptur. İlk gruptaki Orhaneli ve Mihaliççık ofiyolitlerine ait örnekler ağır nadir toprak elementleri (ANTE) ve ortaç nadir toprak elementleri (ONTE) değerleri düz bir patern gösterir. Buna karşın hafif nadir toprak elementleri (HNTE), Orhaneli ofiyolitine bağlı örnek La'dan Sm'a doğru azalma gösterirken Mihaliççık ofiyolitine ait örnek ise bu yönelimin tam aksini göstermektedir. İkinci gruptaki örneklerde ise hem ONTE hemde ANTE'ler kondirite kısmen paralel davranmakta Eu, Tb, Ho ve Yb diğer elementlere oranla daha az tüketilmiştir. NTE Kondirite normalizasyonları yapılmış olan birer örnekte La/Sm oranı Orhaneli ofiyolitine ait gabrolar için 2.83, Mihaliççık için 0,3 ve Yeşilova ofiyoliti için ise 1,93 oranları elde edilmiştir. Bununla birlikte La/Y değerleri Orhaneli ofiyolitinde 3.29, Mihaliççık ofiyolitinde 0,32 ve Yeşilova ofiyolitinde 0,82 – 1,26 arasında değişmektedir.

Bu veriler ışığında Orhaneli ofiyoliti, Mihaliççık ve Yeşilova ofiyolitlerine ait gabroların oluştuğu kısmi ergiyiklerin bileşiminde farklılıklar olup, Yeşilova – Mihaliççık - Orhaneli ofiyolitindeki gabroları oluşturan ergiyiklerin kısmi ergiyiklerinin derecelerinin arttığı düşünülebilir.

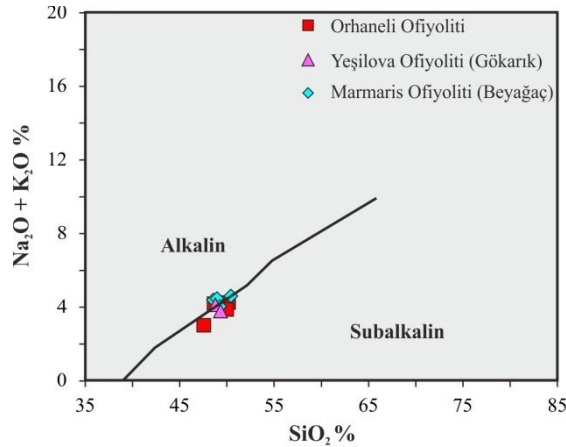


Şekil 4.100. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerine ait gabroların okyanus ortası bazalt, ilksel mantoya, kondirit ve kondirit (NTE) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları. (NOOSB (a), İlksel Manto (b) ve Kondirit (c), Kondirit (NTE) (d) normalize değerleri Sun ve McDonough, (1989)'e aittir.)

4.5.2.İZOLE DAYK JEOKİMYASI

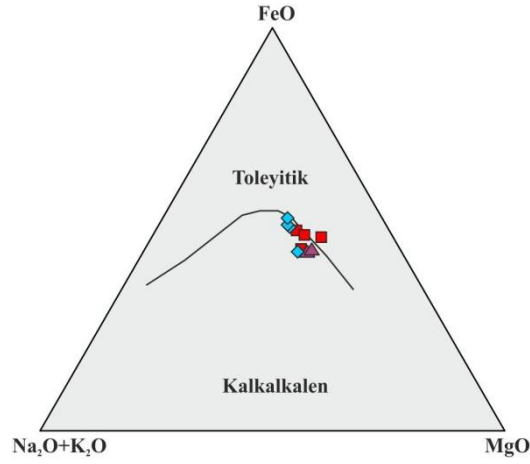
Olgunlaşan ve soğumasını tamamlamak üzere olan ofiyolit istifin ultramafik ve mafik kısmı, kalıntı kısmi ergime ürünleri olan damar kayaçları ile kesilmektedir. Damar kayaçları çoğunlukla diyabaz, mikrogabro ve mikrodiyoritik dayk ve sillerden oluşmaktadır. Kavak bölgesi dışında kromit yatakların eşlik eden ofiyolitler damar kayaçları tarafından kesilmemektedir. Petrografi çalışmaları sonucunda dayklar diyabaz, mikrogabro, mikrodiyorit ve lamprofir olarak tespit edilmiştir.

Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait kayaçların toplam alkali-silika diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında (Irvine ve Baragar, 1971), Beyağaç bölgesindeki izole daykların Alkalin – Subalkalin ayırımına yakın fakat Alkalin karaktere sahip olduğu, Orhaneli ve Yeşilova ofiyolitindeki izole daykların Alkalin-Subalkalin ayırımına yakın olmakla birlikte subalkalin karakterde olduğu görülmektedir (şekil 4.101).



Şekil 4.101. Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait toplam alkali – silika diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Her üç ofiyolite ait izole daykların toleyitik/kalkalkalen ayırımı için AFM üçgen diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971) kullanılmıştır (Şekil 4.102). Bu diyagrama göre Orhaneli ofiyolitine ait bir örnek hariç, tüm izole dayklar kalkalkalen bir karakter göstermektedir (Şekil 4.102).

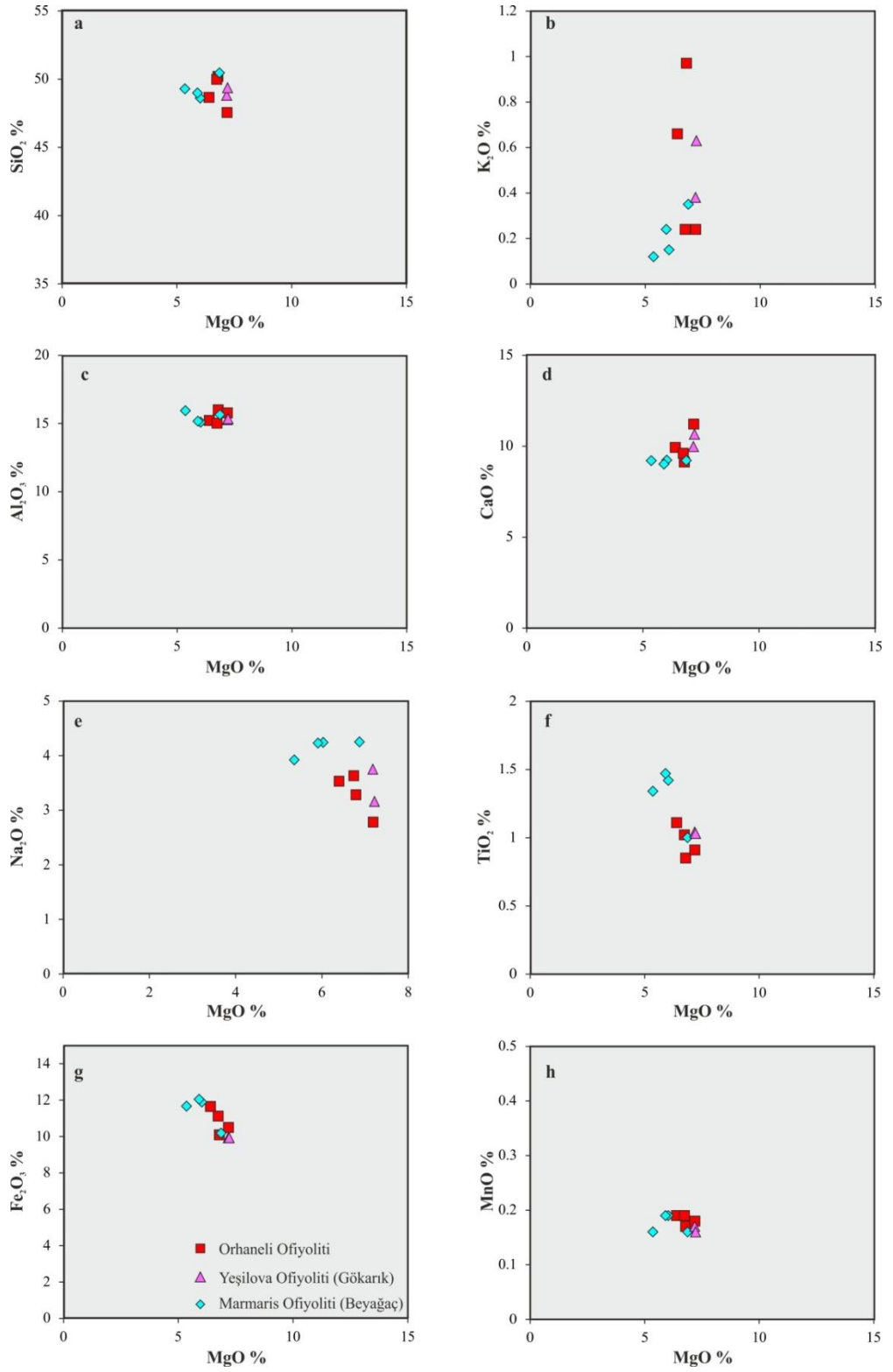


Şekil 4.102. Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerinde gözlenen izole dayklara ait AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

İnceleme konusu olan kromitlere ev sahipliği yapan ofiyolitler ile yer yer kromitleri de kesen izole daykların ana oksit element içeriklerinin MgO'ya karşı değişimleri Şekil 4.103'te verilmiştir. SiO₂ (%) ve Fe₂O₃ (%) değerleri MgO (%) değerleri ile tüm alanlar için negatif bir ilişki gösterirken, Al₂O₃ (%) ve MnO (%) içerikleri MgO (%) ile herhangi bir ilişki göstermez. Bölgelere göre değerlendirme yapıldığında ise MgO (%) karşı K₂O (%) bollukları Orhaneli ve Yeşilova ofiyolitini kesen dayklarda bir yönelim gözlenmezken Beyağaç bölgesindeki damar kayaçları ile belirgin bir pozitif ilişki vardır. Orhaneli ve Yeşilova ofiyolitini kesen daykların % CaO içerikleri MgO (%) ile pozitif bir ilişki içerisindeyken, Beyağaç bölgesindeki damar kayaçları ise bir ilişki göstermez. Marmaris ofiyolitini kesen daykların MgO (%) içeriklerine Na₂O (%) ve TiO₂ (%) içerikleri oranlandığında belirgin bir pozitif ilişki izlenirken, Orhaneli ve Yeşilova ofiyolitini kesen dayklar belirgin olarak negatif bir ilişki sergiler (Şekil 4.103).

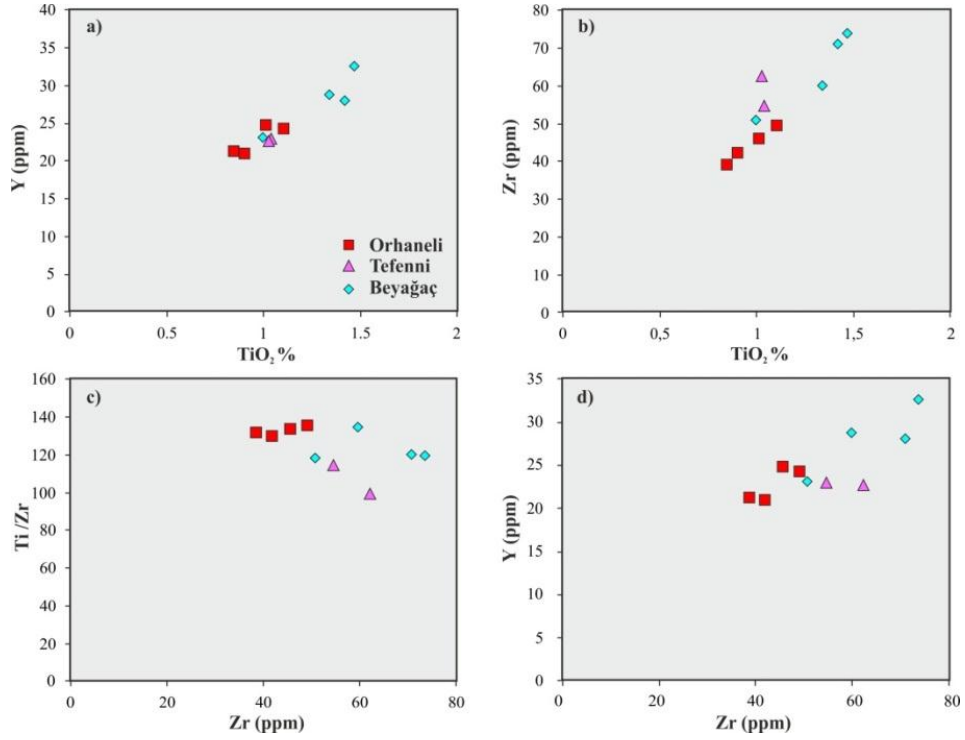
Zr, Y ve Ti gibi uyumsuz elementler alterasyon sırasında göreceli olarak duraylı kalmaları nedeniyle petrolojik yorumların yapılabilmesi için güvenilir elementler olarak kabul edilir (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975; Pearce ve Norry, 1979; Meschede, 1986). TiO₂ (%)'ye karşı çizilen Y ve Zr (ppm) diyagramlarında (Şekil 4.104 a ve b) artan TiO₂ (%) içeriğine bağlı olarak Y ve Zr (ppm)'un artış içinde olduğu görülmektedir. Zr – Ti/Zr diyagramında, ofiyolitleri kesen izole daykların negatif bir seyir izlediği (Şekil 4.104 c) gözlenirken, Y – Zr (ppm) diyagramında ise kayaçların pozitif bir ilişki sergiledikleri ortaya konmuştur (Şekil 4.104 d). Y, Zr ve Ti'nin birlikte

davranışları, ergiyiğe katılan uçucu miktarı dolayısıyla kısmi ergime oranı ile ilişkilidir (Pearce ve diğ. 1984).



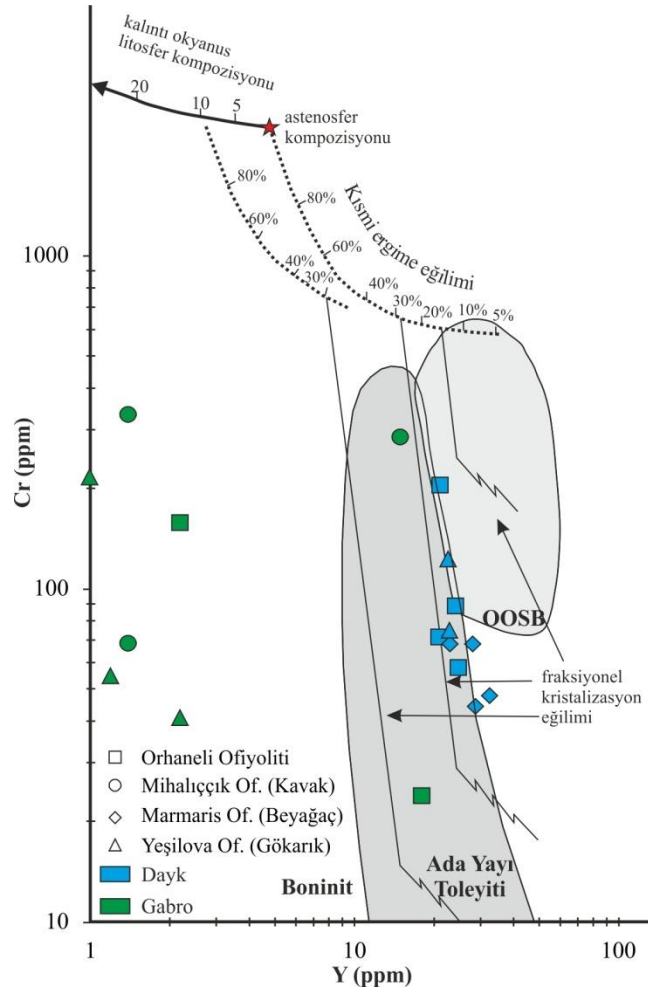
Şekil 4.103. Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole daykların ana oksit içeriklerinin, MgO% içeriğine karşı değişim diyagramları.

Cr – Y (ppm) diyagramına göre (Pearce ve diğ, 1984), Y (ppm) miktarındaki artış kısmi ergime ile ters orantılıdır. Bu diyagrama göre, incelenen izole daykların % 20 – 30 oranında kısmi ergime olmasına bağlı olarak ada yayı toleyitleri (AYT) oldukları söylenebilir (Şekil 4.105). Ayrıca $TiO_2 - MnO*10 - P_2O_5*10$ değerlerinin tektonomagmatik diskriminasyon diyagramına (Mullen, 1983) iz düşürülmesi durumunda AYT alanı içerisinde kaldığı görülmektedir.(Şekil 4.106) .

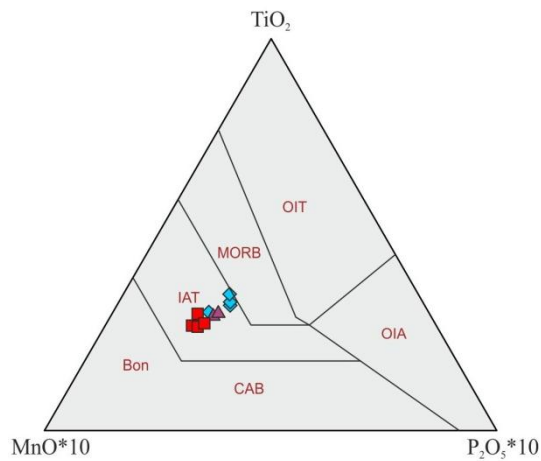


Şekil 4.104. Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole daykların alterasyona karşı dirençli olan ana ve iz elementlerin değişim diyagramları.

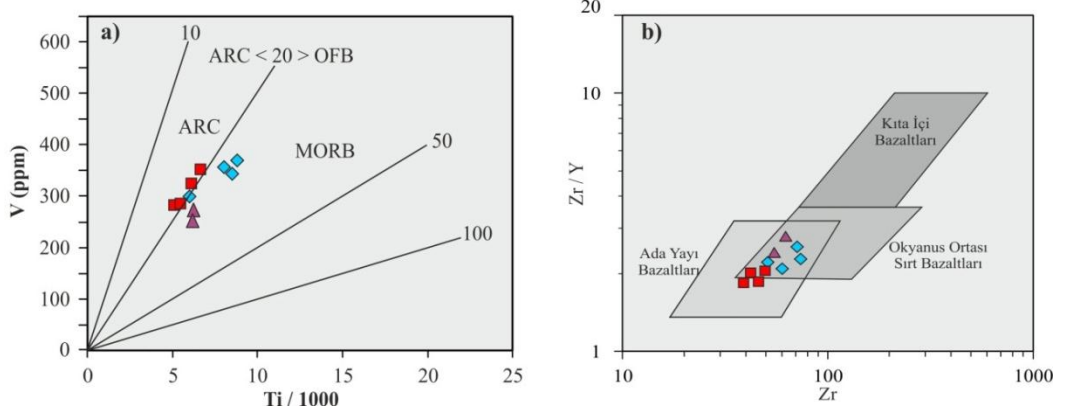
Ti/1000 – V tektonomagmatik diskriminasyon diyagramında (Shervais, 1982) Orhaneli ofiyoliti içerisindeki dayklarının yay ile ilişkili oldukları gözlemlenirken, Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen daykların ise OOSB alanı içerisinde kalmaları kuzey ve güney ofiyolitleri için önemli bir ayırtmandır (Şekil 4.107a). Bu görüşü destekleyen diğer veriyse Zr - Zr/Y tektonomagmatik diskriminasyon diyagramı (Pearce ve Norry, 1979) örnek olarak gösterilebilir (Şekil 4.107 b). Bu diyagramda Orhaneli ofiyolitini kesen izole dayklar ada yayı bazalt alanı ile OOSB alanının kesişime yakın bir alanda gözlenirken, Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Beyağaç) ofiyolitlerini kesen izole dayklar OOSB ve AYT alanının kesişme alanı içerisinde kalmaktadır (Şekil 4.107 b).



Şekil 4.105. Petrolojik indikatör olan Cr (ppm) ve Y (ppm) içeriklerinin karşılaştırıldığı ve kısmi ergime derecelerinin birlikte ilişkilendirildiği tektono magmatik diyagramı (Pearce ve diğ., 1984).



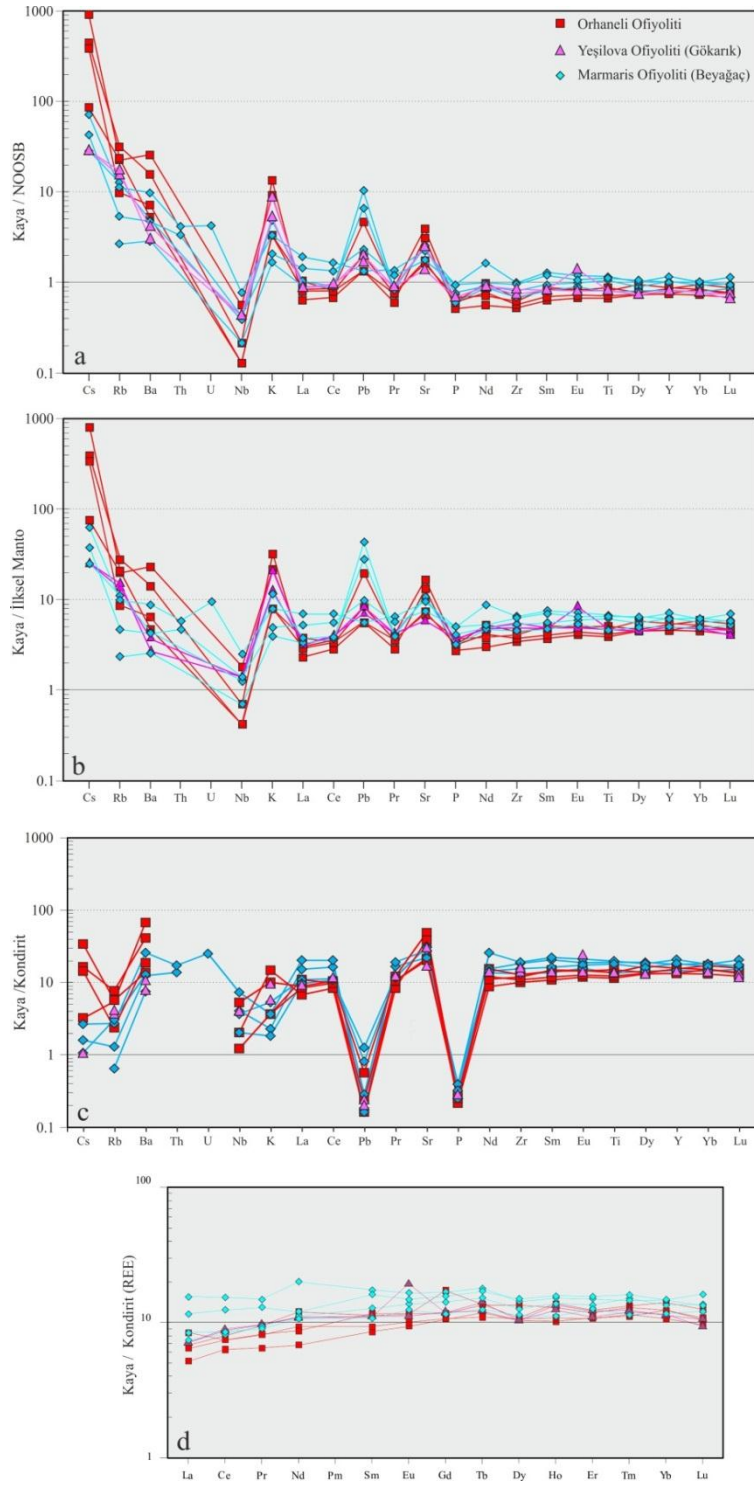
Şekil 4.106. İzole daykların ait TiO_2 - $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$ değerleri tektonomagmatik diskriminasyon diyagramında yayılımı (Mullen, 1983) (OIT: Okyanus Ada Toleyiti, OIA: Okyanus Ada Alkali, MORB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, IAT: Ada Yayı Toleyiti, CAB: Kalk-Alkalın Bazaltı, Bon: Boninit).



Şekil 4.107. Orhaneli (Bursa), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait Ti/1000 – V (a) ve Zr/Y karşı Zr (ppm) (b) tektono magmatik diyagramları (a) Shervais, 1982, b) Pearce ve Norry, 1979).

Orhaneli, Yeşilova ve Marmaris ofiyolitlerinin kesen daykların NOOSB, İlksel Mantoya, Kondirit ve Kondirit NTE'ye göre normalize edilmiş örümcek diyagramalar şekil 4.108 a, b, c, d'de gösterilmiştir. Her üç bölgeye ait izole dayklar aynı paterni sunmakta olup LIL elementler, kalıcılığı yüksek elementlere oranla zenginleşmiştir. NOOSB'ye normalize edilmiş nadir toprak elementlerince (NTE) özellikle Orhaneli ofiyolitlerini kesen dayklarda bir fakirleşme söz konusu olup normalize değerine paralel bir davranış sergilerler. Marmaris ve Yeşilova ofiyolitlerini kesen daykların NTE içerikleri OOSB bileşimine oldukça yakındır (Şekil 4.108). NTE'ler ilksel mantoya oranla 2-10 kat ve kondirite göre ise 9 – 12 kat zenginleşmiştir. Kondirite normalize edilmiş izole dayk örnekleri Pb ve P dışında zenginleşme sergilemektedir. İzole dayklar NOOSB'ye göre yüksek iyon yarıçaplı elementler açısından (K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr) zengileşme, dalan levhadan ayrılan elementlerin metasomatizma yoluyla manto kamasında zengileşmeye neden oldukları şeklinde belirtilmektedir (Pearce ve diğ. 1984). Fakat bu elementler alterasyona karşı dirençli olmadıklarından petrolojik anlamda fazla güvenli değildirler. Nb'nin NOOSB'ye göre fazla oranda tüketilmiş olması yitim zonu üstü ile ilişki bir ortamda oluştuğunu işaret etmektedir. Kondirite normalize edilmiş değerlerde ise yüksek yarıçaplı elementler dağınık bir görüntü çizmesine karşın pozitif bir anaomali vermektedir. NTE'ler ise kondirit değerlerine göre 4 -11 kat arası bir zenginleşmiş ve kavisli bir eğri çizmektedir. NTE değerleri açısından Marmaris ofiyolitini kesen izole dayklar Orhaneli ve Yeşilova ofiyolitlerini kesen izole dayklara göre daha zengin ve daha düz bir patern sergilemektedir. Bu durum tipik bir yitim zonu üstü ile ilişkili izole dayk paterni olup Doğu Akdeniz ofiyolitlerini kesen

dayklara benzerdir (Pearce ve diğ., 1984; Yalınız, 2001, Bağcı, 2004, Parlak ve Delaloye, 1996).



Şekil 4.108. Orhaneli (Bursa), Mihaliççık (Eskişehir), Yeşilova (Burdur) ve Marmaris (Denizli) ofiyolitlerini kesen izole dayklara ait, okyanus ortası bazalt ve ilkel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları. (NOOSB (a), İlk sel Manto (b), Kondirit (c) ve Kondirit (NTE) normalize değerleri Sun ve McDonough, (1989)'e aittir).

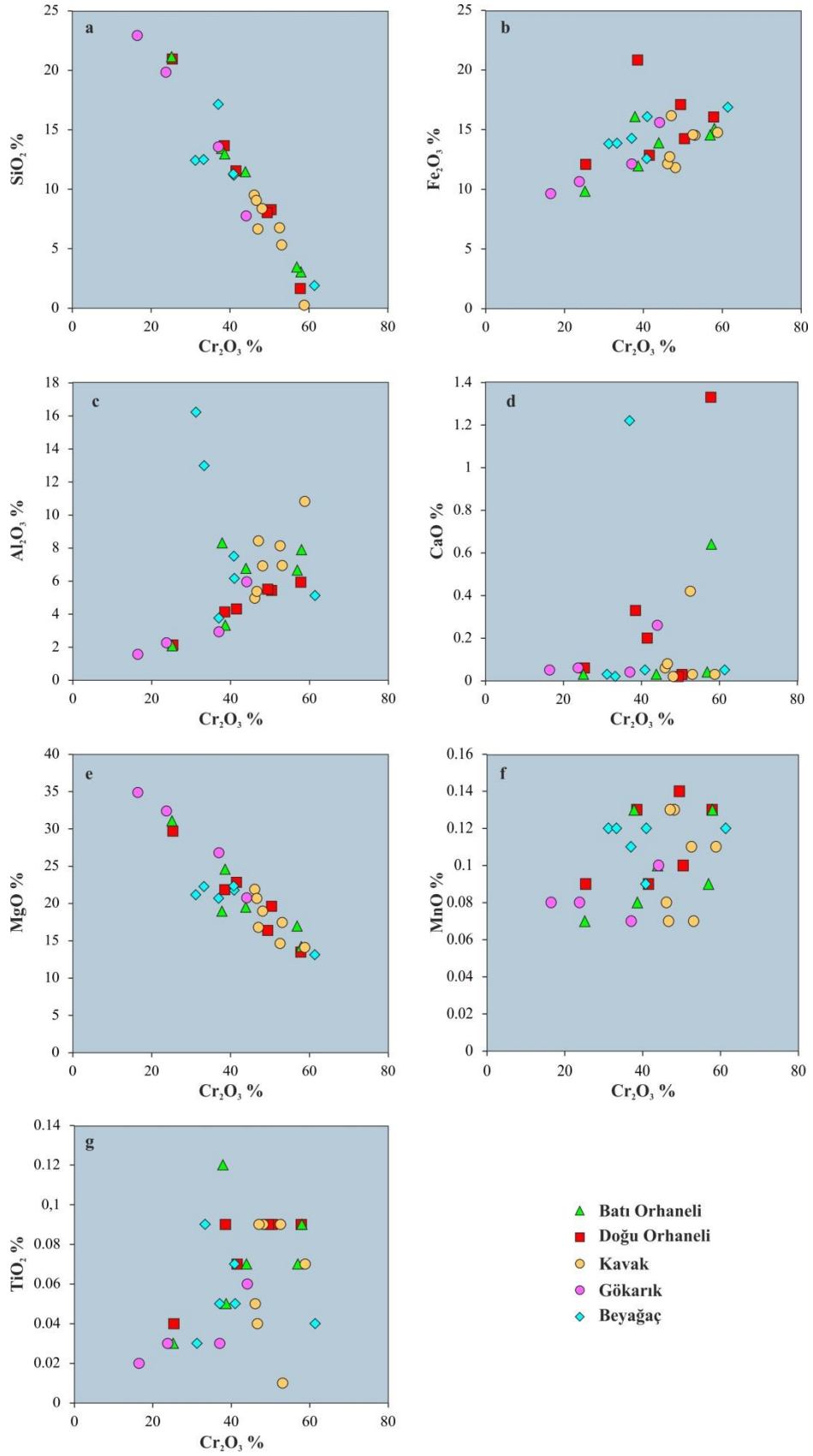
4.5.3. KROMİTİT JEOKİMYASI

İnceleme konusu olan kromititlere ait 29 ait örnekte ana oksit, iz ve nadir toprak elementlerin tespiti için jeokimya analizleri yapılmıştır. Kromititlerin ana oksit element değerleri Cr_2O_3 (%)’e karşı olan değişimlerine göre; SiO_2 (%) ve MgO (%) ile negatif bir ilişki göstermektedir. TiO_2 (%) ve MnO (%) değerleri Cr_2O_3 (%)’ye göre dağılımları saçınımlı bir patern sergiler. Beyağaç kromititleri dışındaki tüm kromititler Fe_2O_3 (%) ve Al_2O_3 (%) ile pozitif bir ilişki gösterir. Beyağaç kromitlerinde ise Fe_2O_3 (%) pozitif ilişki sergilerken Al_2O_3 (%), Cr_2O_3 (%) negatif bir ilişki izlenir. Cr_2O_3 (%)’teki artış ise CaO den bağımsız bir ilişki sergiler (Şekil 4.109).

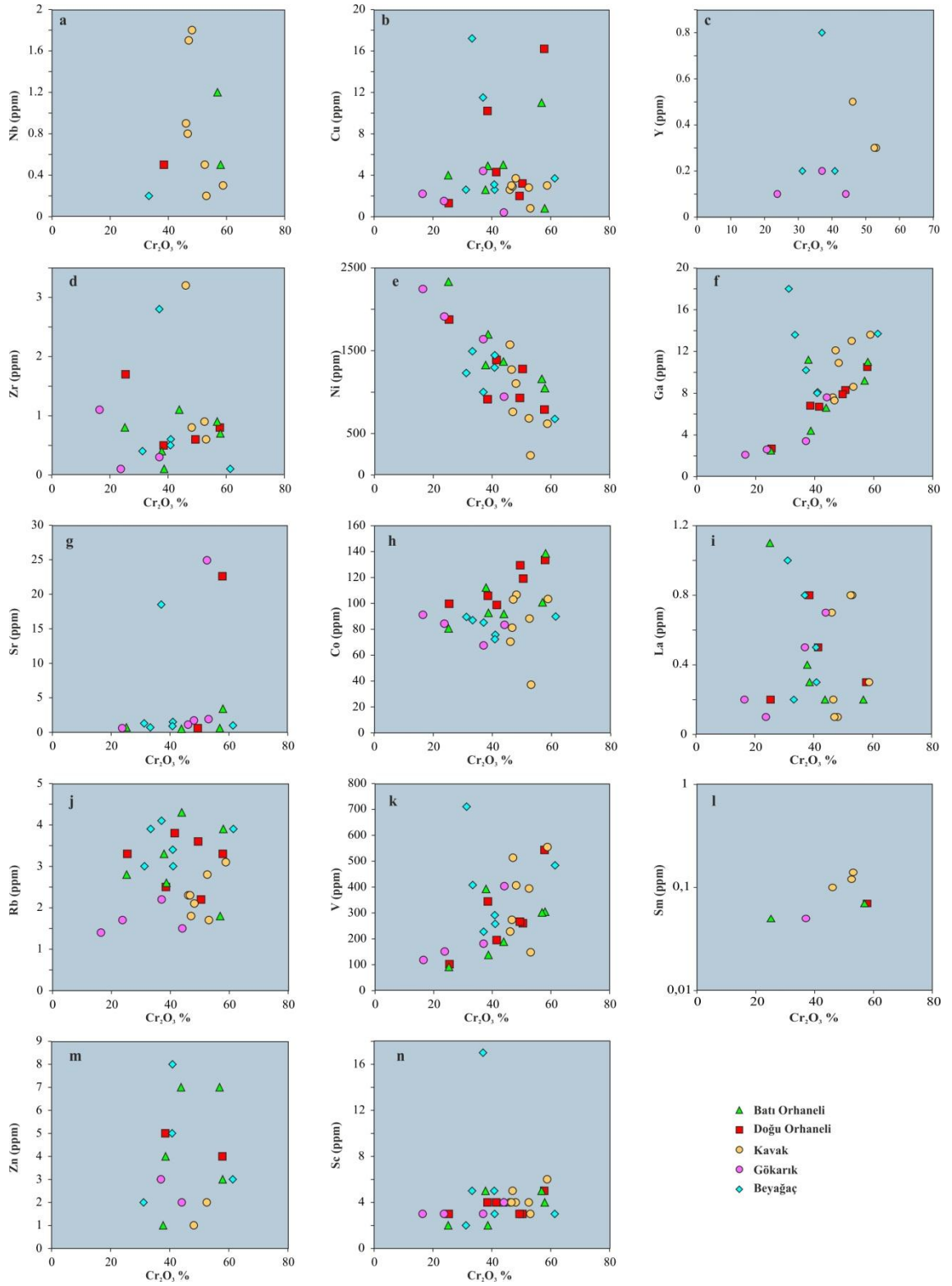
Kromititlerin Cr_2O_3 içeriklerine karşı oluşturulan bazı iz ve nadir toprak elementlerinin dağılımı Şekil 4.110’da gösterilmiştir. Bu tür diyagramlarda Cr_2O_3 (%) Ni (ppm) karşı negatif bir ilişki sunarken Co (ppm) ve V (ppm) karşı belirgin bir pozitif ilişki içerisindedir. Ga (ppm) elementi hariç diğer elementlerde ise belirgin bir ilişki izlenmez. Ga (ppm) - Cr_2O_3 (%) diyagramında, Gökarık, Doğu ile Batı Orhaneli ve Kavak kromititleri pozitif bir ilişki ile ön plana çıkar (Şekil 4.110).

Al, Fe ve Cr arasındaki birlikte artış kromit mineralinde birlikte yer almaktadır. Si ve Mg ile kromit arasındaki negatif ilişki ise bu elementlerin birbirlerinin yerini almasından veya rekabet içinde olmasındandır (Şekil 4.109).

Cr ile +3 değerlikli NTE (Y, La, Sm) ve yine +3 değerlikli Ga ile pozitif korelasyon göstermesi, +3 değerlikli Al ve Cr elementlerinin yerine bu elementin diyadoh olarak yerleşmesi şeklinde açıklanabilir. Zn, Co ve V kromit yapısındaki Fe elementi yerine diyadoh olarak yerleşmesinden dolayı pozitif korelasyon gösterir. Nb, Rb, Zr ile Cr arasındaki pozitif korelasyon bu elementlerin oksit fazına yatkınlığı ile ilgili olmalıdır. Öte yandan kalkofil karakteri olan ve kükürde bağımlılığı olan Sc, Cu’nun oksit fazı ile negatif korelasyon göstermesi de olağandır.



Şekil 4.109. Batı Orhaneli, Doğu Orhaneli, Kavak, Gökarkık ve Beyağaç kromitlerine ana oksit içeriklerinin, MgO (%) içeriğine karşı değişim diyagramları.



Şekil 4.110. Batı Orhaneli, Doğu Orhaneli, Kavak, Gökçarık ve Beyağaç kromititlerine bazı iz ve nadir toprak element içeriklerinin, MgO (%) içeriğine karşı değişim diyagramları.

4.5.4. PLATİN GRUBU ELEMENT (PGE) JEOKİMYASI

Platin grubu; Osmiyum(Os), İridyum (Ir), Rutenyum (Ru), Rodyum (Rh), Platin (Pt) ve Palladyum (Pd) elementlerinden oluşmaktadır. Kendi içinde IPGE ve PPGE olmak üzere iki gruba ayrılırlar. İridyum grubu Platin Grubu Elementler (IPGE) Os, Ir ve Ru iken Palladyum grubu Platin Grubu Elementler (PPGE) ise Rh, Pt ve Pd'den oluşur. Platin grubu elementler periyodik tabloda VIII-B grubuna ait geçiş elementlerindedir. Siderofil doğalarından dolayı, PGE'ler 106 civarında çok yüksek metal / silikat dağılım katsayılarına sahiptir. Bu yüzden yerkürenin ilk oluşumu esnasında Yer'in merkezinde birikmişlerdir. Demir meteoritlerin incelenmesi sonucunda, Dünya'nın merkezindeki muhtemel konsantrasyonlarının 3–8 ppm civarında olduğu belirlenmiştir. Manto'daki PGE konsantrasyonları Alp tipi peridotitler ve manto ksenolitlerinin analize tabii tutulması sonucu belirlenmiş olup, kondrit (CC1)'e göre 0.00815 kadar zenginleşmiştir (Os = 4.2, Ir = 4.4, Ru = 5.6, Rh = 1.6, Pt = 8.3 ve Pd = 4.4 ppb) (Uysal, 2007). PGE'ler mantodan kabuğa materyal transferi esnasındaki jeokimyasal olayların belirlenmesi açısından önem arz eden elementler olarak düşünülmektedir (Naldrett, 1981; Garuti ve diğ 1997).

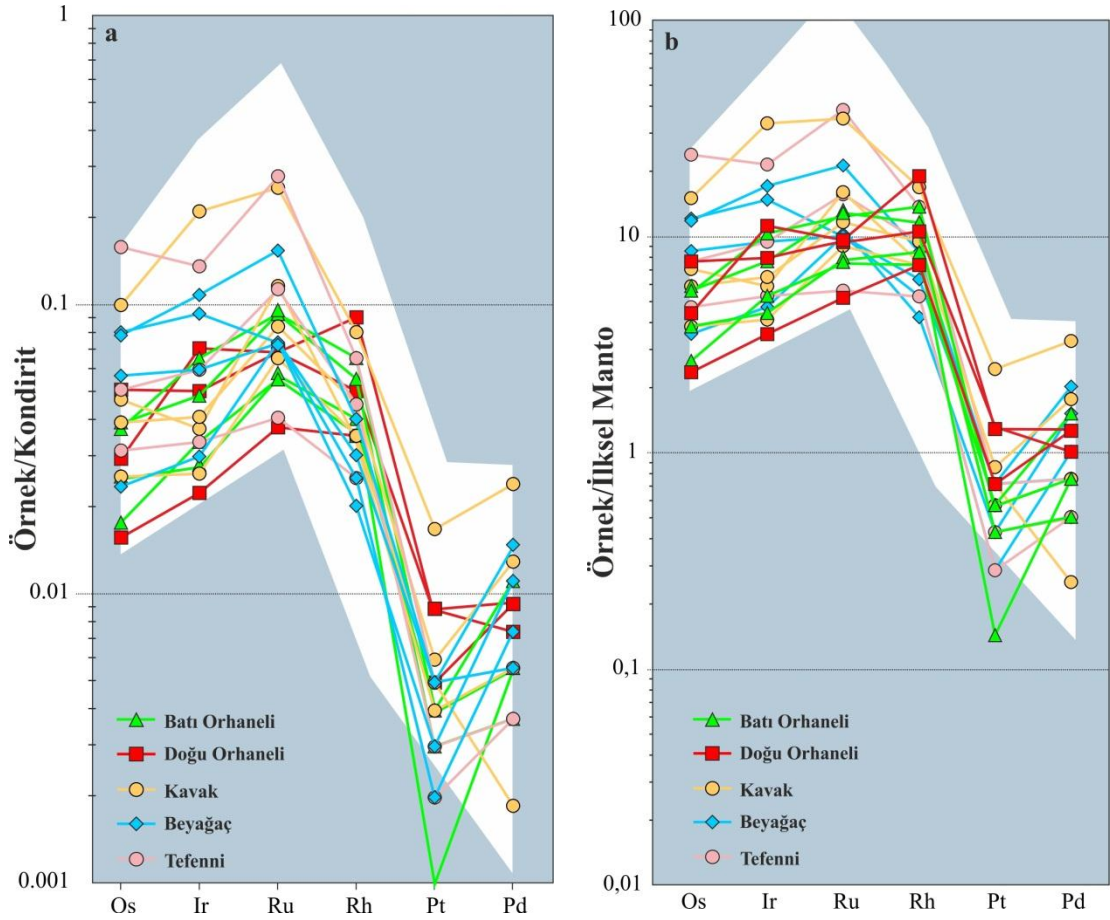
İncelenen beş bölgeye ait kromit yataklarından seçilmiş 18 adet kromitit örneğinin tüm kayacıkta PGE içerikleri irdelenmiştir. Toplam PGE içerikleri 63 – 385 ppb arasında değişmektedir. Batı Orhaneli kromit yataklarında ΣPGE ortalaması 106 ppb iken Batı Orhaneli kromit yataklarında 107 ppb, Kavak kromit yatağında 183 ppb'dir. Güneybatı Anadolu kromit yataklarından Gökarık kromit yatağı ΣPGE ortalaması 196 ppb olup, Beyağaç kromit yatağında ise 149 ppb'dir. Genel anlamda örneklerin PGE içerikleri birbirlerine benzerdir. Fakat aynı yataktan alınan farklı yapıdaki kromitit örneklerinin PGE içerikleri bile bazı durumlarda farklılıklar sunmaktadır (Tablo 4.3).

Batı Anadolu'da yer alan kromit yatakları Yüksek-Cr içeriğine sahip olup ofiyolitler içersinde gelişmiş ve podiform tipte oluşmuşlardır. PGE içerikleri düşük olduğu bilenen Türkiye kromit yatakları (Uçurum ve diğ. 2006, Uysal 2007, Uysal ve diğ, 2009) kondirite göre fakirleşmiştir. Bu durum inceleme konusu olan kromit yatakları içinde geçerlidir (Şekil 4.111).

Tablo 4.3. Kromitlere ait tüm kayaç PGE analiz sonuçları (ppb).

Örnek	KOS7	ORK 10	ORK18	BK15	MK30	MK32	MK61	379K5	EK45	EK57	SKN26	TK438A	TK494	TK496B	BTK6	BTK 11	BTK15	BTK33
Cevher Yapısı	M+B	D+M	B	D	B	M	D	D	M	N	M	B	M-D	D	M	M	D	M-D
Os	15	26	8	9	13	20	19	20	51	13	24	81	16	26	29	40	12	41
Ir	38	27	12	18	15	26	35	22	113	14	20	73	18	32	32	58	16	50
Ru	48	47	26	38	40	66	64	58	175	45	80	192	28	78	50	106	51	51
Rh	18	10	7	7	8	11	13	9	16	7	7	13	5	9	5	8	4	6
Pt	9	9	5	4	1	3	4	6	17	5	4	5	2	3	2	5	3	5
Pd	5	4	5	6	3	2	3	7	13	1	3	3	2	2	4	8	6	3
Au	3	3	2	4	-	-	2	3	-	4	-	3	2	3	-	-	-	-
Pd/Ir	0,13	0,15	0,42	0,33	0,20	0,08	0,09	0,32	0,12	0,07	0,15	0,04	0,11	0,06	0,13	0,14	0,38	0,06
Pt/Ir	0,24	0,33	0,42	0,22	0,07	0,12	0,11	0,27	0,15	0,36	0,20	0,07	0,11	0,09	0,06	0,09	0,19	0,10
PPGE	32	23	17	17	12	16	20	22	46	13	14	21	9	14	11	21	13	14
IPGE	101	100	46	65	68	112	118	100	339	72	124	346	62	136	111	204	79	142
ΣPGE	133	123	63	82	80	128	138	122	385	85	138	367	71	150	122	225	92	156
PPGE _N / IPGE _N	0,64	0,39	0,65	0,47	0,42	0,34	0,38	0,39	0,21	0,36	0,22	0,13	0,29	0,23	0,18	0,18	0,27	0,16
Pt/Pt*	0,29	0,44	0,35	0,28	0,19	0,34	0,29	0,28	0,26	0,78	0,40	0,33	0,41	0,38	0,29	0,26	0,33	0,49

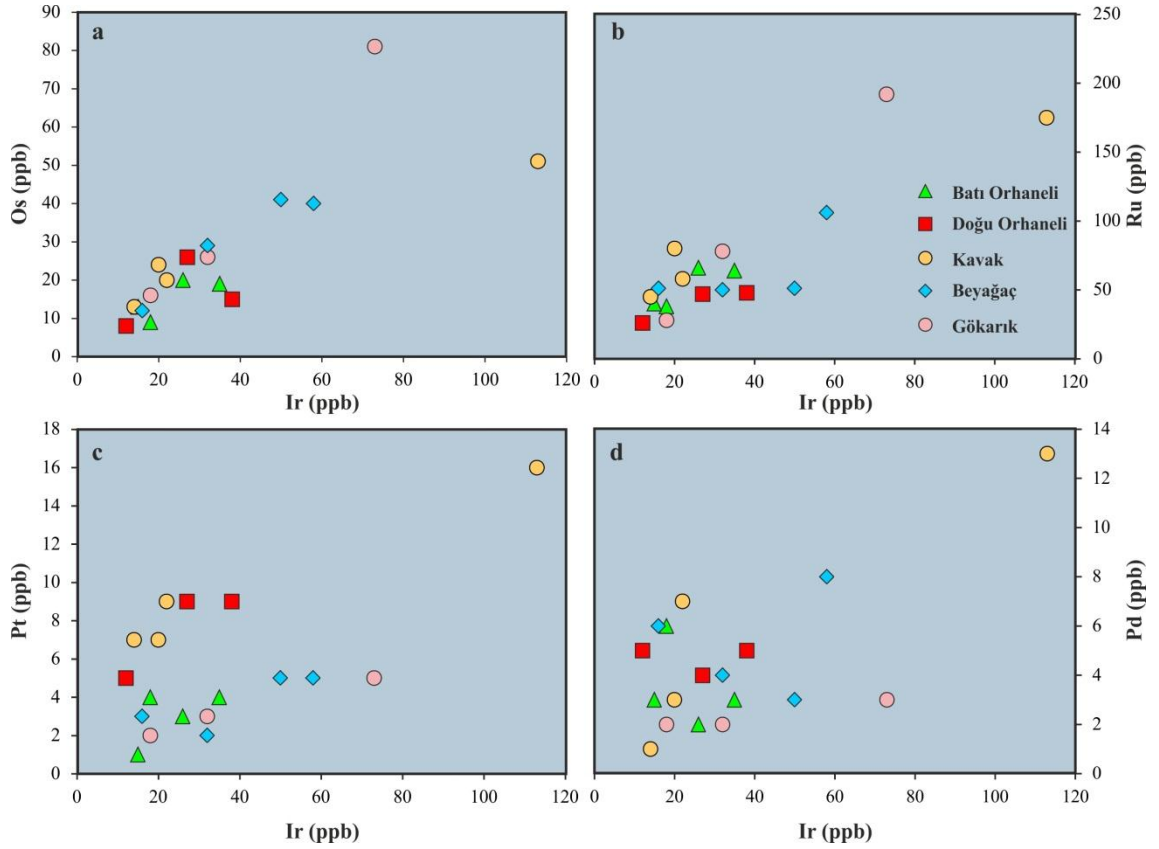
(Pt/Pt* = (Pt/8.3) / [(Rh/1.6)*(Pd/4.4)]^{1/2}; PPGE_N ve IPGE_N: Naldrett (1981) tarafından verilen kondrit değerlerine oranlanmış (Rh+Pt+Pd) ve (Os+Ir+Ru) bollukları.,
M: Masif kromitit, D: Saçınımlı kromitit, B: Bantlı kromitit, N: Nodüler kromitit, SKN 26, LES 86/141.5 m'nin kısaltılmış kodudur).



Şekil 4.111. Batı Anadolu’da incelenen kromititlerin PGE içeriklerinin kondirit ve ilksel mantoya göre normalize değerlerini gösterir diyagram. Beyaz alan, farklı bölgelerdeki ofiyolitik kromititleri temsil etmekte olup, Proenza ve diğ (1999); Economou-Eliopoulos (1996), McElduff ve Stumpfl (1990); Gauthier ve diğ (1990); Kojonen ve diğ (2003); Büchl ve diğ (2004); Uysal ve diğ (2005)’deki PGE verileri dikkate alınarak Uysal, (2007) tarafından hazırlanmıştır.

Kondirit değerlerine oranlanmış PGE bollukları Batı Orhanel’inde 0,0010 – 0,2771 arasındadır. Kondirite normalize edilmiş değerler ofiyolitik kromitit alanına düşmekte olup, ofiyolitik kromititlerin tipik özelliği olan IPGE’ler PPGE’lere göre daha fazla zenginleşmiştir. IPGE kondirite normalize değerleri incelendiğinde Ru’nun Ir ve Os’ye göre daha fazla zenginleştiği, PPGE’lerde ise Rh’ye göre 5 – 40 kat, Rh Pd’ye göre 2 – 20 daha zengindir (Şekil 4.111).

Tüm kayaç PGE değerlerine göre Ir ile Os ve Ir ile Ru pozitif ilişki net gözlenmekte olup, Pt ile Ir ve Pd ile Ir arasında birkaç örneğin dışında pozitif bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 4.112).

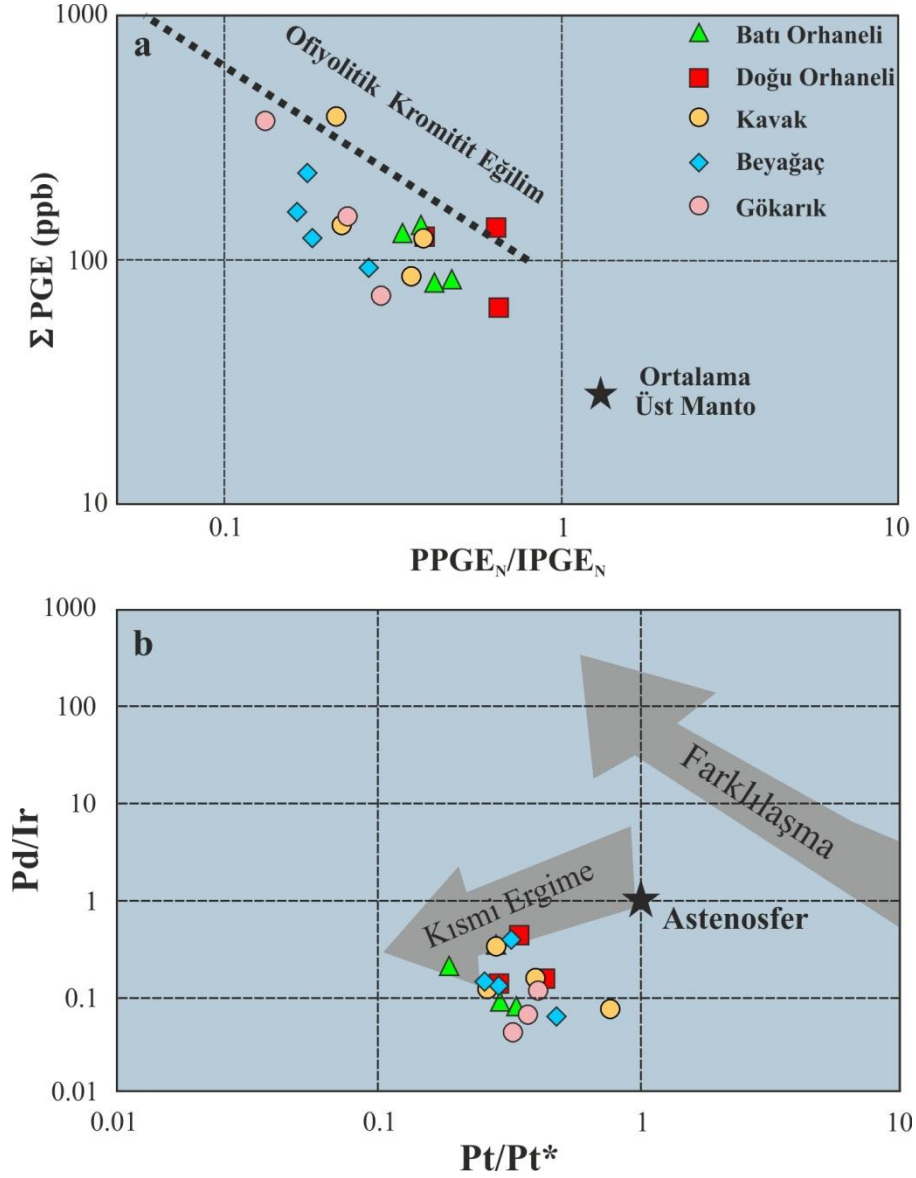


Şekil 4.112. Os, Ru, Pt ve Pd (ppb) içeriklerinin Ir (ppb) elementi ile olan ilişkilerini gösterir diyagramlar.

PPGE toplam kayaç bollukları Batı Orhaneli'nde 17 – 32 ppb, Doğu Orhaneli'nde 12 – 20 ppb, Kavak'ta 13 – 46 ppb, Gökarık'ta 9 – 21 ppb ve Beyağaç'ta 11 – 21 ppb arasındadır. IPGE toplam kayaç bollukları Batı Orhaneli'nde 46 – 101 ppb, Doğu Orhaneli'nde 65 - 118 ppb, Kavak'ta 85 - 385 ppb, Gökarık'ta 71 – 367 ppb ve Beyağaç'ta 92 – 156 ppb arasındadır. Tüm kayaç PGE analizlerine göre ΣPGE bollukları ise Batı Orhaneli'nde 80 138 ppb, Doğu Orhaneli'nde 63 – 133 ppb, Kavak'ta 85 - 385 ppb, Gökarık'ta 71 -367 ppb ve Beyağaç'ta 92 - 225 ppb arasındadır (Tablo 4.6). ΣPGE değerleri, kondirite göre normalize edilmiş $PPGE_N / IPGE_N$ karşı hazırlanmış diyagramda Batı Anadolu kromit yatakları Ofiyolitik Kromitit Eğilimine paralel bir şekilde izlenmektedir (Şekil 4.113a).

Pd / Ir'a karşı Pt/Pt* değerleri oranlandığında, Astenosfer bileşimine yakın bir alandan başlayıp, kısmi ergime yönelimine paralel dar bir aralıkta yayılım gösterirler (Şekil 4.114 b). Orhaneli kromitlerinde Doğudan Batıya doğru kısmi ergime miktarında dar

bir alanda artış izlenir. Kısmi ergime miktarındaki artışın en iyi Gökark Kromit yatağına ait kromitlerde gözlenir. Beyağaç ve Kavak kromitlerinde ise kısmi ergime miktarındaki artış net olarak takip edilemez (Şekil 4.114 b).



Şekil 4.113. a) Batı Anadolu kromitlerinin $PPGE_N/IPGE_N$ oranları ile toplam PGE bollukları arasındaki ilişki. $PPGE_N$ ve $IPGE_N$: Naldrett (1981) tarafından verilen kondrit değerlerine oranlanmış (Rh+Pt+Pd) ve (Os+Ir+Ru) bollukları. b) Batı Anadolu kromitlerinin Pt/Pt^* değerleri ile Pd/Ir oranları arasındaki ilişki (Kısmi ergime, astenosfer ve farklılaşma alanları Garuti ve diğ., 1997).

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Batı Anadolu kromit yatakları Menderes Masifinin Kuzeyinde ve Güneyinde yer alan yataklar olarak iki kısımda değerlendirilmiştir. Kuzeybatı ve Güneybatı Anadolu Kromit yataklarının ve bunlara eşlik eden ofiyolitlerin konumları ve ilişkileri, kromitit ve ofiyolitik kayaçların jeokimyası, spinellerin mineral kimyası ile kromitit tüm kayaç PGE içerikleri açısından karşılaştırmalı olarak irdelenmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da Orhaneli (Bursa) Ofiyoliti içerisindeki Batı ve Doğu Orhaneli kromit yatakları, Mihaliççık (Eskişehir) Ofiyoliti içerisindeki Kavak kromit yatakları seçilmiştir. Güneybatı Anadolu kromit yataklarından ise Yeşilova (Burdur) ofiyoliti içerisindeki Gökarık kromit yatağı ile Marmaris (Denizli) Ofiyoliti içerisinde bulunan Beyağaç kromit yatakları ele alınmıştır.

İnceleme konusu olan kromititlerin içerisinde buldukları Batı Anadolu Ofiyolitleri birçok araştırmaya konu olmuştur. Bu ofiyolitler son birkaç yıla kadar yapılan çalışmalarda yitim zonu üstü (SSZ) olarak nitelendirilmiştir (Engin, 2001; Sarıfakıoğlu ve diğ., 2009; Uysal ve diğ., 2009; Uysal ve diğ., 2007 b; Uysal, 2007; Akbulut, 2009; Akbulut ve diğ., 2010; Robertson, 2002; Önen, 2003; Moix ve diğ., 2008). Öte taraftan Aldanmaz ve diğ., (2009) tarafından Marmaris Peridotitlerinde yapılmış çalışmada ofiyolitik kayaçların sadece yitim üstü bileşenleri içermediği, bir kısmını OOSB (MORB) bileşeni içerdikleri tespit edilmiştir. Bu yeni veriler Pearce ve diğ. (1984)'ün Tetis okyanusları için yapmış olduğu sınıflamaya paralellik sunmaktadır. Pearce ve diğ., (1984) yapmış olduğu sınıflamada, Batı Akdeniz ofiyolitlerin OOSB, Troodos ve Umman ofiyolitlerinin yitim zonu üstü ofiyolitleri, Türkiye ve Yunanistan Ofiyolitlerinin hem OOSB hem de yitim üstü bileşenleri içermesi nedeniyle geçiş ofiyolitleri olduklarını belirtmiştir. Bu çalışmada elde edilen sonuçlara göre ise hem kuzey hem de güneyde incelenen ofiyolitler yitim zonu üstünde gelişmişlerdir.

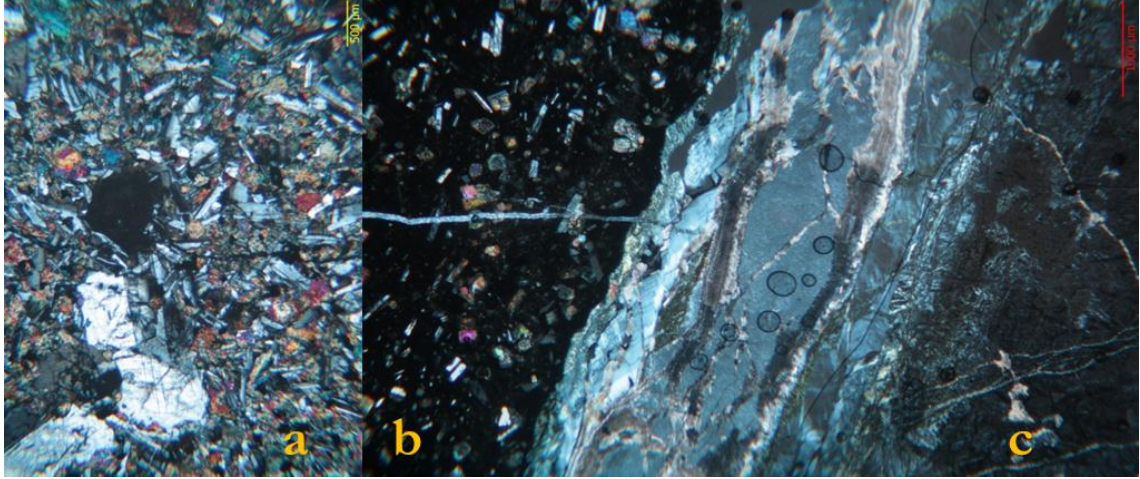
Pearce ve diğ. (1984)'ün belirtmiş olduğu yitim zonu üstü olarak adlandırılan ofiyolitlerin tam olarak hangi ortamı yansıttığı konusunda çelişkiler olsa da, yay öncesi, yay önü ve yay ardı alanların birlikte değerlendirilmesinin yanlış olabileceğinin altını çizmiştir. Taylor ve Nesbitt, (1992) İzu-Bonin yayında doğu-batı yönünde yayılımı gösteren bazaltların TiO_2 (%) içeriklerine göre yapmış olduğu sınıflama baz alındığında, inceleme konusu ultramafik ve mafikler kayaçların yay önü alanına düştüğü görülmektedir. İzole daykların TiO_2 (%) içeriklerine göre ise ada yayı gelişimi sırasında oluştukları gözlenmektedir. Kayaçların Mullen, (1983)'in TiO_2 - MnO *10- P_2O_5 *10 tektonomagmatik diskriminasyon diyagramında yayılımları bu veriyi doğrulamaktadır (Şekil 4.106). Yukarıda tartışılan veriler ışığında kromititlere komşuluk eden dunit ve harzburjitler yay önü, ofiyolitik kayaçları kesen izole dayklar ise ada yayı ile yay önü evreleri arasında oluşmuştur.

Tefenni bölgesinde Yeşilova Ofiyoliti içerisinde Koralay, (2000) ve Karaman, (1987) plajiogranitlerin varlığından söz etmektedirler. Doğu Orhaneli bölgesinde gabronun merkezinden kenar kuşağına doğru, katmanlı gabro-kuvarsmonzodiyorit-kataklastik monzodiyorit-diyoritik kayaçlar gözlenirken, Mihaliççık Ofiyolitinde dunitlerden gabrolara geçiş zonunda gabro noritler gözlenir. Ayrıca Mihaliççık ve Orhaneli Ofiyoliti içerisinde klinopiroksenit daykları izlenir. Bu veriler ışığında Shervais, (2001)'in yitim üstü ofiyolitlerinin evrimleşme sınıflamasına göre (Tablo 2.2); Mihaliççık Ofiyoliti doğuş – gençlik evresi, Orhaneli ve Yeşilova Ofiyolitleri doğuş, gençlik ve olgunluk dönemlerinin izlerini yansıtmaktadır. Marmaris ofiyolitinin Beyağaç bölgesinde göstermiş olduğu istif ile ilgili yeteri kadar veri toplamadığından jeodinamik evrimi ile ilgili net bir söylemde bulunmak yanlış olacaktır.

Batı Anadolu kromit yataklarının bulunduğu ofiyolitler magmatik damar kayaçlarınca kesilmektedir. Bu kayaçlar Mihaliççık Ofiyolitinin Kavak bölgesinde gözlenmemiştir. Orhaneli ofiyolitini kesen damar kayaçları mikrogabro, mikrodiyorit ve diyabaz olup, Tefenni bölgesindeki izole dayklar ile hem petrografik hem de jeokimyasal olarak benzerlikler göstermektedir (Şekil 4.103, 4.104). Marmaris Ofiyolitini kesen izole dayklar ise mikrogabro, diyabaz ve lamprofir olarak tanımlanmış olup Yeşilova ve Orhaneli Ofiyolitlerini kesen izole daykların jeokimyasına göre azda olsa farklılıklar

gösterir. Kayaçların Shervais'in (1982) tektonomagmatik diyagramında OOSB, Pearce ve Norry, (1979) diyagramında OOSB ile ada yayı bazaltlarının kesiştiği alan içerisinde (Şekil 4.107) kalsada, yitim bileşenleri içermesinden ötürü (Şekil 4.108) diğer bölgelerdeki izole dayklar ile aynı ortamda geliştiği düşünülmektedir. İncelenen bütün izole dayklar Pearce ve diğ., (1984) Cr (ppm) – Y (ppm) diyagramında %20 -30 arasında kısmi ergime yönelimleri arasında düzgün bir hat oluşturmaktadır (Şekil 4.105). Çalışılan bölgedeki kayaçlar, bu diyagramda da ada yayı alanı ile OOSB alanının kesiştiği bölgeye içerisinde yer almaktadırlar.

Orhaneli Bölgesinde gözlenen mikrogabro, mikrodiyorit ve diyabaz olarak tanımlanan izole daykların ofiyolit içine sokulumlarının, ofiyolit soğukken olduğu saptanmıştır. Özellikle diyabaz bileşiminde olan daykların dunit veya harzburjitler ile olan sınırlarında birkaç mm - cm. arasında kalınlıklara sahip kontak zonları gelişmiştir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Orhaneli ofiyolitini kesen diyabaz (MK 73) ile dunit (MK72) kontağında gelişmiş silisleşme ve karbonatlaşma (b – c arası), ince taneli, hamur benzeri matriks gelişmiş diyabaz (b), ve daykın merkezinde görülen ofitik doku (c).

Olivince zengin ofiyolitik kayaçlarda tüm bölgelerde serpantinleşme yaygındır. Kayaçlardaki serpantinleşme oranı yer yer % 90'a kadar varmaktadır. Serpantinleşme özellikle Kavak ve Gökarık kromit yataklarında oldukça yüksek oranda olup, bölgede yapılmış olan sondajlara göre Kavak'ta 200 metreye kadar, Gökarık kromit yatağında ise 70 metreye kadar devam etmektedir. Ayrıca Kavak kromit yatağında açılmış Pilot Kuyuda yüzeyden yaklaşık 400 m derinde serpantinleşme oranı %30 – 40 arasındadır. İzole dayklarda albitleşme ve kloritleşme oldukça yaygın olup yer yer epidot mineralleri de gözlenmektedir. Bu veriler; ofiyolitlerin yüzeysel şartlara oranla, okyanus tabanında

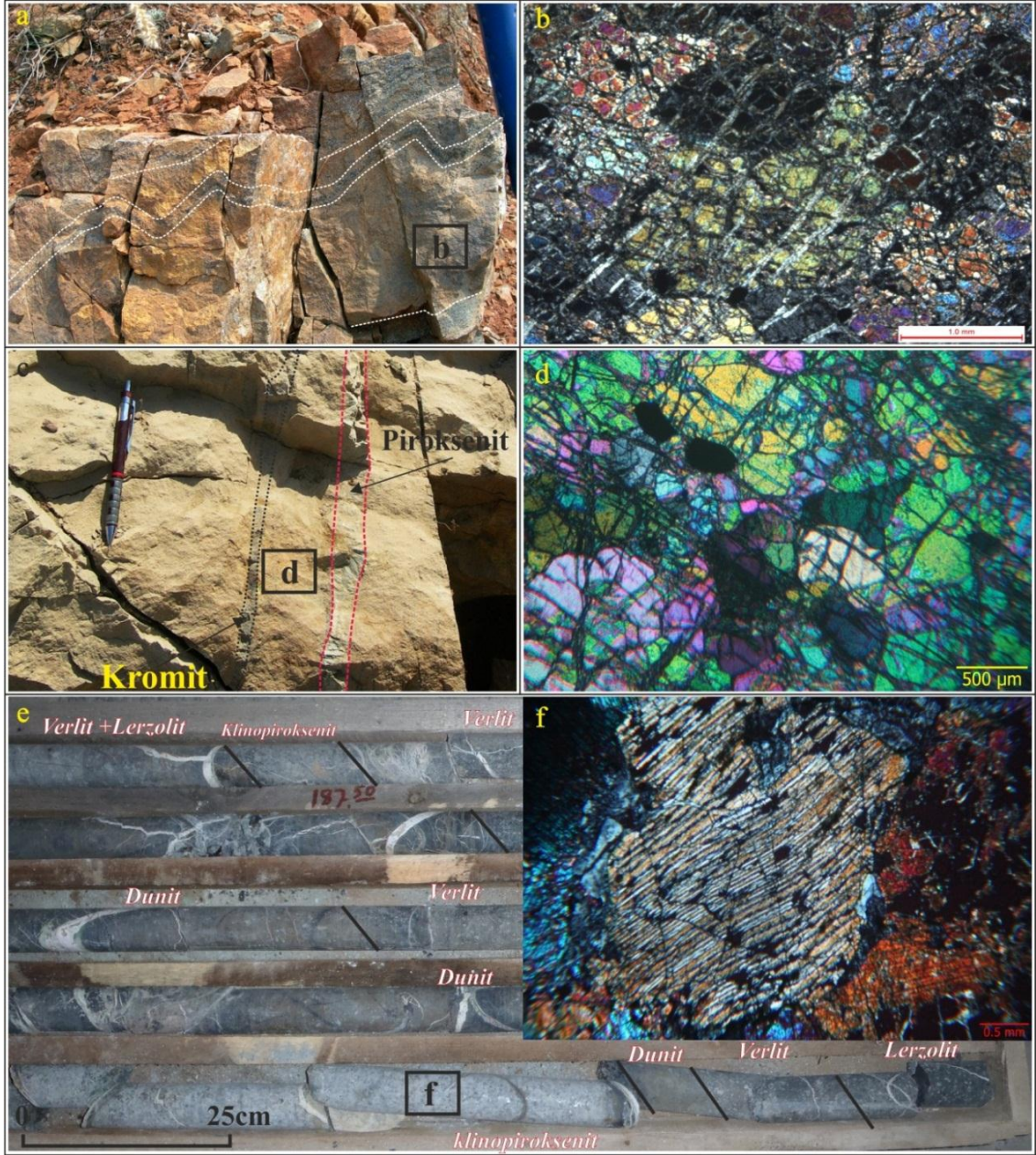
meydana gelen hidrotermal alterasyonların etkisini işaret eder. Orhaneli ofiyolitindeki ORK 6 no'lu örneğinin XRD analizinde tamamına yakınında prehnit ve pumpelyit minerallerinin varlığı, düşük derecede bir metamorfizmanın ya da hidrotermal alterasyonun etkisi ile gelişmiş olmalıdır.

Orhaneli ofiyolitinde bulunan kromititler, yan kayaçlarına göre Emre (1986) tarafından tektonit kromititler ve kümülat kromititler olarak ikiye ayrılmıştır. Kovenko, (1945) ise Bursa bölgesi kromit yataklarının enjeksiyon tipte ve Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmiştir. Tankut, (1980) ultramafik kayaların düzgün katmanlı olduğu ve bunlara paralel katmanlı kromititlerin geliştiğini belirtmiştir. Uysal ve diğ. (2011), Orhaneli peridotitlerinin düşük denge sıcaklıkları, yüksek fO_2 ve oldukça tüketilmiş karakterlerinin yanı sıra oldukça zenginleşmiş hafif nadir toprak element (HNTE) dağılımlarını, sulu ergiyiklerin harzburjitlerin bulunduğu bir ortama enjeksiyonu şeklinde açıklamıştır. Bu etkileşim sonucunda dunitlerde başlıca iki tür spinel tanımlamışlar ve bunların; 1) Kısmi ergime kalıntısı olarak oluşan ilksel spineller (bunlar düşük Cr# yanı sıra düşük TiO_2 (%) ve Cr_2O_3 (%) içerikleri ile karakteristik olup spinel ayırım diyagramlarında SSZ peridotit alanına düşmektedirler). 2) Peridotit-ergiyik etkileşimi sırasında ergiyikten ayrılarak oluşan spineller (bu tür, yukarıda değinilen element içerikleri ve Cr# bakımından ilksel spinellerden oldukça farklı olup Cr# ve TiO_2 (%) içerikleri, boninit ve ada yayı toleyitleri gibi yitimin başlangıç safhalarında oluşan ergiyiklerin spinel değerlerine oldukça benzerdir) . Kavak kromititlerinin içersinde bulunduğu Mihaliççik ofiyoliti ise Uysal ve diğ. (2009) tarafından yapılmış çalışmalara göre tektonit harzburjit ve dunitler içersinde yer almaktadır. Karaman (1987), Özeren (1990), Kurnaz (1992), Özpınar ve Bilgin, (1996) ve Koralay (2000) Gökarık Kromit Yatağını, Yeşilova ofiyoliti içersindeki tektonit harzburjitler içersinde konumlandırmışlardır. Özpınar, (1989), Uysal (2007), Akbulut, (2009) ve Akbulut ve diğ. (2010) ilksel harzburjitin foliasyonları kesen Beyağaç kromititlerinin tektonit harzburjitler içersindeki oluştuklarını ortaya koymuşlardır. Ayrıca krom spinel minerallerinin içersindeki silikat kapanımlarının bolluklarının yitim ile ilişki süreçlerin ürünü olduğunu belirmişlerdir (Uysal, 2007, Akbulut, 2009 ve Akbulut ve diğ. 2010).

Orhaneli Bölgesi kromititleri bantlı, saçınımlı yer yer masif ve nadiren de nodüler yapı gösterirken kavak kromititleri bantlı, saçınımlı, nodüler ve masif yapılarda gözlenir (Kasapçı ve Öztürk, 2012). Tefenni - Gökarık kromititleri ise kısmen saçınımlı ve bantlı yapı göstermekle birlikte, kromititlerin faylarla sınırlanması ve serpantinleşmenin çok ileri düzeyde olması nedeniyle ezik bir zonda karmaşık bir yapı sergilerler. Tektonitler içerisinde incelenen Beyağaç Kromititleri; saçınımlı, masif ve nadiren bantlı yapıdadır. Orhaneli Kavak ve Tefenni Bölgesindeki kromititlerin gangli olivin ve serpantin minerallerinden oluşurken Beyağaç Kromititlerinde yer yer tremolit ve piroksen mineralleri serpantin ve olivine eşlik etmektedir.

Kromititlerin içerisindeki dunitler ile birlikte kıvrımlı yapı sergilemesi, kromititlerin tektonitler içerisinde oluştuğunu göstermemektedir (Şekil 5.2a). Tektonit mi - kümülat mı ayrımının doğru bir şekilde ortaya konabilmesi için öncelikli olarak yan kayaçların özellikleri (verlit – harzburjit vs.) net olarak saptanmalıdır. Bunun ardından ilksel magmatik bantlaşmayı kesen S1 ve S2 düzlemlerinin tespiti gereklidir. Ancak bu adımlar izlendikten sonra kromititlerin kümülat veya tektonitler içerisinde oluştuğu söylenebilir. Bu nedendir ki birkaç spinel kristalindeki uzama, piroksen veya olivin mineralindeki deformasyon izi kromititin yatakladığı kayacın tektonit olduğunu göstermez (Şekil 5.2b,d,f). Saha çalışmaları esnasında bunun güzel örnekleri tespit edilmiştir. Kavak bölgesi kromitit yatakları içerisinde, paralel kromitit bantları arasında gözlenen kıvrımlanmış kromitit bantı, ilk bakışta plastik deformasyona uğramış tektonitler dunit içerisinde oluştuğunu düşündürmektedir (şekil 5.2f). Kıvrımlanmış kromitit bantının içerisinde bulunduğu dunitler ileri derecede serpantinleştiğinden, olivinlerdeki deformasyonlar gözlenememiştir (Şekil 5.2a). Fakat kıvrımlı kromitit bantının gözlendiği alanın 4 metre doğusunda 20 metre kuzeyinde yapılan 134 metre derinliğindeki LES 96 sondajından alınan örneklerde kromitit, dunit, lertzolit ve verlit ile ardalanma göstermektedir (Şekil 5.2e). Bu nedenlerden ötürü Kavak (Mihalıççık-Eskişehir) bölgesi kromitit yatakları ultramafik kümülatlar içerisinde Moho geçiş zonuna yakın yataklanmıştır. Katılma sürecinde ve sonrasındaki deformasyonlar yatağın içsel düzenini bozmamıştır. Bu verilere göre; Kuzeybatı Anadolu'da incelenen kromitit yataklarının tamamı ve Güneybatı Anadolu kromitit yataklarından Gökarık (Tefenni –

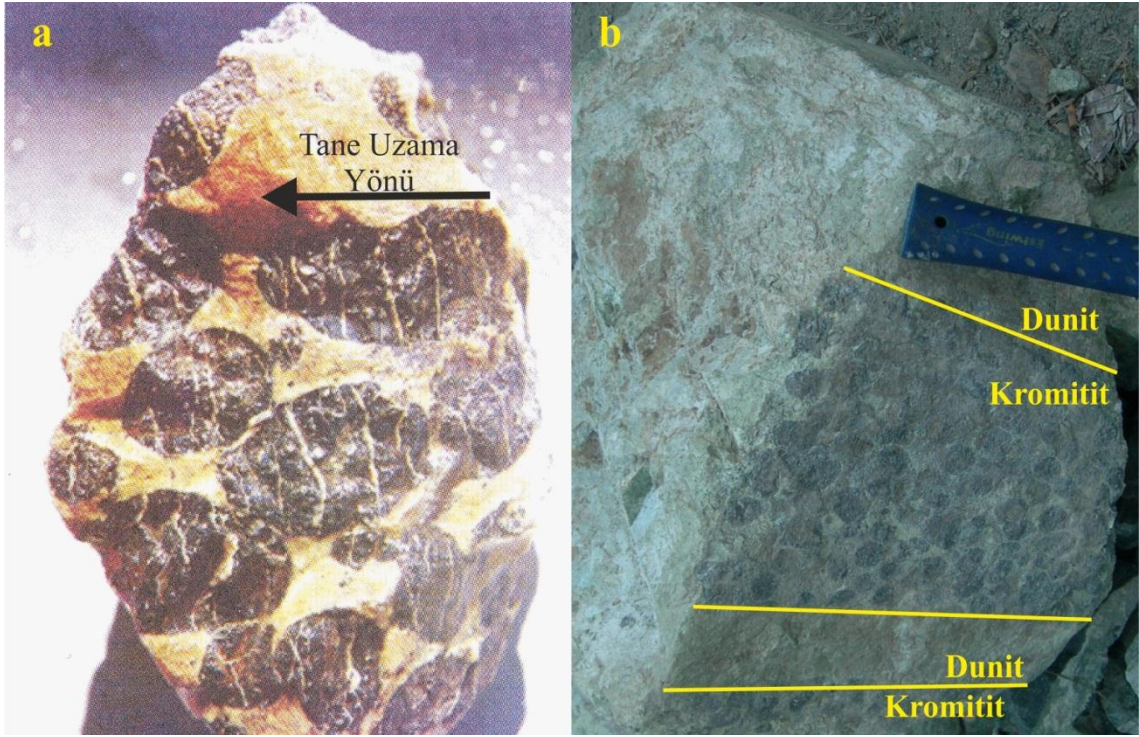
Burdur) kromit yatağı ultramafik kümülat içerisinde yer almaktadır. Beyazaç kromit yataklarının ise tektonit harzburjitler içerisinde oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 5.2. Yavaşlar Tepe (Batı Orhaneli) kuzeybatısında bulunan kromititlerdeki kıvrımlanmış kromitit (a), OMK 55 no'lu dunit örneğine ait ince kesit görüntüsünde adkümülat dokusu ve belli belirsiz dalgalı sönme gösteren olivinlerin genel görünümü (b), Fuğla Tepe (Doğu Orhaneli) kromit yatağında dunit içerisinde spinel, piroksenit ve dunitten oluşan magmatik bantlaşma (c), KOS 8 örneğine ait adkümülat dokusundaki kümülat dunit içerisinde uzama gösteren spinel kristalleri (d) Kavak (Mihalıççık) kromit yatağında yapılmış LES 91 sondajında gözlenen magmatik bantlanma (e) ve bu magmatik bantlanma içerisinde yer alan klinopiroksenite ait ince kesit görüntüsünde bükülmeler gösteren klinopiroksen kristali (f).

Tektonit ortamların belirteci olarak kullanılan diğer özellik ise kromit mineralinde (özellikle nodüler kromititlerde) gelişmiş olan çek-ayır yapılarıdır (Koptagel ve Gökçe,

1987, Özkan, 2001). Bu yapılar pek çok araştırmacı tarafından yanlış yorumlanmaktadır (örneğin, Koptagel ve Gökçe, 1987, Özkan, 2001). Nodüler Kromitlerde uzama yönüne dik gelişmiş çatlaklar genellikle çek-ayır yapıları olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.3a). Fakat bunlar plastik deformasyon ürünleri değil olivin mineralinin serpantin minerallerine dönüşümü sırasındaki hacim artışlarının etkisiyle gelişmiş kırıklar olabilir. Çünkü plastik deformasyon sonucu gelişebilecek kırıkların uzama yönüne dik değil düşük açılar yaparak gelişmesi gerekmektedir. Ayrıca kromit nodüllerinde veya kristallerinde gelişecek foliasyonların kayacın ilksel foliasyonunu kesmesi gerekmektedir. Bu kırıkların tamamen serpantinden oluşması olivinlerin serpentine dönüşümü sırasında meydana gelecek hacim artışı ile oluştuklarını düşündürmektedir.



Şekil 5.3. Foliasyon düzlemlerine paralel olarak gelişmiş çek ayır yapılarının genel görünümü (Özkan, 2001) (a), nodüler kromitlerin dunitler ile oluşturduğu magmatik katmanlanma (b Eskişehir Kavak kromit yatağından bir görüntü).

Kromitler içinde buldukları peridotitin ilksel magmatik bantlaşma (S0), foliasyon (S1) ve lineasyon (L1) gibi yapısal öğeleri dikkate alındığında (Nicolas ve diğ. 1971, Nicolas ve diğ. 1972, Cassard ve diğ. 1981) üç temel yapısal sınıfta tanımlanmaktadır: (i) uyumlu (konkordant) kromitler, (ii) yarı uyumlu (subkonkordant) kromitler, (iii) uyumsuz (diskordant) kromitler (Şekil 2.4). Uyumlu kromitler genelde tablamsı, nadiren kalem şekilli yapılar sunar. Bu yataklarda kromit seviyelerinin iç foliasyon ve

lineasyonları çevre peridotiti le uyumludur (Cassard ve diğ, 1981). Bu sınıflamaya göre Batı ve Doğu Orhaneli ve Gökarık kromit yatakları uyumlu, tablamsı (tabüler) şekillidir. Kavak kromit yatağında yankayaç bantlanmaları ile uyumlu, çoğunlukla tablamsı şekilli olup, nadiren kalem şekilli geometriye benzer kromitlerden oluşmaktadır. Beyağaç (Denizli) kromitleri ise çevre kayaçların foliasyonlarını keser durumda (uyumsuz) olup, kalem ve eğimli bacalar şeklindedir.

Orhaneli Bölgesi kromitleri > 500 m. kalınlığında bir dunit kütesi ile çevrelenmişken bu Kavak Bölgesi'nde 8 - 300 m. (Kasapçı ve Öztürk), Tefenni – Gökarık Kromitlerinde ise 100 – 250 m. arasındadır. Beyağaç Kromitleri tektonit harzburjilerin içinde olup birkaç santim ile maksimum 6 m. kalınlığında bir dunit zarfının bünyesinde bulunmaktadır (Tablo 5.1).

Tablo 5.1. Batı Anadolu kromit yataklarının genel özellikleri.

Bölge	Batı Orhaneli	Doğu Orhaneli	Kavak	Gökarık	Beyağaç
Yan Kayaç	Kümülat Dunit	Kümülat Dunit	Kümülat Dunit	Kümülat Dunit	Tektonit Dunit
Kalınlık (m)	0,5 - 8	0,1 - 8	0,1 - 13	0,2 - 3	0,2 - 4
Cevher Tipi	Bantlı, saçınımlı, masif, nodüler	Bantlı, saçınımlı, masif, nodüler	Bantlı, saçınımlı, masif, nodüler	Saçınımlı, bantlı, breşik, masif	Masif, saçınımlı, breşik, bantlı
Cevher Minerali	Mgspl	Mgspl	Mgspl	Mgspl	Mgspl + chr
Gang	Srp, ol	Srp, ol	Srp, ol	Srp	Srp, cpx
Devamlılık (m)	25 - 500	20 - 350	50 - 200	~100	4 - 300
Komşu Kayaç (Dunit) Kalınlığı (m)	> 500	> 700	8 - 300	100 - 250	Maksimum 6
Damar Kayacı İlişkisi	Piroksenit ve dayk	Piroksenit ve dayk	Piroksenit	Dayk	Dayk
Üretim Durumu	Açık Ocak	Açık Ocak	Galeri	Açık Ocak	Galeri

(Mgspl: Magnezyospinel, srp: serpantin, l: olivin, cpx: klinopiroksen)

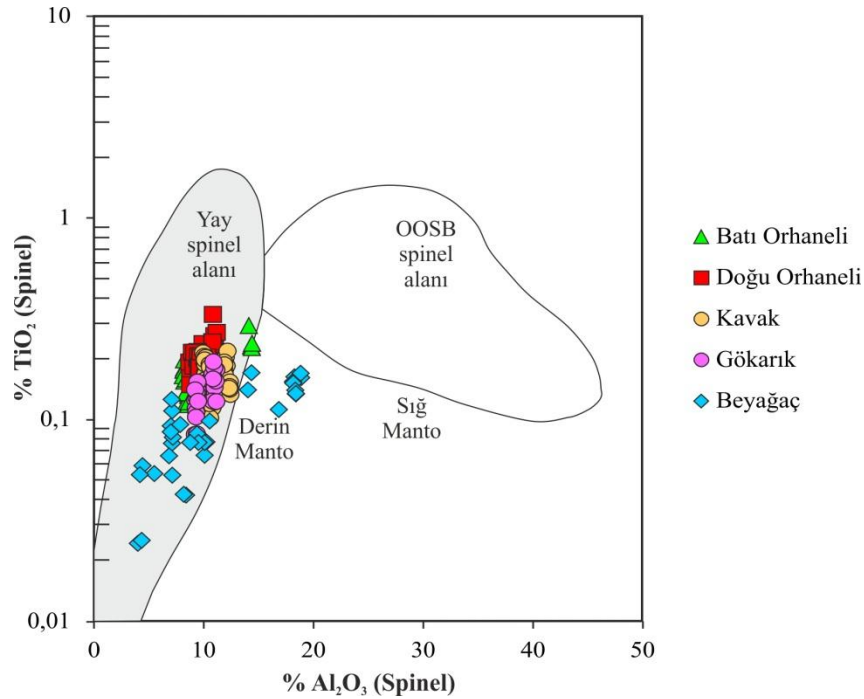
Orhaneli ofiyolitinde bulunan kromitler incelenen bölgeler içersinde doğrultu boyunca uzunlukları en fazla olanını teşkil eder. Batı Orhaneli (Bursa) kromitleri için 25 – 500 m, Doğu Orhaneli (Bursa) kromitlerinde 10 – 350 m arasında uzunluklara sahiptirler. Kavak (Eskişehir) kromitlerinde doğrultu boyunca uzunluk 20 – 200 metredir. Güneybatı Anadolu'da bulunan Gökarık (Burdur) Kromitleri faylarla parçalanıp ezildikleri için geometrileri hakkında bir fikir elde edilememiştir. Fakat yatakta yapılan eski üretimler göz önüne alındığında yaklaşık 100 metrelik bir doğrultu boyunca devamlılıktan bahsedilebilir. Beyağaç kromitleri ise genellikle eğimli mercek veya

boru şeklinde olup tipik podiform kromitit özelliklerini gösterirler. Bu yatakların doğrultu boyunca devamlılıkları kısa olup birbirini takip eden zonlar göz önüne alındığında, 4 – 300 metre arasında değişen tesbih tanesi görünümü sergilerler (Tablo 5.1). İncelenen kromititlerden Batı Orhanelinde (Bursa) 0,5-8 m, Doğu Orhanelinde (Bursa) 0,1 – 8 m, Kavak (Eskişehir) kromititlerinde 0,1 -13 m, Güney kromititlerinden Gökarık (Burdur) için 0,2 – 3 m ve Beyağaç kromititleri için 0,2 – 4m arasında değişen kalınlıklar ölçülmüştür (Tablo 5.1).

Kuzeybatı Anadolu kromit yataklarına ait spinel kristallerinin mikrokimyasal analizleri sonucu elde edilen ana oksit bollukları: Cr_2O_3 (%): 54.21- 63.39, Al_2O_3 (%): 11-14.41, FeO (%):13.26- 23.74, MgO (%):10.30–14.79 ve TiO_2 (%):0.1–0.33'tür. KB Anadolu kromit yataklarındaki krom spineller; $\text{Cr}\# = 72\text{--}84$, $\text{Mg}\# = 50\text{--}71$, $\text{Fe}^{2+}\# = 29 - 50$ ve $\text{Fe}^{3+}\# = 1.81 - 6.90$ arasında değerlere sahiptir (Kasapçı ve Öztürk, 2012). Likya Naplarındaki kromit yatakların spinellerinde yapılan mikrokimyasal analizlere göre ana oksit bollukları ise; Cr_2O_3 (%): 51.63- 64.50, Al_2O_3 (%):4.01-18.89, FeO (%):13.82- 25.62, MgO (%):7.18 - 14,53 ve TiO_2 (%):0.02–0.19'dur. $\text{Cr}\# = 65 - 91$, $\text{Mg}\# = 37\text{--}67$, $\text{Fe}^{2+}\# = 33\text{--}63$ ve $\text{Fe}^{3+}\# = 1.68\text{--}5.41$ arasında değişir (Tablo 4.1). Bu değerlere göre inceleme konusu olan kromititler, podiform tip kromitit olup kısmi ergime sonucu yitim zonu üstü kuşaklarda gelişen yay magmatizmasının ürünleridir. Hem Kuzey hem de Güney Anadolu'da bulunan Gökarık (Tefenni) kromititlerinin ana-yan kaya birlikteliği benzer bir magmanın ürünleri olabileceğini göstermektedir. Beyağaç kromititleri kısmen yay ile ilişkili olarak oluşmuş olsada derin manto alanından başlayıp yay spinel alanına doğru bir yönelim izlemesi, kromititleri oluşturan magmanın zaman içerisinde bileşiminde değişikliğe uğradığının göstergesi olabilir (Şekil 5.4).

Podiform kromititlerin oluşabileceği başlıca ortamlar; belirli bir hızla yükselen bazaltik ergiyik ve etkileşimde bulunabileceği yerler, okyanus ortası sırtları ve yitim zonu üstü veya plaka içi bazaltik sokulumların olduğu yerlerdir. Bu üç farklı tektonik ortamda oluşan krom spineller farklı kimyasal karakteristikler sunarlar. Örneğin okyanus ortası sırtlarda kristallenen krom – spineller daha düşük $\text{Cr}\#$ ($\text{Cr}\# < 0,6$) ile karakterize olmaktadır (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994; Arai ve Yurimoto, 1994; Arai ve Abe, 1994; Arai ve Matsukage, 1998). Yay ile ilişkili magmaların gelişebileceği yitim zonu

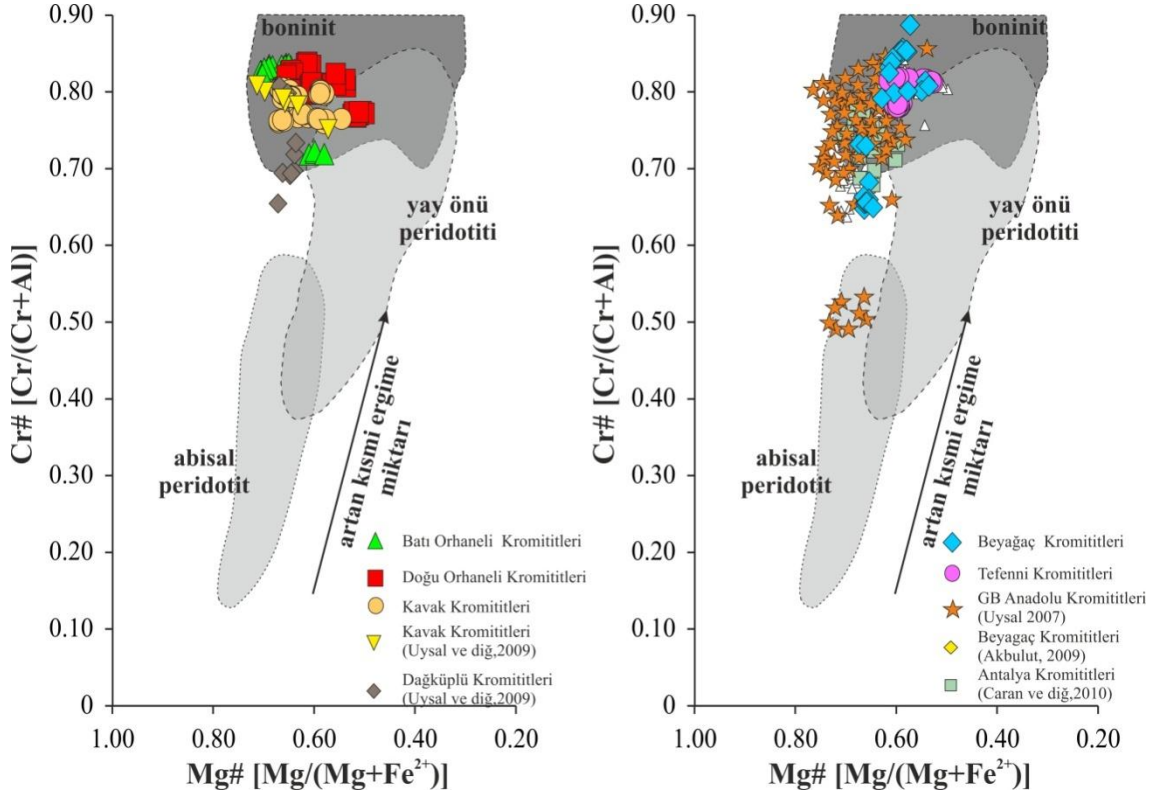
üstü nde kristallenen krom – spineller ise yüksek Cr# ($Cr\# > 0,7$) ile karakterizedir (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994; Arai ve Yurimoto, 1995; Arai ve Matsukage, 1998) ve TiO_2 içeriği açısından fakirdirler ($\%TiO_2 < 1$). Levha içi toleyitik sokulumlar da yine yüksek Cr# spinel kristallenirler. Ancak bunların TiO_2 (%) miktarı yüksektir ($\%TiO_2 > 1$) (Arai, 1992). Yüksek Cr # (0,7 – 0,8) ve düşük TiO_2 (%) içerikli krom-spinel içeren podiform kromititler daha yaygın olarak bulunurlar. Nadir olarak da daha düşük Cr# ($Cr\# < 0,6$) krom-spinel içeren podiform kromititlere rastlanır. Bu veriler ışığında değerlendirildiğinde Doğu – Batı Orhaneli, Kavak, Gökarık ve Beyağaç kromititleri Yüksek Cr# ($Cr\# > 0,7$) ve düşük TiO_2 ($\%TiO_2 < 1$) içeriklerine sahip (Tablo 5.2), yay magmatizması ile ilişkili olarak yitim zonu üstünde oluşmuşlardır.



Şekil 5.4. Batı Anadolu kromititlerine ait spinellerin TiO_2 (%) - Al_2O_3 (%) diyagramında yayılımı. Yay spinel alanı, OOSB spinel alanı, derin manto ve sığ manto alanları Kamenetsky ve diğ., (2001)'den alınmıştır.

Kuzeybatı Anadolu'da Kavak ve Dağköplü 'de Uysal ve diğ. (2009), Güneybatı Anadolu'da Marmaris Ofiyoliti kromititlerinde Uysal, (2007), Akbulut, (2009) ve Antalya kromititlerinde Caran ve diğ. (2010)'nin spinel Cr# ve Mg# değerleri ile bu çalışmada elde edilen değerler karşılaştırılmıştır (Şekil 5.5). Kuzeybatı ve güneybatı kromititleri aynı davranışı göstermektedir. Her iki zona ait kromititler boninit alanına düşmekte olup yay önü peridotit alanının dışında fakat bu alana paralel bir yönelim

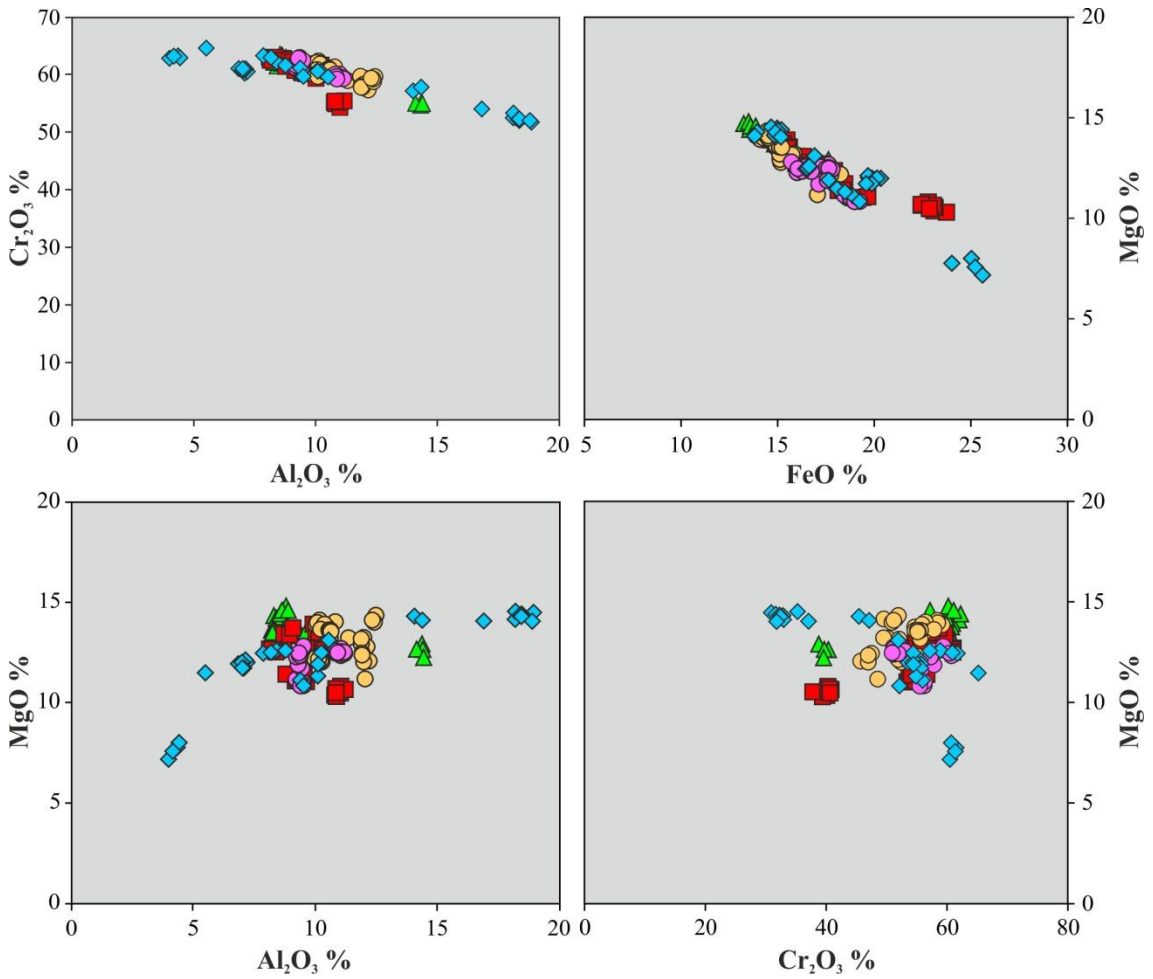
gösterirler. İzmir – Ankara zonu kromititleri daha dar bir alanda davranırken, Likya Naplarında bulunan kromititler daha geniş bir yönelim alanı göstermektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Muğla yöresi manto peridotitlerine ait spinel kristallerinin Mg# ve Cr# değerleri arasındaki ilişki. Abisal peridotit alanı Dick ve Bullen (1994) ve Arai (1994), yay önu peridotit alanı Ishii ve diğ (1992) ve Parkinson ve Pearce (1998), boninit alanı Laan ve diğ (1992) ve Sobolev ve Danyushevsky (1994)'den alınmıştır.

Batı Anadolu podiform kromititlerine ait Al_2O_3 (%) ve Cr_2O_3 (%) içeriklerine göre hazırlanmış diyagramda Kavak, Gökarkık ve Orhaneli kromititlerin önemli bir kısmının belirli bir alan içerisinde kümelenedikleri tespit edilmiştir (Şekil 4.86). Beyağaç kromititleri ve Batı ve Doğu Orhaneli kromititlerine ait bazı spinel kimyalarının küme alanından ayrıldıkları özellikle de Beyağaç kromititlerinin geniş bir alan içerisinde buldukları gözlenmiştir. Bu durum Şekil 4.85'teki TiO_2 (%)'ye karşı Cr_2O_3 (%) diyagramında da açıkça görülmektedir. Spinellerden elde edilen Al_2O_3 (%), FeO (%) Cr_2O_3 (%) ve MgO (%) oranları birbirleri ile karşılaştırıldığında yukarıda bahsi geçen ayrımlaşma zayıf olarak Al_2O_3 (%) - Cr_2O_3 (%) (Şekil 5.6 a) ve MgO (%) - Al_2O_3 (%) (Şekil 5.6 b) diyagramlarında da görülebilmektedir. Ayrıca tüm incelenen kromititlerde Cr_2O_3 (%) - MgO (%), Cr_2O_3 (%) - Al_2O_3 (%) ve MgO (%) - FeO (%) arasında negatif

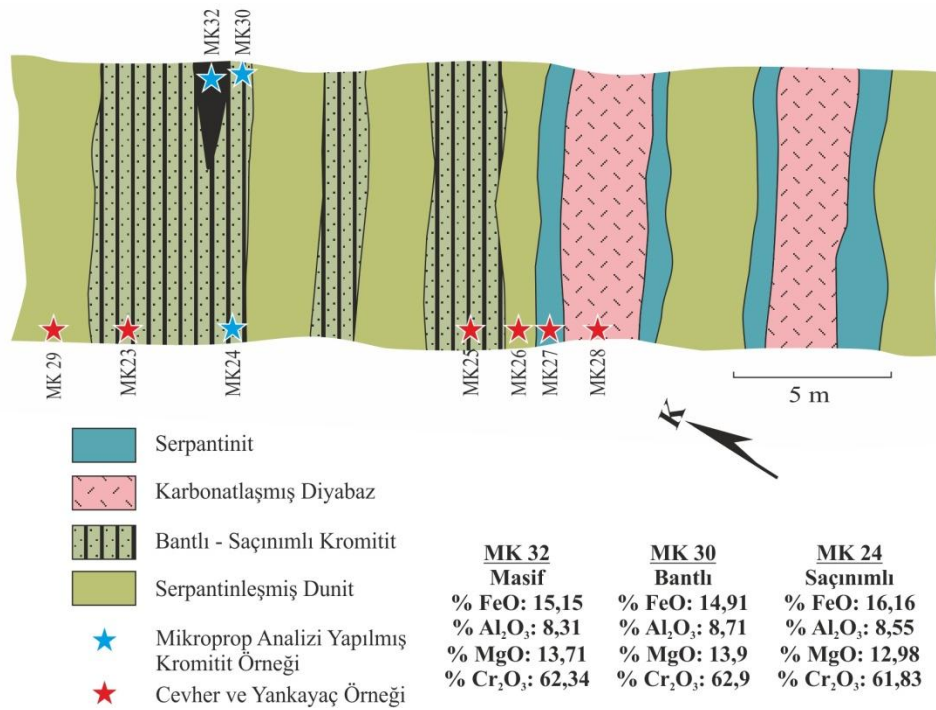
bir ilişki vardır. Al_2O_3 (%) - MgO (%) oksit oranları Beyağaç kromititleri ile pozitif bir ilişki gösterirken, diğer incelenen kromititlere ait spinellerde zayıf bir negatif ilişki bulunmaktadır (Şekil 5.6 c). Şekil 5.6'daki tüm diyagramlarda Beyağaç kromititlerine ait spineller geniş bir aralıkta davranmaktadır. Spinellerin % MgO 'ye karşı % Al_2O_3 içeriklerine göre hazırlanan diyagramda tektonitler içerisindeki kromititler ile kümülatlar içerisinde gözlenmiş kromititler birbirlerinden ayrılmaktadır (Şekil 5.6 c).



Şekil 5.6. Batı Anadolu kromit yataklarına ait spinellerin Al_2O_3 (%), FeO (%), Cr_2O_3 (%) ve MgO (%) bollukları arasındaki ilişkiler.

Batı Anadolu Kromit yataklarında farklı yapıya sahip kromititler bulunmaktadır. Ultramafik kümülatlar içerisinde, bantlı, saçınımlı, masif ve nadiren nodüler kromititler gözlenirken, tektonit içerisinde saçınımlı, nodüler, masif ve nadiren bantlı yapıya sahip kromititler gözlenir (Tablo 5.1). Rammlmair ve diğ. (1987) Palavan (Filipinler) kromititlerinde yapmış oldukları çalışmada $\text{Cr}\#$ karşı Cr/Fe değerleri kullanıldığında farklı yapıdaki kromititlerin birbirlerinden ayrıldığını ileri sürmüşlerdir. Aynı şekilde

Rollinson ve diğ. (2002) metamorfik Arkeen yaşlı, farklı yapıdaki kromititlerin Cr# ve Fe⁺²# oranladıklarında birbirlerinden farklı alanlarda konumlandıklarını ileri sürmüşlerdir. Farklı yapıya sahip kromititlere ait spinellerde yapılan mikroprob analizler sonucunda, Batı Anadolu kromit yataklarında böylesi bir ayırım yapılamayacağı görülmüştür (Şekil 5.7). Farklı yapıya sahip kromititlerinin kimyalarının önemli değişiklikler göstermemesi kısmi ergime sırasında kromititleri oluşturan ergiyiklerin ya çok büyük miktarda sisteme giriş yaptığını veya sisteme sürekli katılan ergiyiklerin kromitin çökelme alanına girdiklerinde, bir önceki fazdan farklı bir kimyaya sahip olmadıklarını işaret edebilir.



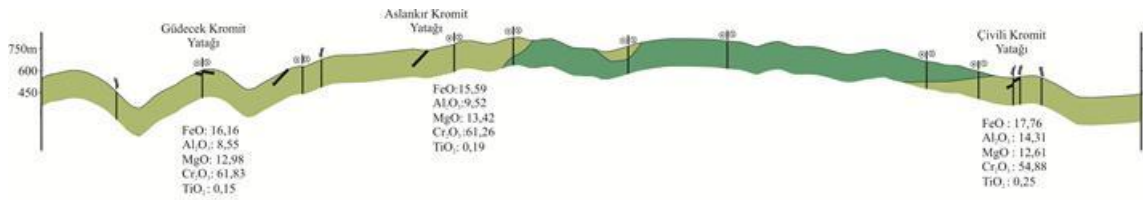
Şekil 5.7. Güdecek kromit yatağı (Bahri Ocak) cevherli zona ait taslak jeoloji haritası üzerinde örnek noktaları ve farklı tipteki cevherlere ait mikroprob analiz sonuçlarını gösterir şekil.

Öte yandan Economou-Eliopoulos ve diğ. (1999), Pindos (Yunanistan) Ofiyolit Kompleksi'nde yaptıkları çalışmalarda kromititlerdeki ana oksit ve iz element bakımından gözlenen bileşimsel zonlanmanın, kromitlerin oluşumu sırasındaki ana magmanın, kısmi olarak farklılaşmasından kaynaklanmış olabileceğini savunmuştur. Tektonik kontroller göz ardı edildiğinde (örneğin Batı Orhaneli kromit yatakları için) ve bugünkü topografik konumlarına göre iki farklı sonuç elde edilmektedir:

a) Aslankır kromit yatağı (~ 750 m) ile Güdecek kromit yatağı (~600m) arasında kimyasal bir farklılık yoktur. Bunun nedeni ise, her iki yatağında aynı ofiyolit

dilimi içerisinde olmaları ve Güdecek ve Aslankır kromit yatakları arasında bulunan fakat spinellerinden ölçüm yapılamayan kromititler ile birlikte kesintisiz bir ergiyikten beslenme sonucu oluşmuş olmaları olabilir.

b) Güdecek kromit yatağı ile Çivili kromit yatağı (~600m) arasında kimyasal farklılıklar bulunmaktadır. Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO, MgO ve TiO_2 değerlerinde azda olsa değişiklikler gözlenmiştir (Şekil 5.8). Bu durum ise Güdecek ve Çivili kromit yataklarını iki yatağı besleyen ergiyiğin kısmi farklılaşması olabilir.



Şekil 5.8. Güdecek, Aslankır ve Çivili kromit yataklarının kimyasal içeriklerinin birlikte değerlendirildiği jeolojik enine kesit.

Batı Orhaneli kromititlerinde gözlenen bu farklılaşma Beyağaç kromititlerinde de gözlenmektedir (Şekil 4.88). Beyağaç kromititlerinde spinellerden elde edilen en yüksek Al_2O_3 (%) değerlerinin alındığı Şehremen kromit yatağının 2-8 km güneyinde bulunan Aslan ve Karaismailler-Elmaslar kromit yataklarında 12,04 - 16,35 arasında değişen Al_2O_3 (%) içerikleri tespit edilmiştir (Akbulut ve diğ., 2010). Uysal (2007)'da Elmaslar kromit yatağının 20 km güneyinde yine Marmaris Peridotitleri içerisindeki kromititlerde Yüksek-Al'li (> 25 Al_2O_3 %) spinellerin varlığını ortaya koymuştur. Bu durum Economou-Eliopoulos ve diğ., (1999) belirttiği aynı ofiyolit kompleksi içerisindeki bileşimsel zonlanmanın, kromititlerin oluşumu sırasındaki ana magmanın, kısmi olarak farklılaşmasından kaynaklanmış olabileceğini destekler niteliktedir.

İncelenen Batı Anadolu kromititlerine ait seçilmiş iz element ve nadir toprak elementlerinin ortalamaları ve PGE – Au ortalama değerlerine göre (Tablo 5.2); İzmir – Ankara Zonunda yer alan kromititlerin Zr, Y, Rb, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Th, Sc Ni

(ppm) hariç ΣİE, La, Ce ve Dy (ppm) element içerikleri Kuzeybatı Anadolu ve Güneybatı Anadolu kromititleri ile benzer aralıklarda hareket etmektedir. Elementel anlamdaki farklılıkları ise; Kuzeybatı Anadolu kromititleri Nb, Sr, Ba, Ga, Co, Sm, Gd (ppm) ve PPGE (ppb) açısından Güneybatı Anadolu kromititlerine göre daha zengin olup, ΣİE, ΣNTE, Au, IPGE ve ΣPGE açısından ise daha fakirdir.

Zhou ve diğ. (2005) Luobusa (Tibet) ofiyolitinde iyi korunmuş, kromitit, dunit ve klinopiroksen içeren harzburjitlerde yapmış oldukları çalışmada iz element, nadir toprak element ve platin grubu element değişimlerini incelemiştir. Bu çalışmaya göre Zn, V, Ga, Ni, Ir, Ru (ppm) ve, içerikleri Ni/Cu, La/Sm ve La/Lu dunit ve harzburjite oranla daha yüksektir. Buradan hareketle petrolojik belirteç olan spinellerden oluşan kromititlerin Zn, V, Ga, Sr ve Rb (ppm) oranlarının yan kayaçtan fazla olması ve her bölge için benzer değerler, Kuzeybatı ve Güneybatı Anadolu kromit yatakları arasında önemli bir farklılık olmadığını göstermektedir (Tablo 5.3).

Dünyamızda farklı dönemlerde oluşmuş podiform kromititler bulunmaktadır. Ülkemizde Tetis ve/veya Neotetis okyanusuna ait, kısmen yitim zonu üstünde oluşmuş (Yüksek-Cr) ve nadiren de olsa okyanus ortası açılma zonlarının karakteristik özelliği olan Yüksek-Al'li podiform kromititler bulunmaktadır. Bu yatakların Cr# değerlerine göre hazırlanmış tabloya göre inceleme konusu olan yataklar; Ordovisyen yaşlı Kempirsai (Kazakistan), Jura yaşlı Vourinos (Yunanistan) ve Bulqiaza (Arnavutluk), Kretase yaşlı Mayari (Küba), Yeni Kaledonya, Umman ve Luobusa (Tibet) yataklarına benzerlik göstermektedir.

Tablo5.2. Batı Anadolu’da incelenen kromititlerin seçilmiş spinel kimyası değerlerinin aralıkları, iz elementleri (İE), nadir toprak elementleri (NTE) ve platin grubu element (PGE) – Au değerlerine ait bölgesel ortalama tablosu.

Elementler		Kuzeybatı Anadolu Kromititleri			Güneybatı Anadolu Kromititleri	
		Batı Orhaneli	Doğu Orhaneli	Kavak	Gökarık	Beyağaç
Seçilmiş Spinel Kimyası Ortalama Değerleri	Cr#	0,72 - 0,84	0,77 - 0,84	0,76 - 0,81	0,78 - 0,82	0,65 - 0,91
	Mg#	0,58 - 0,71	0,5 - 0,66	0,54 - 0,67	0,52 - 0,61	0,37 - 0,66
	Fe ⁺² #	0,29 - 0,42	0,34 - 0,50	0,33 - 0,46	0,39 - 0,48	0,34 - 0,63
	Fe ⁺³ #	0,03 - 0,04	0,02 - 0,33	0,005 - 0,04	0,01 - 0,04	0,02 - 0,08
	TiO ₂ (%)	0,12 - 0,29	0,14 - 0,33	0,10 - 0,22	0,08 - 0,19	0,02 - 0,17
	NiO (%)	0,06 - 0,28	0,01 - 0,19	0,03 - 0,59	0 - 0,14	0,06 - 0,22
	Al ₂ O ₃ (%)	8,21 - 14,41	8,11 - 11,19	9,95 - 12,45	9,20 - 11,17	4,01 - 18,89
Kromititlere Ait Seçilmiş İz Element Ortalamaları (ppm)	Nb	0,73	0,50	0,89	-	0,20
	Zr	0,67	0,85	1,38	0,50	0,88
	Y	-	-	0,37	0,13	0,40
	Sr	1,30	15,27	7,40	0,60	3,98
	Rb	3,12	3,05	2,30	1,70	3,55
	Ba	-	1,67	2,67	-	1,00
	Pb	0,20	0,10	-	-	0,20
	Ga	7,48	7,35	10,44	3,93	11,93
	Zn	4,40	4,50	1,50	2,50	4,20
	Cu	4,72	6,72	2,69	2,13	6,78
	Co	102,75	115,11	84,23	81,53	83,25
	Ni	1486,50	1167,00	891,57	1683,50	1188,17
	V	235,50	298,90	359,43	213,25	395,83
	Th	-	-	0,20	0,30	0,30
	Sc	3,67	3,71	4,29	3,25	5,83
ΣİE	1612	1850	1363	1991	1704	
ΣİE Ni hariç	445	363	471	308	516	
Kromititlere Ait Seçilmiş Nadir Toprak Element Ortalamaları (ppm)	La	0,44	0,47	0,43	0,38	0,56
	Ce	0,25	0,70	0,77	0,40	0,63
	Pr	0,06	0,03	0,16	0,06	0,11
	Sm	0,06	0,07	0,12	0,05	-
	Gd	-	0,08	0,21	0,07	0,06
	Dy	0,09	0,08	0,08	-	0,11
	Yb	0,06	0,08	0,06	-	0,13
	ΣNTE	0,69	0,59	1,23	0,85	1,27
Kromititlere Ait Ortalama PGE - Au (ppb)	Au	1,40	1,78	0,90	2,33	1,30
	PPGE	16,25	24,00	23,75	14,67	14,75
	IPGE	90,75	82,33	158,75	181,33	134,00
	ΣPGE	107,00	106,33	182,50	196,00	148,75

Tablo 5.3. İncelenen Batı Anadolu Ofiyolitlerine ait, seçilmiş ana oksit element, iz element ve nadir toprak elementlerin ofiyolitlere göre ortalama değerleri.

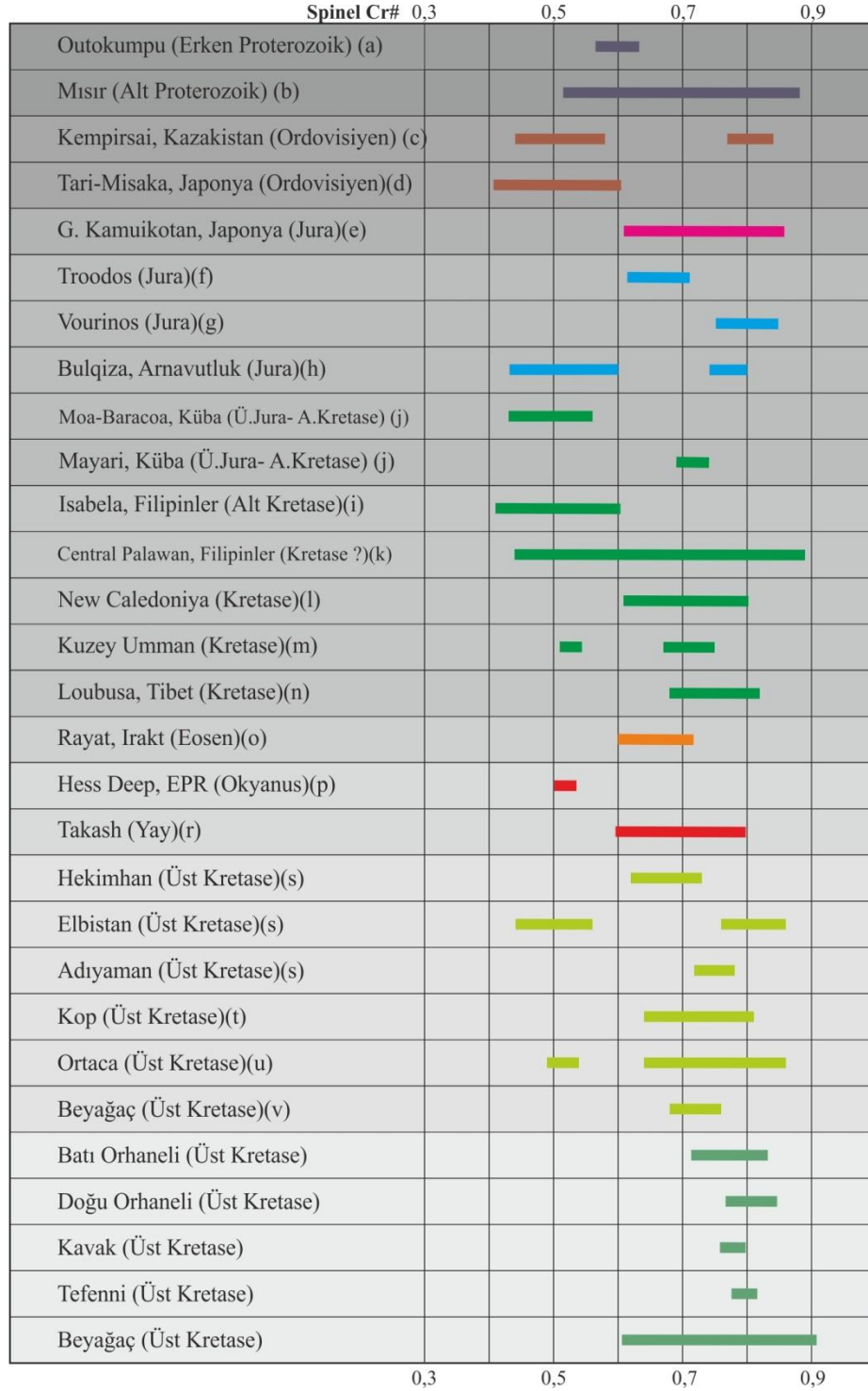
		Dunit		Dunit		Harzburjit		Harzburjit	
Element		Orhaneli	Kavak	Yeşilova	Beyağaç	Orhaneli	Kavak	Yeşilova	Beyağaç
Seçilmiş Ana Oksit Element İçeriği (%)	SiO ₂	36,65	33,50	32,57	39,92	41,05	33,09	36,53	40,96
	Al ₂ O ₃	0,16	0,16	0,24	0,19	0,70	0,07	0,23	0,32
	Fe ₂ O ₃	8,09	7,91	7,09	7,00	8,20	7,46	7,44	7,34
	MgO	43,71	38,77	39,93	39,07	39,98	38,64	37,92	37,18
	CaO	0,36	0,11	0,10	0,14	0,93	0,43	0,16	0,18
	Cr ₂ O ₃	0,57	0,69	1,69	0,40	0,36	0,33	0,31	0,37
Seçilmiş İz Element İçeriği (ppm)	Nb	0,93	0,67	0,45	-	0,10	0,60	0,20	0,20
	Zr	0,60	0,10	2,90	0,40	0,50	0,40	0,53	1,00
	Sr	1,45	2,00	0,70	1,05	1,50	4,27	0,90	0,55
	Rb	0,73	0,57	0,55	1,10	0,67	0,30	0,53	0,87
	Zn	13,75	10,00	11,67	11,67	16,75	11,67	21,00	12,33
	Cu	3,90	4,67	1,73	2,23	22,93	2,93	2,70	6,73
	Ni	2108,71	1636,00	2090,67	2937,00	2160,00	1380,00	2200,00	2462,00
	Co	109,61	108,93	96,90	104,37	105,08	101,17	99,40	105,27
	V	13,75	20,50	21,00	20,00	30,00	13,00	15,33	25,50
	Sc	3,58	3,33	4,00	4,00	8,00	3,67	5,67	7,00
	Σ İe	2248,36	1779,90	2227,83	3068,57	2344,85	1509,43	2345,83	2612,93
Seçilmiş NTE (ppm)	La	0,10	0,60	-	0,50	0,95	0,40	0,35	-
	Ce	-	0,25	0,20	0,70	0,90	0,30	0,20	0,10
	Σ REE	0,10	0,85	0,20	1,20	1,85	0,70	0,55	0,10
	W	10,13	2,20	1,20	5,43	12,55	3,63	3,00	11,43

Podiform kromititler Cr#'larına Yüksek Cr# ve düşük Cr#'a sahip olanlar olmak üzere ikiye ayrılırlar (Şekil 5.9). Yüksek Cr#'lular olan yitim zonu üstünde yay magmatizması ile ilişkidirler. Yitim süreci boyunca etkileşime uğramış olduğu düşünülenler ise düşük Cr#'a sahiptir. Gelişen kısmi ergimenin boyutu ve derinliğine göre Yüksek-Cr veya Yüksek-Al'lu kromititler oluşmaktadır (Proenza ve diğ. 1999). Proterozoik'ten Üst Kretase'ye kadar oluşan podiform kromititler eğer tek bir döngü içerisinde gelişmemiş olsaydı, bu durumda astenosfer sadece belirli bir süreçte kromit üretip içindeki krom içeriğini tüketmesi gerekirdi. Buna en iyi örnek kimberlit içerisindeki Kratonlarda oluşmuş elmas yatakları verilebilir. Manto içerisindeki karbonu sadece bir dönemde (Arkeen) elmas kullanarak olasılıkla tüketmiştir. Eğer tüketmemiş olsaydı farklı dönemlerde kimberlitler içerisinde yeni elmas yatakları bulmamız gerekirdi. Arai, (2010), manto geçiş zonundaki Kromitler içerisinde çok yüksek basınç etkisi altında

kalmış krom spineller tanımlamıştır. Bu spinel kristalleri içerisinde elmas, CO₂, moissanit (karbit - SiC), rutil ve Ti içeren diğer mineral kapanımlarını tanımlamıştır. Çok yüksek basınç altında kalan bu tür spinel taneleri okyanus kabuğu yayılma sırtlarında oluşup yüzeylemeden yitim zonlarına da üst manto parçasında yitimin geliştiğini ve daha sonrasında astenosferin içerisinde hesaplanamayan bir derinliğe kopan veya dalan kabuk parçasıyla hareket eder. Refrakter bir mineral olan spinel bu ortamda olasılıkla tam olarak ergimemiş fakat bünyesine yukarıda belirtilen mineral fazlarından oluşan kapanımların gelişen deformasyon boşluklarına yerleşmiş olması gerekir. Daha sonra konveksiyon akımları ile farklı bir yitim alanına hareket eden spinel, oluşan yitim zonu üstü ortamda ve manto geçiş zonunda kristallenmiştir (Arai, 2010).

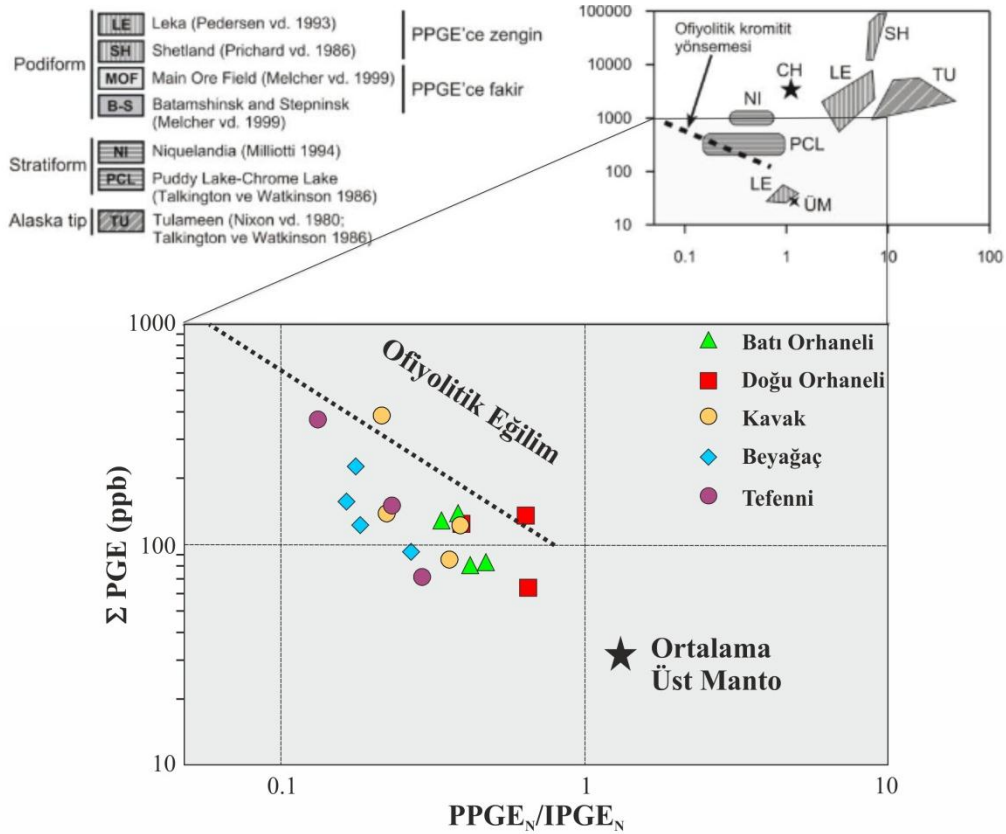
Podiform kromit yatakları genellikle düşük konsantrasyonlarda PGE içerirler (Stockman ve Hlava, 1984, Talkington ve diğ., 1984, Legendre ve Augé, 1986, Prichard ve diğ., 1986, 1994; Augé ve Johan, 1988, Orberger ve diğ., 1988, McElduff ve Stumpfl, 1991, Tarkian ve diğ., 1991, Yang ve Seccombe, 1993, Uysal, 2007, Uysal ve diğ., 2007a). Platin grubu elementler üzerinde yapılmış çalışmalar, IPGE (Os, Ir, Ru) ve PPGE (Rh, Pt, Pd)'lerin mafik ve ultramafik magmatik sistemlerde farklı davrandıklarını göstermiştir (Crocket, 1981; Barnes ve diğ., 1985).

Kondirit değerlerine oranlanmış PGE bollukları Batı Orhanelinde 0,0010 – 0,2771 arasındadır. Kondirite normalize edilmiş değerler ofiyolitik kromitit alanına düşmekte olup, ofiyolitik kromititlerin tipik özelliği olan IPGE'ler PPGE'lere göre daha fazla zenginleşmiştir. IPGE kondirite normalize değerleri incelendiğinde Ru'nun Ir ve Os'ye göre daha fazla zenginleştiği, PPGE'lerde ise Rh göre 5 – 40 kat, Rh Pd'ye göre 2 – 20 kat daha zengindir (Şekil 4.111). PPGE toplam kayaç bollukları Batı Orhaneli'nde 17 – 32, Doğu Orhaneli'nde 12 – 20, Kavak'ta 13 – 46, Gökarık'ta 9 – 21 ve Beyağaç'ta 11 – 21 arasındadır. IPGE toplam kayaç bollukları Batı Orhaneli'nde 46 - 101, Doğu Orhaneli'nde 65 - 118, Kavak'ta 85 - 385, Gökarık'ta 71 - 367 ve Beyağaç'ta 92 - 156 arasındadır.



Şekil 5.9. Türkiye ve Dünya'dan farklı yaştaki ofiyolit içerisinde oluşmuş podiform kromititlerin Cr# ne göre karşılaştırması.(a: Vuollo ve diğ. 1995, b: Ahmed ve diğ.2001, c:Melcher ve diğ.1997, d: Arai ve Yurimoto, 1992, e: Arai ve diğ.1999, f: McElduff ve Stumfl, 1991, g: Auge, 1988, h: Beqiraj ve diğ.2000, i: Proenza ve diğ.1999, j: Morishita ve diğ. 2006, k: Rammlmair ve diğ.1987, l: Cassard ve diğ. 1981, m: Arai ve diğ.2004, n: Zhou ve diğ. 1996, o: Ismail ve diğ.2009, p: Arai ve Matsukage, 1998, r: Arai ve Abe, 1994, s: Uysal ve diğ. 2007a, t: Uysal ve diğ.2007c, u: Uysal, 2007b, Akbulut ve diğ. 2010,

Platin grubu element içeriklerine ve IPGE zenginliği açısından tipik ofiyolitik PGE içeriği gösteren Batı Anadolu kromititleri, PGE içerikleri açısından Türkiye'deki pek çok kromit yatakları ile benzerlik gösterir. İncelenen kromititler, diğer ofiyolitik podiform kromititlerden Troodos, Vourinos, Newfoundland, California, Loubusa ve Umman'ın PGE içerikleri benzerlik içerisindedir.



Şekil 5.10. İncelenen kromit yataklarının $PPGE_N/IPGE_N$ oranları ile toplam PGE bollukları arasındaki ilişki. Kondrit (CH) ve ortalama üst manto değerleri Leblanc (1991)'dan alınmıştır.

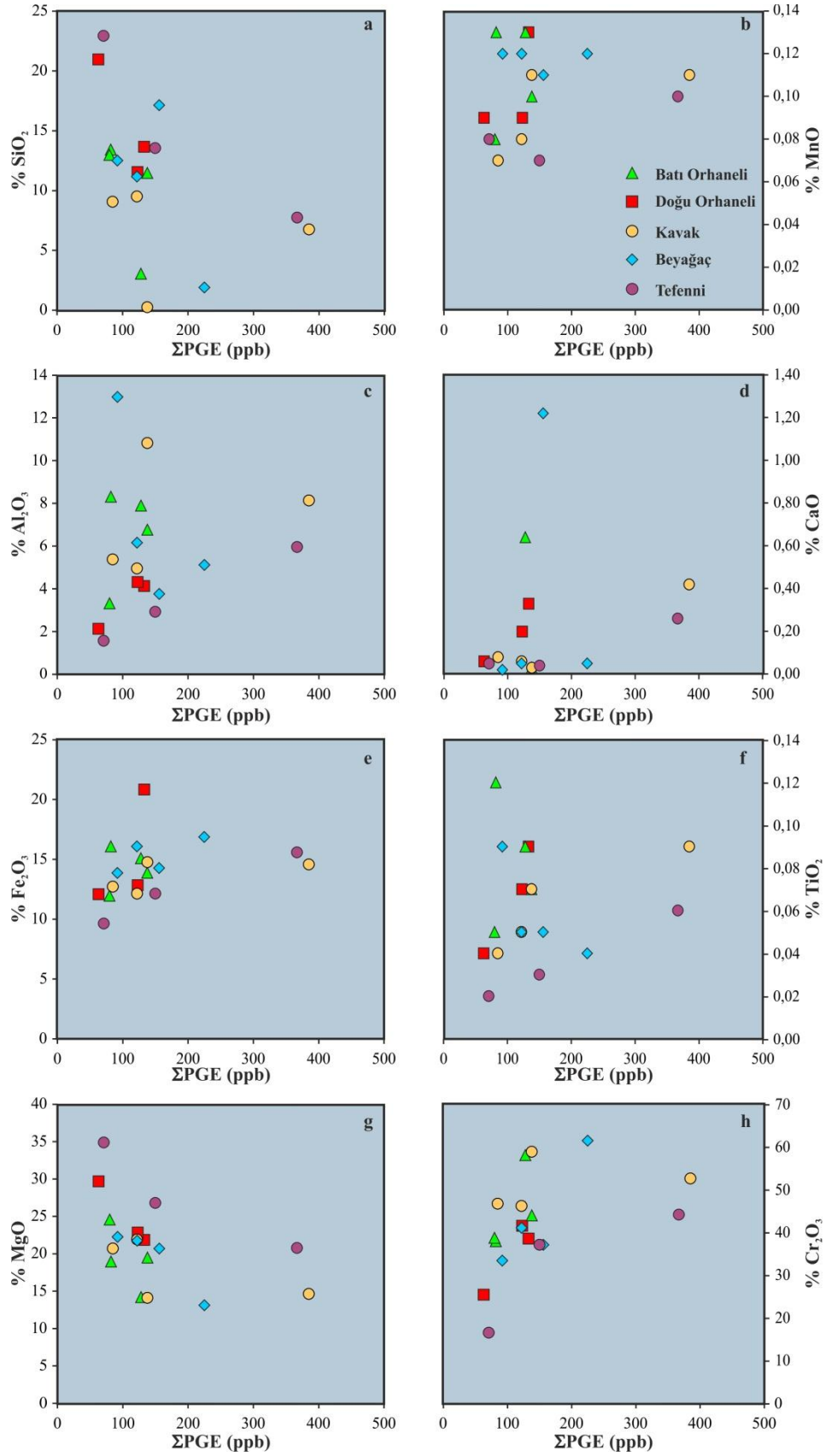
PPGEN ve IPGEN: Naldrett (1981) tarafından verilen kondrit değerlerine oranlanmış (Rh+Pt+Pd) ve (Os+Ir+Ru) bollukları (Uysal, 2007).

ΣPGE oranlarında aynı bölge içerisindeki farklı kromit yataklarından alınan örneklerde değişiklikler olduğu gibi, aynı kromit yatağındaki farklı kromititlerde bile farklılıklar gözlenmektedir. Akbulut, (2010), kromititlerin oluşumu sırasında PPGE ve IPGE'nin yatak içinde lokal olarak fraksiyonlaştığını, örneğin Dalaman-Harmancık (Muğla) kromit yatağından Uçurum ve diğ., (2000) ile aynı kromitit podundan aldığı örneklere ait PPGE ve IPGE değerlerinde farklılıklar gösterir. Bu çalışma kapsamında alınan EK 45 (Kavak – Eskişehir) ve TK 438 A (Gökarık – Burdur) örneklerindeki IPGE grubu Os,

Ir, Ru elementlerinde buldukları bölgelere göre birkaç kat zenginleşmiştir. Bunun sebebi PGE'lerin aynı kromitit podu içerisinde bile fraksiyonlaşması (Akbulut, 2010) veya hidrotermal alterasyondan etkilenen zonların PGE içeriklerinde (Uçurum ve diğ, 2000) görülen zenginleşmelerden kaynaklanabilir. Bu mekanizmalara bağlı olarak çalışılan alanlardaki iki örnekte PGE içerikleri açısından bir zengileşme sözkonusudur. Uçurum ve diğ (2000)'in öne sürdüğü mekanizma, incelenen yataklar için daha uygun gibi görülmektedir. Çünkü EK 45 örneği lisvenitlerin hemen altındaki kromititlerden ve TK 438 A ise Gökarık kromit yatağındaki iki lokal fayın kesişimine yakın ve dunitlerin en fazla serpantinleştiği bölgelerden alınmıştır.

Van kromititlerinde yapmış olduğu çalışmada Günay ve Çolakoğlu, (2011) en yüksek PGE değerlerini tespit ettikleri Yukarıbalçıklı (Van) kromititlerine ait parlak kesitlerde yaygın kataklastik zonların varlığı ve kromitlerin makaslama zonu içinde budin şekilli gözlenmesi nedeniyle, PGE içeriklerinin deformasyon etkileri altında zenginleştiklerini belirtmişlerdir. Batı Anadolu kromititlerinde, kataklastik dokuların gözlendiği kromitit örneklerinde (örneğin, MK 32- Batı Orhaneli, BTK 33-Beyağaç), Günay ve Çolakoğlu (2011)'in belirtmiş olduğu gibi PGE içeriklerinde önemli bir artış gözlenmemiştir.

Uçurum ve diğ. (2000) Batı Anadolu kromit yataklarında yapmış olduğu çalışmada tüm kayaç PGE içeriklerinin Ni, Co, Fe, V, Cr ve Al (ppm) bir pozitif ilişki gösterirken, Cu ve Zn ile zayıf bir pozitif ilişki içerisinde olduğunu ileri sürmüştür. Uysal, (2007), PGE içerikleri bakımından yüksek-Cr ve yüksek-Al kromititleri arasında herhangi bir ilişki saptamıştır. Buna karşılık, Crocket (1979), Ahmed ve Arai (2002), Gervilla ve diğ (2005), kromit kristallerinin Cr# değerleri ile PGE bollukları arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu saptamışlardır. İnceleme konusu olan Batı Anadolu Kromit yataklarına ait, seçilmiş tüm kayaç iz element, nadir toprak element ve spinellerin Cr# içerikleri birlikte değerlendirildiğinde her yatak için farklı sonuçlar elde edilmiştir. MgO (%) ile ΣPGE (ppb) ile zayıf bir negatif ilişki söz konusu iken, Cr₂O₃ (%), Fe₂O₃ (%) ve MnO (%) içerikleri ile ΣPGE (ppb) içerikleri arasında ise zayıf ta olsa pozitif bir ilişki mevcuttur (Şekil 5.11).



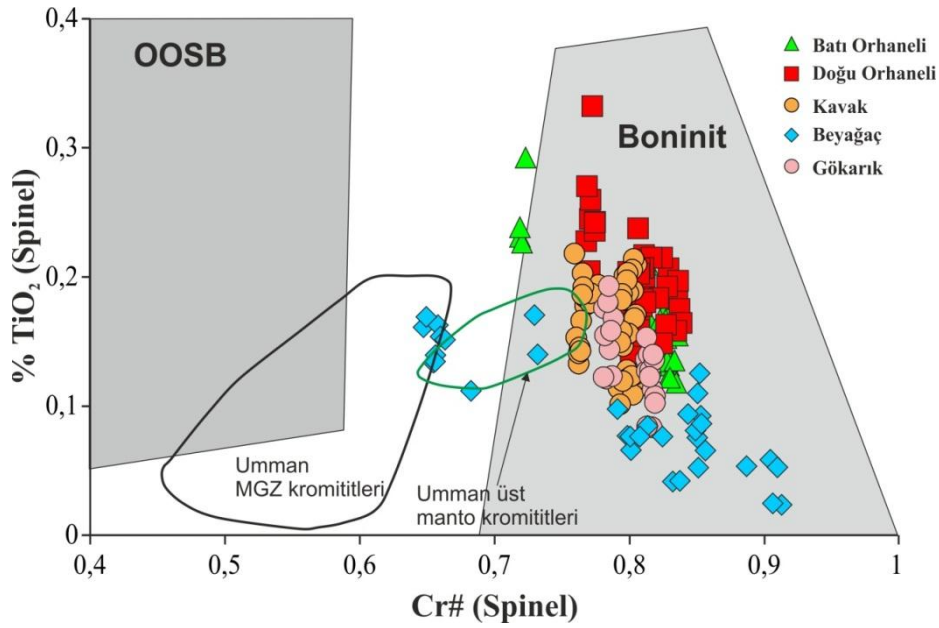
Şekil 5.11. İncelenen kromit yataklarına ait ana oksit (%) element içerikleri ile ΣPGE (ppb) değerleri arasındaki ilişki.

Tablo 5.4. Batı Anadolu Kromit yataklarına ait SiO₂(%), seçilmiş iz elementler (ppm), Cr# ve platin grubu element (ppb) değerlerine ait tablo.

Element	KOS7A	ORK10	ORK18+	BK15	MK30	MK32	MK61	379-K5	EK45	EK57	LES86-141.5	TK438A	TK494	TK496B	BTK6	BTK11	BTK15	BTK33
SiO ₂	13,65	11,54	20,95	13,42	12,97	3,04	11,47	9,5	6,75	9,05	0,24	7,74	22,92	13,55	11,17	1,89	12,5	17,13
Zr	0,5	0	1,7	0,4	0,1	0,7	1,1	3,2	0,9	0	0	0	1,1	0,3	0,6	0,1	0	2,8
Ga	6,8	6,7	2,7	11,2	4,4	11	6,6	7,6	13	7,3	13,6	7,6	2,1	3,4	8,1	13,7	13,6	10,2
Zn	5	0	0	1	4	3	7	0	2	0	0	2	0	3	8	3	0	3
Cu	10,2	4,3	1,3	2,6	4,9	0,8	5	2,6	2,8	3	3	0,4	2,2	4,4	2,6	3,7	17,2	11,5
Ni	914	1387	1876	1325	1694	1046	1367	1571	683	1271	617	943	2243	1637	1443	675	1491	998
Co	105,8	98,8	99,7	112,2	92,6	138,5	91,8	70,4	88,2	81,1	103,3	83,3	91,1	67,4	75,7	89,8	87	85,2
V	344	195	102	392	137	304	188	228	394	273	554	403	118	181	257	483	407	227
#Cr	0,77	0,8	0,81	0,72	0,83	0,83	0,81	0,8	0,77	0,8	0,76	0,78	0,81	0,82	0,8	0,83	0,66	0,86
Au (ppb)	3	3	2	4	0	0	2	3	0	4	0	3	2	3	0	0	0	0
Os	15	26	8	9	13	20	19	20	51	13	24	81	16	26	29	40	12	41
Ir	38	27	12	18	15	26	35	22	113	14	20	73	18	32	32	58	16	50
Ru	48	47	26	38	40	66	64	58	175	45	80	192	28	78	50	106	51	51
Rh	18	10	7	7	8	11	13	9	16	7	7	13	5	9	5	8	4	6
Pt	9	9	5	4	1	3	4	6	17	5	4	5	2	3	2	5	3	5
Pd	5	4	5	6	3	2	3	7	13	1	3	3	2	2	4	8	6	3
PPGE	32	23	17	17	12	16	20	22	46	13	14	21	9	14	11	21	13	14
IPGE	101	100	46	65	68	112	118	100	339	72	124	346	62	136	111	204	79	142
ΣPGE	133	123	63	82	80	128	138	122	385	85	138	367	71	150	122	225	92	156

Sonuç olarak;

Batı - Doğu Orhaneli, Kavak ve Gökark kromit yatakları ultramafik kümülat dunit içerisinde, Beyağaç kromit yatakları ise tektonit dunit ve tektonit harzburjitler içerisinde yer alır. Moho geçiş zonunun (MGZ) altında kalan Beyağaç kromit yataklarından Şehremen Kromit yatağı Cr# ve TiO₂ içerikleri açısından değerlendirildiğinde Umman MGZ kromit alanı (Arai ve diğ., 2004) içerisinde kalmakta olup tektonitler içerisinde yer alan diğer yataklardan farklı bir ortamda oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 5.12) .



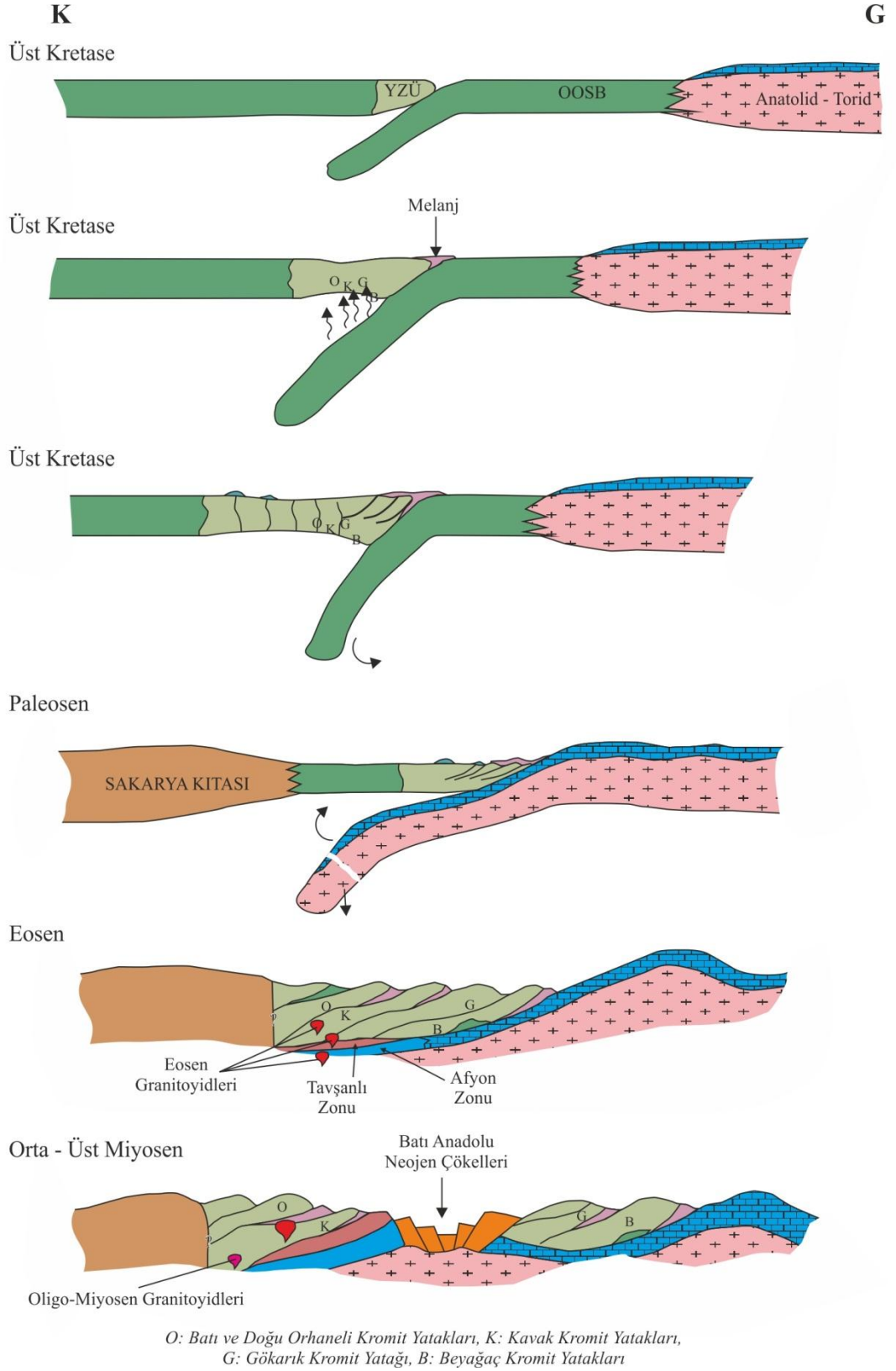
Şekil 5.12. Batı Anadolu Kromit Yataklarına ait spinel Cr# - TiO₂ (%) diyagramı. OOSB (Okyanus Ortası Sirt Bazaltları) ve Boninit alanları Dick ve Bullen (1984) ve Arai (1992), Umman MGZ ve Umman Üst Manto alanları Arai ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.

Ultramafik kümülatlar içinde yer alan kromit ile tektonitler içinde yer alan yataklar geometrileri, yapıları, komşu dunit kalınlıkları açısından birbirlerine göre farklılıklar gösterirler (Tablo 5.1)

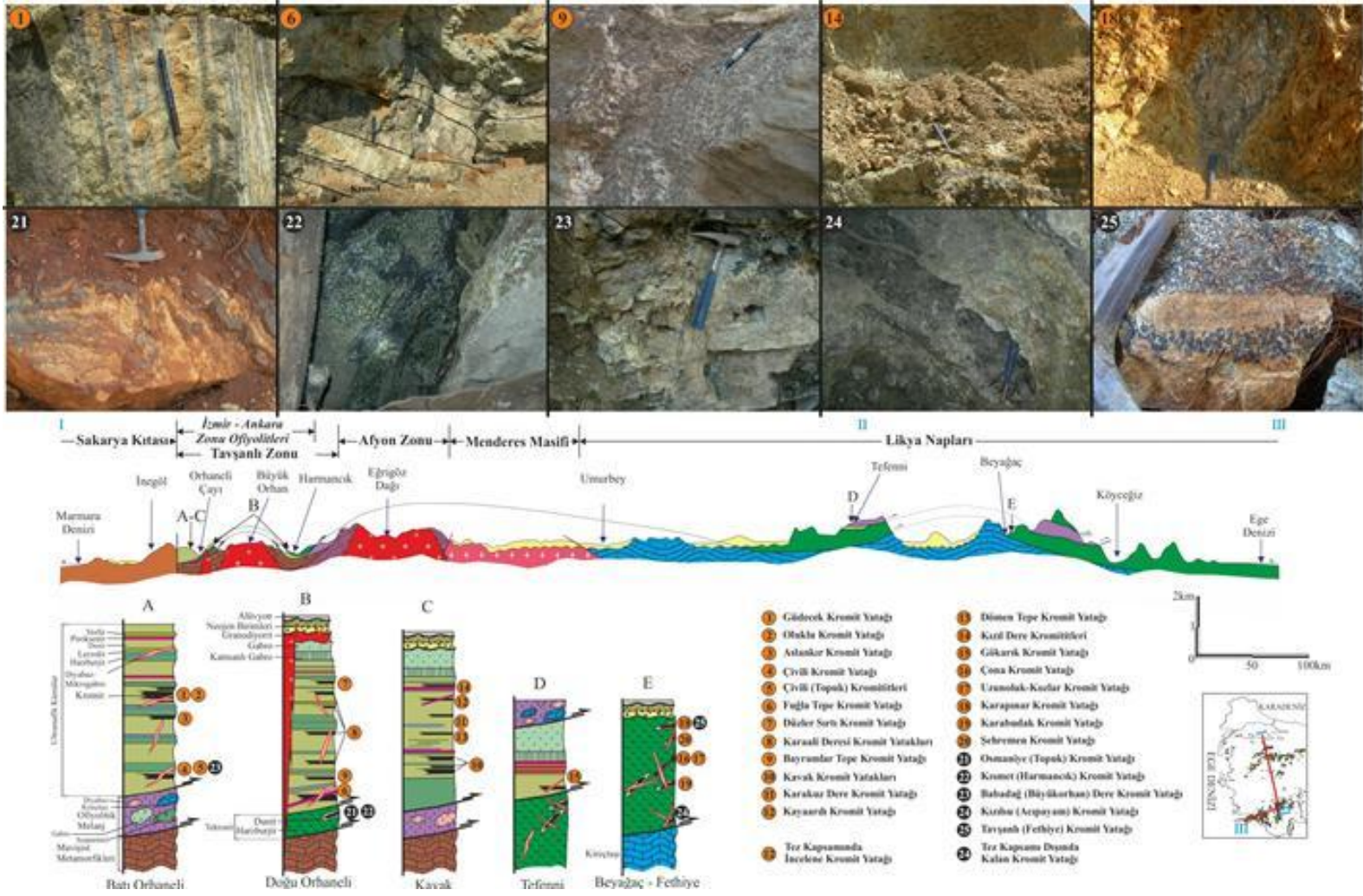
Batı Anadolu kromitleri içerisinde bulunduğu ofiyolit istifleri açısından karşılaştırıldığında; İzmir – Ankara Zon ofiyolitleri ile Likya Naplarına ait ofiyolitler litolojik (Şekil 5.13 - 14) ve jeokimyasal (Şekil 4.94, 4.95, 4.96, 4.97 ve 5.15) açıdan benzerlikler göstermesi yitim zonu üstü ofiyolitleri olması ayrıca kromitlere komşuluk yapan dunit, harzburjit ve lertzolitlerin CaO (%) - Al₂O₃ (%) değerleri açısından yay önu peridotitleri olması itibariyle,

İzmir – Ankara Zon ofiyolitleri ile Likya Napları ait ofiyolitler içerisindeki kromitlere ait tüm kayaç majör oksitler, iz element, nadir toprak element, platin grubu element içerikleri ile krom spinel kimyalarına göre benzerlik göstermektedir. Farklılıklarını ise kromitleri oluşturan ergiyin bileşimsel farklılaşması kontrol etmiş olmalıdır,

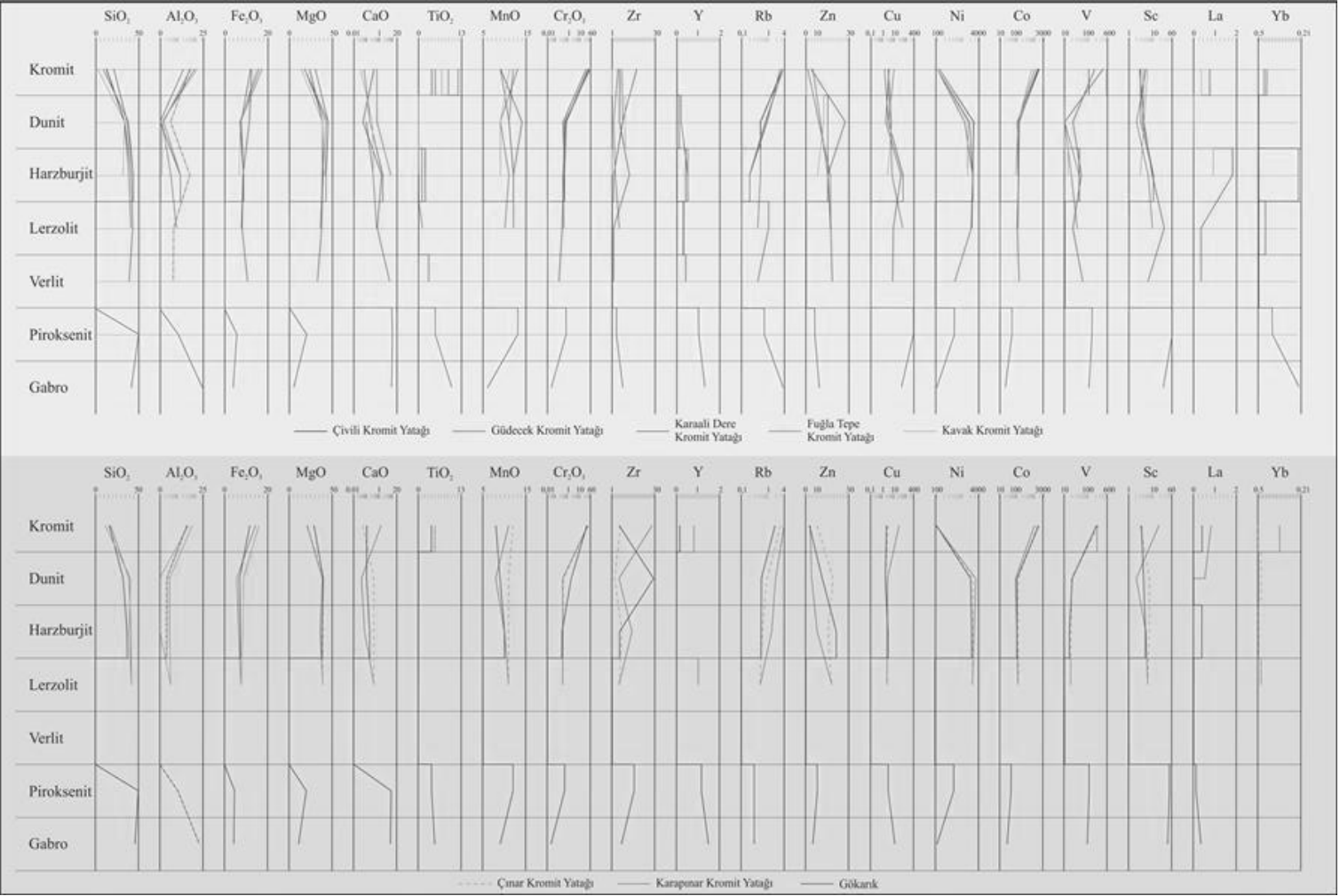
Kuzeybatı ve güneybatı ofiyolitlerinin yerleşim yaşları Önen and Hall, 2000, Harris et al. (1994), Thuizat et al. (1981), Çelik, 2002, Çelik et al. (2006) ve Önen, (2003)'e göre 101 – 90 My arasında değişir. Robertson, (2002) ve Robertson ve Ustaömer (2009)'göre İzmir Ankara Zon ofiyolitlerin ve Likya Ofiyolitleri aynı okyanusun ürünleridir. Bulgularımız bu iki ofiyolit kütlelerinin birbiri ile benzerlik gösterdiği ve Ersoy (1990), Collins ve Robertson, (1998, 2003) belirttiği üzere Likya Naplarının Menderes Masifinin üzerinden Üst Kretase'den itibaren kuzeybatıdan güneydoğuya sürüklenmeleri ile bugünkü yerlerini almış olduğu söylenebilir. Bu bağlamda Batı Anadolu Kromit yatakları yukarıda belirtilen mevcut veriler ışığında aynı okyanusun (Neotetis) ürünleri olup, Menderes Masif'inin yükselimi ile birlikte birbirlerinden kopmuş ve bugünkü konumlarını kazanmışlardır (Şekil 5.13 - 14).



Şekil 5.13. Neotetis okyanusuna ait Batı Anadolu Kromit yataklarının ve YZÜ ofiyolitlerinin jeodinamik evrimi (Okay ve Whitney, 2010'dan değiştirilerek)



Şekil 5.14. Batı Anadolu Kromit yataklarının Batı Türkiye Tektonik Kuşaklarındaki yeri, yapısal konumları ve karakteristik cevher yapılarına ait fotoğrafları.



Şekil 5.15. Batı Anadolu kromit yataklarından, seçilmiş kromit yataklardaki kromit, ultramafik ve mafik kayaların ana oksit element, seçilmiş iz element ve nadir toprak elementlerinin birimlere göre değişimleri.

KAYNAKLAR

- AHMED, A.H., ARAI, S. ve ATTIA, A.K., 2001, Petrological Characteristics of The Pan African Podiform Chromitites and Associated Peridotites of The Proterozoic Ophiolite Complexes, Egypt, *Mineralium. Deposita*, 36, 72–84.
- AHMED, A.H. ve ARAI, S., 2002, Unexpectedly high PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implication, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 263-278.
- AHMED, A.H., ARAI, S., ABDEL-AZIZ, Y.M. VE RAHİMİ, A., 2005, Spinel Composition as a Petrogenic Indicator of The Mantle Section in The Neoproterozoic Bou Azzer Ophiolite, Anti-Atlas, Morocco, *Precambrian Res.* 138, 225–234.
- AKBULUT, M., 2009, Güneybatı Anadolu Kromit Yataklarının Platin Grubu Element (PGE) Potansiyelleri, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- AKBULUT, M., ÇOLAK, M., OYMAN, T., GNOS, E. VE PİŞKİN, Ö., 2009, Formation of podiform dunites in the Lycian peridotite nappes (Ağla-Köyceğiz, SW Turkey). *Ofioliti*, 34 (1), 1-15.
- AKBULUT, M., PİŞKİN, Ö., ARAI, S., ÖZGENÇ, İ. ve MİNARECİ, 2010. Base Metal (BM) and Platinum-Group Elements (PGE) Mineralogy And Geochemistry of the Elmaslar Chromite Deposit (Denizli, Sw Turkey): Implications For a Local BM and PGE Enrichment, *Ofioliti*, 35 (1), 1-20.
- AKŞİT, M., 2007, Burdur-Yeşilova-Tefenni Kromitlerinin Ağır Metal ve Platin Grubu Elementlerinin Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü-İstanbul.
- ALDANMAZ, E., KÖPRÜBAŞI, N., 2006, Platinum-Group-Element Systematics of Peridotites From Ophiolite Complexes of Northwest Anatolia, Turkey, Implications for Mantle Metasomatism by Melt Percolation in a Supra-subduction Zone Environment, *Int. Geol. Rev.*, 48, 420–442.
- ALDANMAZ, E., SCHMIDT, M.W., GOURGAUD, A. ve MEISEL, T., 2009, Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes, *Lithos*, 113, 691-708.

- ALLAN, J.F., SACK, R.O. VE BATİZA R., 1988, Cr-spinels as petrogenetic indicators: MORB type Cretaceous Arc-basin Complex, Evidence and Implications, *Phil. Roy. Soc. London*. A300, 299–317.
- ALTINTAŞ, İ., E., 2011, Refahiye (Erzincan) Meta-Ofiyoliti'nin Niteliği ve Jeolojik Evrimi, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi.
- ALTUNKAYNAK, Ş., 2007, Collision-Driven Slab Breakoff Magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology* vol: 115, no:1, 63-82
- AMSTUTZ, G.C., 1980. The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945. In: Panayiotou, A. (Ed.), *Ophiolites Proc. Internat. Symp., Cyprus 1979*. Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 143–149.
- ANONMYMOUS, 1972. Penrose Field Conference on Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.
- ARAI, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *Mineral. Mag.*, 56, 173–184
- ARAI, S., 1994, Compositional variation of olivine – chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 279-293.
- ARAI S. 1997. Origin of podiform chromitites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 303–10.
- ARAI, S., 2010, Possible recycled origin for ultrahigh-pressure chromitites in ophiolites, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 105(5): 280-285.
- ARAI, S. ve YURIMOTO, H. 1992. Origin of podiform chromitites from Southwestern Japan as a melt-mantle interaction. *Abstr. 29th Intern. Geol. Congr., Kyoto*, 1, 176.
- ARAI, S. & ABE, N., 1994, Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, Southwest Japan arc. *Mineralium Deposita* 29, 434–8.
- ARAI, S. ve YURIMOTO, H., 1994, Podiform Chromitites Of The Tari-Misaka Ultramafic Complex, Southwestern Japan, As Mantle-Melt Interaction Products. *Economic Geology*, 89, 1279-1288.
- ARAI, S. VE ABE, N., 1995, Reaction of Orthopyroxene in Peridotite Xenoliths With Alkali-Basalt Melt And Its Implication For Genesis of Alpine-Type Chromitite. *American Mineralogist*, 80, 1041-1047.
- ARAI, S. ve YURIMOTO, H., 1995, Possible sub-arc origin of podiform chromitites. *The Island Arc*, 4, 104-11.

- ARAI, S., MATSUKAGE, K., ISOBE, E. ve VYSOTSKIY, S., 1997. Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 671-675.
- ARAI S., MATSUKAGE K., 1998, Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos* 43:1-14
- ARAI, S., PRICHARD, H.M., MATSUMOTO, I. ve FISHER, P.C., 1999, Platinum-Group Minerals in Podiform Chromitite from the Kamuikotan Zone, Hokkaido, Northern Japan, *Resource Geology*, 49- 1, 39-47.
- ARAI, S., UESUGI, J. VE AHMED, A.H., 2004. Upper Crustal Podiform Chromitite From The Northern Oman Ophiolite as The Stratigraphically Shallowest Chromitite in Ophiolite and Its Implication for Cr Concentration, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 147, 145-154.
- ARAI, S., KADOSHIMA, K. VE MORISHITA, T., 2006. Widespread Arc-Related Melting In The Mantle Section Of The Northern Oman Ophiolites As Inferred From Detrital Chromian Spinel, *J. Geol. Soc. London*, 163, 869-879.
- AUGE, T., 1988, Platinum Group Minerals In The Tiebaghi And Vourinos Ophiolitic Complexes : Genetic Implications, *Canadian Mineralogist*, 26, 177-192.
- AUGÉ, T. ve JOHAN, Z., 1988, Comparative Study of Chromite Deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia Ophiolites, in, Boissonas, Omenetto (Eds.), Mineral Deposits within the European Community, Springer-Verlag, Complexes, Genetic Implications, *Canadian Mineralogy*, 26, 177-192.
- BAĞCI, U., 2004, Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- BARNES, S.J., NALDRETT, A.J. VE GORTON, M.P., 1985. The Origin of The Fractionation of Platinum Group Elements in Terrestrial Magmas, *Chemical Geology*, 53, 303-323.
- BAŞ H., 1986. Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz bölgesi Tersiyer Jeolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 27: 11-18
- BAŞTA, Ö., 1988, Karaismailler-Esker-Kerte (Beyağaç/Denizli) ve Çevresinin Jeolojisi Raporu, MTA, 95syf, Ankara (Yayınlanmamış).
- BATMAN, B., 1978, Haymana kuzeyinin ve melanjının jeolojik evrimi I: Stratigrafik birimler, *Yerbilimleri Dergisi*, 4: 95-124

- BEARD, J.S. 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14, 848–851.
- BECCALETTO, L. ve JENNY, C., 2004, Geology and correlation of the Ezine zone: a Rhodope fragment in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 13 (2),145–176.
- BEQIRAJ, A., MASI, U.T ve VIOLO, M, 2000, Geochemical Characterization of Podiform Chromite Ores from the Ultramafic Massif of Bulqiza (Eastern Ophiolitic Belt, Albania) and Hints for Exploration, *Exploration Mining Geology*, 9 - 2, 149–156.
- BİLGİN, Z. R., KARAMAN, T., ÖZTÜRK, Z., ŞEN, A. M. VE DEMİRCİ A. R., 1990. Yeşilova –Acıgöl Civarının Jeolojisi, M.T.A. Raporu, Ankara,
- BLOOMER, S.H. VE HAWKINS J.W., 1987, Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97, 361–77.
- BORCHERT, H., 1961, Türkiye krom cevheri yataklarında yapılan etüdlere öğrendiklerimiz. M.T.A. Derg. no. 56, Ankara.
- BONAVIA FF, DIELLA V ve FERRARIO, A., 1993, Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88:198–202.
- BOUDIER F., NICOLAS A. 1985, Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 84– 92.
- BOUDIER, F., CHOUCHEZ, J.F., NICOLAS, A., CANNAT, M., CEULENEER, G., MISSERI, M. VE MONTHGY, R., 1985, Kinematics of Oceanic Thrusting in The Oman Ophiolite, Model for Plate Convergence, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 75, 215– 222.
- BOUDIER, F., NICHOLAS, A. VE ILDEFONSE, B., 1996, Magma Chambers in The Oman Ophiolite, Fed From The Top and The Bottom, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 144, 239– 250.
- BRAÇE, A., 2008. *Deniz ve Ova Yaka (Orhaneli-Bursa) Ocakları Jeoloji Haritası*, 1/1000, Şetate Madencilik A.Ş., Bursa (Yayımlanmamış)
- BRINKMANN, R., 1966, Geotektonische Gliederung von West-anatolien. *N.Jb.Geol.Mh.*, 603-618
- BRUNN, J. H., DUMONT, J. H., DE GRACIANSKY, P. C., GUTNIC, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MONOD, O., AND POISSON, A., 1971. Outline of Geology

- of the Western Taurides, in “Geology and History of Turkey”, *Petroleum Exploration Society of Libya*, p. 225-255, ed. Campbell A. S., Tripoli.
- BÜCHL, A., BRUGMANN, G. VE BATANOVA, V.G., 2004. Formation of Podiform Chromitite Deposits, Implication From PGE Abundances and Os Isotopic Composition of Chromites From the Troodos Complex, Cyprus, *Chem. Geol.*, 208, 217–232.
- CARAN, Ş., ÇOBAN, H., FLOWER, M.F.J., OTTLEY, C.J., ve YILMAZ, K, 2010, Podiform Chromitites and Mantle Peridotites of the Antalya Ophiolite, Isparta Angle (Sw Turkey): Implications for Partial Melting and Melt–Rock Interaction in Oceanic and Subduction-Related Settings, *Lithos* 114, 307–326.
- CASEY, J.F. ve DEWEY, J.F., 1984,. Initiation Of Subduction Zones Along Transform Andaccretionary Plate Boundaries, Triple-Junction Evolution and Fore Arc Spreading Centers- Implications For Ophiolitic Geology and Obduction. In: Gass, I.Glppard, S. J., & Shelton, A.W. (Eds.). *Ophiolites And Oceanic Lithosphere Geological Society of London Special Publication* 13, 269-290.
- CHAN, T.K. ve FINCH, I.J., 2001. Determination of Platinum-Group Elements and Gold ByInductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, In, *Australian Platinum Conference*, Perth, Western Australia.
- CASSARD, D., NICOLAS, A., RABINOVITCH, M., MOUTTE, J., LEBLANC, M. ve PRINZHOFER, A., 1981. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia, *Econ. Geol.*, 76, 805–831.
- COLEMAN, R. G., 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites Along Continental Edges. *Jurnal of Geophys. Res.* 76. 1212-1222.
- COLLINS, A.S. VE ROBERTSON, A.H.F., 1998, Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society, London* , 155, 759–772.
- COLLINS, A.S. VE ROBERTSON, A.H.F., 1999, Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic–Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. J.*, 34, 107–138.
- COLLINS, A.S. VE ROBERTSON, A.H.F., 2003, Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the Western Anatolide Belt, SW Turkey, *Geol. J.*, 38, 295–310.
- CRAWFORD, A.J., FALLON, T.J. VE GREN, D.H., 1989, Classification, Petrogenesis and Tectonic Setting of Boninites, in *Boninites* Ed. Crawford, A. J. 1-44 London, Unwin Hyman, 446.
- CROCKET, J.H., 1979. Platinum-Group Elements in Mafic and Ultramafic Rocks, *Canadian Mineralogy*, 17, 391–402.

- CROCKET, J.H., 1981. Geochemistry of The Platinum-Group Elements, in, L.J. Cabri Eds), PGE Mineralogy, Geology, Recovery, *Canadian Institute Mineralogy.Metal.*, 23, 47–64.
- ÇELİK, Ö.F., 2002, Geochemical, Petrological and Geochronological Observations on the Metamorphic Rocks of the Tauride Belt Ophiolites (S. Turkey). PhD.Thesis, Université de Genève.
- ÇELİK, Ö.F., DELALOYE, M., FÉRAUD, G., 2006, Precise ^{40}Ar – ^{39}Ar ages from the metamorphic sole rocks of the Tauride Belt Ophiolites, southern Turkey: implications for the rapid cooling history. *Geological Magazine* 143, 213–227.
- ÖMER FARUK ÇELİK, MARZOLI, A.,MARSCHIK, R., CHIARADIA, M., NEUBAUER, F. ve ÖZ, İ., 2011, Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean,Northern Turkey, *Tectonophysics* 509, 120–134.
- ÇOĞULU E. AND KRUMMENACHER D., 1967, Problemes Geochronometriques Dans Le Partie NW De l’Anatolie Centrale (Turquie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 47: 825-831.
- ÇOĞULU, H. E., 1975, Hatay Ultramafitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi, Proje TBAG-62 (TÜBİTAK), Türkiye, 90 ss.
- ÇOĞULU, H.E, DELALOYE, M, VUAGNAT, M. ve WAGNER, J. J., 1976, Some Geochemical, Geochronological and Petrophysical Data on the Ophiolitic Massif the Kızıldağ Hatay- Turkey. *Compte Rendu des Seances de la Societe de Physique et D’Histoire Naturelle de Geneve*, NS, 10, 2-3, 141-150
- DAVIS P.B. ve WHITNEY D.L., 2008. Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 156: 217-241.
- DELALOYE, M., VUAGNAT, M. ve WAGNER, J., J., 1976, K-Ar Ages, from Kızıldağ Ophiolitic Complex (Hatay, Turkey) and their Interpretation International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia) 25-29 October 1976, B. Biju-Duval and L. Montadert, eds. Editions Tecnip. Paris, 1977, pp.73-78
- DELALOYE, M., PİŞKİN, Ö., SELÇUK, H., VUAGNAT, M. ve WAGNER, J., J., 1980, Geological Section Through the Hatay Ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey, *Ofiyoliti*, 5 (2/3), 205-216.
- DELALOYE, M., WAGNER, J.-J., 1984, Ophiolites And Volcanic Activity Near The Arabian Plate Edge. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution Of The Eastern Mediterranean. Geological Society Of London Special Publication*, Vol. 17, Pp. 225–234.

- DEWEY, J.F., VE BIRD, J.M., 1971. Origin and Emplacement of Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179-3206.
- DICK, H.J.B.ve BULLEN, T., 1984, Chromium Spinel as A Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-type Peridotites and Spatially Associated Lavas, *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 86, 54–76.
- DICKEY, J.S., 1975, An hypothesis of origin for podiform chromite deposits: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39,1061-1074.
- DİLEK, Y., 1998, Structure and Tectonics of Intermediate-spread Oceanic Crust Drilled at DSDP/ODP Holes 504B and 89A, Costa Rica Rift, in, Cramp, A., MacLeod, C.J., Lee, S.V., Jones, E.W.J. (Eds.), *Geological Evolution of Ocean Basins, Results From The Ocean Drilling Program. J. Geol. Soc. London*, 131, 179–197.
- DİLEK, Y. VE WHITNEY, D.L., 1997, Counterclockwise P-T-t Trajectory from The Metamorphic Sole of a Neo-Tethyan Ophiolite (Turkey), *Tectonophysics*, 280, 295–310.
- DİLEK, Y., THY, P., HACKER, B. VE GRUNDTVIG, S., 1999, Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey), Implications for The Neotethyan Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1192–1216.
- DİLEK, Y. ve THY, 1998, Structure, Petrology and Seafloor Spreading Tectonics of the Kızıldag Ophiolite, Turkey. In: *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record* (edited by Mills, R.A and Harrison, K.) Geological Society, London, Special Publication, 148, 43-69.
- DİLEK Y. ve THY P., 2006, Age and petrogenesis of plagiogranite intrusion in the Ankara mélange, central Turkey. *Island Arc*, 15: 44-57.
- DİLEK, Y. ve FURNES, H, 2011, Ophiolite Genesis and Global Tectonics: Geochemical and Tectonic Fingerprinting of Ancient Oceanic Lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387-411.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M., 1996. Platinum-Group Element Distribution in Chromite Ores From Ophiolite Complexes, Implications For Their Exploration, *Ore Geology Review*, 11, 363–381
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. ve ZHELYASKOVA-PANAYOTOVA, M., 1998, Comparative study of the geochemistry of chromite ores from the Kempirsai (Urals) and Rhodope (Balkan Peninsula) ophiolite massifs. *Bulletin, Geological Society of Greece* 32, 203–211.

- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M., TARKIAN, M. VE SAMBANIS, G., 1999, On The Geochemistry of Chromitites From The Pindos Ophiolite Complex, Greece, *Chemical Erde- Geochem.*, 59, 19–31.
- EMRE, H., 1986, Orhaneli Ofiyolitinin Jeolojisi Ve Petrolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü- stanbul (Yayınlanmamış).
- ENGİN, T. 1969, The geology and geochemistry of the ultrabasic rocks and associated chromite deposits of the Andızlık-Zımparalık arca, Fethiye, Southwest Turkey. Ph. D. Thesis, Durham University (unpublished), England.
- ENGİN, T., 1972, Petrology of The Ultramafic Rocks and Brief Geology of The Andızlık- Zımparalık Area, Fethiye, Southwest Turkey, *Bulletin of The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, No: 78, Ankara.
- ENGİN, T., ÖZKAN, T.Z. VE BALCI, M., 1985, Türkiye Krom Yatakları ve MTA'nın Krom Aramcılığındaki Yeri: MTA, 50. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Ankara.
- ENGİN, T., ÖZKOCAK, O AND ARTAN, U., 1986. General geological setting and character of chromite deposits in Turkey, Petrascheck, W., Karamata, S., Kravchenko, G. G., Johan, Z., Economou, M., Engin., eds., T. Fac. Min. and Geol., Belgrade, Yugoslavia. p. 199-228. IGCP Project No. 197.
- ENGİN, T., 2001, Ofiyolitler ve Ofiyolitlere Bağlı Metal Maden Yatakları, *Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK, LisansÜstü Yaz Okulu, Boztuğ, D ve Otlu, N., Ed., JMO* yayınları No: 61, 445-473.
- ERSOY, Ş., 1990, Batı Toros (likya) Naplarının Yapısal Öğelerinin ve Evriminin Analizi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 37, 5-16.
- ERSOY, Ş., 1997, The syn-collisional deep-water sediments of the Marmaris complex as part of the Lycian Nappes, the SW Türkiye. In Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın ve G.Tarcan, (Ed.), *Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region* (95 – 101).
- EVANS, B.W. VE FROST, B.R., 1975, Chrome-Spinel In Progressive Metamorphism A Preliminary Analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959-972.
- FLOYD, P.A. ve WINCHESTER, J.A. 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27, 211-218.
- FISK, M.R. ve BENCE, A.E, 1980. Experimental crystallization of chrome spinel in Famous basalt 527-1-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 111–123.
- GARUTI, G., FERSHTATER, G., BEA, F., MONTERO, P., PUSHKAREV, E.V.ve ZACCARINI, F., 1997, Platinum-Group Elements As Petrological Indicators in

Mafic-Ultramafic Complexes of The Central and Southern Urals, Preliminary Results, *Tectonophysics*, 276, 181–194.

GARUTI, G., PROENZA, J.A. VE ZACCARINI, F., 2007, Distribution And Mineralogy Of Platinumgroup Elements In Altered Chromitites Of The Campo Formoso Layered Intrusion (Bahia State, Brazil), Control By Magmatic And Hydrothermal Processes, *Miner. Petrol.*, 89, 159–188.

GASS, I.G., NEARY, C.R., PLANT, J., ROBERTSON, A.H.F., SIMONIAN, K.O., SMEWING, J.D., SPOONER, E.T.C. ve WILSON, R.A.M., 1975. Comments on “the Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc”, by A. Miyashiro and subsequent correspondence by A. Hynes and A. Miyashiro, *Earth and Planetary Science Letters*, 25, 236-238.

GASS, I.G., 1990, Ophiolites and Oceanic Lithosphere, in, Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites Oceanic Crustal Analogues. Proc. Symp. 'Troodos 1987'*. Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 1–12.

GAUTHIER, M., CORRIVAUX, L., TROTTIER, L.J., CABRI, L.J., LAFLAMME, J.H.G., VE BERGERON, M., 1990, Chromitites Platiniferes De L'estrie-Beauce, Appalaches Du Sud De Quebec, *Mineralium Deposita.*, 25, 169–178.

GERVILLA, F. VE LEBLANC, M., 1990, Magmatic ores in high-temperature alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). *Econ. Geol.*, 85, 112-132.

GERVILLA, F., PROENZA, J.A., FREI, J.M., GONZALES-JIMENEZ, C.J., GARRIDO, J.C., MELGAJERO, A., MEIBOM, A., DIAZ-MARTINEZ, R. ve LAVAUT, W., 2005, Distribution of Platinum-group Elements and Os Isotopes in Chromite Ores From Mayari- Baracoa (Eastern Cuba), *Contrib. Mineral. Petr.*, 150, 589–607.

GESSNER, K., COLLINS, A. S., RING, U., ve GÜNGÖR, T., 2004, Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U–Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, Western Turkey, *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 161, 93–101.

GÖKMEN, V., 1965, Nallıhan-Beypazarı Civanndaki Linyit İhtiva Edeo Neojen Sahasının Jeolojisi Hakkında Rapor, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Derleme No: 3802, Ankara (Yayımlanmamış).

GÖNCÜOĞLU M.C., TURHA N., ŞENTURK, K., OZCAN A., UYSAL Ş. AND YALINIZ M.K., 2000. A Geotraverse Across Northwestern Turkey: Tectonic Units Of The Central Sakarya Region And Their Tectonic Evolution. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester And J.D.A Piper (Eds.), *Tectonics And Magmatism In Turkey And The Surrounding Area*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173: 139-162.

- GRACIANSKY, P.C., 1968, Teke Yarımadası (Likya) Toroslarının Üst Üste Gelmiş Ünitelerinin Stratigrafisi ve Dinaro Toroslardaki Yeri, *MTA Dergisi*, 71, 73–92.
- GRACIANSKY, P.C., 1972, Recherches Geologiques Dans Le Taurus Lycien Occidental, These Univ. Paris-Sud (Orsay), 731.
- GREENBAUM, D., 1977, The Chromitiferous Rocks Of The Troodos Ophiolite Complex, Cyprus. *Econ. Geol.*, 72, 1175-1194.
- GÜLDOST, M., 2009. *Güdecek kromit yatağı jeoloji haritası*, 1:1000, Madkim A.Ş., Bursa.
- GÜLTAŞLI, O.F. 1996, Ultramafik Kökenli Orhaneli (Bursa) Ofiyolitik Kompleksi Mineralojisi ve Yüksek Lisans Tezi *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Ens.* (Yayınlanmamış)
- GÜNAY, K. ve ÇOLAKOĞLU, A. R., 2011, Doğu Türkiye (Van Bölgesi) Krom Cevherlerinin Jeokimyasal Özellikleri ve Platin Grubu Element (PGE) İçerikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 54, 1-2, 1-24.
- HARRIS, N.B., KELLEY, S., OKAY, A.I., 1994, Post-Collision Magmatism And Tectonics In Northwest Anatolia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117 (3), 241–252.
- HAWKINS, J.W., BLOOMER, S.H., EVANS, C.A. ve MELCHIOR, J.T., 1984, Evolution of Intra-Oceanic Arc-Trench Systems, *Tectonophysics*, 102, 175-205.
- IRVINE, T.N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 1. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2, 648–671.
- IRVINE, T.N., 1967, Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic Applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71–103.
- IRVINE, T.N., 1975, Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions-II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 991-1021.
- IRVINE, T.N., 1976, Chromite Crystallization In The Joint Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 76: 465–472.
- IRVINE, T.N., 1977, Origin of Chromite Layers in The Muskox Intrusion And Other Intrusions: A New Interpretation. *Geology*, 5, 273-277.
- IRVINE, T.N. ve BARAGAR, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Canadian Journal Of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- ISHII, T., ROBINSON, P.T., MAEKAWA, H. ve FISKE, R., 1992, Petrological Studies Of Peridotites From Diapiric Serpentinite Seamounds In The Izu–Ogasawara–Mariana Forearc, Leg 125. In: Fryer, O., Pearce, J.A., Stokking, L.B. Ve diğ (Ed.) *Proceedings Of The Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, Ocean Drilling Program, College Station, 445–485.
- ISHIKAWA, T., NAGAISHI K. VE UMINO, S., 2002, Boninitic Volcanism In The Oman Ophiolite: Implications For Thermal Conditions During Transition From Spreading Arc To Ridge, *Geology*, 30, 899–902.
- ISMAIL, S. A., ARAI, S., AHMED, A.H., ve SHIMIZU, Y., 2009, Chromitite And Peridotite From Rayat, Northeastern Iraq, as Fragments of a Tethyan Ophiolite, *Island Arc*, 18, 175–183.
- JUTEAU, T. 1980, Ophiolites of Turkey. *Ofioliti* 2, 199-235.
- KAADEN, G.V.D., 1959, Güneybatı Türkiye'de peridotit kitleleri içinde zuhur eden kromitlerin kompozisyonu ile tektonik-magmatik vaziyetleri arasındaki münasebet hakkında: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.*, 52,1-15.
- KAMENETSKY V.S., CRAWFORD A.J. ve MEFFRE S., 2001, Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks *Journal Petrology* 42: 655–671
- KARAMAN, T.,1987, Yesilova-Tefenni (Burdur) Batısında Kalan Alanın Jeolojisi ve Petrografisi, *Yüksek Lisans Tezi*, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- KASAPÇI, C. ve ÖZTÜRK, H., 2012, Geology and Mineralogy of the Chromite Deposits in the Orhaneli and Kavak Regions, NW Anatolia, Turkey, Ophiolites and Related Ore and Industrial Minerals Workshop, pp.30, KTÜ, Trabzon, Turkey
- KAYA, O., KOZUR, H., SADEDDIN, W., ve HELVACI, H., 2001, Late Norian conodont age for a metacarbonate unit in NW Anatolia, Turkey. *Geobios*, 34, 527-532.
- KELEMEN, P.B., 1990, Reaction Between Ultramafic Rock And Fractionating Basaltic Magma I. Phase Relations, The Origin of Calc-Alkaline Magma Series and The Formation of Discordant Dunite. *Journal Petrology*, 31, 51-98.
- KOJONEN, K., ZACCARINI, F., VE GARUTI, G., 2003, Platinum-Group Elements And Gold Geochemistry And Mineralogy In The Ray-Iz Ophiolitic Chromitites, Polar Urals. In: D.G Eliopoulos Vd. (Ed.), *Mineral Exploration And Sustainable Development*, Millpress Rotterdam Netherlands, 599–602.
- MTA, 2002, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasi, Tüm paftalar, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

- KONSTANTOPOULOU, G. ve ECONOMOU-ELIOPOULOS, M., 1991, Distribution of Platinum Group Minerals and Gold Within The Vourinos Chromitite Ores, Greece, *Econ. Geol.*, 86, 1672–1682.
- KOPTAGEL, O. ve GÖKÇE, A., 1987, Kızıldağ (Zara – Sivas) Krom Yataklarının Jeolojisi, Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası ve Kökeni, *C. Ü. Yerbilimleri Dergisi*, 4, 1, 43-56.
- KORALAY, T., 2000, Niyazlar Köyü (Yeşilova-Burdur) ile **Tefenni** Yaylası (**Tefenni**-Burdur) Ofiyolitlerinin Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.
- KOVENKO, V., 1945, Bursa bölgesindeki enjeksiyon tipinde kromit yatakları M.T.A. Dergisi Sayı 2/34, S. 343-353.
- KOZLU, H., 1972, Eskişehir İli, Mihalıççık İlçesine Bağlı Kavak ve Bahtiyar Köyleri ve Civarının Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Ens.
- KURNAZ, M., 1992, Yeşilova-Tefenni-Beyköy (Burdur) Dolaylarında Yüzeyleyen Ofiyolitlerin Jeolojik –Petrografik ve Metalojenik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Ens. Adana
- LAAN, VAN DER S.R., ARCULUS, R.J., PEARCE, J.A. ve MURTON, J.B., 1992, Petrography, Mineral Chemistry, And Phase Relations Of The Basement Boninite Series Of Site 786, Izu-Bonin Forearc. In *Proceedings Of The ODP, Sci. Results*, Vol. 125. (P. Fryer, J.A.Pearce, L.B. Stokking, Eds.), College Station, Texas, 171–202.
- LAGABRIELLE, Y. VE CANNAT, M., 1990, Alpine Jurassic Ophiolites Resemble The Modern Central Atlantic Basement, *Geology*, 18, 319–322.
- LAGO, B., RABINOWICZ, M. VE NICOLAS, A., 1982, Podiform Chromite Ore Bodies, a Genetic Model, *J. Petrol.*, 23, 103–125.
- LEBLANC, M. VE VIOLETTE, I.F., 1983, Distribution of aluminium rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Econ. Geol.* 78, 293-301.
- LEBLANC, M., 1987, Chromite in Oceanic Arc Environment, New Caledonia, in, Stowe, C.W. (ed.), *Evolution of Chromium Ore Fields*, New York, Van Nostrand-Reinhold, 265–296.
- LEGENDRE, O. ve AUGÉ, T., 1986, Mineralogy of Platinum-Group Mineral Inclusions in Chromitites From Different Ophiolitic Complexes, in, Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., Prichard, H. (Eds), *Metallogeny of The Basic and Ultrabasic Rocks*, *The Inst. of Mining and Metal*, London, 361–372.
- LEHMANN, J., 1983, Diffusion between Olivine and Spinel, Application to Geothermometry, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 64, 123–138.

- LEITCH, E. C., 1984, Island Arc Elements and Arc Related Ophiolites, *Tectonophysics*, 106, 3-4, 177-203.
- LISENBEE A., 1971. The Orhaneli Ultramafic-Gabbro Thrust Sheet and Its Surroundings. in: A.S. Campbell (Ed.), *Geology and history of Turkey. Petrol. Explor. Soc. Libya*, Tripoli, p. 349-360.
- LISENBEE, A., 1972, Structural Setting Of The Orhaneli Ultramafic Massif Near Bursa, Northwestern Turkey, Ph.D. Thesis. Pennsylvania State University, Pp.157.
- MATVEEV, S. VE BALLHAUS, C., 2002, Role of Water in The Origin of Podiform Chromitite Deposits, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 203, 235–243.
- McELDUFF, B., VESTUMPFL, E.F., 1991, The Chromite Deposits of the Troodos Complex, Cyprus-Evidence for the Role of a Fluid Phase Accompanying Chromite Formation, *Mineralium Deposita*, 26, 307-318.
- MELCHER, F. VE THOMAS MEISEL., 2004. A Metamorphosed Early Cambrian Crust- Mantle Transition in The Eastern Alps, Austria, *Journal of Petrology*, v. 45, 8, 1689–1723.
- MELCHER, F., GRUM, W., SIMON, G., THALHAMMER, T.V., ve STUMPFL, E.F., 1997, Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite, *Journal of Petrology*, 38 – 10, 1419–1458.
- MESCHEDÉ, M. 1986, A Method Of Discriminating Between Different Types Of Mid-Oceanic Ridge Basalts And Continental Tholeiites With The Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.
- MOIX P., BECCALETTO L., KOZUR H.W., HOCHARD, A., ROSSELET, F. ve GÉRARD M. STAMPFLI, G., M, 2008, A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region, *Tectonophysics*, 451, 7–39.
- MOORES, E.M. ve VINE, F.J., 1971, The Troodos Masif, Cyprus, and Other ophiolites as Oceanic Crust, Evaluation and Implications, *Philos. Trans. R. Soc. London*, Kluwer, Dordrecht, 367.
- MORISHITA, T., ANDAL, E.S., ARAI, S. ve ISHIDA, Y., 2006, Podiform Chromitites In The Lherzolite-Dominant Mantle Section Of The Isabela Ophiolite, the Philippines, *Island Arc*, 15, 84–101
- MOUTTE, J., 1982, Chromite deposits of the Tiegabhi Ultramafic Massif, New Caledonia. *Econ. Geol.*, 77, 576-591.

- MULLEN, E.D. 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53-62.
- NALDRETT, A.J., 1981, Platinum-Group Element Deposits, in, L.J. Cabri (Ed), PGE Mineralogy, Geology, Recovery, *Can. Inst. Min. Metal.*, 23, 197-231.
- NATLAND, J.H. VE DICK, H.B.J., 1996, Melt Migration Through Highlevel Gabbroic Cumulates Of The East Pacific Rise At Hess Deep, The Origin Of Magma Lenses And The Deep Crustal Structure Of Fastspreading Ridges, In, Me'Vel, C., Gillis, K.M., Meyer, P. (Eds.), Proc. Ocean Dril. Program, Sci. Results, 147, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 21-58.
- NEARY, C.R. VE BROWN, M.A., 1979, Chromites From The Al'Ays Complex, Saudi Arabia And The Semail Complex, Oman. A.M.S. In Al-Shanti (Ed.), *Evolution And Mineralization Of The Arabian-Nubian Shield* (193-205). Inst. Appl. Geol. Bull. 3.
- NICOLAS, A., 1989, Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 367.
- NICOLAS, A. ve AL AZRI H., 1991, Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: The Oman case. In T.J. Peters, A. Nicolas ve R.G. Coleman (Ed.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* (261-274). Kluwer, Dordrecht, the Netherlands.
- NICOLAS, A. ve LE PICHON, Z., 1980, Thrusting of Young Lithosphere in Subduction Zones With Special Reference to The Structures in Ophiolite Peridotites, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46, 397- 406.
- NICOLAS, A. & JACKSON, M. 1972. Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines longeant la mediteranee: implications géotectoniques. *Schweizische Mineralogische Petrographische Mitteilungen* 52, 479-495.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F. VE MERCIER, J.C., 1971, Textures, Structures And Fabrics Due To Solid State Flow In Some European Lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., 1972, Interprétation Cinématique Des Deformations Plastiques Dans Le Massif De Lherzolie De Lanzo. *Tectonophysics*, 14, 143-171.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F. VE ILDEFONSE, B., 1994, Evidence From The Oman Ophiolite for Active Mantle Upwelling Beneath a Fast-spreading Ridge, *Nature*, 370, 51-53.

- OKAY A.I., 1980. 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., 1981. Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi Mavişist Metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya), *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, c.24, 85-95.
- OKAY A.I., 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), The geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 17: 455-466.
- OKAY A.I., 1986. High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. In: B.W. Evans and E.H. Brown (Eds.), Blueschists and eclogites, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 333-347.
- OKAY A.I., 2000. Was The Late Triassic Orogeny In Turkey Caused By The Collision Of An Oceanic Plateau ? In: E. Bozkurt, J.A. Winchester And J.A.D. Piper (Eds.), Tectonics And Magmatism In Turkey And Surrounding Area, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 173: 25-41.
- OKAY A.I., 2002, Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite schists from northwest Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust. *J. Metam. Geol.*, 20: 757-768.
- OKAY A.I., 2004. Tectonics And High Pressure Metamorphism In Northwest Turkey. Field Trip Guide Book - P01, 32nd Intern. Geol. Congr., Italian Agency Environm. Protection Techn. Services (APAT), Italy, 56 Pp.
- OKAY A.I., HARRIS N.B.W. ve KELLEY S.P., 1998. Blueschist Exhumation Along A Tethyan Suture In Northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285: 275-299.
- OKAY A.I. ve KELLEY S., 1994. Jadeite And Chloritoid Schists From Northwest Turkey: Tectonic Setting, Petrology And Geochronology. *J. Metam. Geol.*, 12: 455-466.
- OKAY A.I. ve LEVEN E.J., 1996. Stratigraphy And Paleontology Of The Upper Paleozoic Sequence In The Pular (Bayburt) Region, Eastern Pontides. *Turk. J. Earth Sci.*, 5: 145-155.
- OKAY A.I. ve TÜYSÜZ O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine orogeny, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156: 475-515.
- OKAY, A.İ., TANSEL, İ. & TUYSUZ, O. 2001. Obduction, Subduction And Collision As Reflected In The Upper Cretaceous-Lower Eocene Sedimentary Record Of Western Turkey. *Geological Magazine* 138, 117-142.

- OKAY, A.İ.ve WHITNEY, D.L., 2010, Blueschists, Eclogites, Ophiolites And Suture Zones In Northwest Turkey: A Review And A Field Excursion Guide, *Ophioliti* 35 (2), 131-172.
- ORBERGER, B., FRIEDRICH, G. VE WOERMANN, E., 1988. Platinum-Group Element Mineralization in The Ultramafic Sequence of The Acoje Ophiolite Block, Zambales, Philippines, in, Prichard, H.M., Potts, J., Bowles, J.F.W., Cribb, S.J. (Eds), *Geoplatinum* 87, Elsevier, Amsterdam, 361–380.
- OZAWA, K., 1983, Evaluation of Olivine-Spinel Geothermometry as an Indicator for Thermal History of Peridotites, *Contrib. Mineral. Petr.*, 82, 52–65.
- ÖNEN, A.P., 2003, Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. *Journal of Geological Society, London*, 160, 947-962.
- ÖNEN A.P. ve HALL R., 2000, Sub-Ophiolite Metamorphic Rocks From NW Anatolia, Turkey. *J. Metam. Geol.*, 18: 483-495.
- ÖRGÜN, Y., 1992, Topuk – Göynükbelen (Orhaneli – Bursa) yöresi nikel oluşumlarının kökensel incelenmesi, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Ens.
- ÖZBEY, Z., 2010, Pontid- Anatolid Çarpışma Zonundaki Magmatik ve Metamorfik Kayaçların Petrolojisi ve Yapısal Evrimi, Dursunbey, KB Türkiye, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü (Yayımlanmamış).
- ÖZEREN, A., 1990. Beyköy-Tefenni (Burdur) Yöresinin Jeoloji ve Petroğrafisi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri, 75, İstanbul (Yayımlanmamış).
- ÖZEN, H. VE SARIFAKIOĞLU, E. 2002. Dağköplü Ofiyoliti İle Sivrihisar (Eskişehir) Dolayındaki Ofiyolitlerin Petroğrafisi Ve Jeokimyası. *Jeoloji Mühendisleri Dergisi*, 26, 33-40.
- ÖZEN, H., ÇOLAKOĞLU, A., SAYAK, H., GÜLTAŞLI, Ö.F., BAŞTA, Ö. ve SARIFAKIOĞLU, E. 2004. Ofiyolitlere Bağlı Cevherleşmelerin Araştırılması MTA Proje no. 16B15, Ankara (yayımlanmamış).
- ÖZKAN, Y.Z., 2001, Ofiyolitlerin Sünümlü Deformasyon Yapıları: Üst Mantonun Plastik Akışının Kayıtları, *Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK, Lisansüstü Yaz Okulu, Boztuğ, D ve Otlu, N., (Editörler)*, JMO yayınları No: 61, 411- 444.
- ÖZKOÇAK, O., 1969, Etude Geologique The Massif Ultrabasic D'orhaneli Et De Saproche Bordüre (Bursa- Turque): These Doc., Üniv. Paris
- ÖZPINAR, Y. 1987, Denizli-Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon (Yayımlanmamış)..

- ÖZPINAR, Y., 1989. Uzunoluk-Kozlar (Beyağaç-Denizli) Kromit Yataklarının Jeolojisi ve Kromitlerinin Ana Bileşen Kimyası, 43. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 12-13.
- ÖZPINAR, Y. 1995, Kale (Denizli) Güneyindeki Bölgenin Jeolojik ve Petrografik İncelemesi, PAÜ. Müh. Fak. Dergisi, 1/1, 15-25.
- ÖZPINAR, Y. VE BILGIN, A., 1996, Kozlar (Beyağaç-Denizli), Karaismailler (Kelekçi-Denizli) arası ofiyolitlerinin petrografisi ile bunlara bağlı kromit yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelemesi. Geosound Yerbilimleri, 28, 157-177.
- ÖZPINAR, Y., VE KILIÇ, A. D. 1996. İğdir (Yesilova-Burdur) Civarının (Acıgöl Güneyi) Jeolojik ve Petrografik İncelemesi, Pamukkale Üniversitesi AR-GE Proje Raporu, Denizli.
- PAGE, N.J., PALLISTER, J.S., BROWN, M.A., SMEWING, J.R. ve HAFFTY, J., 1982. Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in Chromite Rich Rocks From the Semail Ophiolite, Oman, *The Canadian Mineralogist*, 20, 537-548.
- PARKINSON, I.J. ve PEARCE, J.A., 1998, Peridotites From the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125), Evidence for Mantle Melting and Melt-mantle Interaction in a Supra-subduction Zone Setting, *Journal Petrology*, 39, 1577-1618.
- PARLAK, O., DELALOYE, M. ve BINGÖL, E., 1995, Origin Of Sub-Ophiolitic Metamorphic Rocks Beneath The Mersin Ophiolite, Southern Turkey. *Ofioliti* 20 (2), 97-110.
- PARLAK O. AND DELALOYE M., 1996, Geochemistry And Timing Of Post-Metamorphic Dyke Emplacement In The Mersin Ophiolite (Southern Turkey): New Age Constraints From $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. *Terra Nova*, 8: 585-592.
- PARLAK O. AND DELALOYE M., 1999, Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages From The Metamorphic Sole Of The Mersin Ophiolite (Southern Turkey). *Tectonophysics*, 301: 145-158.
- PARROT, J. F., 1973, Petrologie de la Coupe Djebel Moussa Massif Basique – Ultrabasique du Kızıldağ (Hatay-Turquie). *Sci De la Terre* tXVIII, 2, 143-172.
- PEARCE, J.A., 1980. Geochemical Evidence for The Genesis and Eruptive Setting of Lavas From Tethyan Ophiolites, in *Ophiolites, Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, Edited by A. Panayiotou, 261-272, Cyprus Geol. Surv. Dep., Lefkosia, Cyprus.

- PEARCE, J.A. ve CANN, J.R. 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. ve 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., ALABASTER, T., SHELTON, A. W., ve SEARLE, M. P., 1981, The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: Evidence and implications: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A-300, p. 299–317.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. VE ROBERTS, S., 1984, Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites, in, Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds), *Marginal Basin Geology*. J. Geol. Soc. London, 16, 77–94
- PEARCE, J. A., VAN DER LAAN, S. R., ARCULUS, R. J., MURTON, B. J., ISHII, T., PEATE, D. W., ve PARKINSON, I. J., 1992, Boninite and harzburgite from leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction, in Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., and others, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Volume 125: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 623–659.
- PEARCE, J.A., BARKER, P.F., EDWARDS, S.J., PARKINSON, I.J. VE LEAT, P.T., 2000, Geochemistry And Tectonic Significance Of Peridotites From The South Sandwich Arc-Basin Systems, South Atlantic, *Contrib. Mineral. Petr.*, 139, 36–53.
- PHILIPPSON, A., 1915, Reisen und. Forschungen, im Westlichen Kleinasien S: Karien Sudlichdes 'maander und das Westlichen Lykien. Erg. Heft. 183, zu petermanns mittheilungen, *Gotha*, 135s.
- PİŞKİN, Ö., DELALOYE, M., SELÇUK, H. ve WAGNER, J.J., 1986, Guide to Hatay Geology (SE Turkey), *Ofioliti*, 11, 87-104.
- POISSON, A. 1977, *Recherches Geologique dans les Taurides Occidentales (Turquie)*, Thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay.
- PRICHARD, H.M., NEARY, C.R. VE POTTS, P.J., 1986,. Platinum Group Minerals in The Shetland Ophiolite, in *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks* (M.P. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard, eds.), Institution of Mining and Metallurgy, London, U.K., 395–414.
- PRICHARD, H.M., IXER, R.A., LORD, R.A., MAYNARD, J. VE WILLIAMS, N., 1994, Assemblages of Platinum-group Minerals and Sulfides in Silicate Lithologies and Chromite-rich Rocks Within The Shetland Ophiolite, *Canadian Mineralogist* 32, 271–294.

- PROENZA, J., GERVILLA, F., MELGAREJO, J.C. ve BODINIER, J.L., 1999, Al- and Cr-rich Chromitites From The Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba), Consequence of Interaction Between Volatile-rich Melts and Peridotite in Suprasubduction Mantle, *Econ. Geol.*, 94, 547–566.
- RAMMLMAIR, D., RASCHKA, H., STEINER, L., 1987, Systematics of chromitite occurrence in Central Palawan, Philippines. *Mineral. Deposita*: 190-197
- RAMSAY, W.R.H., CRAWFORD, A.J. VE FODEN, J.D., 1984, Field Setting, Mineralogy Chemistry And Genesis Of Arc Picrites, New Georgia, Solomon Islands, *Contrib. Mineral. Petr.*, 88, 386–402.
- REUBER, I., JUTEAU, T. ve WHITECHURCH, H., 1984, Genese En Contexte Transformant Des Ophiolites d'Antalya (Turquie). *Bull. Soc. Geol. France*, 26, 945-954.
- ROBERTS, S., 1992, Influence of the partial melting regime on the formation of ophiolitic chromitite. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, 60, 203-217.
- ROBERTSON, A.H.F., 2002. Overview of The Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in The Eastern Mediterranean Tethyan Region, *Lithos*, 65, 1–67.
- ROBERTSON, A.H.F. ve DIXON, J.E., 1984, Introduction, Aspects of The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, in, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean*, *J. Geol. Soc. London*, 17, 1–74.
- ROBERTSON, A.H.F ve USTAÖMER, T., 2009, Upper Palaeozoic Subduction/Accretion Processes In The Closure Of Palaeotethys: Evidence From The Chios Melange (E Greece), The Karaburun Melange (W Turkey), and the Teke Dere Unit (SW Turkey) *Sedimentary Geology* 220 29–59.
- ROLLINSON, H.R., 1993,. Using geochemical data-evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific ve Technical, Essex, UK.
- ROLLINSON, h., APPEL, P.W.U. VE FREI, ROBERT, 2002, A Metamorphosed, Early Archaean Chromitite from West Greenland: Implications for the Genesis of Archaean Anorthositic Chromitites, *Journal of Petrology*, 43, 11, 2143 – 2170.
- ROLLINSON, H.R., 2005, Chromite in The Mantle Section of The Oman Ophiolite, a New Genetic Model, *Isl. Arc*, 14, 542–550.
- SARIFAKIOĞLU, E., ÖZEN, H. VE WINCHESTER, J.A., 2009, Whole Rock And Mineral Chemistry Of Ultramafic-Mafic Cumulates From The Orhaneli (Bursa) Ophiolite, NW Anatolia, *Turkish Journal Of Earth Sciences* Vol. 18, 55–83.
- SARIFAKIOĞLU, E., ÖZEN, H. ÇOLAKOĞLU, A. ve SAYAK, H, 2010, Petrology, Mineral Chemistry, and Tectonomagmatic Evolution of Late Cretaceous

- Suprasubduction-Zone Ophiolites in The İzmir–Ankara–Erzincan Suture Zone, Turkey, *International Geology Review*, 52, 2-3, 187-222.
- SARP, H., 1976, Etude Geologique Et Petrographique Du Cortege Ophiolitique De La Region Situee Au Nord-Quest De Yeşilova (Burdur). These, Univ. Geneve, 408.
- SEARLE, M.P. ve COX, J., 1999. Tectonic Setting, Origin and Obduction of The Oman Ophiolite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 104–122.
- SEATON N.C.A., WHITNEY D.L., TEYSSIER C., TORAMAN E., ve HEİZLER M.T., 2009. Recrystallization of high-pressure marble (Sivrihisar, Turkey). *Tectonophysics*, 479: 241-253.
- SELÇUK, H., 1985, Kızıldağ- Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No, 1987.
- SHERLOCK S.C., 1998, Exhumation of blueschist-facies assemblages from western Turkey: The significance of ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and excess argon in a HP/LT terrain. *Ph.D. Thesis*, Open Univ., UK (unpubl.).
- SHERLOCK S., KELLEY S.P., INGER S., HARRİS N. AND OKAY A.I., 1999, ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 46-58.
- SHERVAIS, J.W. 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- SHERVAIS, J.W. 2001, Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites, *G³ An Electronic Journal Of The Earth Sciences*, vol. 2, 2000GC000080.
- SOBOLEV, A.V. ve DANYUSHEVSKY, L.V., 1994, Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on The Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas, *Journal Petrology*, 35, 1183–1211.
- STEINMANN, G., 1927. Die Ophiolithischen Zonen In Den MediterranenKettengebirgen. Xlve Congr. Intern.Geol. (Madrid), C.R., Fasc. 2, Pp. 637- 668.
- STERN, R. J., AND S. H. BLOOMER, 1992, Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104(12), 1621±1636.
- STOCKMAN, H.W. ve HLAVA, P.F., 1984, Platinum-group Minerals in Alpine Chromitites From Southwestern Oregon, *Econ. Geol.*, 79, 491–508.

- STOWE, C.W., 1987, The mineral chromite. In Evolution of chromium ore fields. A Hutchinson Ross Publication. Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- SUN, S.S. ve MCDONOUGH, W.F. 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-347.
- ŞENEL, M. (1997a). 1/250.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:1 Marmaris Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 11 syf.
- ŞENEL, M. (1997b). 1/250.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:2 Fethiye Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 26 syf.
- ŞENEL, M. (1997c). 1/250.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:3 Antalya Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 25 syf.
- ŞENEL, M. (1997d). 1/250.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:4 Isparta Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 47 syf.
- ŞENEL, M., ve BİLGİN, Z.R., 1997. *1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:19 Marmaris-L6 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 17 syf.
- ŞENGÖR, A.M.C. VE YILMAZ, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- TAKAZAWA, E., FREY, F.A., SHIMIZU, N. VE OBATA, M., 2000. Whole Rock Compositional Variations in an Upper Mantle Peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan). Are They Consisting With a Partial Melting Process? *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 64, 695– 716.
- TALKINGTON, R.W., WATKISON, D.H., WHITTAKER, P.J. ve JONES, P.C., 1984, Platinum-Group Minerals and Other Solid Inclusions in Chromite of Ophiolitic Complexes, Occurrence and Petrological Significance, *Tsch. Mineral. Petr. Mitt.*, 32, 285–301.
- TANKUT, A., 1980, The Orhaneli Massif, Turkey; Panayiotu, A., ed. Ophiolites'da: *Proc. İnt. Oph. Symp. Cyprus*, 702-713.
- TARKIAN, M., NAIDENOVA, E. VE ZHELYASKOVA-PANAYOTOVA, M., 1991, Platinum-group Minerals in Chromitites From The Eastern Rhodope Ultramafic Complex, Bulgaria, *Miner. Petrol.*, 44, 73–87.
- TAŞÇI, İ., 1997. Kargı (Fethiye) Ofiyolititnin Jeolojisi ve Kromit Yataklarının Oluşumu, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi.
- TAYLOR, R.N. ve NESBITT, R.W., 1992, A geochemical transect of the Izu-Bonin arc-trench system, *Ophioliti*, 17, 57-71.

- TEKELİ O., 1981. Subduction Complex Of Pre-Jurassic Age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9: 68-72.
- TEKELİ, O. ve ERENDİL, M., 1984, Kızıldağ Ofiyolitinin (Hatay) Jeolojisi ve Petrolojisi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Temel Araştırmalar Dairesi), Rapor No: 7778.
- TENEKECI, Ö. ve ŞENER, F., 1983, Ankara-Bey pazarı trona yatağı ara değerlendirme raporu. MTA Rap. No: 7383, Ankara (Yayımlanmamış).
- THAYER, T.P., 1960, Application of geology in chromite exploration and mining. In symposium on Chrome ore. CENTO, Ankara, 1.97-234.
- THAYER, T.P., 1964. Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits and Some Observations on the Guleman-Soridağ District, Turkey, *Econ. Geol.*, 59,1497–1524.
- THAYER, T.P., 1967, Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rock in Alpine intrusive complexes. In P.J. Wyllie (Ed.), *Ultramafic and related rocks*. John Wiley and Sons, New York, London, Sydney.
- THAYER, T.P. 1969, Gravity differantiation and magmatic re - emplacement of podiform chromite deposits, *Econ. Geol. Monogr.* 4,132 -146
- THAYER, T.P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators, *Geol. Soc. S. Africa*, spec. publ. 1,380-390.
- TINKLER, C., WAGNER, J.J., DELALOYE, M ve SELÇUK, H., 1981 Tectonic History of the Hatay Ophiolites (South Turkey) and their Relation with the Dead Sea Rift Tectonophysics, 72, 23-41.
- THUIZAT, R., WHITECHURCH, H., MONTIGNY, R., JUTEAU, T., 1981. K–Ar Dating Of Some Infra-Ophiolitic Metamorphic Soles From The Eastern Mediterranean: New Evidence For Oceanic Thrustings Before Obduction. *Earth And Planetary Science Letters* 52, 302–310.
- TÜRK MAADİN ŞİRKETİ, 2008, *Uzunoluk-Kozlar-Karapınar Bölgeleri Kromit Yatakları ve Cevherleşmelerinin Jeoloji Haritası*, 1:2000, Denizli.
- UÇURUM, A., LECHLER, P.J. VE LARSON, L.T., 2000. Platinum-Group Element Distribution in Chromite Ores From Ophiolite Complexes, Western Turkey, *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect B: Appl. Earth Sci.)*, 109, 112–120.
- UÇURUM, A., KOPTAGEL, O. VE LECHLER, P.J., 2006. Main-Component Geochemistry and Platinum-Group-Element Potential of Turkish Chromite Deposits, with Emphasis on the Mugla Area, *Int. Geol. Rev.*, 48, 241–254.

- UYSAL, İ., 2007. Muğla (GB-Türkiye) Üst Manto Peridotitleri ve Ofiyolitik Kromitlerinin Petrolojileri: Mineral Kimyası, Ana Oksit-İz Element-NTE-PGE Jeokimyası, PGE Mineralojisi ve Re-Os İzotop Sistematiği, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 449 syf., Trabzon.
- UYSAL, I., SADIKLAR, M.B., TARKIAN, M., KARSLI O. ve AYDIN, F., 2005. Mineralogy and Composition Of The Chromitites And Their Platinum-Group Minerals from Ortaca (Muğla-Sw Turkey): Evidence for Ophiolitic Chromitite Genesis, *Miner. Petrol.*, 83, 219–242.
- UYSAL, I., ZACCARINI, F., GARUTI, G., MEISEL, T., TARKIAN, M., BERNHARDT, H.J. VE SADIKLAR, M.B., 2007a. Ophiolitic Chromitites from The Kahramanmaraş Area, Southeastern Turkey, Their Platinum-Group Elements (PGE) Geochemistry, Mineralogy and Os-isotope Signature, *Ophioliti*, 32, 2, 151–161.
- UYSAL, I., KALIWODA M., KARSLI O., TARKIAN M., SADIKLAR M.B. VE OTTLEY, C.J., 2007b. Compositional Variations in Whole Rock and Coexisting Phases with Partial Melting and Melt-Peridotite Interaction in An Upper Mantle Section from the Ortaca Area, Southwestern Turkey, *Canadian Mineralogist*, 2007, 45, 1471–1493.
- UYSAL, İ., TARKIAN, M., SADIKLAR, M.B. ve ŞEN, C., 2007c, Platinum-Group-Element Geochemistry And Mineralogy Of Ophiolitic Chromitites From The Kop Mountains, Northeastern Turkey, *The Canadian Mineralogist*, 45, 355-377.
- UYSAL, İ., ZACCARINI, F., SADIKLAR, M.B., TARKIAN, M., THALHAMMER O.A.R ve GARUTI G., 2009, The podiform chromitites in the Dağköplü and Kavak mines, Eskişehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data, *Geologica Acta*, 7- 3, 2009, 351-362.
- UYSAL, İ., DOKUZ, A., KÖPRÜBAŞI, N., KALIWODA M., OTTLEY, C.J., VE MEISEL, T, 2011, Aşırı Tüketilmiş Yitim Zonu Dünitlerinin (Orhaneli, Bursa, KB Türkiye) Ergiyik-Kayaç Etkileşimi Süreçleri ile Oluşumu, 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Kitabı.
- VUOLLO, J., LIPO, J., NYKANEN, V., PIIRAINEN, T., PEKKARINEN, L., TUOKKO, I. and EKDAHL, E., 1995. An Early Proterozoic Podiform Chromitite in the Outokumpu Ophiolite Complex, Finland, *Economic Geology*, 90, 445-452.
- WASYLENKI, L.E., BAKER, M.B., KENT, A.J.R. VE STOLPER, E.M. 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *J. Petrol.*, 44(7), 1163–1191.
- WEEKS, M.E. ve LEICHESTER, H.M., 1968. Discovery of The Elements (7th Ed.). *Journal of The Chemical Education*, 896s.

- WHITECHURCH, H., JUTEAU, T. VE MONTIGNY, R., 1984, Role of The Eastern Mediterranean Ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in The History of The Neotethys, in, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean, J. Geol. Soc. London, 17, 301–317.
- WOODCOCK, N.H. VE ROBERTSON, A.H.F., 1982, Wrench and thrust tectonics along a Mesozoic-Cenozoic continental margin: Antalya Complex, S.W. Turkey. Journal of the Geological Society, London , 139, 147–163.
- YALINIZ, K., 2001, Dalma Batma Zonu (Supra-Subduction Zone, SSZ) Ofiyolitlerinin Petrojenezi, *Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK, LisansÜstü Yaz Okulu, Boztuğ, D ve Otlu, N., Ed.*, JMO yayınları No: 61, 377-400.
- YANG, K. VE SECCOMBE, P.K., 1993, Platinum-group Minerals in The Chromitites From the Great Serpentine Belt, NSW, Australia, *Miner. Petrol.*, 47, 263–286.
- YENİYOL, M., 2009, Mineraloji, Dilek Ofset Matbaacılık, İstanbul, 978-605-60847-4-4, 332 sayfa.
- YILMAZ Y., 1981. Tectonic Evolution Of The Southern Margin Of The Sakarya Continent. *Istanbul Yerbilimleri*, 1: 33-52 .
- YILMAZ, P. O., MAXWELL, J. C. VE MUEHLBERGER, W. R., 1981, Antalya Kopleksinin Yapısal Evrimi Ve Dogu Akdeniz'deki Yeri, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 7, 119-127.
- YILMAZ, Y., 1997, Geology Of Western Anatolia. Excerpt From: Active Tectonics Of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project A Multidisciplinary Approach By Space-Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics And Seismology, VdfHochschulverlag AG An Der ETH Zürich, ISBN 3-7281-2425-7.
- YILMAZ, Y., GENÇ, S. C., GÜRER, Ö. F., KARACIK, Z., ALTUNKAYNAK, S., BOZCU, M., YILMAZ, K. VE ELMAS, A., 1999, Ege Denizi Ve Ege Bölgesinin Jeolojisi Ve Evrimi, Türkiye Denizlerinin Ve Yakın Çevresinin Jeolojisi, Türkiye Denizleri, S.210-336, Ed. Görür, N., Devlet Planlama Teskilatı, TÜBİTAK Yayını, Ankara.
- ZACCARINI, F., PROENZA, J.A., ORTEGA-GUTIERREZ, F. VE GARUTI, G., 2005, Platinum Group Minerals in Ophiolitic Chromitites From Tehuitzingo (Acatlan Complex, Southern Mexico), Implications for Postmagmatic Modification, *Miner. Petrol.*, 84, 147–168.
- ZHOU, M.-F., ROBINSON, P. T., MALPAS, J. VE LI, Z. 1996, Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.*, 37(1), 3-21.
- ZHOU, M.F. AND ROBINSON, P.T., 1997, Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits: *Economic Geology*, v. 92, p. 259-262.

ZHOU, M.F., SUN, M., KEAYS, R.R. VE KERRICH, R., 1998, Controls on Platinum-group Elemental Distributions of Podiform Chromitites, a Case Study of High-Cr and High-Al Chromitites From Chinese Orogenic Belts, *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 62, 677–688.

ZHOU, M.F., ROBINSON, P.T., MALPAS, J., EDWARDS, S.J. VE QI, L., 2005. REE and PGE Geochemical Constraints on The Formation of Dunites in The Luobusa Ophiolite, Southern Tibet, *J. Petrol.*, 46, 615–639

EKLER

EK – 1 Batı Anadolu Kromit Yataklarına Ait Kromitit ve Yan Kayaç Örneklerinin Tüm Kayaç Kimyasal Analiz Sonuçları	233
EK – 2. Batı Anadolu Kromit Yataklarına Ait Spinel Minerallerinde Yapılan Elektron Mikroprob Sonuçları	246
EK – 3. Batı Orhaneli Kromit Yataklarına Ait Örneklerin XRD Analiz Sonuçları	256
EK – 4. Doğu Orhaneli Batı Orhaneli Kromit Yataklarına Ait Örneklerin XRD Analiz Sonuçları	260
EK – 5. Kavak Kromit Yataklarına Ait Örneklerin XRD Analiz Sonuçları	264
EK – 6. Gökarık Kromit Yataklarına Ait Örneklerin XRD Analiz Sonuçları.....	269
EK – 7. Beyağaç Kromit Yataklarına Ait Örneklerin XRD Analiz Sonuçları	274
EK – 8. Batı Orhaneli (Bursa) Kromit Yatakları ile Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	274
EK – 9. Doğu Orhaneli (Bursa) Kromit Yatakları ile Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	274
EK – 10. Kavak (Bahtiyar Köyü-Mihalıççık-Eskişehir) Kromit Yatakları ile Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	274
EK – 11. Gökarık (Tefenni-Burdur) Kromit Yatağı ile Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	274
EK – 12. Beyağaç (Denizli) Kromit Yatakları ile Civarının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	274

**EK - 1 BATI ANADOLU KROMİT YATAKLARINA AİT
KROMİTİT VE YAN KAYAÇ ÖRNEKLERİNİN TÛM KAYAÇ
KİMYASAL ANALİZ SONUÇLARI**

Örnek No	KOS3	KOS55	KOS7B	ORK20	BK12	OMK37	MK29	EK54	LES86-69	LES86-145.2	BTK7A	BTK28	BTK33A	TK423	TK433	TK493
Litoloji	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni
% SiO2	37,11	36,78	40,81	37,12	34,04	36,16	32,97	35,3	31,7	33,51	40,34	39,89	39,54	31,52	37,39	28,81
Al2O3	0,13	0,13	0,16	0,07	0,12	0,19	0,37	0,29	0,11	0,08	0,34	0,13	0,09	0,1	0,26	0,37
Fe2O3	6,14	6,11	9,83	7,35	6,27	10,38	11,26	8,2	8,02	7,52	8,15	7,26	5,58	6,84	7,24	7,19
MgO	45,72	45,45	45,64	45,08	41,8	41,96	38,39	38,35	38,79	39,16	39,75	38,41	39,06	41,07	36,81	41,92
CaO	0,17	0,17	1,4	0,18	0,09	0,22	0,05	0,03	0,03	0,26	0,33	0,06	0,04	0,11	0,13	0,07
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,09	0,14	0,11	0,09	0,15	0,14	0,1	0,12	0,09	0,11	0,1	0,08	0,1	0,1	0,08
Cr2O3	0,771	0,754	0,442	0,343	0,557	0,515	0,523	1,25	0,383	0,429	0,398	0,482	0,331	0,499	0,299	4,274
LOI	8,8	9,4	0,6	8,8	16	9,5	15,5	15,6	20,1	18,1	9,6	12,7	14,2	18,8	16,9	16,2
Sum	99,23	99,24	99,23	99,24	99,29	99,28	99,34	99,39	99,39	99,34	99,34	99,36	99,36	99,31	99,39	99,26
ppm Cr	2636,82	2578,68	1511,64	1173,06	1904,94	1761,3	1788,66	4275	1309,86	1467,18	1361,16	1648,44	1132,02	1706,58	1022,58	14617,1
Nb	1,8	0,4	0,6	-	-	-	-	0,9	0,9	0,2	-	-	-	0,3	0,6	-
Zr	0,1	1,6	0,5	0,7	0,1	-	0,5	-	-	0,1	0,2	0,5	0,5	-	2,9	-
Y	-	-	-	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	2	1,9	1,1	-	-	0,6	-	0,5	0,9	4,6	-	0,8	1,3	0,7	-	-
Rb	0,6	0,6	1,5	0,8	0,5	0,4	0,5	0,7	0,3	0,7	0,9	0,6	1,8	-	0,2	0,9
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	0,7	0,6	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	6	6	18	15	9	19	27	3	15	12	19	12	4	18	16	1
Cu	3,3	3,6	2,4	2,6	4,3	10	1,9	3	5,3	5,7	1,8	2,4	2,5	0,2	4,4	0,6
Ni	2779	2785	1812	1603	2477	1777	1178	2214	1104	1590	2444	3172	3195	1828	2164	2280
Co	94,7	93,9	123,4	114	99,8	120	127,1	113	104,2	109,6	111,9	119,8	81,4	108,2	98,6	83,9
V	-	-	11	-	-	12	21	27	14	-	20	-	-	14	18	31
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Örnek No	KOS3	KOS55	KOS7B	ORK20	BK12	OMK37	MK29	EK54	LES86-69	LES86-145.2	BTK7A	BTK28	BTK33A	TK423	TK433	TK493
Litoloji	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	2	2	7	3	2	5	4	3	3	4	7	3	2	3	6	3
La	-	-	0,1	-	-	0,1	-	0,8	0,4	-	-	-	0,5	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,1	-	-	-	0,7	-	-	0,2
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	8,8	6,4	27	6,2	6,6	6,9	5,1	2,7	2,3	1,6	11,9	1,7	2,7	0,6	1,8	1,2
Ni	2986,8	2953,7	1700,3	1754,8	2688,1	2055,7	1269,5	2388,3	1223,6	1664,7	2349,3	3209,2	3470,4	1958,5	2315,1	2772,9
As	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	2,7	-	-	0,5	-	-	-
ppb Au	1,3	-	0,7	2,4	0,5	0,8	-	-	-	-	-	-	-	2,8	-	-
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-

Örnek No	ORK9	BK14	MK60	OMK59	LES86-93	LES86-130.6	LES86-146	BTK7B	BTK17	BTK33B	TK478B	TK432	TSK10-70	OMK36	OMK44	LES86-71
Litoloji	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Ver	Ver	Ver
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Kavak
% SiO2	43,67	38,99	40,14	41,38	35,44	31,91	31,91	39,76	41,88	41,25	35,51	36,57	37,51	39,27	39,58	35,5
Al2O3	1,29	0,4	0,44	0,65	0,06	0,08	0,08	0,33	0,54	0,1	0,13	0,41	0,15	0,57	0,38	0,32
Fe2O3	8,59	8,06	7,84	8,29	8,22	7,43	6,73	8,06	7,27	6,69	7,52	6,92	7,88	10,53	13,45	10,13
MgO	42,16	39,27	40,13	38,34	37,4	38,49	40,04	39,32	36,14	36,07	37,79	38,79	37,17	32,32	37,63	34,4
CaO	1,56	0,29	0,47	1,39	0,85	0,16	0,28	0,33	0,13	0,07	0,09	0,15	0,24	5,55	2,95	2,75
Na2O	0,03	-	-	0,02	0,04	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
K2O	-	-	-	0,06	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	0,02	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,01	0,01
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,06	0,09	0,11	0,08	0,1	0,1	0,1	0,11	0,15	0,19	0,14
Cr2O3	0,421	0,328	0,287	0,41	0,294	0,338	0,368	0,372	0,404	0,347	0,253	0,346	0,32	0,159	0,267	0,356
LOI	1,1	11,6	9,6	8,4	16,8	20,7	19,7	10,8	12,7	14,5	17,7	15,8	15,7	10,8	4,7	15,7
Sum	99,28	99,34	99,32	99,38	99,38	99,36	99,37	99,33	99,39	99,4	99,37	99,34	99,38	99,45	99,34	99,42
ppm Cr	1439,82	1121,76	981,54	1402,2	1005,48	1155,96	1258,56	1272,24	1381,68	1186,74	865,26	1183,32	1094,4	543,78	913,14	1217,52
Nb	-	0,1	-	-	0,4	0,8	-	-	0,2	-	0,2	-	-	-	0,9	2,4
Zr	0,1	0,2	0,5	1,2	0,6	0,2	-	0,7	0,9	1,4	0,4	0,7	0,5	0,1	1	2
Y	0,5	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,3	0,4
Sr	-	-	-	1,5	4,7	3,4	4,7	-	0,5	0,6	-	1,2	0,6	1,8	0,6	4,3
Rb	0,2	0,5	1,3	-	0,4	0,3	0,2	0,6	0,7	1,3	0,3	0,4	0,9	0,4	0,3	0,6
Ba	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	0,8	-	-	0,5	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-
Zn	15	17	20	15	15	12	8	15	14	8	24	18	21	18	32	18
Cu	50,2	5,9	3,4	32,2	3,2	3,1	2,5	2,8	15	2,4	4,5	1,1	2,5	6,5	4,2	9,1
Ni	2329	2205	1979	2127	1045	1581	1514	2425	2246	2715	2299	2058	2243	484	1099	961
Co	106,2	107,4	96,9	109,8	117	109	77,5	111,1	105,6	99,1	100,8	91,2	106,2	120,9	135,5	116,2
V	40	17	14	49	-	-	13	18	33	-	8	26	12	54	39	38
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
Ta	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	0,1
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Örnek No	ORK9	BK14	MK60	OMK59	LES86-93	LES86-130.6	LES86-146	BTK7B	BTK17	BTK33B	TK478B	TK432	TSK10-70	OMK36	OMK44	LES86-71
Litoloji	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Ver	Ver	Ver
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Kavak
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	0,2	0,2	0,2	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	10	6	7	9	5	3	3	7	9	5	4	6	7	28	15	15
La	-	-	0,1	1,8	0,1	0,2	0,9	-	-	-	-	0,5	0,2	0,3	0,5	0,4
Ce	-	-	-	0,9	-	-	0,3	0,1	-	-	-	0,3	0,1	-	0,2	-
Pr	-	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	-	0,06
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0,1	0,04	-	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,05	0,05
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,2	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-	-	-	0,05	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	9	-	-	-	2	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	31,6	4,7	9,2	4,7	1,5	0,5	8,9	23,5	2	8,8	2,6	2	4,4	5,8	17,7	8,4
Ni	2389,4	2387,8	2121,8	2069,3	1075,2	1671,2	1831	2471,5	2299,2	2668,3	2362,1	2293	2324	493	1213,4	944,8
As	-	-	-	8,1	-	1,2	4,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ppb Au	0,5	-	1,1	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	2,1	-
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-

Örnek No	LES91-188	OMK24	OMK33	OMK65	BTK8	BTK14	KOS11	ORK16	MK62	MK68	KK380	510TBN7	LES91-201	TK431	TK430A	ORK3
Litoloji	Ver	Ler	Ler	Ler	Ler	Ler	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Gab
Lokasyon	Kavak	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Beyagac	Beyagac	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Tefenni	Tefenni	Orhaneli
% SiO ₂	40,59	39,5	40,49	42,63	41,69	43,06	50,72	51,91	49,33	48,44	48,43	49,03	51,55	50,09	50,3	66,27
Al ₂ O ₃	0,64	0,75	0,77	0,53	0,4	0,41	1,5	1,16	2,13	1,96	1,68	1,27	1,05	1,06	0,97	17,96
Fe ₂ O ₃	10,4	7,85	7,91	8,07	7,79	8,42	6,59	5,59	6,92	8,11	6,19	5,59	4,78	4,68	4,58	0,81
MgO	30,88	39,62	36,46	37,53	39,23	36,66	21,58	20,22	21,88	22,87	24,15	21,31	19,54	19,76	20,25	1,64
CaO	6,02	0,64	0,54	0,59	0,37	0,45	17,22	18,99	17,4	16,07	16,79	16,77	19,78	17,68	17,86	6,74
Na ₂ O	0,05	-	-	-	-	-	0,14	0,09	0,06	0,05	0,1	0,11	0,07	0,05	0,05	4,75
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,27
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	-	-	-	0,11	0,05	0,1	0,07	0,07	0,06	0,06	0,03	0,04	0,4
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
MnO	0,15	0,11	0,1	0,12	0,11	0,12	0,15	0,13	0,14	0,14	0,12	0,13	0,11	0,11	0,13	0,02
Cr ₂ O ₃	0,335	0,315	0,399	0,329	0,332	0,335	0,433	0,583	0,375	0,461	0,627	0,481	0,549	0,644	0,38	0,007
LOI	10,3	10,3	12,5	9,4	9,2	9,6	1,1	0,8	1,2	1,4	1,3	4,9	2	5,5	5,1	0,9
Sum	99,47	99,33	99,38	99,42	99,35	99,39	99,62	99,59	99,6	99,59	99,6	99,67	99,61	99,66	99,66	99,85
ppm Cr	1145,7	1077,3	1364,58	1125,18	1135,44	1145,7	1480,86	1993,86	1282,5	1576,62	2144,34	1645,02	1877,58	2202,48	1299,6	23,94
Nb	0,6	-	-	0,5	-	3,2	0,2	-	-	-	1,5	-	1,1	0,6	0,8	5,9
Zr	0,5	-	0,5	0,2	0,5	1,1	1,6	0,2	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	1,3	1,8	118,6
Y	0,4	0,2	0,3	-	0,1	0,1	3,8	1	1,7	0,9	2	1,5	1,2	1	1,3	18,1
Sr	2,8	-	2,6	-	-	1	8,4	3,8	4,9	2,3	5,4	5,2	2,8	2,3	5,1	351,9
Rb	0,6	0,2	0,4	1	0,5	0,4	0,3	0,7	0,9	0,7	1	-	0,5	0,3	-	4,9
Ba	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	9	-	-	-	-	100
Pb	-	-	-	-	-	-	0,6	-	0,2	0,4	-	-	0,1	-	-	3,8
Ga	-	-	-	-	-	-	1,3	0,5	1,1	1,5	1,5	1,2	-	1,1	1,5	16,2
Zn	23	16	17	17	18	21	17	6	13	17	18	10	13	8	8	7
Cu	45,8	7,6	13,7	7,3	2,3	4	14,5	371,1	60,9	21,2	163,7	13,5	296,9	2,5	3,5	3,4
Ni	795	2053	2058	2064	2336	2349	421	466	389	422	809	380	415	389	304	75
Co	113,2	101,4	103,2	98,8	107,2	112,7	55,4	48,3	62,4	71,8	59,2	60,8	42,1	50,6	39,7	3,3
V	65	25	32	21	17	23	124	129	191	181	152	130	167	95	117	46
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2	0,5
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,6

Örnek No	LES91-188	OMK24	OMK33	OMK65	BTK8	BTK14	KOS11	ORK16	MK62	MK68	KK380	510TBN7	LES91-201	TK431	TK430A	ORK3
Litoloji	Ver	Ler	Ler	Ler	Ler	Ler	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Gab
Lokasyon	Kavak	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Beyagac	Beyagac	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Tefenni	Tefenni	Orhaneli
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2
Cs	-	-	-	0,1	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,1	-	-	0,4
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	28	7	9	6	6	8	55	55	78	75	53	52	69	43	50	8
La	-	-	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2	0,1	-	11,5
Ce	-	-	0,2	-	-	0,1	0,3	-	0,1	-	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	28,1
Pr	-	-	-	0,04	-	-	0,07	-	-	-	0,04	-	-	-	-	3,45
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	12,3
Sm	-	-	-	-	-	-	0,27	-	0,08	0,05	0,19	0,09	-	-	-	2,62
Eu	-	-	-	-	-	-	0,15	0,05	0,06	-	0,04	0,04	0,02	-	0,04	0,91
Gd	0,12	-	-	-	-	-	0,52	0,14	0,13	0,14	0,23	0,21	0,15	0,1	0,15	2,58
Tb	0,02	-	-	-	-	-	0,1	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,03	0,02	0,02	0,53
Dy	0,09	-	0,05	-	-	-	0,78	0,24	0,3	0,13	0,36	0,21	0,31	0,09	0,09	3,07
Ho	-	-	-	-	-	-	0,18	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,04	0,03	0,68
Er	0,04	-	-	0,06	-	-	0,42	0,16	0,16	0,07	0,24	0,21	0,12	0,06	0,07	1,86
Tm	0,01	-	-	0,02	-	-	0,06	-	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	-	0,29
Yb	0,09	-	-	-	0,06	0,05	0,66	0,1	0,3	0,17	0,14	0,21	0,17	0,06	0,12	2,1
Lu	0,01	-	-	-	-	-	0,03	-	0,04	-	0,03	0,02	0,02	-	-	0,29
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
W	5,4	5,7	4,6	19,6	7,4	25,7	74,7	87,8	42,8	32,8	83,3	5,9	75,6	4,5	12,1	158,3
Ni	795,3	2177,3	2330	2052,6	2377,8	2464,4	263,6	303,2	310,8	348,4	711,4	281,6	286,8	272,8	184,6	47,4
As	-	-	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-	0,9
ppb Au	2	1,1	0,6	0,6	-	-	3,9	8,2	12,5	3,7	21,2	3,9	62,7	1,4	-	0,7
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-

Örnek No	ORK5	ORK6	EK41	EK42	KK388	TK481	TK484	TK428	KOS10	ORK28	OMK21	OMK27	BTK12	BTK13	BTK22	BTK34
Litoloji	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac
% SiO ₂	38,54	44,28	44,92	45,45	45,1	48,7	42,49	46,14	48,65	50,19	47,55	49,98	48,61	48,98	50,45	49,28
Al ₂ O ₃	29,32	20,05	19,64	20,54	15,97	17,27	16,21	15,39	15,21	16	15,77	15,02	15,09	15,17	15,65	15,93
Fe ₂ O ₃	2,4	5,25	8,94	3,09	9,81	6,12	2,71	3,91	11,65	10,09	10,5	11,12	11,89	12,04	10,18	11,67
MgO	1,67	8,64	8,86	9,39	9,62	11,63	10,13	12,06	6,4	6,79	7,19	6,74	6,03	5,91	6,87	5,36
CaO	19,64	16,38	13,37	17,69	12,89	14,1	19,41	15,59	9,93	9,13	11,21	9,61	9,23	9,01	9,21	9,2
Na ₂ O	0,93	1,14	0,64	0,86	1,69	0,45	1,33	1,11	3,53	3,28	2,78	3,63	4,24	4,23	4,25	3,92
K ₂ O	0,33	0,08	0,03	0,05	0,04	0	0	0	0,66	0,97	0,24	0,24	0,15	0,24	0,35	0,12
TiO ₂	0,08	0,12	0,3	0,05	0,75	0,08	0,03	0,03	1,11	0,85	0,91	1,02	1,42	1,47	1	1,34
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	0,06	0,07	0,08	0,11	0,11	0,07	0,09
MnO	0,03	0,09	0,13	0,06	0,16	0,12	0,07	0,09	0,19	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,01	0,046	0,02	0,097	0,083	0,012	0,063	0,016	0,026	0,06	0,021	0,017	0,02	0,014	0,02	0,013
LOI	7	3,7	2,9	2,6	3,6	1,3	7,4	5,4	2,3	2,2	3,3	2,1	2,8	2,4	1,6	2,6
Sum	99,92	99,78	99,81	99,85	99,79	99,8	99,8	99,78	99,73	99,78	99,77	99,79	99,79	99,79	99,79	99,68
ppm Cr	34,2	157,32	68,4	331,74	283,86	41,04	215,46	54,72	88,92	205,2	71,82	58,14	68,4	47,88	68,4	44,46
Nb	-	0,2	-	-	0,3	0,5		2,3	1,3	0,5	0,3	0,3	1	1,8	0,9	0,5
Zr	0,2	1,1	1,1	2,6	11,7	1,2	0,3	0,5	49,4	38,8	42,1	45,9	71	73,8	50,9	59,9
Y	0,4	2,2	1,4	1,4	15	2,2	1	1,2	24,1	21,1	20,9	24,7	28	32,5	23	28,7
Sr	199,7	295,5	114,5	120,5	113,6	41,2	95,7	76,5	352,1	278,7	156,2	147	159	201	229,6	220,6
Rb	4,3	2,5	1,1	3,1	0,3	0,1	0,2	0,6	12,7	17,8	13,2	5,5	3	6,3	7,1	1,5
Ba	18	68	3	7	69	1	1	2	162	99	33	45	30	62	31	18
Pb	0,2	0,3	0,3	-	0,1	-	0,1	0,1	1,4	0,4	0,6	0,4	0,7	0,4	2	3,1
Ga	14,3	9,2	12,3	8,4	13,9	9	4	5,7	16,2	16	14,4	14,1	15,5	17,2	14,4	15,7
Zn	10	8	14	4	17	3	6	5	31	9	10	12	33	61	49	66
Cu	18,4	56,8	69,8	41,6	6	17,9	23	20,1	78,7	99,2	85	110,5	59	46,2	70,9	132,9
Ni	100	91	73	99	155	100	104	112	39,6	33,4	37,3	39	38,6	40,3	40,9	35,3
Co	10,8	31	45,7	25,3	47,6	33,5	20,4	28,9	262	110	170	110	107	109	101	213
V	88	118	372	107	274	76	97	94	352	283	285	324	343	369	299	356
Hf	-	-	-	-	0,3	-	-	-	1,4	0,8	0,9	1,8	2,1	1,9	1,4	2
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,1
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,5	-	-

Örnek No	ORK5	ORK6	EK41	EK42	KK388	TK481	TK484	TK428	KOS10	ORK28	OMK21	OMK27	BTK12	BTK13	BTK22	BTK34
Litoloji	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk	Dayk
Lokasyon	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak	Kavak	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-
Cs	0,3	-	0,2	1,2	-	-	-	-	0,6	3,1	6,4	2,7	0,3	0,5	0,2	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,2	0,1	0,2	0,2	1,4
Sc	13	40	39	35	42	35	41	41	39	40	40	40	36	38	38	35
La	-	-	-	-	0,7	0,3	-	0,3	2,1	1,6	2	2,6	3,6	4,8	2,6	2,3
Ce	-	0,3	0,1	-	2,2	0,2	0,1	0,2	6,4	5,1	6	6	10	12,4	6,9	6,6
Pr	-	0,04	-	-	0,42	0,03	-	-	1,15	0,79	0,99	1	1,58	1,81	1,1	1,14
Nd	-	-	-	-	3	-	-	-	7,2	4,1	5,6	5,2	7,2	12	6,4	6,7
Sm	-	0,18	-	0,08	1,46	0,1	-	-	2,2	1,66	1,82	2,28	3,14	3,39	2,1	2,48
Eu	0,06	0,13	0,08	0,05	0,73	0,11	0,03	0,04	0,84	0,69	0,74	0,85	1,09	1,22	0,91	1,01
Gd	0,05	0,32	0,14	0,1	2,12	0,19	0,07	0,12	4,46	2,74	2,78	3,01	4,05	4,36	3	3,68
Tb	-	0,07	0,03	0,03	0,42	0,04	0,01	0,02	0,65	0,56	0,52	0,64	0,81	0,85	0,59	0,72
Dy	0,06	0,35	0,29	0,17	2,86	0,31	0,12	0,18	3,49	3,34	3,41	4,31	4,81	4,6	3,66	4,06
Ho	-	0,1	0,07	0,04	0,61	0,07	0,04	0,07	0,99	0,73	0,78	0,93	1,13	1,09	0,8	0,99
Er	-	0,23	0,19	0,12	1,69	0,23	0,06	0,12	2,58	2,28	2,25	2,47	3,27	3,14	2,64	2,83
Tm	-	0,03	0,02	0,01	0,26	0,04	0,01	0,03	0,43	0,36	0,37	0,42	0,52	0,47	0,37	0,49
Yb	0,07	0,33	0,15	0,13	1,54	0,26	0,19	0,17	2,92	2,57	2,23	2,57	3,09	3,05	2,43	2,81
Lu	-	0,03	0,02	0,01	0,22	0,04	0,02	0,02	0,4	0,34	0,31	0,35	0,43	0,52	0,39	0,44
Be	-	8	-	-	-	-	-	-	8	-	8	-	9	-	9	9
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	153,8	58,3	36,7	19,1	53,6	15,3	34,2	62,8	199,4	81,9	128,3	56,4	75,6	74,4	25,4	206,4
Ni	99,2	58,8	40,1	59,5	58,6	26,5	31,3	37,6	176,8	74,6	128,2	65,2	85,3	76,6	57,4	61,4
As	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ppb Au	0,5	2,4	-	-	119,8	0,7	-	1,4	-	1,6	0,9	0,5	-	-	-	-
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Örnek No	TK446	TK447B	KOS2	KOS7A	KOS16	ORK10	ORK18+	ORK21	BK15	MK24	MK30	MK32	MK61	OMK60	KK383	379-K5
Litoloji	Dayk	Dayk	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm
Lokasyon	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak
% SiO ₂	48,81	49,36	8,27	13,65	1,65	11,54	20,95	8,02	13,42	21,14	12,97	3,04	11,47	3,45	8,37	9,5
Al ₂ O ₃	15,26	15,34	5,43	4,13	5,93	4,31	2,13	5,5	8,31	2,07	3,32	7,89	6,76	6,66	6,91	4,95
Fe ₂ O ₃	9,93	9,93	14,24	20,83	16,05	12,84	12,08	17,1	16,08	9,83	11,95	15,08	13,88	14,54	11,81	12,13
MgO	7,18	7,22	19,61	21,84	13,48	22,82	29,68	16,38	18,94	31,05	24,56	14,19	19,47	16,94	18,97	21,9
CaO	9,98	10,66	0,03	0,33	1,33	0,2	0,06	0,02		0,03		0,64	0,03	0,04	0,02	0,06
Na ₂ O	3,75	3,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,07
K ₂ O	0,38	0,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-
TiO ₂	1,04	1,03	0,09	0,09	0,09	0,07	0,04	0,09	0,12	0,03	0,05	0,09	0,07	0,07	0,09	0,05
P ₂ O ₅	0,08	0,08	-	-	-	0,02	0,01	-	-	-	0,02	-	0,01	-	-	-
MnO	0,17	0,16	0,1	0,13	0,13	0,09	0,09	0,14	0,13	0,07	0,08	0,13	0,1	0,09	0,13	0,08
Cr ₂ O ₃	0,022	0,036	50,42	38,525	57,842	41,512	25,394	49,461	37,866	25,193	38,675	58	43,901	56,956	48,178	46,151
LOI	3,2	2,2	1	-0,3	2,8	5,7	8,7	2,6	4,4	9,7	7,6	0,2	3,6	0,9	4,7	4,6
Sum	99,79	99,8	99,31	99,32	99,34	99,29	99,3	99,36	99,34	99,3	99,36	99,37	99,37	99,73	99,32	99,68
ppm Cr	75,24	123,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	1	1	-	0,5	-	-	-	-	-	-	0,5	-	1,2	0,5	1,8	0,9
Zr	54,7	62,4	-	0,5	0,8		1,7	0,6	0,4	0,8	0,1	0,7	1,1	0,9	0,8	3,2
Y	22,9	22,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5
Sr	222,6	123,5	-	-	22,6	-	-	0,6	-	0,7	-	3,4	0,5	0,6	1,7	1,1
Rb	8,6	9,7	2,2	2,5	3,3	3,8	3,3	3,6	3,3	2,8	2,6	3,9	4,3	1,8	2,1	2,3
Ba	26	19	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Pb	0,6	0,5	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	0,2		0,2	-	-
Ga	15,3	14,7	8,3	6,8	10,5	6,7	2,7	7,9	11,2	2,5	4,4	11	6,6	9,2	10,9	7,6
Zn	48	45		5	4				1		4	3	7	7	1	-
Cu	66,5	66,6	3,2	10,2	16,2	4,3	1,3	2	2,6	4	4,9	0,8	5	11	3,7	2,6
Ni	38,1	41,1	119,1	105,8	133,5	98,8	99,7	129,4	112,2	80,6	92,6	138,5	91,8	100,8	106,6	70,4
Co	151	136	1278	914	790	1387	1876	930	1325	2330	1694	1046	1367	1157	1103	1571
V	271	250	260	344	543	195	102	266	392	91	137	304	188	301	406	228
Hf	1,4	1,8	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Ta	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,2	
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2

Örnek No	TK446	TK447B	KOS2	KOS7A	KOS16	ORK10	ORK18+	ORK21	BK15	MK24	MK30	MK32	MK61	OMK60	KK383	379-K5
Litoloji	Dayk	Dayk	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm
Lokasyon	Tefenni	Tefenni	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Orhaneli	Kavak	Kavak
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	0,2	0,2	0,1	-	-	0,1	0,2	-	-	-	0,2	0,3	0,2	-	0,1	-
Mo	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	39	38	3	4	5	4	3	3	5	2	2	4	4	5	4	4
La	2,2	2,2	-	0,8	0,3	0,5	0,2	-	0,4	1,1	0,3	-	0,2	0,2	0,1	0,7
Ce	7	7,2	-	0,7	-	-	-	-	-	0,5	0,1	0,1	-	0,3	-	1
Pr	1,18	1,18	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	0,22
Nd	6,5	6,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
Sm	2,15	2,17	-	-	0,07	-	-	-	-	0,05	-	-	-	0,07	-	0,1
Eu	1,42	0,82	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
Gd	3,07	3,1	-	-	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25
Tb	0,67	0,58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
Dy	3,34	3,35	-	0,08	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	-	0,07
Ho	0,97	0,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
Er	2,57	2,31	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
Tm	0,4	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,05
Yb	2,37	2,39	-	-	0,06	-	0,07	0,14	-	0,06	-	-	-	-	-	0,05
Lu	0,34	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
Be	-	-	-	-	2	2	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
W	83,3	104,3	67,2	40,1	34,8	7,8	16,3	5	9,9	10,3	23,9	5	19,2	39,8	17,7	7,8
Ni	84,3	108,7	1019,3	747,7	305,3	1274,1	1932,9	648,4	1177,6	2360,3	1565	277,1	1199	452	743,9	1300,7
As	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	-	2,2
ppb Au	-	-	2,9	2,3	1,5	0,9	1,3	1,3	1,4	-	-	-	-	-	1,2	0,6
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,02

Örnek No	OK386-2	EK45	EK55	EK57	LES86-141.5	BTK3	BTK6	BTK11	BTK15	BTK27	BTK33	TK438A	TK494	TK496A	TK496B
Litoloji	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm
Lokasyon	Kavak	Kavak	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Tefenni
% SiO ₂	5,3	6,75	6,64	9,05	0,24	12,42	11,17	1,89	12,5	11,29	17,13	7,74	22,92	19,82	13,55
Al ₂ O ₃	6,93	8,13	8,42	5,37	10,82	16,22	6,16	5,12	12,98	7,5	3,76	5,95	1,56	2,25	2,92
Fe ₂ O ₃	14,51	14,56	16,16	12,71	14,75	13,81	16,08	16,87	13,86	12,57	14,27	15,58	9,62	10,64	12,12
MgO	17,44	14,63	16,79	20,68	14,09	21,13	21,74	13,1	22,25	22,3	20,68	20,75	34,87	32,39	26,78
CaO	0,03	0,42		0,08	0,03	0,03	0,05	0,05	0,02	-	1,22	0,26	0,05	0,06	0,04
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-
TiO ₂	0,01	0,09	0,09	0,04	0,07	0,03	0,05	0,04	0,09	0,07	0,05	0,06	0,02	0,03	0,03
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,07	0,11	0,13	0,07	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,09	0,11	0,1	0,08	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃	53,124	52,575	47,089	46,704	58,854	31,239	40,992	61,406	33,335	40,858	37,045	44,125	16,513	23,804	37,067
LOI	2,3	2,4	4,3	4,9	0,7	4,1	2,8	0,7	3,9	4,5	4,7	4,6	13,4	9,9	6,5
Sum	99,7	99,75	99,7	99,67	99,75	99,25	99,3	99,37	99,26	99,33	99,31	99,34	99,28	99,24	99,32
ppm Nb	0,2	0,5	1,7	0,8	0,3	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-
Zr	0,6	0,9	-	-	-	0,4	0,6	0,1	-	0,5	2,8	-	1,1	0,1	0,3
Y	0,3	0,3	-	-	-	0,2	-	-	-	0,2	0,8	0,1	-	0,1	0,2
Sr	1,9	24,9	-	-	-	1,3	1,5	1	0,7	0,9	18,5	-	-	0,6	-
Rb	1,7	2,8	1,8	2,3	3,1	3	3	3,9	3,9	3,4	4,1	1,5	1,4	1,7	2,2
Ba	4	2	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	0,3	-	-	-	-
Ga	8,6	13	12,1	7,3	13,6	18	8,1	13,7	13,6	8	10,2	7,6	2,1	2,6	3,4
Zn	-	2				2	8	3		5	3	2	-	-	3
Cu	0,8	2,8	2,9	3	3	2,6	2,6	3,7	17,2	3,1	11,5	0,4	2,2	1,5	4,4
Ni	37,1	88,2	102,9	81,1	103,3	89,5	75,7	89,8	87	72,3	85,2	83,3	91,1	84,3	67,4
Co	235	683	761	1271	617	1228	1443	675	1491	1294	998	943	2243	1911	1637
V	148	394	513	273	554	710	257	483	407	291	227	403	118	151	181
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3

Örnek No	OK386-2	EK45	EK55	EK57	LES86-141.5	BTK3	BTK6	BTK11	BTK15	BTK27	BTK33	TK438A	TK494	TK496A	TK496B
Litoloji	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm	Krm
Lokasyon	Kavak	Kavak	Kavak	Kavak	Kavak	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Beyagac	Tefenni	Tefenni	Tefenni	Tefenni
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,1	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	3	4	5	4	6	2	3	3	5	5	17	4	3	3	3
La	0,8	0,8	0,1	0,2	0,3	1	0,3		0,2	0,5	0,8	0,7	0,2	0,1	0,5
Ce	0,8	0,5	-	-	-	1,4	0,3	0,1	0,4	0,2	1,4	0,4	0,3	0,2	0,7
Pr	0,15	0,12	-	-	-	0,09	-	-	-	-	0,13	0,04	-	-	0,07
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-
Sm	0,14	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
Eu	0,05	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	0,18	0,2	-	-	-	0,05	-	-	-	-	0,06	-	-	0,08	0,05
Tb	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Dy	0,08	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-
Ho	0,03	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0,04	0,04	-	0,03	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-
Tm	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,06	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-
Lu	0,05	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	0,9	51	4,3	8,1	14,9	4,2	21,1	10,5	3,4	9,6	11,3		6,8	2,7	7,8
Ni	384,2	309,8	502,5	1108,7	68,5	762,2	1279	109,8	1255,6	1097,3	594,2	800,8	2391,5	2037,6	1458,1
As	0,6	2,2		6,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8
ppb Au	-	-	-	-	-	-	0,7	-	1,9	-	-	-	3,6	1,7	1,7
ppm Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Dun: Dunit, Harz: Harzburjit, Ver: Verlit, Ler: Lerzolit, Pr: Piroksenit, Gab: Gabro, Dayk: Dayk, Krm: Kromitit

**EK – 2. BATI ANADOLU KROMİT YATAKLARINA AİT SPİNEL
MİNERALLERİNDE YAPILAN ELEKTRON MİKROPROB
SONUÇLARI**

	BK15	BK15	BK15	BK15	MK24	MK24	MK24	MK24	MK24	MK30	MK30	MK30	MK30	MK32	MK32	MK32	MK32	MK32	MK32	MK32
	B	B	B	B	S	S	S	S	S	B	B	B	B	M	M	M	M	M	M	M
FeO	17,65	17,58	17,67	18,14	15,85	16,44	16,23	16,09	16,21	14,79	15,03	14,89	14,94	15,44	15,92	14,38	15,39	14,37	15,07	14,86
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	14,34	14,37	14,12	14,41	8,56	8,58	8,43	8,62	8,56	8,64	8,80	8,64	8,74	8,21	8,34	8,30	8,34	8,40	8,34	8,29
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,15	0,04	0,02	0,01	0,00	0,10	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
MgO	12,91	12,63	12,65	12,23	13,15	12,79	13,06	12,89	13,02	14,11	13,95	13,77	13,75	13,60	13,42	14,31	13,53	14,18	13,62	13,68
Cr ₂ O ₃	54,57	55,17	54,92	54,87	61,68	62,23	61,39	61,88	61,98	63,30	62,89	62,82	62,60	62,62	62,04	62,50	62,27	62,52	62,22	62,08
NiO	0,06	0,16	0,11	0,10	0,12	0,13	0,11	0,07	0,08	0,13	0,16	0,13	0,14	0,13	0,13	0,17	0,28	0,13	0,08	0,10
TiO ₂	0,23	0,23	0,29	0,24	0,14	0,13	0,18	0,14	0,17	0,19	0,15	0,12	0,18	0,18	0,17	0,12	0,14	0,18	0,17	0,17
Toplam	99,75	100,18	99,79	100,04	99,46	100,32	99,42	99,71	100,01	101,33	101,02	100,43	100,30	100,20	100,11	99,82	99,92	99,85	99,51	99,20
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,54	0,54	0,53	0,54	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,31	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Cr	1,37	1,39	1,39	1,39	1,59	1,60	1,59	1,60	1,59	1,60	1,59	1,60	1,60	1,61	1,59	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60
Fe ³⁺	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
Fe ²⁺	0,39	0,41	0,41	0,42	0,36	0,38	0,37	0,38	0,37	0,34	0,34	0,34	0,34	0,35	0,36	0,31	0,35	0,32	0,34	0,34
Mg	0,61	0,60	0,60	0,58	0,64	0,62	0,64	0,63	0,63	0,67	0,67	0,66	0,66	0,66	0,65	0,69	0,66	0,68	0,66	0,67
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,72	0,72	0,72	0,72	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83
Mg #	0,61	0,60	0,60	0,58	0,64	0,62	0,63	0,62	0,63	0,67	0,66	0,66	0,66	0,65	0,64	0,69	0,65	0,68	0,66	0,66
Fe ²⁺ #	0,39	0,40	0,40	0,42	0,36	0,38	0,37	0,38	0,37	0,33	0,34	0,34	0,34	0,35	0,36	0,31	0,35	0,32	0,34	0,34
Fe ³⁺ #*100	3,83	3,09	3,31	3,02	3,52	3,18	3,86	3,14	3,40	2,91	3,23	3,05	3,04	3,59	3,74	3,83	3,59	3,44	3,40	3,41

B: Bantlı Kromitit, S: Saçınımlı (Dissemine) Kromitit, M: Masif Kromitit, N: Noduler Kromitit, $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$; $Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)$; $Fe^{3+\#} = 100 * Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})$; $Fe^{2+\#} = 100 * Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$.

	MK32	MK32	MK61	MK61	MK61	MK61	OMK60	OMK60	OMK60	OMK60	KOS2	KOS2	KOS2	KOS2	KOS2	KOS7	KOS7	KOS7	KOS7
	M	M	B	B	B	B	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M-B	M-B	M-B	M-B
FeO	15,37	15,56	15,86	15,63	15,58	15,29	13,26	13,57	13,51	13,62	15,44	15,47	15,40	15,48	15,29	22,80	22,93	23,10	23,74
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,06	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	8,30	8,24	9,66	9,38	9,42	9,62	8,80	8,56	8,80	8,63	8,77	8,70	8,94	9,89	9,06	11,02	10,99	10,78	10,84
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,06	0,04
MgO	13,57	13,47	13,46	13,31	13,37	13,54	14,70	14,41	14,79	14,59	13,47	13,40	13,37	13,89	13,70	10,81	10,47	10,37	10,30
Cr ₂ O ₃	62,12	62,64	60,68	61,53	61,34	61,50	62,62	63,39	62,63	62,95	62,45	62,34	62,41	61,32	62,06	55,14	54,99	55,08	54,80
NiO	0,14	0,14	0,12	0,09	0,11	0,10	0,19	0,06	0,21	0,12	0,09	0,12	0,06	0,11	0,08	0,07	0,05	0,05	0,10
TiO ₂	0,17	0,16	0,18	0,17	0,21	0,19	0,18	0,18	0,17	0,12	0,16	0,19	0,22	0,24	0,18	0,25	0,21	0,24	0,33
Toplam	99,66	100,19	99,96	100,10	100,16	100,26	99,78	100,18	100,04	100,01	100,36	100,23	100,40	100,95	100,46	100,12	99,66	99,64	100,15
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,32	0,32	0,37	0,36	0,36	0,37	0,33	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34	0,37	0,34	0,42	0,43	0,42	0,42
Cr	1,60	1,61	1,55	1,57	1,57	1,57	1,60	1,61	1,59	1,60	1,60	1,60	1,59	1,55	1,58	1,42	1,43	1,43	1,42
Fe ³⁺	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,14	0,14	0,13	0,14
Fe ²⁺	0,35	0,35	0,36	0,36	0,36	0,35	0,30	0,31	0,30	0,30	0,35	0,36	0,36	0,34	0,35	0,48	0,49	0,50	0,51
Mg	0,66	0,65	0,65	0,64	0,64	0,65	0,71	0,69	0,71	0,70	0,65	0,65	0,64	0,66	0,66	0,53	0,51	0,51	0,50
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,83	0,84	0,81	0,81	0,81	0,81	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,82	0,81	0,82	0,77	0,77	0,77	0,77
Mg #	0,66	0,65	0,65	0,64	0,64	0,65	0,70	0,69	0,71	0,70	0,65	0,64	0,64	0,66	0,65	0,52	0,51	0,50	0,50
Fe ²⁺ #	0,34	0,35	0,35	0,36	0,36	0,35	0,30	0,31	0,29	0,30	0,35	0,36	0,36	0,34	0,35	0,48	0,49	0,50	0,50
Fe ³⁺ #*100	3,68	3,52	3,66	3,05	3,02	2,93	3,03	2,64	3,38	3,20	3,13	3,10	2,74	3,44	3,21	7,10	6,86	6,80	7,24

	KOS7	KOS7	KOS7	KOS7	KOS7	KOS16	KOS16	KOS16	KOS16	KOS16	KOS16	OK296	OK296	OK296	OK296	ORK10	ORK10	ORK10	ORK10	ORK10
	M-B	M-B	M-B	M-B	M-B	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	S	S	S	S	S
FeO	23,16	23,07	22,44	22,43	22,85	16,40	15,95	16,50	16,40	16,51	16,42	16,26	16,32	16,60	16,68	15,28	15,13	15,60	15,15	15,60
Cl	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	11,01	10,99	11,19	10,82	10,82	8,32	8,69	8,15	8,11	8,37	8,21	10,20	10,20	10,03	10,06	10,24	10,13	10,22	10,31	10,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01
SiO ₂	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,03	0,04
MgO	10,54	10,65	10,65	10,69	10,49	12,71	12,71	12,67	12,65	12,52	12,63	12,70	13,08	12,78	12,62	13,44	13,60	13,54	13,50	13,50
Cr ₂ O ₃	54,21	55,12	55,34	55,23	55,27	62,92	62,73	62,38	62,88	62,91	62,40	59,90	60,59	59,27	60,21	61,56	61,34	61,13	61,03	61,02
NiO	0,03	0,06	0,05	0,07	0,11	0,08	0,11	0,08	0,07	0,16	0,13	0,03	0,13	0,13	0,04	0,07	0,07	0,07	0,10	0,19
TiO ₂	0,23	0,26	0,27	0,24	0,24	0,18	0,21	0,18	0,17	0,16	0,20	0,18	0,16	0,20	0,18	0,19	0,15	0,14	0,20	0,18
Toplam	99,22	100,19	99,99	99,55	99,81	100,63	100,39	99,97	100,29	100,63	100,05	99,25	100,50	99,04	99,80	100,86	100,42	100,79	100,33	100,56
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,43	0,42	0,43	0,42	0,42	0,32	0,33	0,31	0,31	0,32	0,32	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,38	0,39	0,39	0,38
Cr	1,41	1,42	1,43	1,43	1,43	1,62	1,61	1,61	1,62	1,62	1,61	1,54	1,54	1,53	1,55	1,56	1,56	1,55	1,55	1,55
Fe ³⁺	0,15	0,14	0,12	0,13	0,13	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06
Fe ²⁺	0,49	0,49	0,49	0,48	0,49	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,38	0,38	0,39	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36
Mg	0,52	0,52	0,52	0,52	0,51	0,62	0,62	0,62	0,61	0,61	0,62	0,62	0,63	0,62	0,61	0,64	0,65	0,65	0,65	0,65
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,84	0,83	0,84	0,84	0,83	0,84	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80
Mg #	0,51	0,51	0,51	0,52	0,51	0,61	0,61	0,61	0,61	0,60	0,61	0,61	0,62	0,62	0,61	0,64	0,65	0,64	0,64	0,64
Fe ²⁺ #	0,49	0,49	0,49	0,48	0,49	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,38	0,38	0,39	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36
Fe ³⁺ #*100	7,48	7,04	6,22	6,67	6,73	2,80	2,24	3,24	2,92	2,62	2,98	2,81	3,08	3,60	2,97	2,24	2,67	2,95	2,41	3,01

	ORK10	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK18	ORK21	ORK21	ORK21	ORK21	ORK21	379K5	379K5	379K5	379K5
	S	B	B	B	B	B	B	B	B	B	M	M	M	M	M	S	S	S	S
FeO	15,52	18,07	19,40	18,44	17,60	18,48	17,94	19,68	17,56	18,13	18,37	17,31	17,29	17,14	17,09	14,27	14,51	13,90	14,10
Cl	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na₂O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01
Al₂O₃	10,14	9,45	9,62	9,46	9,64	9,42	9,71	9,16	9,50	9,52	8,79	9,68	9,72	9,64	9,62	10,14	10,14	10,16	10,08
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO₂	0,04	0,00	0,02	0,03	-0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00
MgO	13,48	11,80	11,03	11,60	12,25	11,71	12,36	11,08	11,95	11,38	11,40	12,51	12,69	12,64	12,68	13,89	13,86	14,09	13,92
Cr₂O₃	61,38	60,32	60,06	60,19	60,23	60,31	60,53	60,61	60,41	60,33	61,29	60,54	60,62	60,89	61,79	62,10	62,26	61,94	61,14
NiO	0,04	0,11	0,12	0,08	0,07	0,11	0,11	0,01	0,14	0,14	0,13	0,05	0,09	0,09	0,09	0,07	0,07	0,10	0,07
TiO₂	0,19	0,22	0,19	0,21	0,17	0,20	0,16	0,22	0,21	0,18	0,15	0,21	0,20	0,18	0,18	0,12	0,17	0,17	0,19
Toplam	100,78	99,97	100,42	99,98	99,95	100,25	100,84	100,78	99,84	99,67	100,14	100,32	100,63	100,63	101,46	100,60	101,09	100,41	99,52
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,38	0,36	0,37	0,37	0,37	0,36	0,37	0,35	0,37	0,37	0,34	0,37	0,37	0,37	0,36	0,38	0,38	0,38	0,38
Cr	1,55	1,56	1,55	1,56	1,55	1,56	1,55	1,57	1,56	1,57	1,59	1,55	1,55	1,56	1,57	1,57	1,57	1,57	1,56
Fe³⁺	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05
Fe²⁺	0,36	0,43	0,47	0,44	0,41	0,43	0,41	0,47	0,42	0,45	0,45	0,40	0,39	0,40	0,40	0,34	0,35	0,33	0,33
Mg	0,64	0,58	0,54	0,57	0,59	0,57	0,60	0,54	0,58	0,56	0,56	0,60	0,61	0,61	0,61	0,66	0,66	0,67	0,67
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,80	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,82	0,81	0,81	0,82	0,81	0,81	0,81	0,81	0,80	0,80	0,80	0,80
Mg #	0,64	0,57	0,54	0,56	0,59	0,57	0,59	0,54	0,58	0,56	0,56	0,60	0,61	0,61	0,60	0,66	0,66	0,67	0,67
Fe²⁺ #	0,36	0,43	0,46	0,44	0,41	0,43	0,41	0,46	0,42	0,44	0,44	0,40	0,39	0,39	0,40	0,34	0,34	0,33	0,33
Fe³⁺ #*100	2,67	3,25	3,21	3,26	3,53	3,52	3,76	3,59	2,94	2,62	2,96	3,41	3,64	3,35	3,04	2,04	2,01	2,00	2,32

	379K5	379K5	EK45	EK45	EK45	EK45	EK45	EK55	EK55	EK55	EK55	EK55	EK57	EK57	EK57	EK57	EK57	KK383	KK383	KK383
	S	S	M	M	M	M	M	B	B	B	B	B	N	N	N	N	N	N	N	N
FeO	14,67	14,29	15,85	15,42	15,18	15,14	15,75	17,07	17,90	17,82	17,96	17,91	14,51	14,93	14,58	14,93	15,07	17,49	17,42	17,77
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	10,00	10,07	11,33	11,95	12,09	11,85	11,86	12,01	12,18	11,89	11,95	11,89	10,80	10,46	10,35	10,37	10,20	10,27	9,96	10,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,04	0,02
SiO ₂	0,04	0,01	0,09	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02
MgO	13,89	13,97	13,20	13,21	12,77	12,91	13,16	11,17	12,06	12,45	12,00	12,36	14,01	13,75	13,89	13,53	13,63	12,34	12,24	12,05
Cr ₂ O ₃	61,42	61,97	58,84	58,61	59,23	59,46	59,57	58,24	57,19	57,85	57,66	57,65	61,20	60,54	61,01	61,21	61,74	60,29	60,53	59,65
NiO	0,12	0,08	0,59	0,18	0,09	0,16	0,10	0,07	0,03	0,16	0,11	0,06	0,12	0,10	0,11	0,08	0,12	0,09	0,07	0,12
TiO ₂	0,13	0,21	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,20	0,22	0,19	0,17	0,19	0,11	0,15	0,13	0,12	0,11	0,19	0,21	0,16
Toplam	100,26	100,57	100,03	99,62	99,63	99,73	100,66	98,84	99,62	100,36	99,86	100,02	100,77	99,89	100,14	100,24	100,87	100,70	100,53	99,87
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	0,38	0,38	0,43	0,45	0,46	0,45	0,45	0,46	0,46	0,45	0,46	0,45	0,41	0,40	0,39	0,39	0,38	0,39	0,38	0,39
Cr	1,56	1,57	1,50	1,49	1,51	1,52	1,50	1,51	1,46	1,47	1,47	1,47	1,54	1,54	1,55	1,55	1,56	1,54	1,55	1,54
Fe ³⁺	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,04	0,01	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07
Fe ²⁺	0,34	0,34	0,37	0,37	0,39	0,38	0,38	0,46	0,42	0,41	0,43	0,41	0,34	0,34	0,34	0,35	0,35	0,41	0,41	0,42
Mg	0,66	0,67	0,63	0,63	0,61	0,62	0,63	0,55	0,58	0,60	0,58	0,59	0,67	0,66	0,66	0,65	0,65	0,59	0,59	0,59
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,80	0,81	0,78	0,77	0,77	0,77	0,77	0,76	0,76	0,77	0,76	0,76	0,79	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80
Mg #	0,66	0,66	0,63	0,63	0,61	0,62	0,62	0,54	0,58	0,59	0,58	0,59	0,66	0,66	0,66	0,65	0,65	0,59	0,59	0,58
Fe ²⁺ #	0,34	0,34	0,37	0,37	0,39	0,38	0,38	0,46	0,42	0,41	0,42	0,41	0,34	0,34	0,34	0,35	0,35	0,41	0,41	0,42
Fe ³⁺ #*100	2,73	2,16	2,73	2,20	0,92	1,17	2,05	0,49	3,03	3,51	3,01	3,55	2,42	2,87	2,66	2,33	2,45	3,04	2,92	3,33

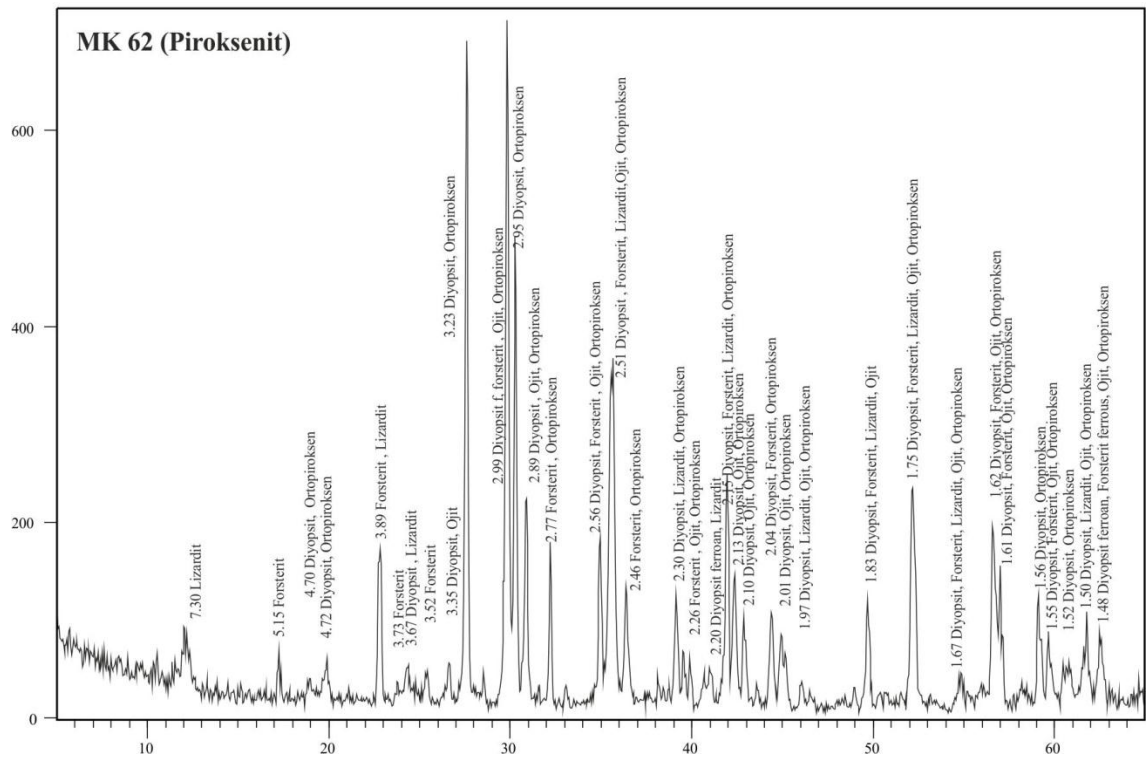
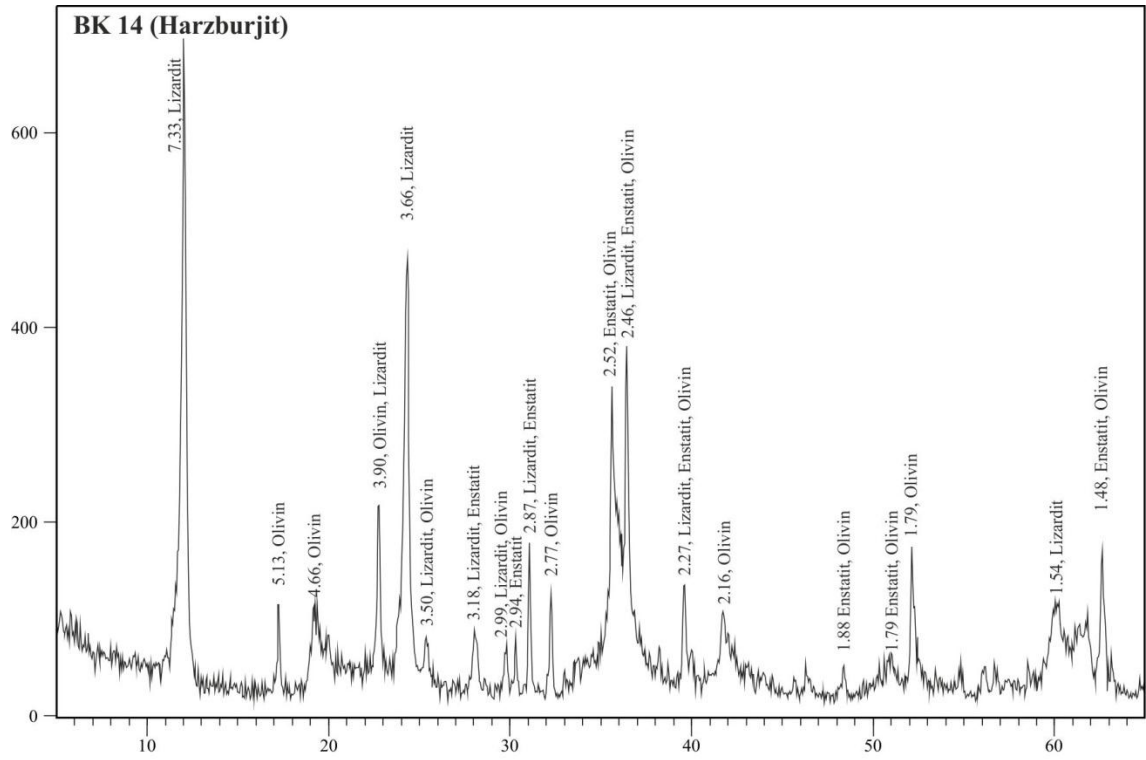
	KK383	KK383	KK383	KK383	KK383	ÖK386-2	ÖK386-2	ÖK386-2	ÖK386-2	ÖK386-2	ÖK386-2	SKN26	SKN26	SKN26	SKN26	SKN26	TK438A	TK438A
	N	N	N	N	N	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	B	B
FeO	17,90	17,88	18,02	18,26	17,76	15,12	15,00	15,04	14,93	15,10	15,23	14,36	14,39	14,47	14,53	14,53	17,64	17,73
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na₂O	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Al₂O₃	10,14	10,26	10,20	9,95	10,11	10,59	10,60	10,54	10,54	10,57	10,62	12,40	12,37	12,45	12,38	12,31	11,03	11,01
K₂O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02
SiO₂	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,02
MgO	12,27	12,01	12,05	12,17	12,14	13,19	13,58	13,60	13,59	13,53	13,52	14,15	14,17	14,33	13,98	14,09	12,67	12,33
Cr₂O₃	60,12	59,70	60,20	59,85	59,52	60,90	60,56	60,91	60,71	60,76	60,73	58,63	59,38	59,52	59,12	59,24	59,22	59,94
NiO	0,10	0,05	0,09	0,14	0,10	0,09	0,14	0,10	0,06	0,15	0,15	0,11	0,09	0,13	0,09	0,11	0,09	0,10
TiO₂	0,19	0,20	0,20	0,12	0,20	0,16	0,10	0,12	0,19	0,18	0,15	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14	0,12	0,14
Toplam	100,81	100,11	100,78	100,53	99,87	100,09	100,05	100,28	100,03	100,40	100,36	99,89	100,52	101,06	100,33	100,44	100,79	101,35
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,39	0,39	0,39	0,38	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,47	0,46	0,46	0,46	0,46	0,42	0,42
Cr	1,53	1,53	1,54	1,53	1,53	1,55	1,54	1,54	1,54	1,54	1,54	1,48	1,49	1,48	1,48	1,48	1,50	1,52
Fe³⁺	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,08	0,06
Fe²⁺	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42	0,37	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,40	0,42
Mg	0,59	0,58	0,58	0,59	0,59	0,63	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,67	0,67	0,67	0,66	0,67	0,61	0,59
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,78	0,79
Mg #	0,59	0,58	0,58	0,59	0,59	0,63	0,65	0,65	0,65	0,64	0,64	0,67	0,67	0,67	0,66	0,66	0,60	0,59
Fe²⁺ #	0,41	0,42	0,42	0,41	0,41	0,37	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,40	0,41
Fe³⁺ #*100	3,40	3,16	3,16	3,95	3,45	1,84	2,64	2,55	2,43	2,33	2,55	2,52	2,30	2,46	2,16	2,31	3,80	2,98

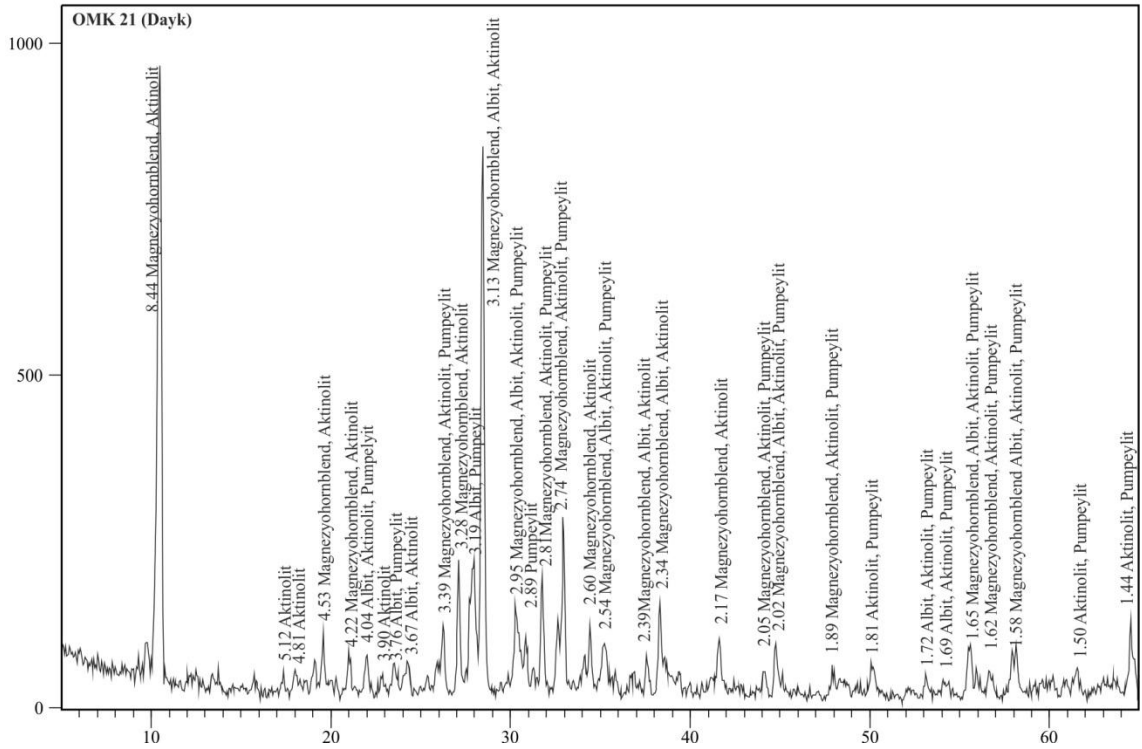
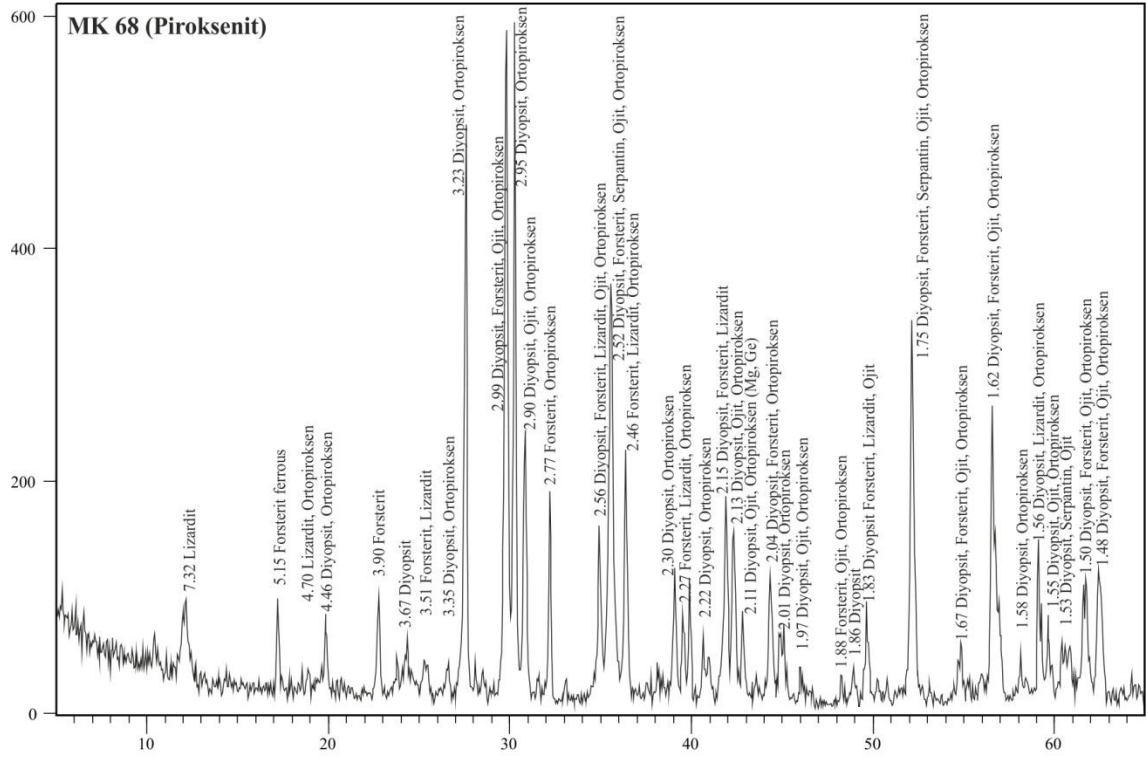
	TK438A	TK438A	TK438A	TK438B	TK438B	TK438B	TK438B	TK438B	TK438B	TK494	TK494	TK494	TK494	TK494	TK496A	TK496A	TK496A	TK496A
	B	B	B	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	M	M	M	M
FeO	17,64	17,61	17,65	17,53	17,30	17,73	17,54	17,83	17,65	19,26	18,63	18,46	18,76	19,00	16,48	17,14	17,58	16,76
Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,01	0,00	0,00	0,03	-0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Al₂O₃	11,00	11,17	11,09	10,79	10,82	10,97	11,16	10,87	10,89	9,50	9,22	9,20	9,46	9,38	9,45	9,44	9,28	9,37
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
SiO₂	0,06	0,03	0,04	0,03	0,02	0,06	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00
MgO	12,51	12,42	12,41	12,46	12,56	12,47	12,50	12,44	12,47	10,83	11,01	11,14	11,02	10,81	12,57	11,69	11,88	12,32
Cr₂O₃	59,45	59,31	59,22	59,42	59,94	59,24	59,17	59,52	59,14	61,13	60,84	61,02	61,16	60,85	61,72	60,99	61,75	61,57
NiO	0,11	0,08	0,09	0,10	0,04	0,09	0,07	0,01	0,05	0,00	0,06	0,07	0,10	0,07	0,09	0,09	0,06	0,14
TiO₂	0,18	0,18	0,16	0,12	0,17	0,18	0,12	0,16	0,19	0,14	0,13	0,08	0,13	0,08	0,14	0,15	0,11	0,13
Toplam	100,96	100,82	100,63	100,48	100,83	100,72	100,59	100,87	100,44	100,92	99,91	99,94	100,68	100,18	100,45	99,53	100,67	100,24
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,42	0,42	0,42	0,41	0,41	0,42	0,42	0,41	0,41	0,37	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,37	0,36	0,36
Cr	1,51	1,51	1,51	1,51	1,52	1,50	1,50	1,51	1,51	1,58	1,58	1,59	1,58	1,58	1,58	1,59	1,59	1,58
Fe³⁺	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Fe²⁺	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,41	0,40	0,41	0,41	0,48	0,46	0,46	0,47	0,47	0,40	0,43	0,43	0,41
Mg	0,60	0,59	0,59	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,53	0,54	0,55	0,54	0,53	0,61	0,57	0,58	0,60
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,78	0,78	0,78	0,79	0,79	0,78	0,78	0,79	0,78	0,81	0,82	0,82	0,81	0,81	0,81	0,81	0,82	0,82
Mg #	0,59	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59	0,60	0,59	0,60	0,52	0,54	0,55	0,54	0,53	0,60	0,57	0,57	0,60
Fe²⁺ #	0,41	0,41	0,41	0,40	0,40	0,41	0,40	0,41	0,40	0,48	0,46	0,45	0,46	0,47	0,40	0,43	0,43	0,40
Fe³⁺ #*100	3,25	3,09	3,22	3,39	3,04	3,37	3,34	3,46	3,46	2,42	2,47	2,60	2,33	2,43	2,50	1,98	2,53	2,52

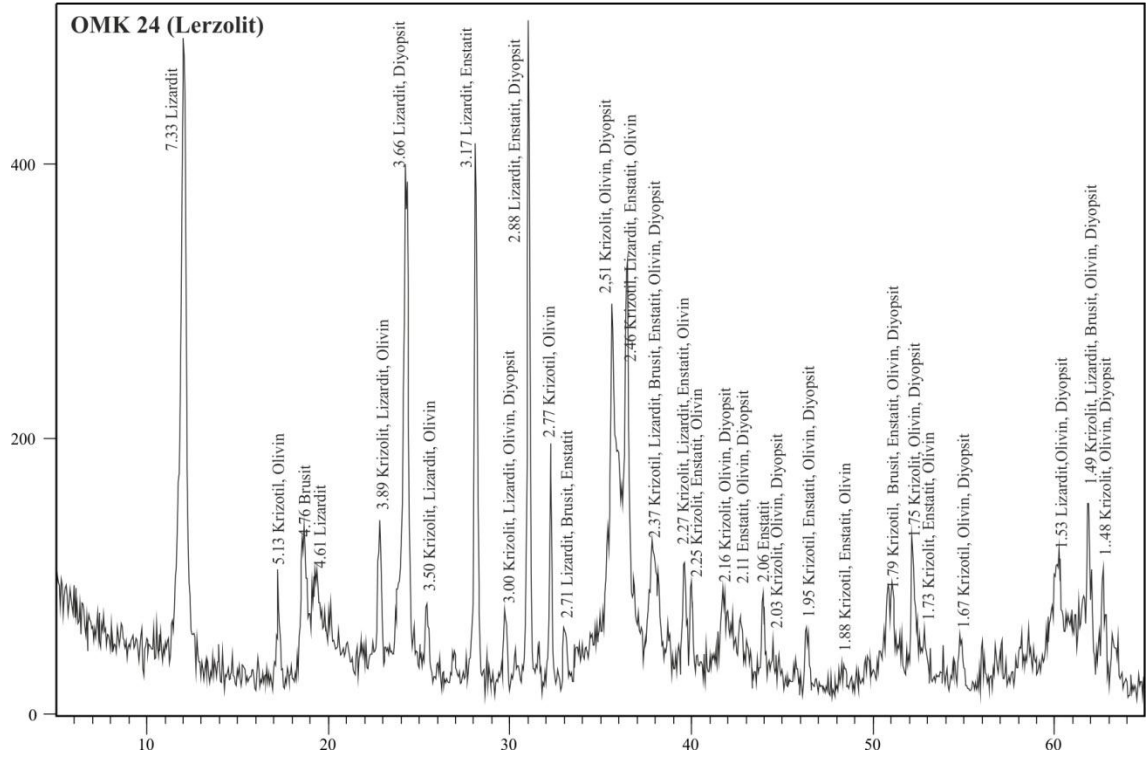
	TK496B	TK496B	TK496B	TK496B	TK496B	BTK3	BTK3	BTK3	BTK3	BTK6	BTK6	BTK6	BTK6	BTK6	BTK 11	BTK 11	BTK 11	BTK 11	BTK 11
	S	S	S	S	S	S	S	S	S	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
FeO	16,08	16,01	16,28	15,72	16,05	25,62	24,04	25,05	25,25	18,91	16,60	18,51	17,66	19,26	16,60	16,47	16,55	16,65	16,93
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	-0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	9,37	9,22	9,33	9,50	9,31	4,01	4,36	4,44	4,19	9,38	10,24	10,09	10,10	9,51	8,40	7,87	8,18	8,78	10,53
K ₂ O	0,00	-0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01
SiO ₂	0,06	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04	0,03	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	12,45	12,25	12,32	12,79	12,47	7,18	7,76	8,00	7,58	11,11	12,48	11,32	11,90	10,83	12,60	12,45	12,49	12,58	13,10
Cr ₂ O ₃	62,84	61,52	62,83	62,32	62,71	62,72	63,11	62,81	63,07	61,03	60,43	60,61	60,46	59,58	62,12	63,19	62,87	61,48	59,51
NiO	0,10	0,10	0,05	0,12	0,04	0,12	0,18	0,10	0,17	0,13	0,08	0,06	0,11	0,09	0,14	0,12	0,15	0,15	0,19
TiO ₂	0,14	0,14	0,11	0,12	0,10	0,02	0,03	0,06	0,05	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,04	0,09	0,04	0,08	0,10
Toplam	101,04	99,29	100,91	100,62	100,78	99,65	99,45	100,65	100,37	100,66	99,92	100,67	100,35	99,41	99,95	100,20	100,31	99,77	100,36
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,16	0,18	0,18	0,17	0,36	0,39	0,39	0,39	0,37	0,32	0,30	0,31	0,34	0,40
Cr	1,60	1,60	1,61	1,59	1,60	1,72	1,73	1,69	1,71	1,58	1,55	1,56	1,55	1,56	1,61	1,63	1,62	1,59	1,51
Fe ³⁺	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,11	0,09	0,11	0,11	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,08
Fe ²⁺	0,41	0,40	0,41	0,39	0,40	0,63	0,60	0,60	0,61	0,46	0,40	0,45	0,43	0,47	0,39	0,40	0,39	0,39	0,37
Mg	0,60	0,60	0,59	0,62	0,60	0,37	0,40	0,41	0,39	0,54	0,60	0,55	0,58	0,53	0,61	0,61	0,61	0,61	0,63
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,82	0,82	0,82	0,81	0,82	0,91	0,91	0,90	0,91	0,81	0,80	0,80	0,80	0,81	0,83	0,84	0,84	0,82	0,79
Mg #	0,60	0,60	0,59	0,61	0,60	0,37	0,40	0,40	0,39	0,54	0,60	0,55	0,58	0,53	0,61	0,61	0,61	0,61	0,63
Fe ²⁺ #	0,40	0,40	0,41	0,39	0,40	0,63	0,60	0,60	0,61	0,46	0,40	0,45	0,42	0,47	0,39	0,39	0,39	0,39	0,37
Fe ³⁺ #*100	1,43	1,82	1,60	1,88	1,65	5,63	4,69	5,69	5,65	2,83	2,65	2,55	2,72	3,28	3,30	2,75	2,97	3,37	4,09

	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK15	BTK27	BTK27	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33	BTK33
	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N	M	M	M	M	M	M	M	M	M
FeO	15,00	14,91	14,91	15,22	14,84	14,68	15,03	14,91	15,19	13,95	13,82	20,35	19,73	18,10	19,90	19,70	20,05	20,17	19,90	19,60
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Al₂O₃	18,89	18,28	16,85	18,40	18,14	18,15	18,35	18,39	18,83	14,02	14,35	7,10	7,14	5,52	7,20	7,14	6,85	7,00	7,07	7,02
K₂O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
SiO₂	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
MgO	14,47	14,33	14,04	14,40	14,13	14,53	14,35	14,28	14,04	14,29	14,09	11,97	12,00	11,48	11,99	12,12	11,92	12,00	11,71	11,71
Cr₂O₃	51,63	52,35	53,94	51,91	52,40	53,26	52,13	52,20	51,95	57,07	57,70	60,13	60,59	64,50	60,41	60,90	60,94	60,62	60,81	60,93
NiO	0,09	0,11	0,09	0,13	0,13	0,07	0,14	0,10	0,12	0,08	0,10	0,14	0,15	0,07	0,22	0,14	0,14	0,07	0,17	0,11
TiO₂	0,16	0,16	0,11	0,13	0,15	0,15	0,14	0,14	0,17	0,14	0,17	0,08	0,11	0,05	0,08	0,05	0,07	0,09	0,13	0,09
Toplam	100,28	100,19	99,97	100,18	99,74	100,82	100,17	100,00	100,23	99,55	100,23	99,81	99,68	99,74	99,85	100,04	99,98	100,01	99,76	99,48
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,69	0,67	0,62	0,67	0,67	0,66	0,67	0,67	0,69	0,52	0,53	0,28	0,28	0,22	0,28	0,28	0,27	0,27	0,28	0,27
Cr	1,26	1,28	1,33	1,27	1,29	1,29	1,28	1,28	1,27	1,43	1,44	1,57	1,58	1,70	1,58	1,58	1,59	1,58	1,59	1,60
Fe³⁺	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,15	0,13	0,08	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12
Fe²⁺	0,34	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,34	0,34	0,36	0,33	0,34	0,41	0,41	0,43	0,41	0,41	0,41	0,41	0,43	0,42
Mg	0,67	0,66	0,65	0,66	0,66	0,67	0,66	0,66	0,65	0,67	0,66	0,59	0,59	0,57	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,58
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	0,65	0,66	0,68	0,65	0,66	0,66	0,66	0,66	0,65	0,73	0,73	0,85	0,85	0,89	0,85	0,85	0,86	0,85	0,85	0,85
Mg #	0,66	0,66	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,66	0,64	0,67	0,66	0,59	0,59	0,57	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,58
Fe²⁺ #	0,34	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,34	0,34	0,36	0,33	0,34	0,41	0,41	0,43	0,41	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42
Fe³⁺ #*100	2,39	2,14	2,07	2,71	1,93	1,99	2,38	2,15	1,79	2,04	1,10	7,50	6,70	3,79	6,91	6,79	6,96	7,12	6,28	6,06

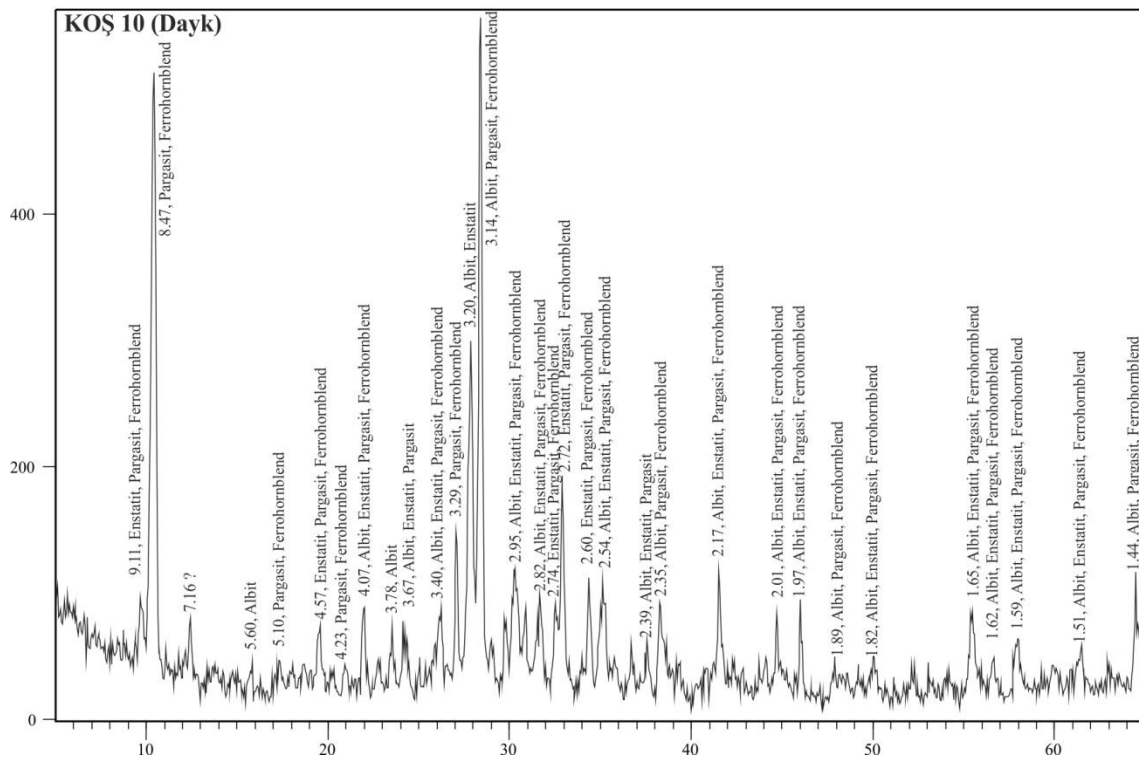
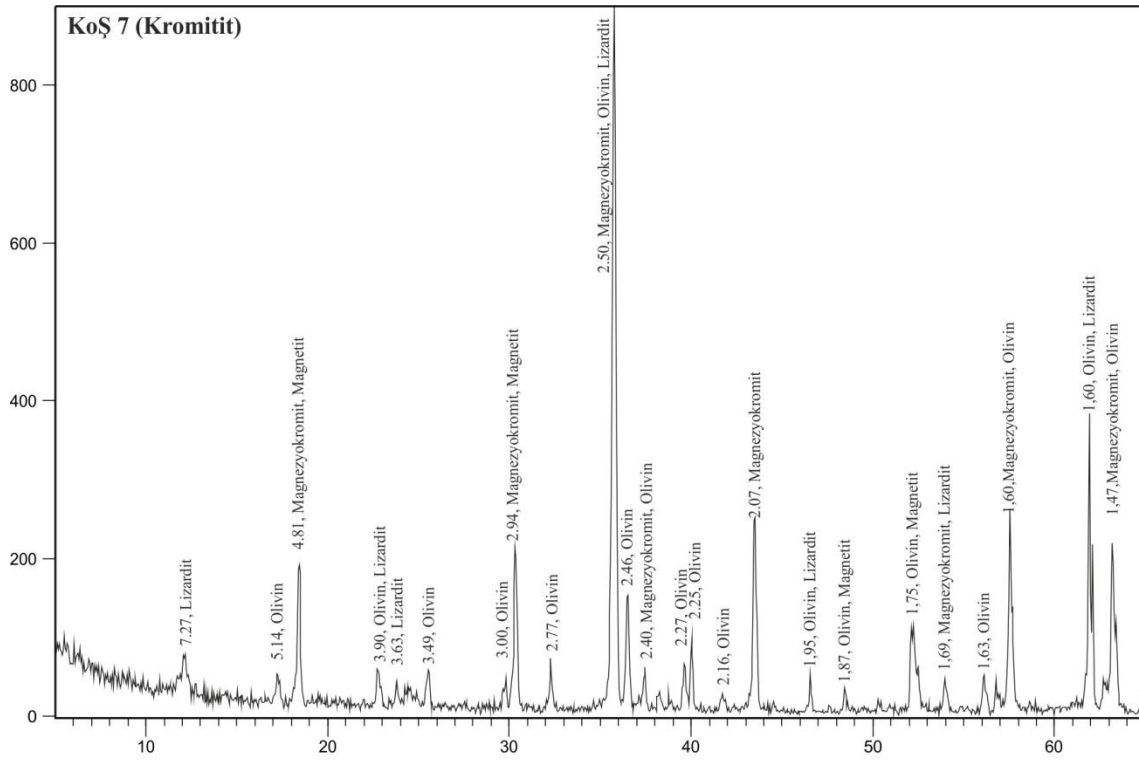
**EK – 3. BATI ORHANELİ KROMİT YATAKLARINA AİT
ÖRNEKLERİN XRD ANALİZ SONUÇLARI**

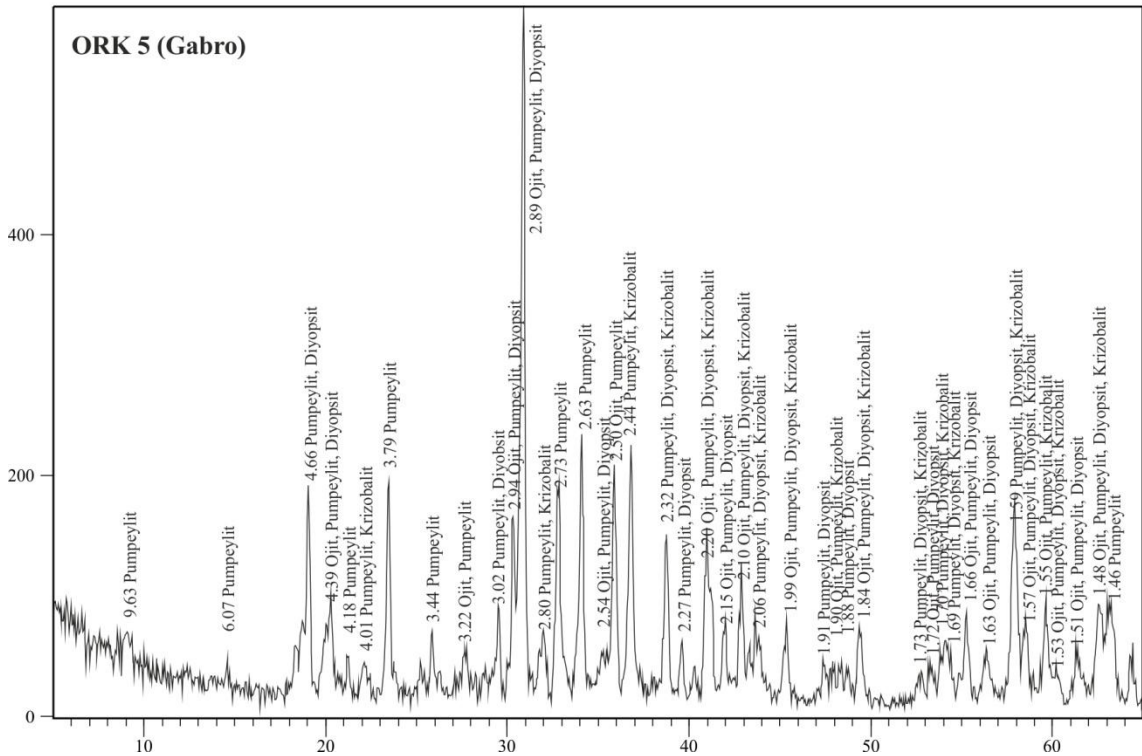
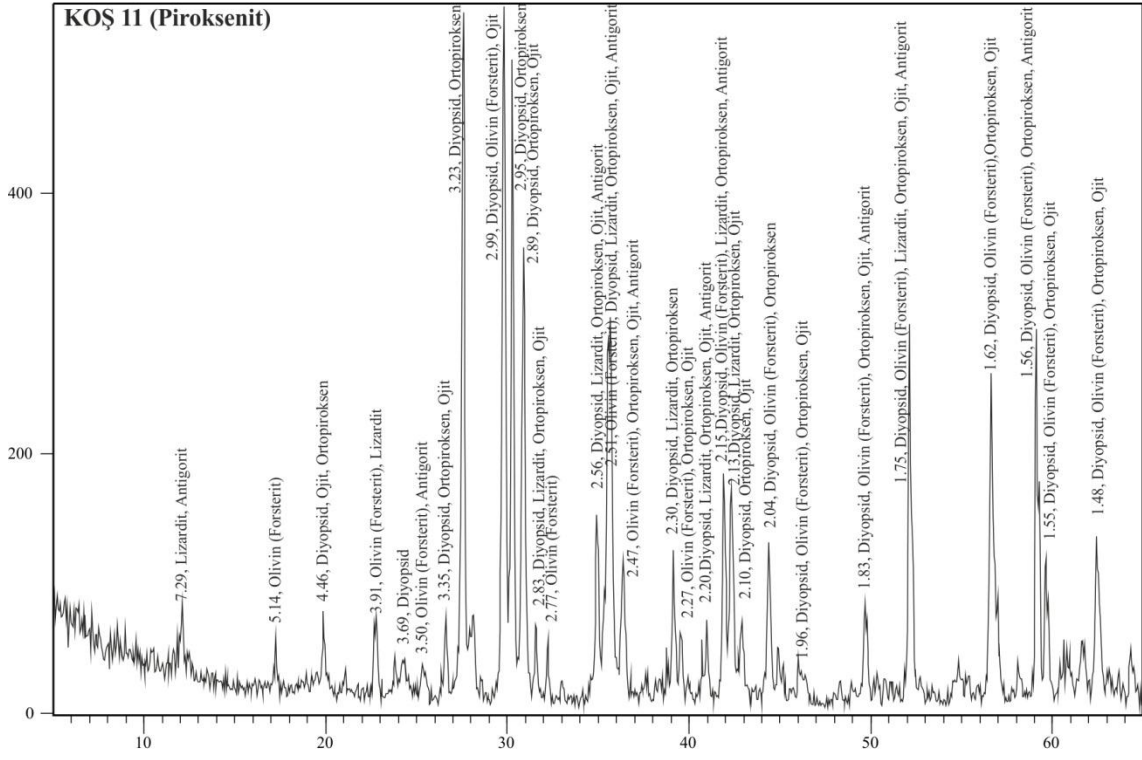


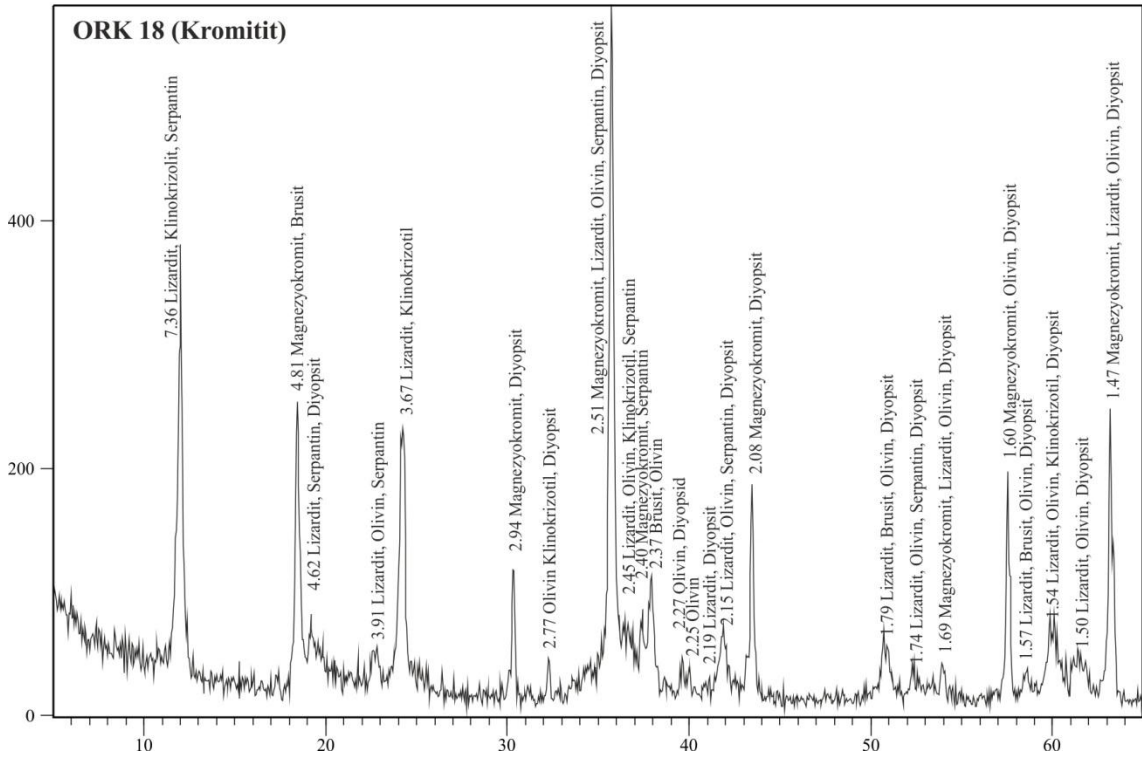
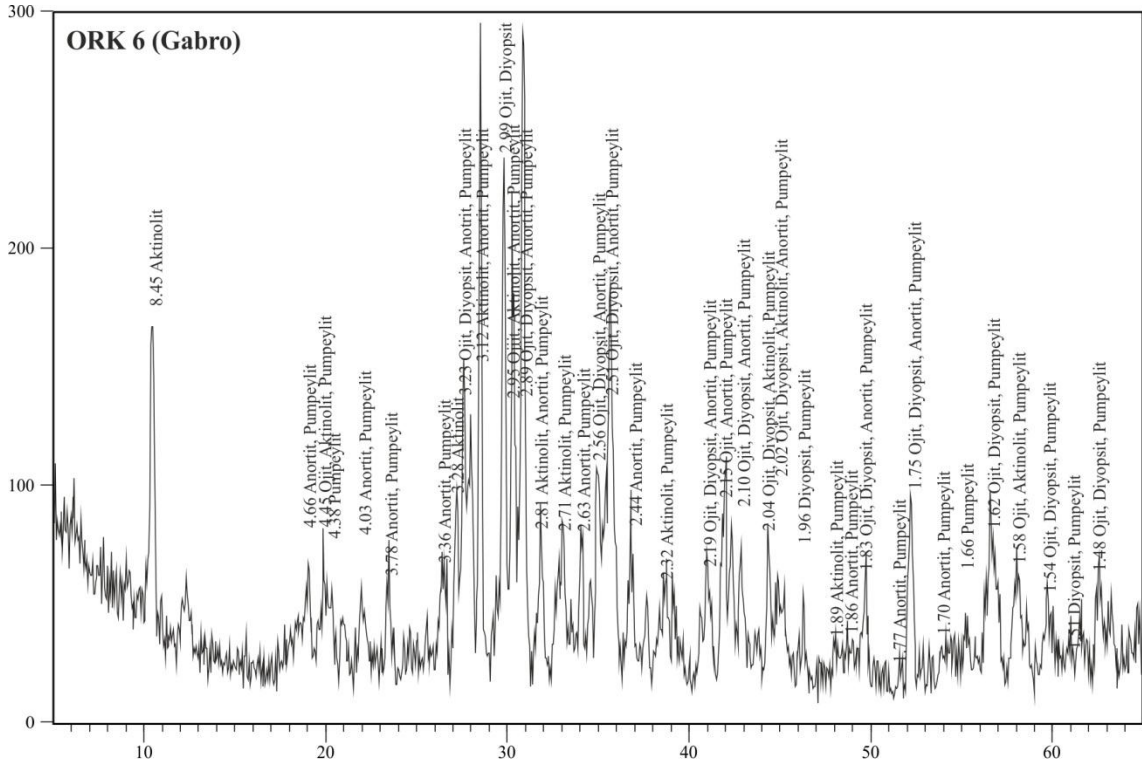




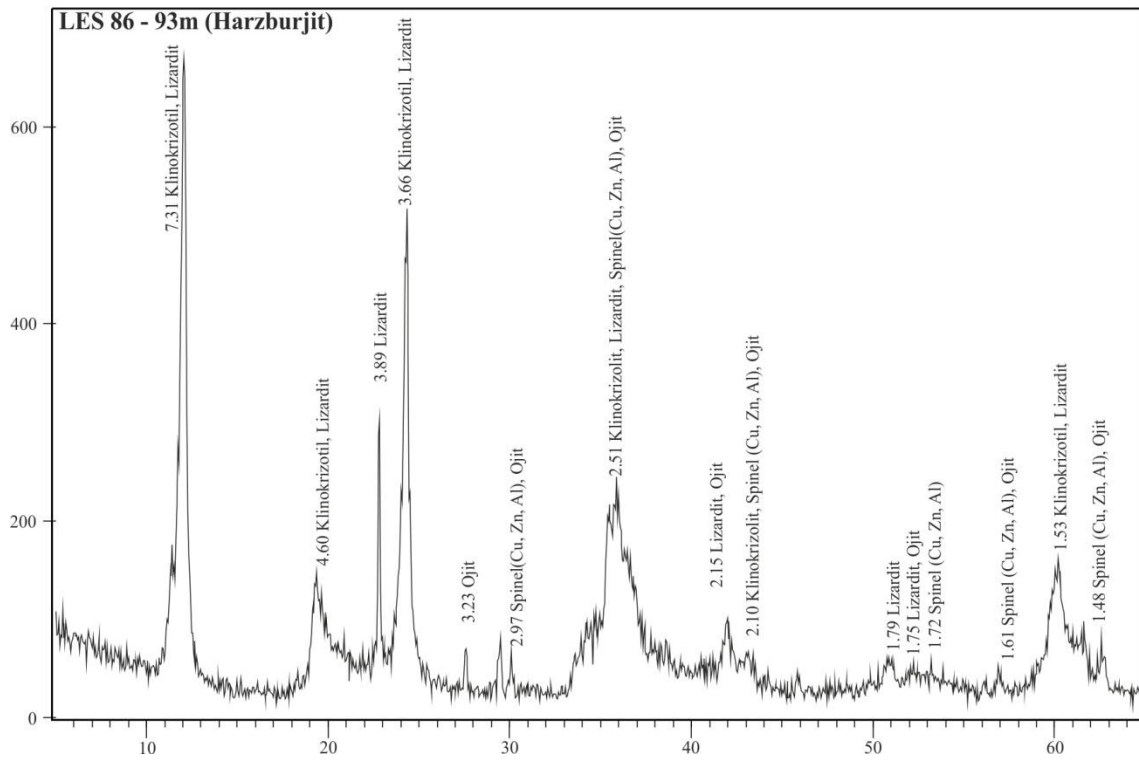
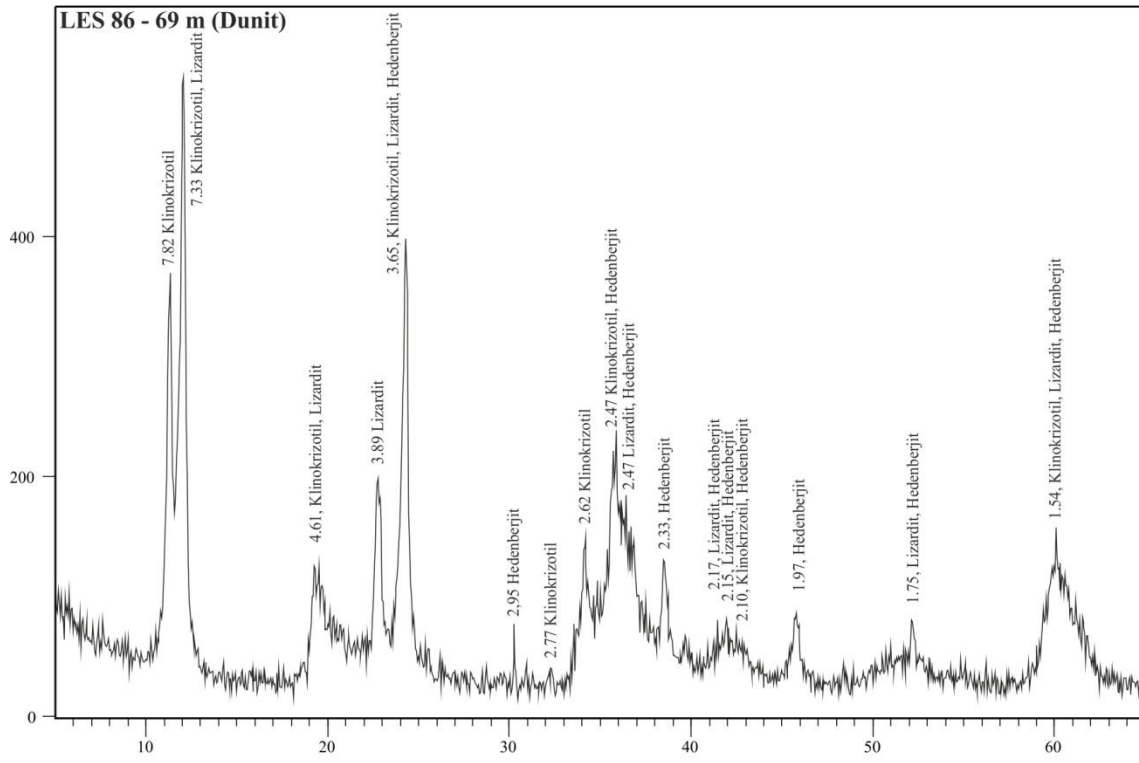
**EK – 4. DOĞU ORHANELİ BATI ORHANELİ KROMİT
YATAKLARINA AİT ÖRNEKLERİN XRD ANALİZ SONUÇLARI**

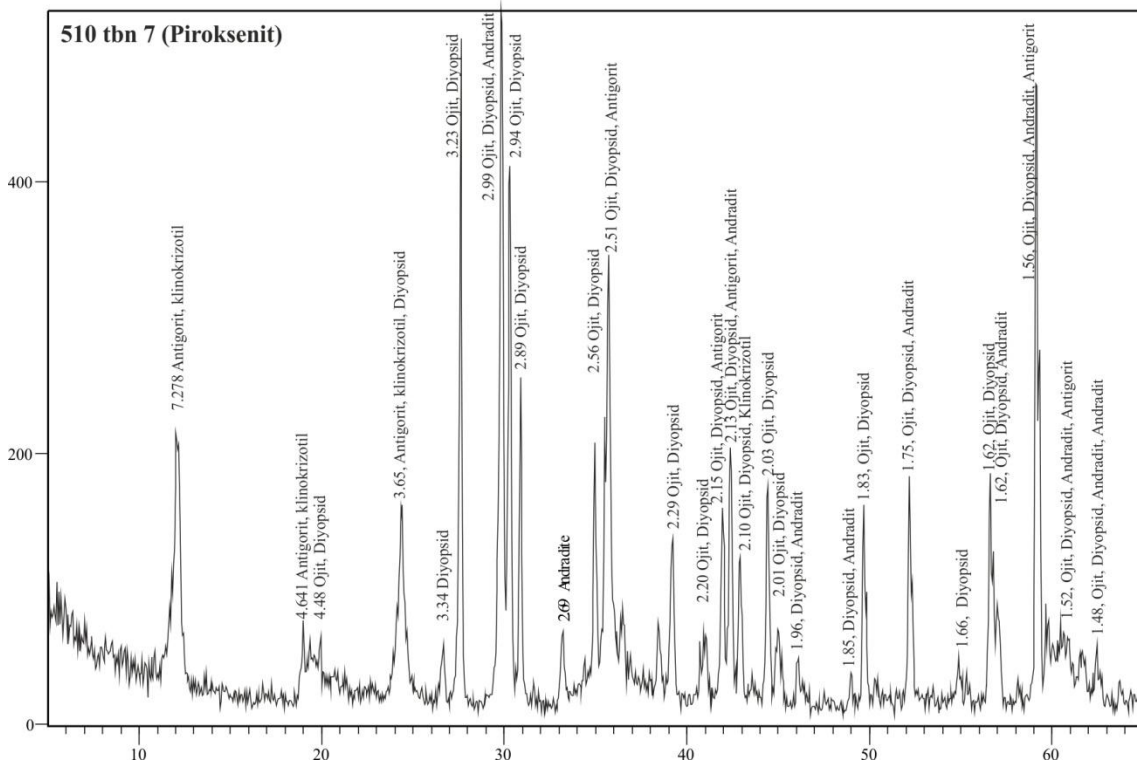
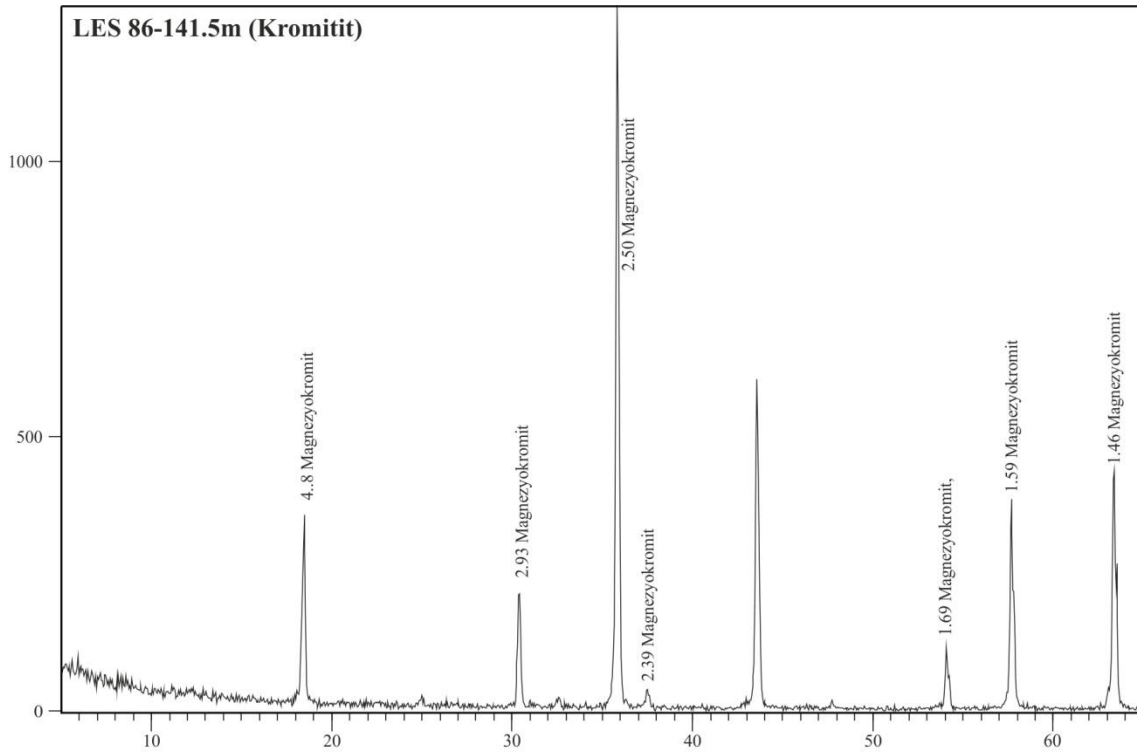


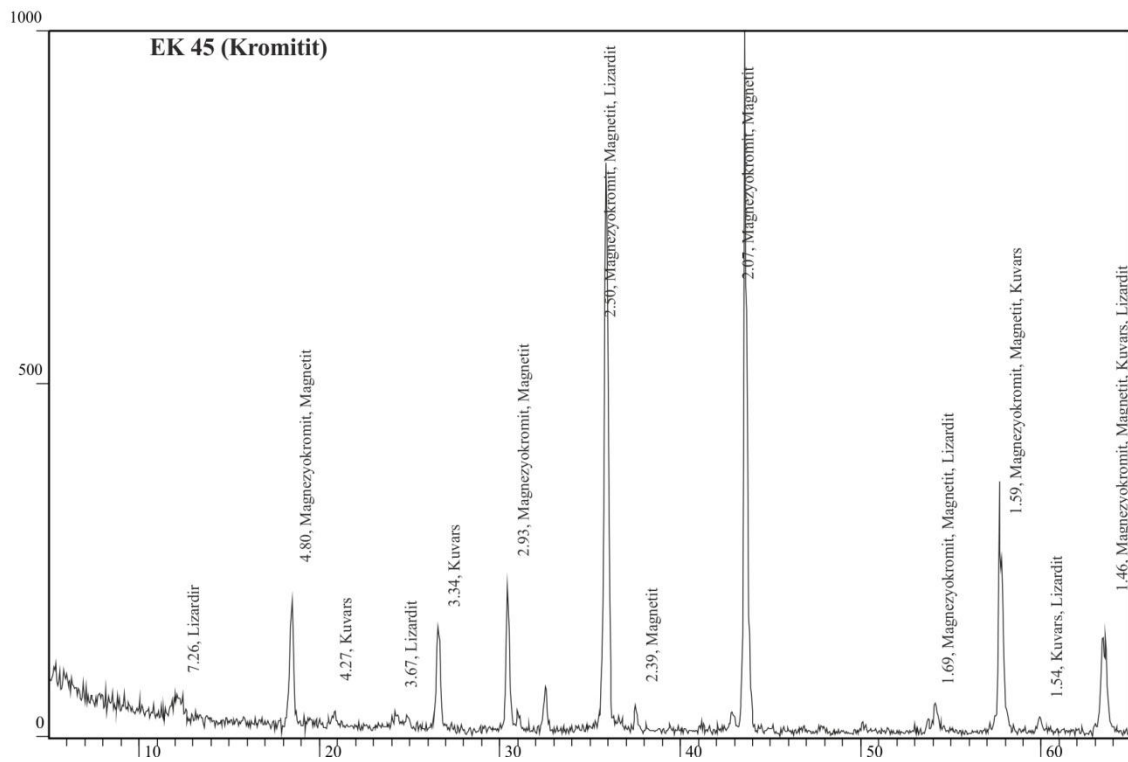
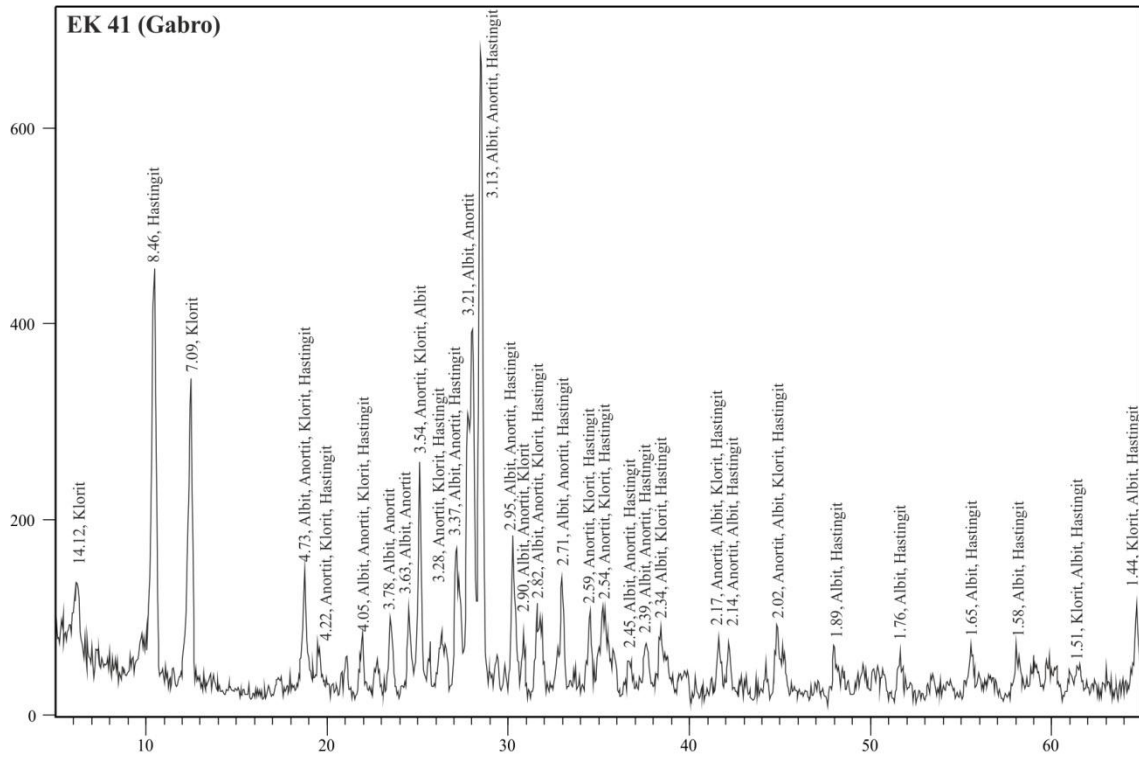


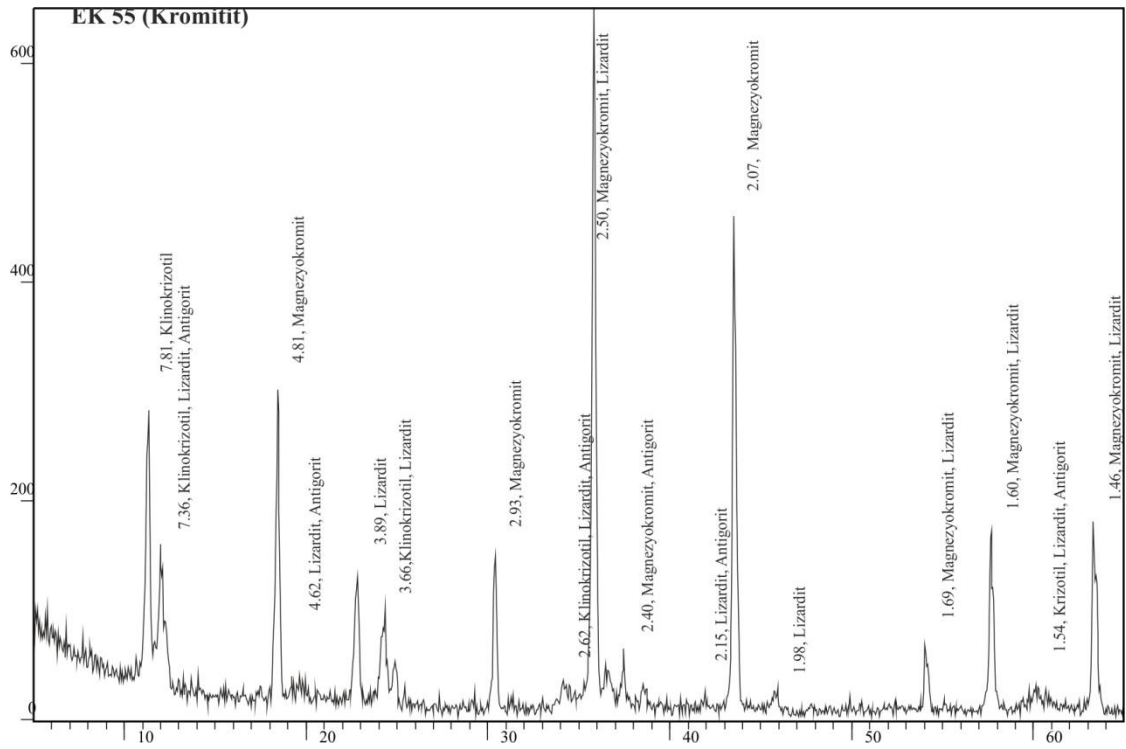


**EK – 5 KAVAK KROMİT YATAKLARINA AİT ÖRNEKLERİN XRD
ANALİZ SONUÇLARI**

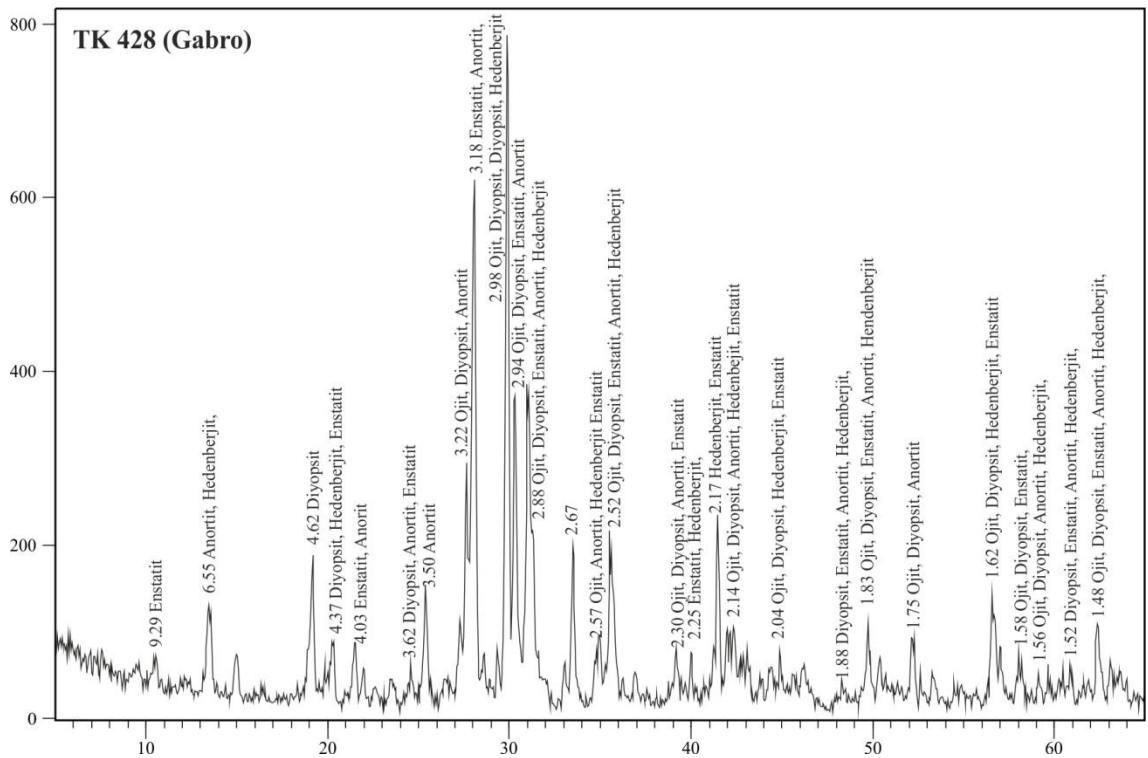
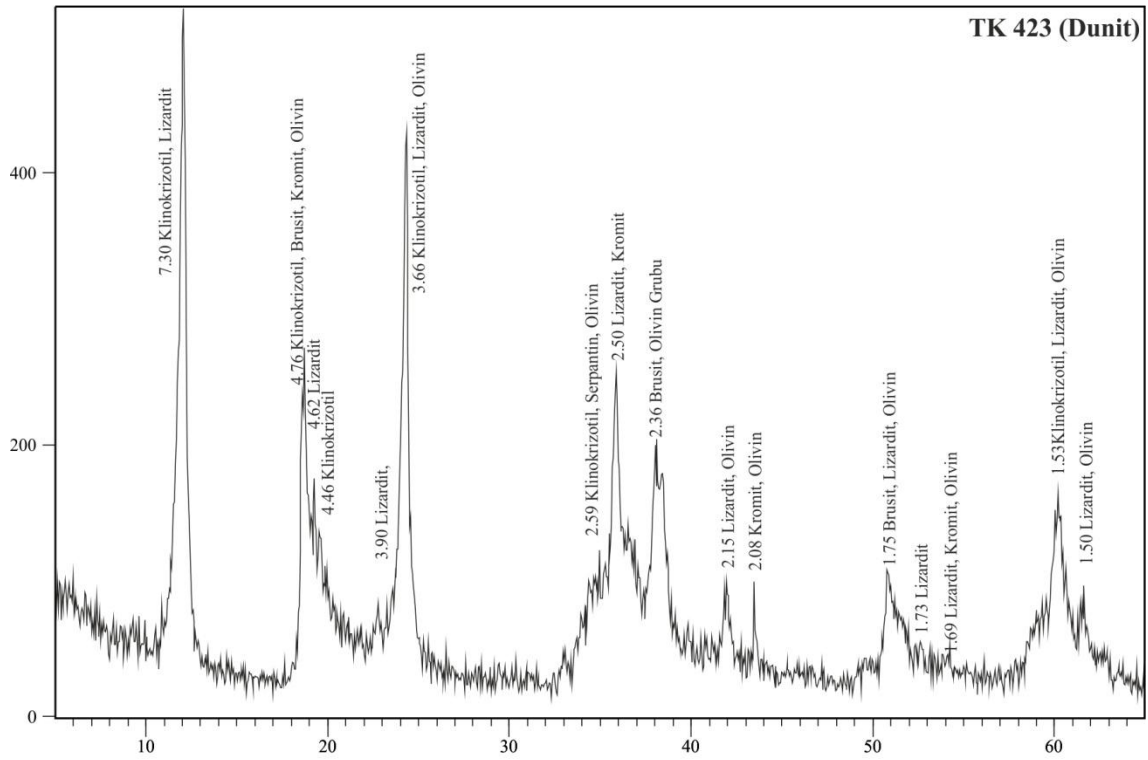


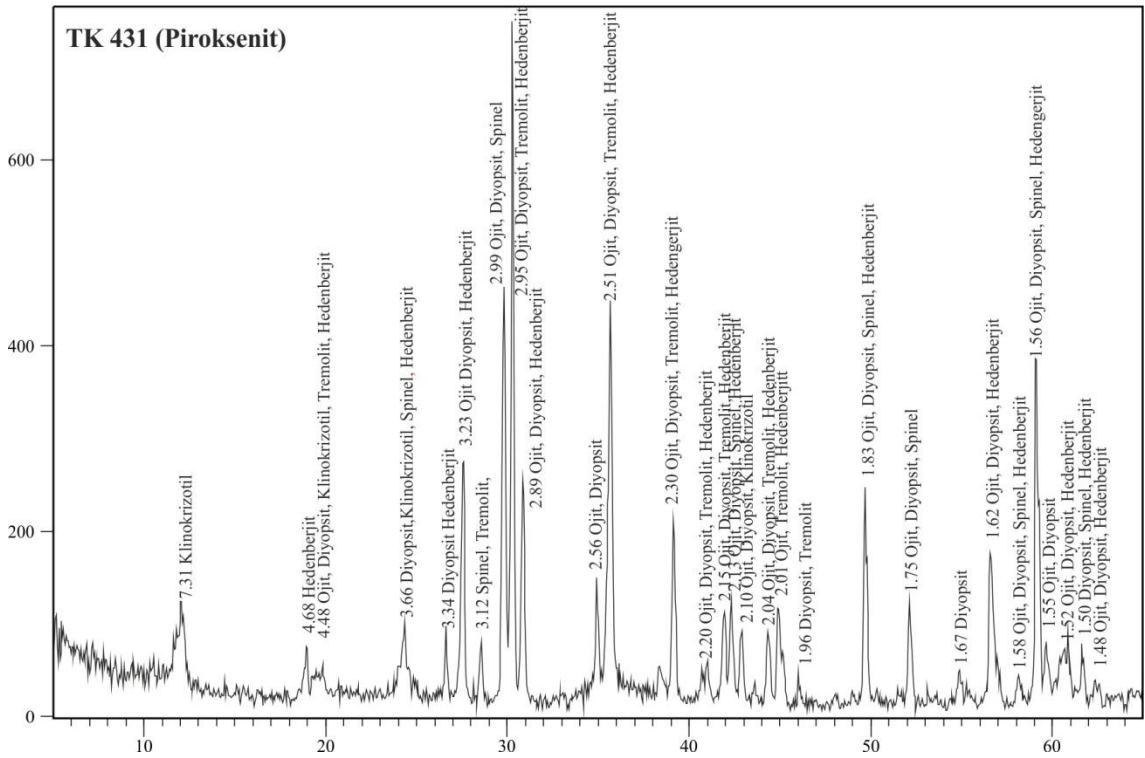
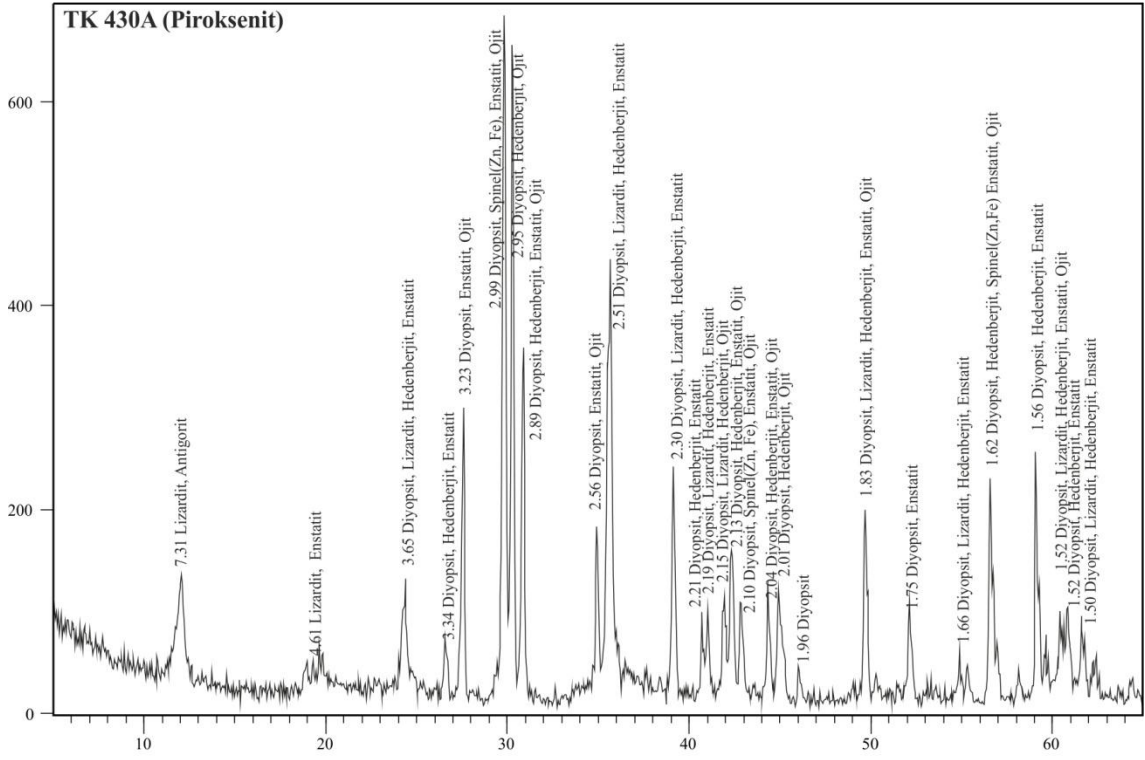


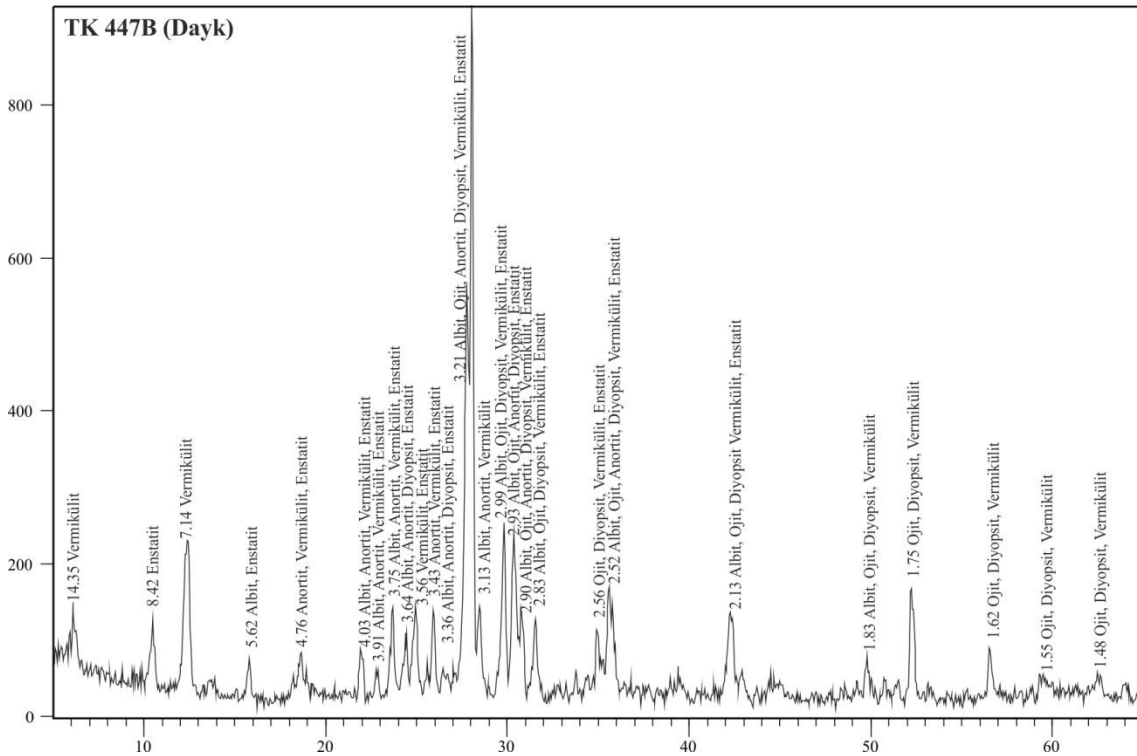
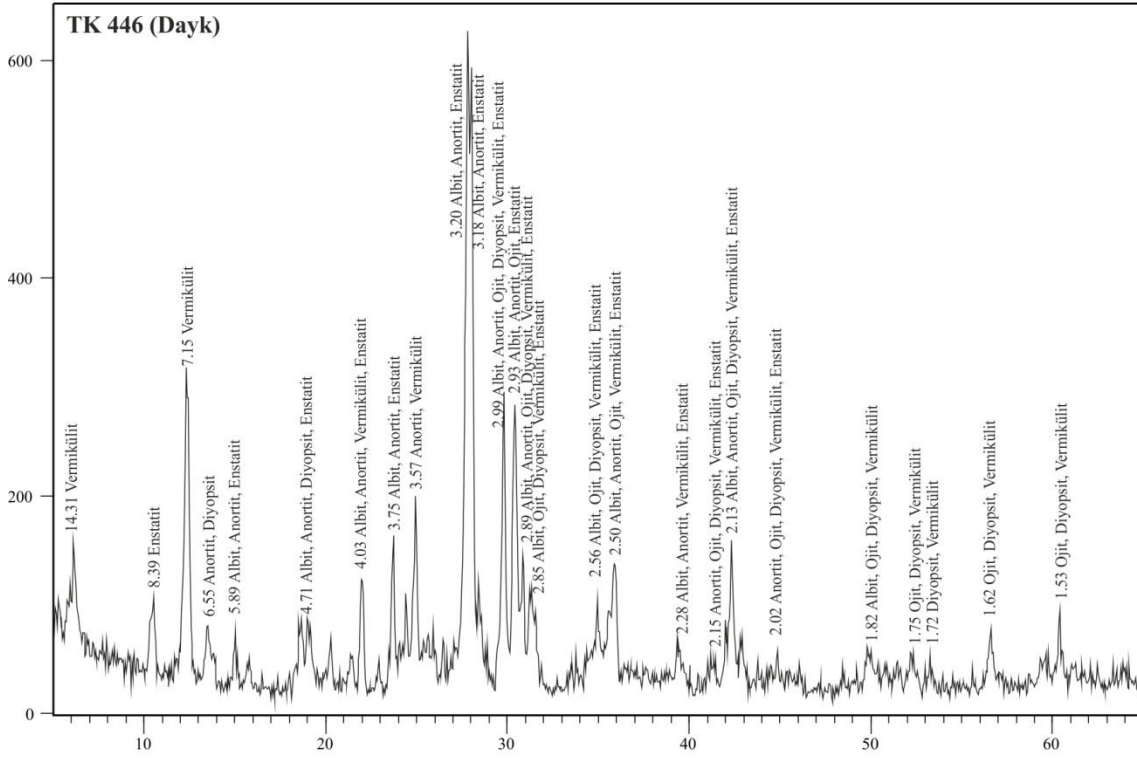


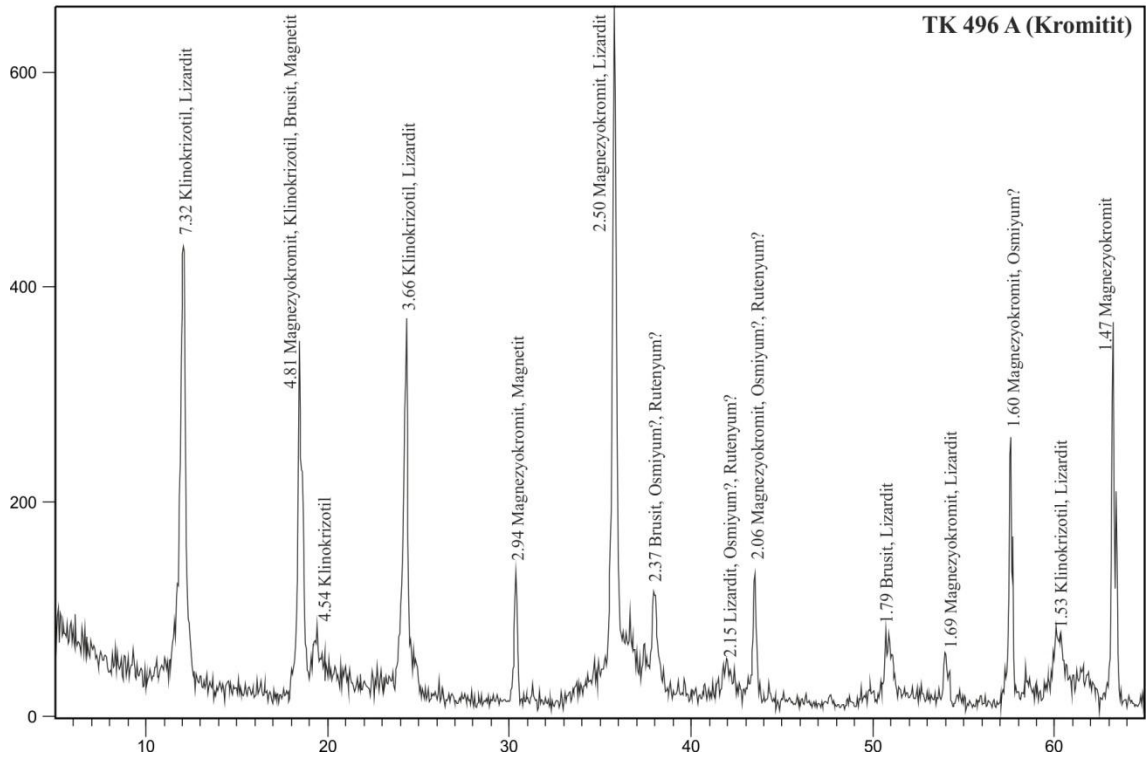
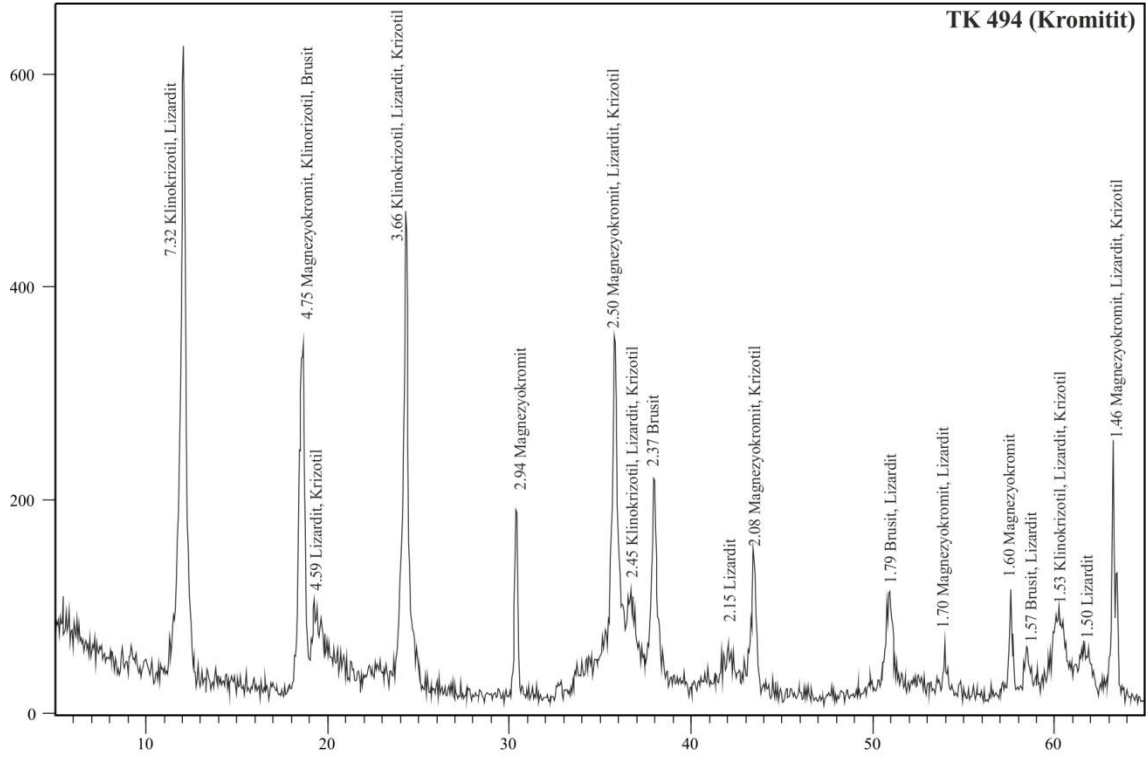


**EK – 6 GÖKARIK KROMİT YATAKLARINA AİT ÖRNEKLERİN
XRD ANALİZ SONUÇLARI**

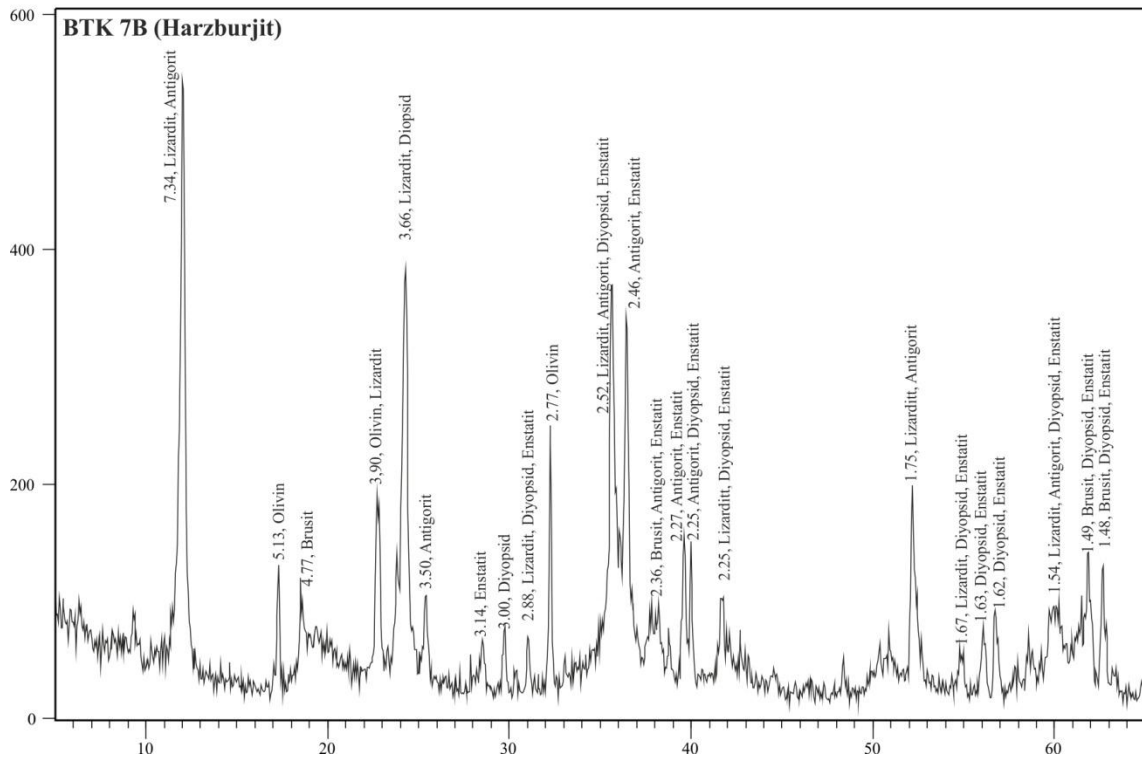
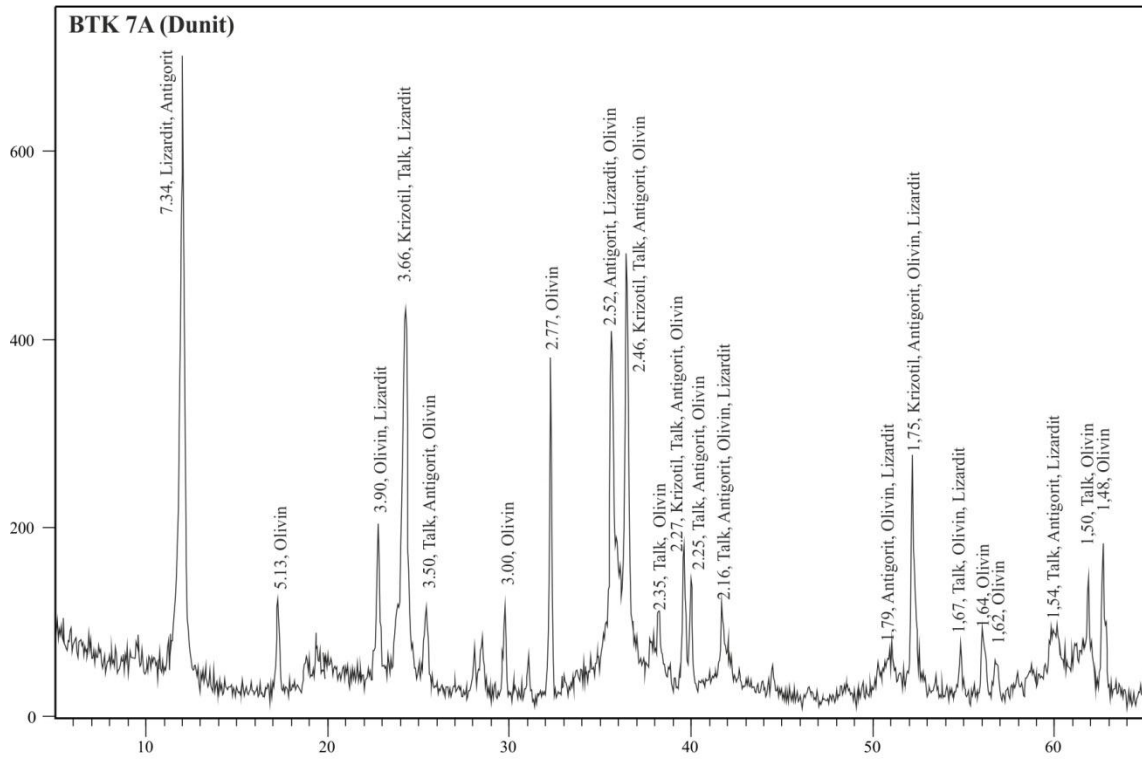


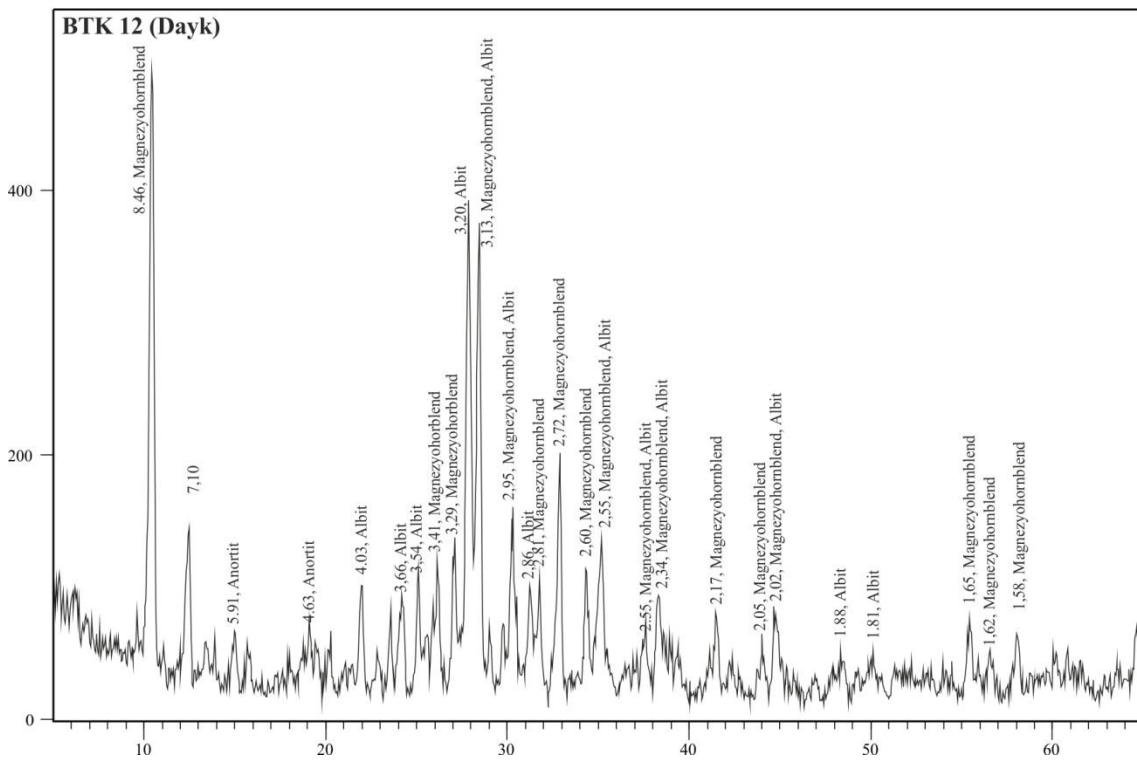
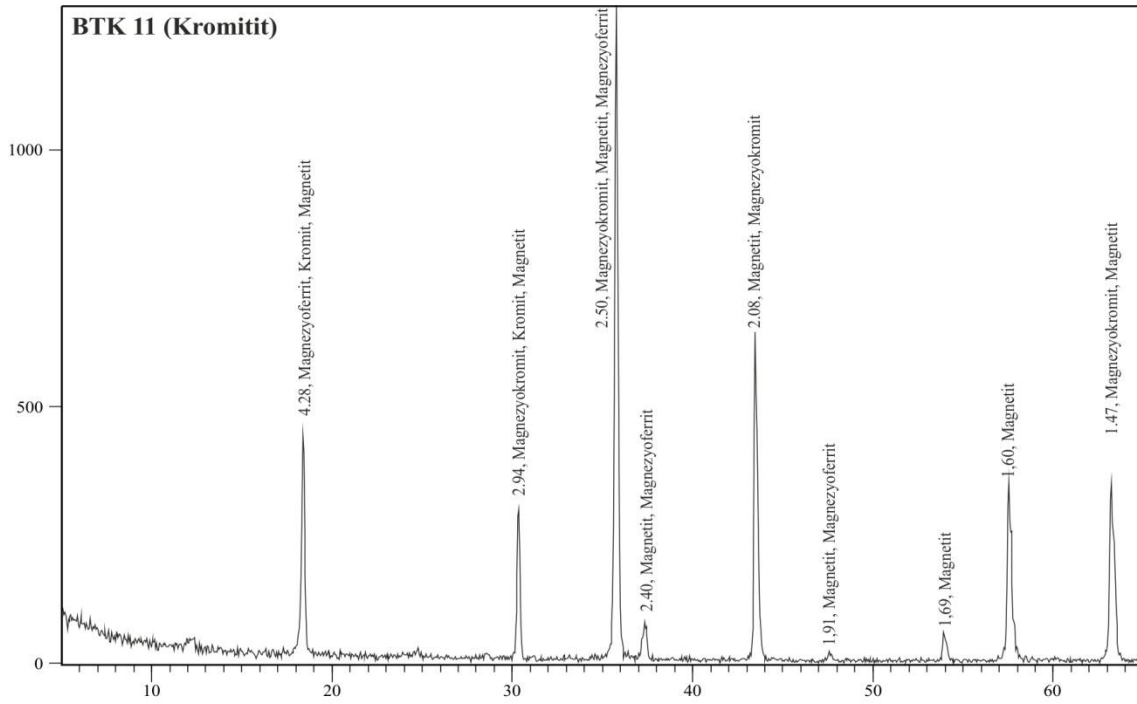


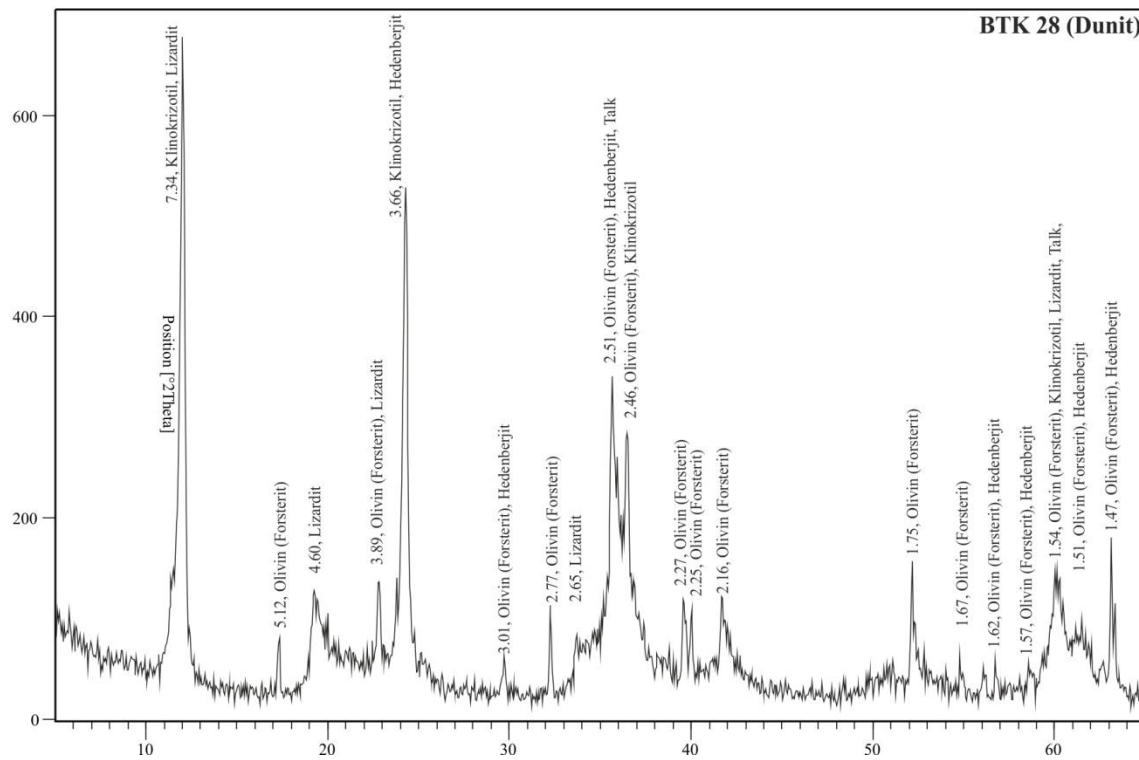
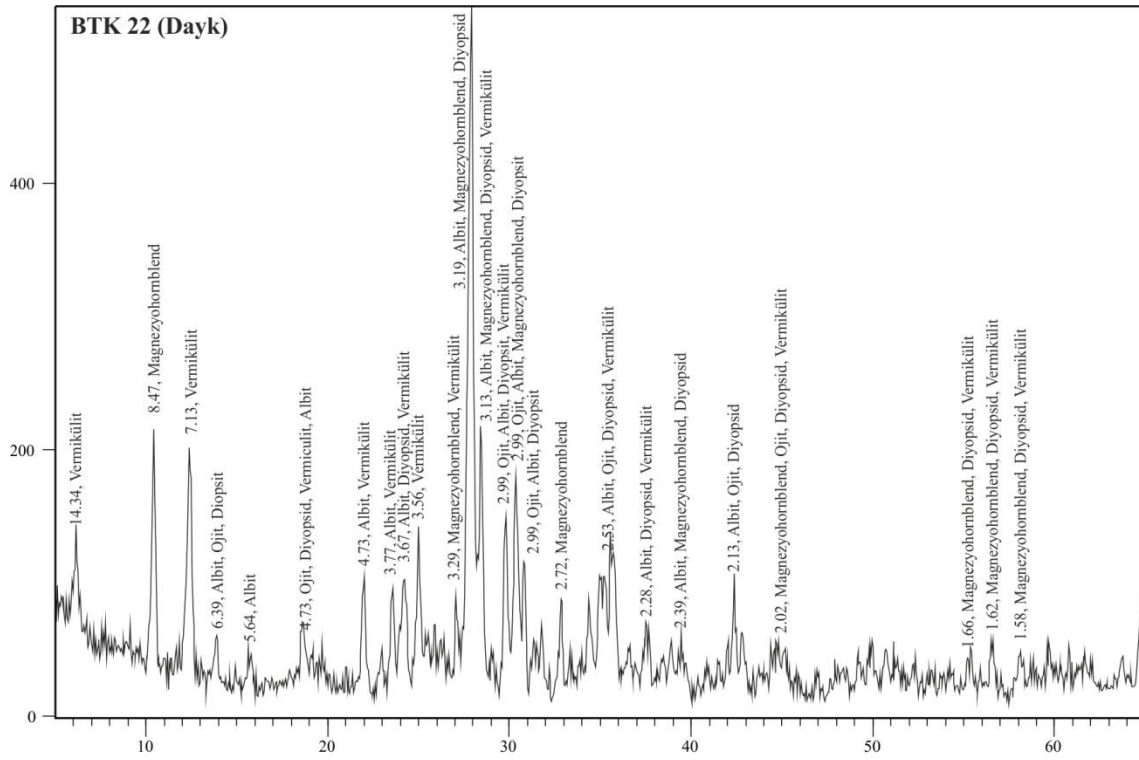


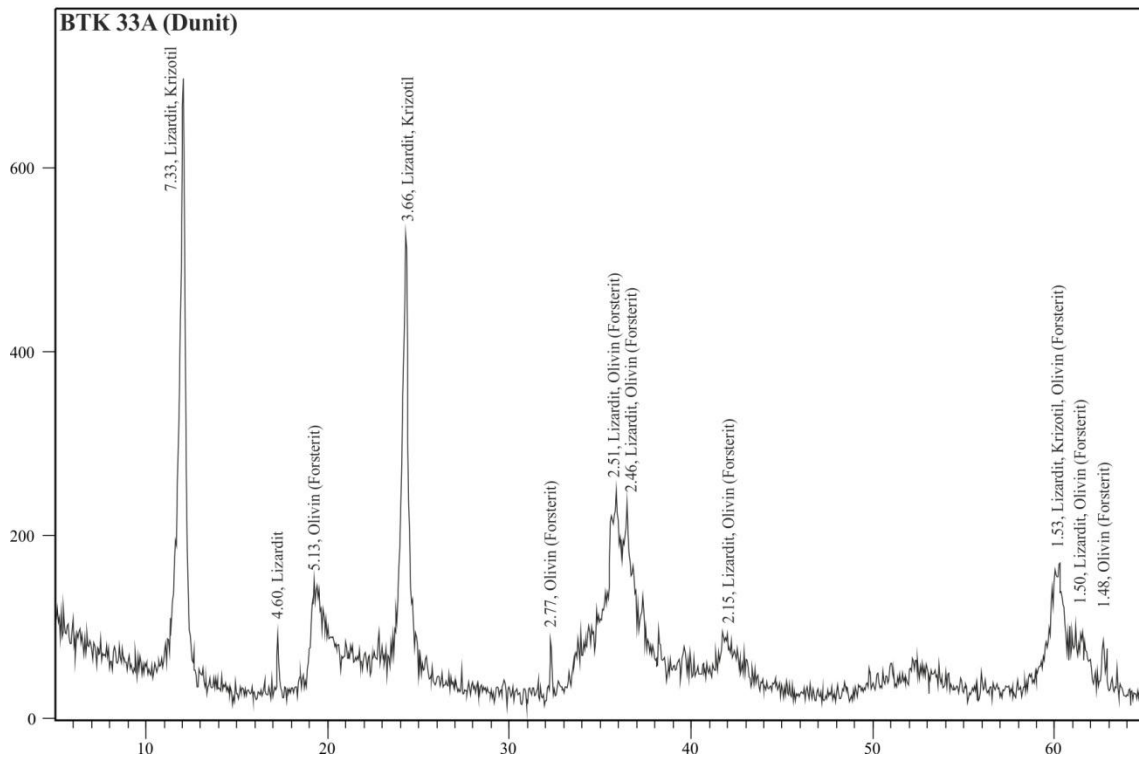
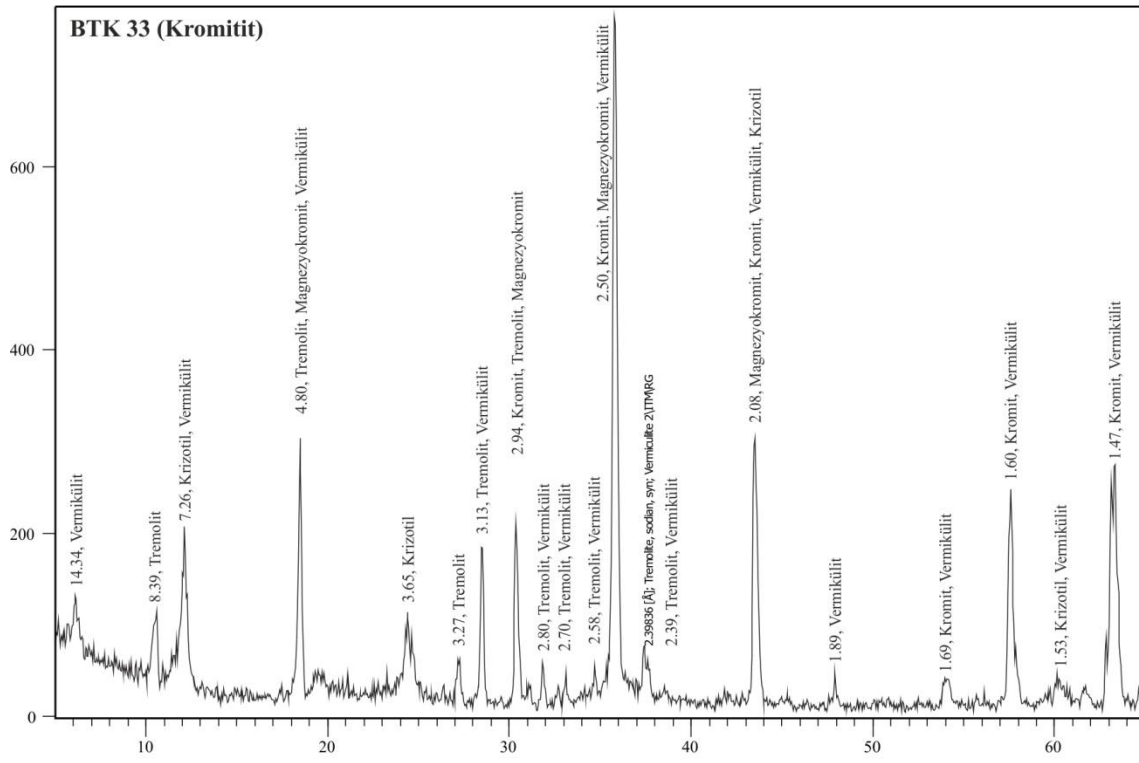


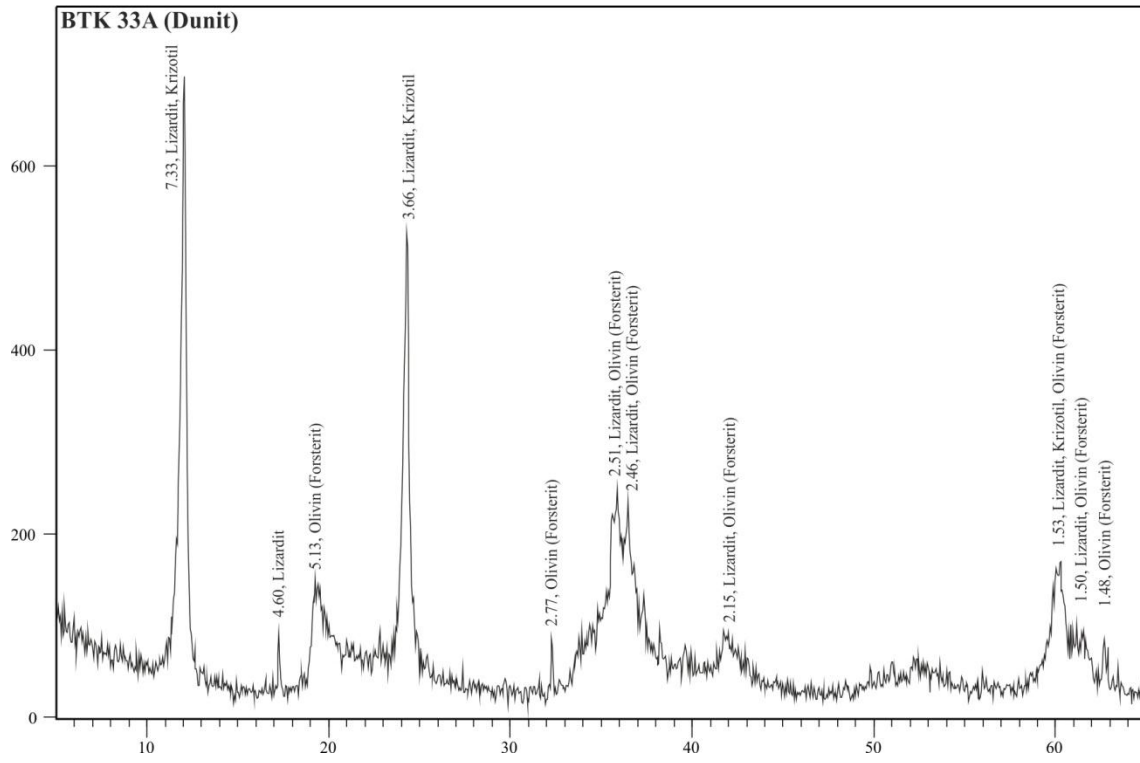
**EK – 7 BEYAĞAÇ KROMİT YATAKLARINA AİT ÖRNEKLERİN
XRD ANALİZ SONUÇLARI**







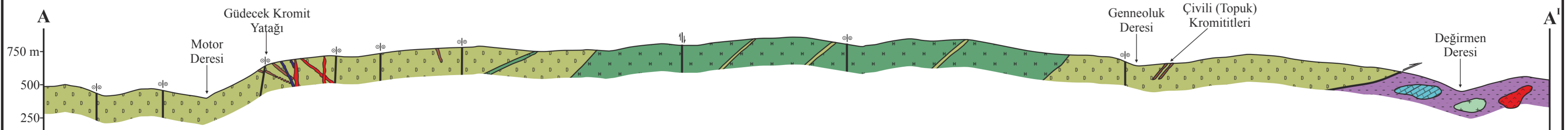
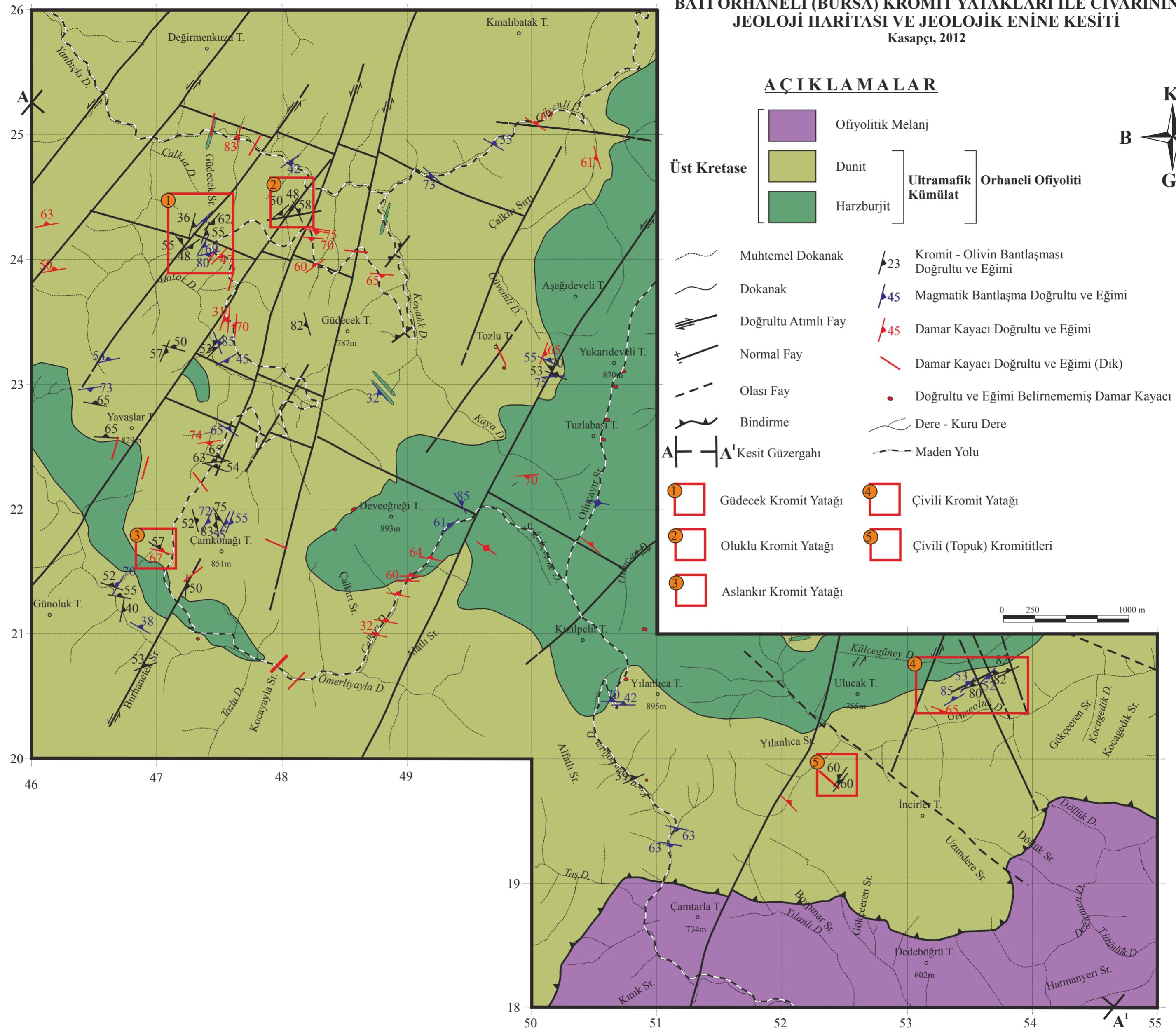




**EK – 8 BATI ORHANELİ (BURSA) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ
JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ**

BATI ORHANELİ (BURSA) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ

Kasapçı, 2012

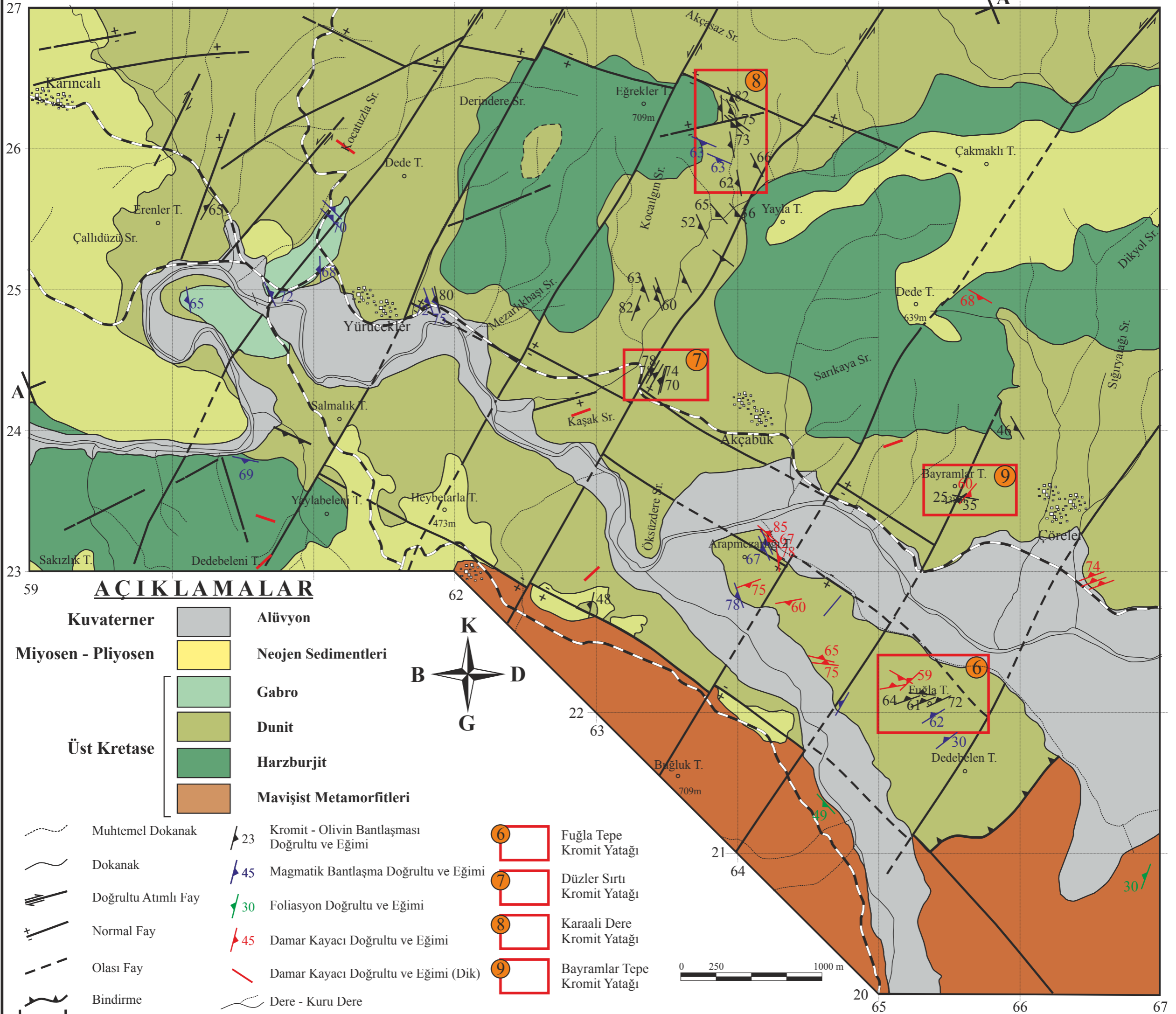


**EK – 9. DOĞU ORHANELİ (BURSA) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ
JEOLOJİ HARİTASI VE JEOLOJİK ENİNE KESİTİ**

DOĞU ORHANELİ (BURSA) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ

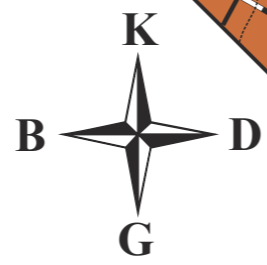
EK- 9

Kasapçı, 2012



AÇIKLAMALAR

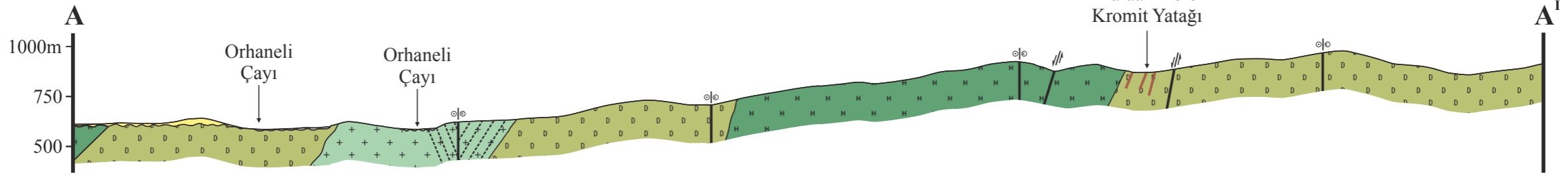
- | | | |
|---------------------------|--|------------------------|
| Kuvaterner | | Alüvyon |
| Miyosen - Pliyosen | | Neojen Sedimentleri |
| Üst Kretase | | Gabro |
| | | Dunit |
| | | Harzburjit |
| | | Mavişist Metamorfileri |
-
- | | | | |
|--|---------------------|--|-----------------------------------------------|
| | Muhtemel Dokanak | | Kromit - Olivin Bantlaşması Doğrultu ve Eğimi |
| | Dokanak | | Magmatik Bantlaşma Doğrultu ve Eğimi |
| | Doğrultu Atımlı Fay | | Foliasyon Doğrultu ve Eğimi |
| | Normal Fay | | Damar Kayacı Doğrultu ve Eğimi |
| | Olası Fay | | Damar Kayacı Doğrultu ve Eğimi (Dik) |
| | Bindirme | | Dere - Kuru Dere |



- | | |
|--|------------------------------|
| | Fuğla Tepe Kromit Yatağı |
| | Düzler Sırtı Kromit Yatağı |
| | Karaali Dere Kromit Yatağı |
| | Bayramlar Tepe Kromit Yatağı |



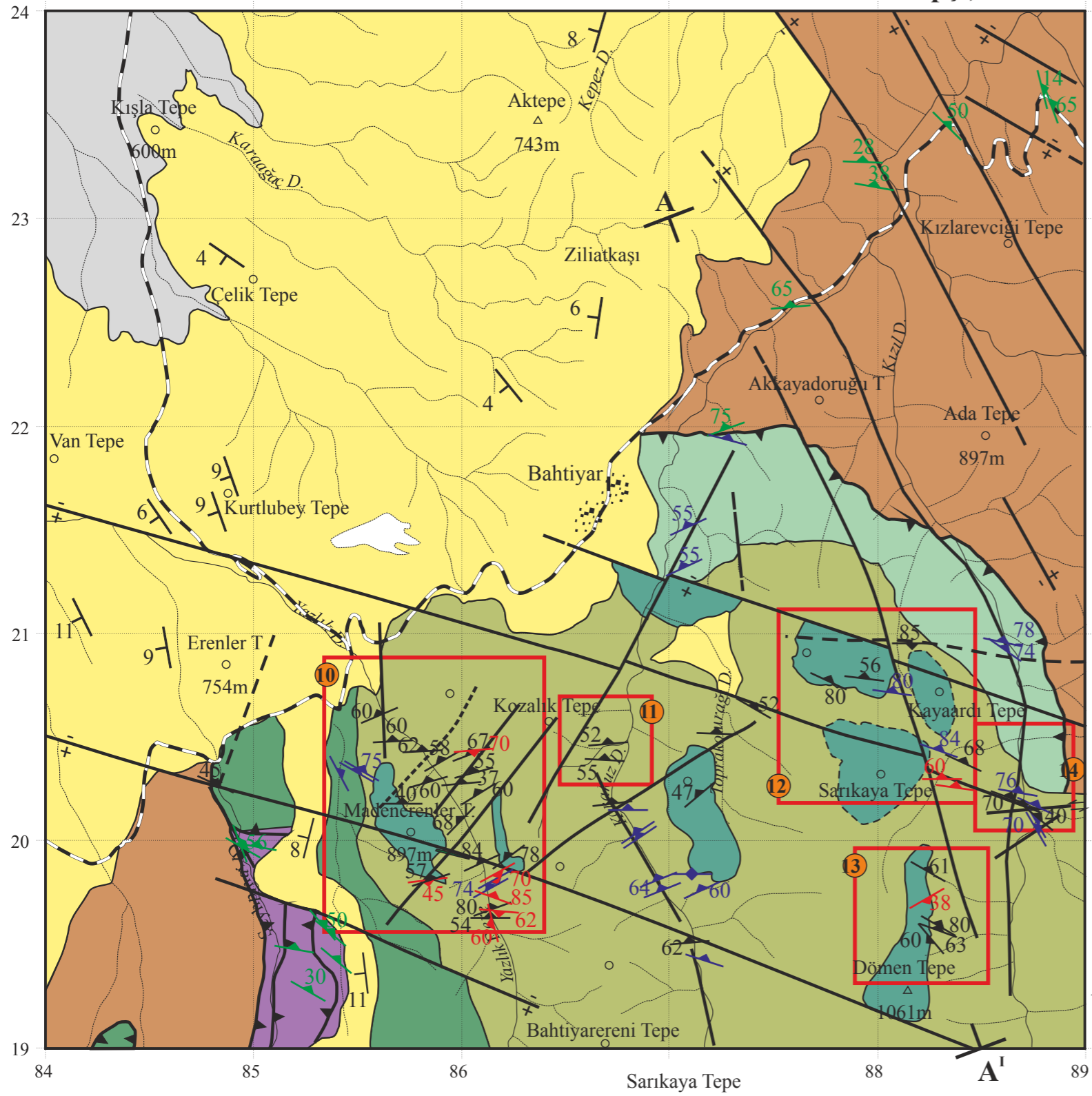
A—A' Kesit Güzergahı



**EK – 10. KAVAK (BAHTİYAR KÖYÜ-MİHALIÇÇIK-ESKİŞEHİR) KROMİT
YATAKLARI İLE CİVARININ JEOLojİ HARİTASI VE JEOLojİK ENİNE
KESİTİ**

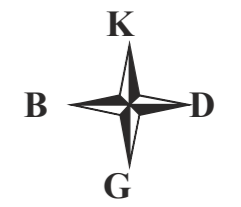
KAVAK (BAHTIYAR KÖYÜ- MIHALIÇÇIK - ESKİŞEHİR) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ JEOLOJİ HARİTASI VE JEOLojİK ENİNE KESİTİ

Kasapçı, 2012



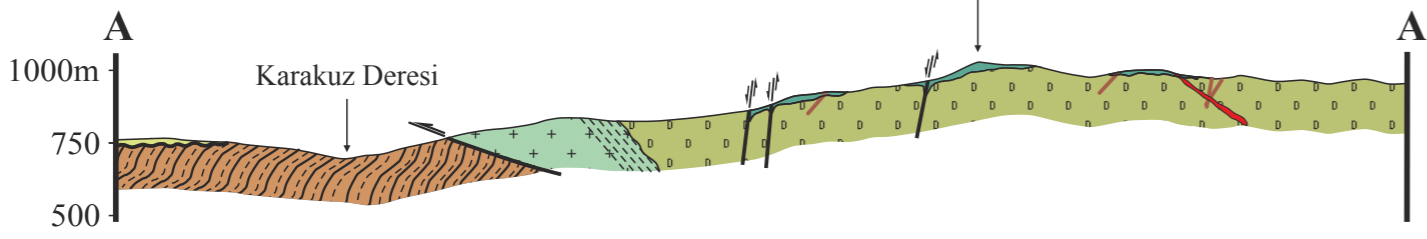
AÇIKLAMALAR

Kuvaterner		Alüvyon
Miyosen		Gösel Çökeller
		Silisleşmiş Dunit
Üst Kretase		Ofiyolitik Melanj
		Gabro
		Dunit
		Harzburjit
		Mavişist Metamorfitleri



	Muhtemel Dokanak		Kromit - Olivin Bantlaşması Doğrultu ve Eğimi
	Dokanak		Magmatik Bantlaşma Doğrultu ve Eğimi
	Doğrultu Atımlı Fay		Foliasyon Doğrultu ve Eğimi
	Normal Fay		Piroksenit Damarı Doğrultu ve Eğimi
	Olası Fay		Tabaka Doğrultu ve Eğimi
	Bindirme Fayı		Dere - Kuru Dere
	A-A' Kesit Güzergahı		Yerleşim Alanı

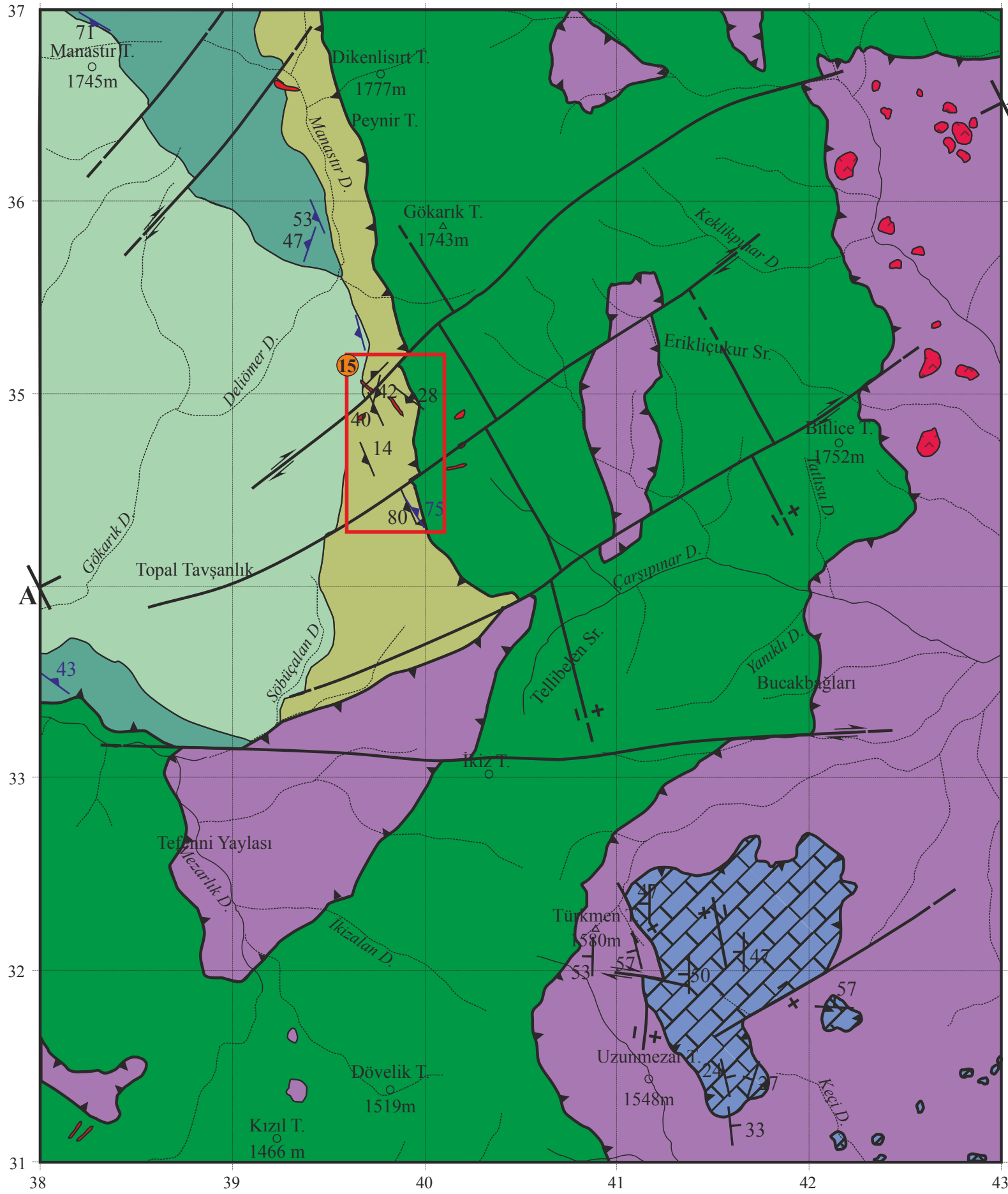
	Kavak Kromit Yatağı		Kayaardı Tepe Kromit Yatağı		Kızıl Dere Kromititleri
	Karakuz Dere Kromit Yatağı		Dömen Tepe Kromit Yatağı		



**EK – 11 GÖKARIK (TEFENNİ-BURDUR) KROMİT YATAĞI İLE CİVARININ
JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ**

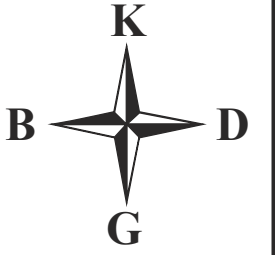
GÖKARIK (TEFENNİ - BURDUR) KROMİT YATAĞI İLE CİVARININ JEOLojİ HARİTASI VE JEOLojİK ENİNE KESİTİ

EK-11



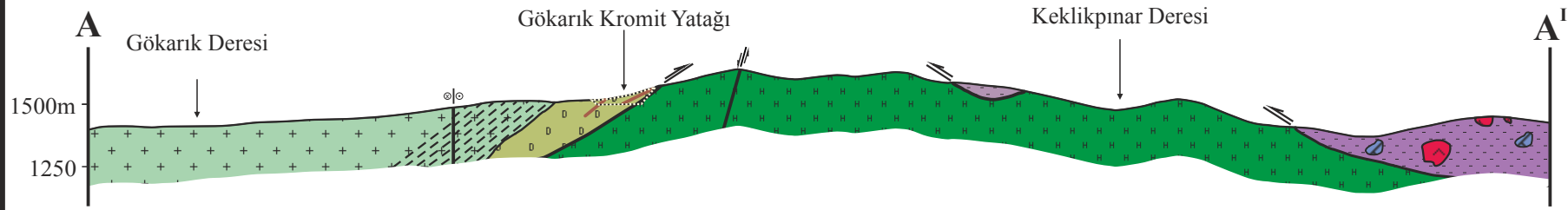
AÇIKLAMALAR

- | | |
|--|--------------------------------------------------|
| | Beyköy Melanji
(Kireçtaşı, diyabaz, çört) |
| | Diyabaz - Mikrogabro |
| | Gabro |
| | Klinopiroksenit - Verlit |
| | Dunit |
| | Tektonit Harzburjit |
| | Muhtemel Dokanak |
| | Dokanak |
| | Doğrultu Atımlı Fay |
| | Normal Fay |
| | Bindirme Fayı |
| | Kromit - Olivin Bantlaşması
Doğrultu ve Eğimi |
| | Magmatik Bantlaşma Doğrultu ve Eğimi |
| | Tabaka Doğrultu ve Eğimi |
| | Dere - Kuru Dere |
| | Yerleşim Alanı |
| | GökariK Kromit Yatağı |



Üst Kretase

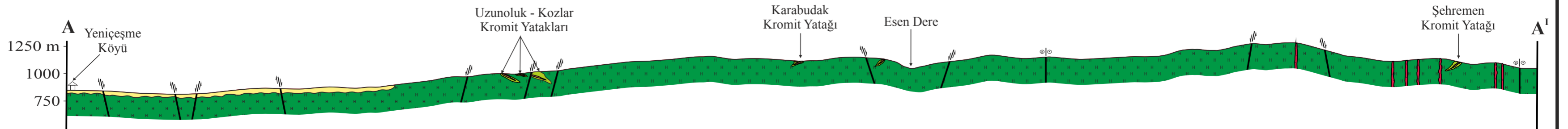
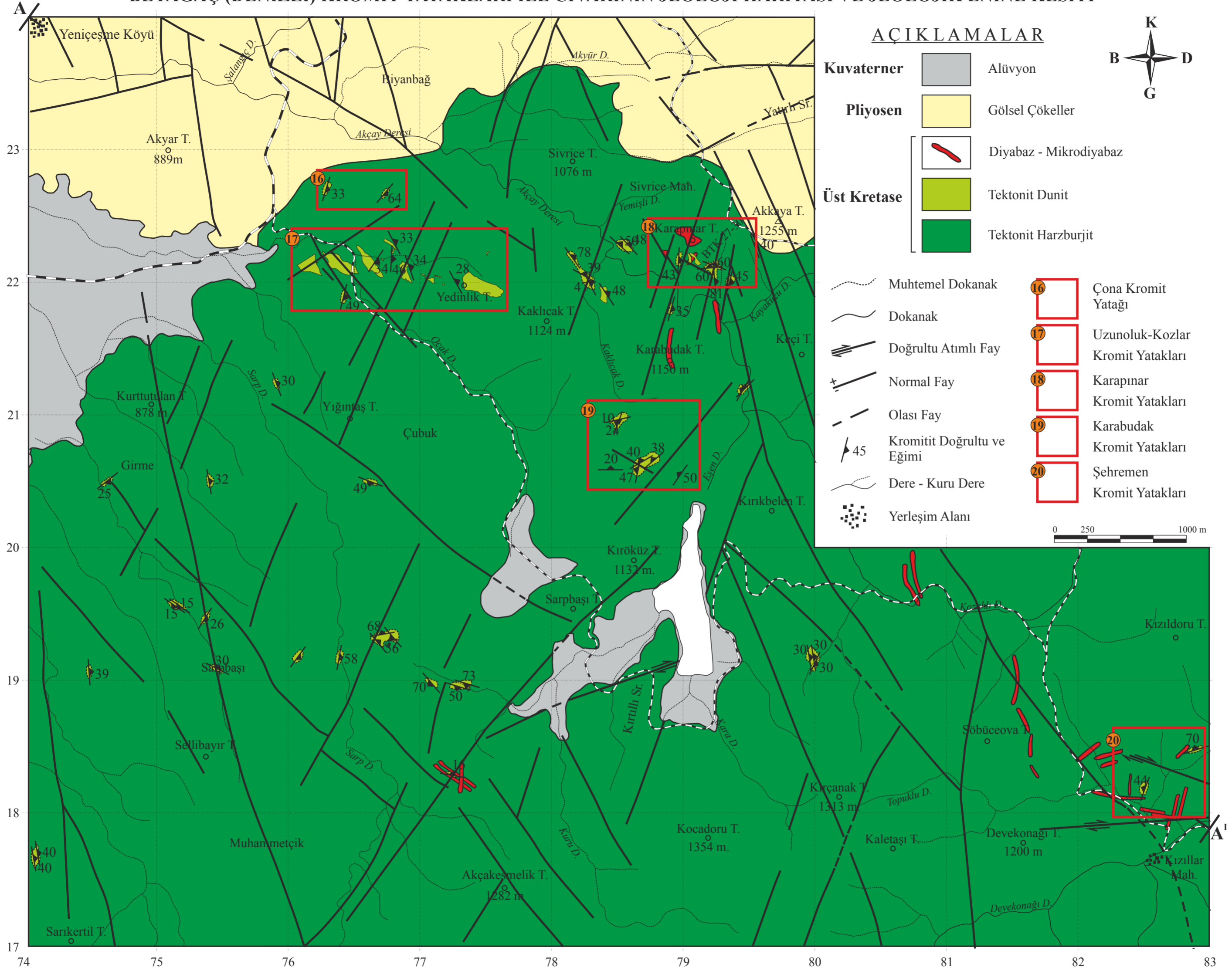
Ultramafik - Mafik
Kümülat



**EK – 12. BEYAĞAÇ (DENİZLİ) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ
JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ**

BEYAĞAÇ (DENİZLİ) KROMİT YATAKLARI İLE CİVARININ JEOLJİ HARİTASI VE JEOLJİK ENİNE KESİTİ

EK-12



ÖZGEÇMİŞ

1978 yılında Muş'ta doğdu. İlk, orta ve lise eğitimlerini İstanbul'da tamamladı. 1999 İstanbul Üniversitesinden Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2000 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Programına başladı. 2001 yılında İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları – Jeokimya Anabilim Dalına Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2005 yılında doktora çalışmalarına başladı. Şubat 2010 tarihinde askerlik görevini tamamladı. Evli ve bir çocuk sahibidir. Yabancı dili İngilizce'dir.