

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GÜNEYBATI ANADOLU KROMİT**  
**YATAKLARININ PLATİN GRUBU ELEMENT**  
**(PGE) POTANSİYELLERİ**

**Mehmet AKBULUT**

**Haziran, 2009**  
**İZMİR**

**GÜNEYBATI ANADOLU KROMİT  
YATAKLARININ PLATİN GRUBU ELEMENT  
(PGE) POTANSİYELLERİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
Doktora Tezi  
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ekonomik Jeoloji Anabilim Dalı**

**Mehmet AKBULUT**

**Haziran, 2009**

**İZMİR**

## DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MEHMET AKBULUT, tarafından Prof. Dr. ÖZKAN PIŞKİN yönetiminde hazırlanan “GÜNEYBATI ANADOLU KROMİT YATAKLARININ PLATİN GRUBU ELEMENT (PGE) POTANSİYELLERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. ÖZKAN PIŞKİN

Danışman

Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Halil KÖSE

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma sayın Prof. Dr. Özkan PİŞKİN tarafından yönetildi ve yönlendirildi. Çalışma boyunca yaptığı katkılardan ötürü kendisine teşekkürü borç bilirim.

Bu çalışmayı 2005.KB.FEN.064 no'lu proje ile destekleyen Dokuz Eylül Üniversitesi Rektörlüğü'ne ve Japonya'da yürütülen mikrokimyasal çalışmalarını "BİDEB 2214-Yurtdışı Araştırma Bursu" ile destekleyen TÜBİTAK'a teşekkürlerimi sunarım.

Cevher mikroskopisi çalışmalarındaki önemli katkılarından ve ayırdığı değerli zamanından dolayı sayın Dr. F. MİNARECİ'ye teşekkür ederim.

Çalışmanın Japonya ayağında katkı ve desteklerinden dolayı Prof. Dr. S. ARAI'ye, mikrokimyasal çalışmaları sırasında katkılarından dolayı sayın Dr. T. MORISHITA, Dr. S. ISHIMARU ve Dr. V. J. RAJESH'e teşekkürü borç bilirim.

Harita arşivlerini açan ve arazi çalışmaları sırasında lojistik destek sağlayan Eti Elektrometalurji A. Ş. Tesisi yönetici ve çalışanlarının yardımlarını unutamam. Yine lojistik destekleri ve arşiv desteği için Sayın Yıldırım AKDEMİR'e teşekkür ederim. Ayrıca, ocaklarda ve galerilerde yapılan örneklemeler sırasındaki yardım ve desteklerinden dolayı burada adını saymadığım tüm maden çalışanlarına teşekkür ederim.

Son olarak, tüm doktora tezi çalışmaları boyunca hem maddi hem manevi olarak desteklerini eksik etmeyen anne, baba ve kardeşime, ve sabrı, manevi destek ve katkıları için eşime sonsuz minnet ve teşekkürlerimi belirtmek isterim. Çalışmanın son aşamasına yetişip moral ve mutluluk kaynağım olan oğlum Tuna'yı teşekkürlerime dahil etmeliyim.

Mehmet AKBULUT

# GÜNEYBATI ANADOLU KROMİT YATAKLARININ PLATİN GRUBU ELEMENT (PGE) POTANSİYELLERİ

## ÖZ

Bu çalışma kapsamında Güneybatı Anadolu'da Fethiye, Köyceğiz, Marmaris ve Acıpayam çevresinde onüç kromit (kromitit) ocağı platin-grubu element (PGE) potansiyelleri açısından mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelenmiştir. Örneklenen Güneybatı Anadolu kromititlerinin çevre-yan kayaçlarının ve kromititlerinin mikrodokuları, krom-spinel ve silikat kimyaları bu kromititlerin bir yitim kuşağı ortamında ergiyik/yan kayaç etkileşim işlevleri ile oluştuklarına işaret eder.

Genel olarak kromititlerin tüm-kayaç PGE bolluk değerleri düşüktür ve genel anlamda PGE madenciliği açısından günümüzde ekonomik bir önem taşımamaktadır. Sadece Elmaslar Kromit Yatağında (EKY) ortalama PGE bollukları ve toplam PGE içeriği genel ortalamaya göre hafifçe zenginleşmiştir fakat yine de ekonomik olarak önemli değildir. EKY'de üç farklı litolojiden oluşan (masif kromitit, dissemine kromitit ve dünit) sadece bir örnekte ise yüksek PGE ve baz-metal (BM) içeriği saptanmıştır. İncelenen yatakların genelinde Ir-grubu (IPGE) ve Pd-grubu (PPGE) element fraksiyonlaşması, krom-spinel içinde kristallenen IPGE fazları lehinedir. Detaylı olarak incelenen EKY'nin örnekleri, sabit toplam PGE değerlerine karşın normalize PPGE'nin IPGE'ye oranı varyasyon sunar. Bu durum kromitit podunun oluşumu sırasında PPGE ve IPGE'nin yatak içinde lokal olarak fraksiyonlaştığını ifade eder.

Yataklarda gözlenen PGE ve BM fazları iki jenerasyondur. Birincil fazlar genelde krom-spineller içinde, ikincil fazlar ise genelde silikatlarla ilişkili gözlenir. Birincil fazların magmatik kökenli, ikincil fazların ise hidrotermal kökenli olduğu düşünülmektedir. Belirli minerallerdeki bazı minör elementlerin varyasyonları kromititlerin kristalleşmesi sırasındaki kükürt fugasitesi, sıcaklık ve soğuma hızı koşullarına yaklaşım yapmayı mümkün kılmıştır. Sadece anomali sunan EKY örneğinde gözlenen aşırı derecede birincil BM sülfid zenginleşmesi, kükürt

fugasitesinin adı geçen podun sadece bazı kısımlarında kısmen sabitlendiğini ve sadece buralarda kükürt doygunluğuna ulaşıldığını gösterir.

**Anahtar Sözcükler:** Peridotit, podiform kromitit, platin-grubu elementler, ergiyik/kayaç etkileşimi, Güneybatı Türkiye.

# PLATINUM GROUP ELEMENT (PGE) POTENTIALS OF THE SOUTH-WESTERN ANATOLIAN CHROMITE DEPOSITS

## ABSTRACT

In this study, mineralogical and geochemical investigation of thirteen chromite deposits (chromitites), around Fethiye, Köyceğiz, Marmaris and Acıpayam in South-western Anatolia are completed in the aspect of their platinum-group element (PGE) potentials. Micro-textures, chromian-spinel and silicate chemistries of the sampled South-western Anatolian chromitites and their wall-surrounding rocks suggest that these chromitites are formed via melt/rock interaction in a supra-subduction zone environment.

In general, whole-rock PGE abundances of the chromitites are low and currently non-economic for PGE mining operations. There is only a slight elevation in the average PGE abundances and total PGE content of Elmaslar Chromite Deposit (ECD) according to the general average; however it is also not economic. High PGE and base-metal (BM) content is observed in only one sample from ECD which is made of three different lithologies (massive chromitite, disseminated chromitite and dunite). Ir-group (IPGE) and Pd-group (PPGE) element fractionation in the investigated deposits are generally in favour of IPGE phases which are crystallized in chromian-spinel. The ECD samples investigated in detail present variation in normalized PPGE and IPGE ratio versus their constant total PGE values. This situation suggests local fractionation of the PPGE and IPGE along the deposit during the formation of the chromitite pod.

The PGE and BM phases observed in the deposits are in two generations. Primary phases are generally observed in chromian-spinel, whereas the secondary phases are generally related to silicates. It is interpreted that the primary phases are magmatic and the secondary phases are hydrothermal in origin. Certain minor elemental variations in certain minerals facilitated making an approach on the sulfur fugacity, temperature and cooling rate during the crystallization of chromitites. High primary

BM sulfide enrichment in the exceptionally anomalous sample in ECD suggests that sulfur fugacity is partially stabilized and sulfur saturation is reached in only certain parts of the pod.

**Keywords:** Peridotite, podiform chromitite, platinum-group elements, melt/rock interaction, South-western Turkey.



## İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU .....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
ÖZ .....	iv
ABSTRACT .....	vi
<b>BÖLÜM BİR - GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1 Platin Grubu Elementler (PGE) .....	2
1.2 Neden PGE? .....	4
1.3 Çalışmanın Amacı ve Çalışma Alanı .....	6
<b>BÖLÜM İKİ - BÖLGESEL JEOLJİ VE TEKTONİK .....</b>	<b>8</b>
2.1 Likya Toridleri .....	10
<b>BÖLÜM ÜÇ - ÖRNEKLENEN KROMİTİTİLERİN VE ÇEVRE KAYAÇLARININ GENEL ÖZELLİKLERİ .....</b>	<b>15</b>
3.1 Yolocak Yatağı .....	20
3.2 Harmancık ve Dikmen Yatakları .....	23
3.3 Rozocak Yatağı .....	25
3.4 İnbaşı Cevherleşmesi .....	26
3.5 Sinekli Yatağı .....	27
3.6 Keserali Yatağı .....	28
3.7 Sivan Yatağı .....	28
3.8 Kazandere Yatağı .....	29
3.9 Ilıkdere ve Kaymakam Yatakları .....	29
3.10 Karaismailler (Acıpayam) Kromit Yatakları .....	34

<b>BÖLÜM DÖRT – CEVHER MİKROSKOPİSİ VE PETROGRAFİSİ .....</b>	<b>40</b>
4.1 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) Örneklerinin Cevher Petroğrafisi .....	43
4.1.1 Platin Grubu Fazlar .....	44
4.1.2 Baz-Metal Sülfidler, Alaşımlar ve Nabit Metaller .....	46
<b>BÖLÜM BEŞ – JEOKİMYA ÇALIŞMALARI .....</b>	<b>51</b>
5.1 Analitik Metodlar .....	51
5.2 Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Tüm-Kayaç PGE ve BM Bollukları ..	54
5.3 Mineral Kimyası .....	58
5.3.1 Krom-Spinel ve Silikatların Majör Oksit Analizleri .....	59
5.3.2 Silikatların İz Element Analizleri .....	72
5.3.3 Sülfid Analizleri .....	73
5.3.4 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) ve Çevre Kayaçlarının Mineral Kimyası.....	80
5.3.4.1 EKY Kromititleri ve Peridotitlerinin Spinel Bileşimleri.....	80
5.3.4.2 EKY Kromititlerinde gözlenen Platin Grubu ve Baz Metal Fazlarının Kimyası .....	84
5.3.4.2.1 Laurit-Erliçmanit Serisi ve İrsit .....	84
5.3.4.2.2 İkincil PGM Bileşimleri .....	87
5.3.4.2.3 Baz Metal Sülfid ve Alaşımları ve Nabit Metaller .....	88
<b>BÖLÜM ALTI – TARTIŞMA .....</b>	<b>93</b>
6.1 Podiform Kromititlerin Genel Özellikleri ve Oluşum Modeli .....	93
6.2 İncelenen Güneybatı Anadolu Podiform Kromititlerin Kökeni .....	97
6.3 Türkiye Kromititlerinde PGE ve PGM: Literatürün Kısa Bir Özeti ve Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Toplam-Kaya PGE Dağılımlarının Önemi .....	104
6.4 Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Gözlenen PGM Fazlarının Kökeni ..	107
<b>BÖLÜM YEDİ – SONUÇLAR .....</b>	<b>115</b>

**KAYNAKLAR .....121**

**EK-1 – ÇALIŞMA ALANINDAN ALINAN KROMİTİT VE YAN KAYAÇ  
ÖRNEKLERİNİN TÜM KAYAÇ ANALİZLERİ.....148**

## BÖLÜM BİR

### GİRİŞ

Ofiyolit çalışmalarında podiform (veya alpinotip – alp tipi) kromit yatakları (ya da kromititler) jeoloji ve jeokimya araştırmalarında en çok çalışılmış ve halen tartışmalı olan konulardan birisidir. Podiform kromitit yatakları sadece ofiyolitik komplekslerin manto kesimlerinde ve/veya manto-kabuk geçiş zonunda yer alırlar (Arai, 1997). Podiform kromititlerin geometrileri genellikle düzensizdir (podlar veya kalem-şekilli cevher gövdeleri şeklinde) ancak bazen tablamsı yapılarda oluşturabilirler. Hemen her zaman milimetreden metrelerce kalınlığa değişen bir dünitik zarf ile çevrilidirler. Cevher gövdesi ve çevresini saran dünit zarfı her zaman harzburjitik bir peridotit kütlesi içinde yer alır. Podiform kromititler daha sıklıkla harzburjit-baskın ofiyolitik komplekslerde (HOT) gözlenmektedir. Lertzolit-baskın peridotit masiflerde (LOT) gözlenen az miktardaki oluşumlar da yine ana lertzolitik kütle içinde yüksek tüketilmişlik verileri sunan refrakter harzburjit zonları içinde gözlenir.

Konu hakkında gerçekleştirilen çok sayıda çalışmaya karşın, podiform kromititlerin oluşumu ve jeotektonik ortamı halen tartışmalıdır. Oluşumları için değişik model ve prosesler önerilmiştir. Bu modeller kabaca; (1) magma odalarında gerçekleşen kümülüs ve kristal çökelişi işlevleri (Thayer, 1969; Dickey, 1975; Greenbaum, 1977; Paktunç, 1990), (2) ana bir kümülüs magma odasının altında yer alan mini magma odalarında kristal çökelişi (Neary ve Brown, 1979; Paktunç, 1990), (3) çevre peridotitler içinde yükselen bir egzotik kısmi ergiyiğin peridotit ile etkileşimi ile gelişen tüketilme ve kristalleşme olayları (e.g., Lago, Rabinowicz ve Nicolas, 1982; Arai, 1997; Zhou ve Robinson, 1997; Büchl, Brüggmann ve Batanova, 2004), (4) peridotitlerdeki Cr-diopsitlerin aykırı ergimesi (Dickey, Yoder ve Schairer, 1971; Leblanc ve diğer., 1980; Arai, 1980) ve (5) devir-daim eden eriyikler etkisinde çevre harzburjitin *in-situ* metasomatik replasmanı (e.g., Johan, 1986; Zhou, Robinson, Malpas ve Li, 1996) olarak genelleştirilebilir.

Jeotektonik oluşum ortamı açısından bu modelleri kuran araştırmacıların bazıları okyanus-ortası sırtlarını (e.g., Nicolas, 1989), bazıları da yitim kuşağı (supra-subduction zone-SSZ) bölgesini tercih ederler (e.g., Roberts, 1988; Arai ve Yurimoto, 1994; Zhou ve Robinson, 1997; Ahmed, Arai ve Attia, 2001; Ahmed ve Arai, 2002; Uysal, Sadıklar, Tarkian, Karlı ve Aydın, 2005). Fakat tüm hipotezler bu kromit yataklarının güncel konumlarına yaklaşan levha dinamiklerine bağlı yerleştiği konusunda hemfikirdir.

Podiform kromitlerin oluşumu ve evrimi genelde mineralojileri, dokuları, mineral (özellikle Cr-spinel) kimyası, tüm-kayaç kimyası ve çevre peridotitle yapısal ilişkileri baz alınarak yıllarca tartışılmıştır. Son yirmi yıldır, bu tartışmaya kromitit cevher gövdelerinin platin grubu element (PGE) bolluk ve dağılımlarında dahil edilmeye başlanmıştır.

### **1.1 Platin Grubu Elementler (PGE)**

Periyodik cetvelde VIIIB grubunda yer alan platin grubu elementler (PGE), rutenyum ( $_{44}\text{Ru}$ ), rodyum ( $_{45}\text{Rh}$ ), palladyum ( $_{46}\text{Pd}$ ), osmiyum ( $_{76}\text{Os}$ ), iridyum ( $_{77}\text{Ir}$ ) ve platin ( $_{78}\text{Pt}$ ) elementlerinden ibarettir (Tablo 1.1). Birbiri ile benzer fiziksel ve kimyasal özellikler gösteren bu grubun değerlendirilmesinde genelde Au, Cu ve Ni elementleri de dikkate alınır. Platin grubu elementler iki alt gruba ayrılır: Ir-grubu (İridyum grubu; IPGE-Os, Ir ve Ru) ve Pd-grubu (Paladyum grubu; PPGE-Rh, Pt ve Pd). Au ve daha sıklıkla Cu uyumsuz davranışları nedeniyle genelde PPGE grubu ile birlikte, Ni ise uyumlu davranışı nedeni ile IPGE ile birlikte değerlendirilir.

Platin grubu element (PGE) analizi nadir yapılan ve pahalı bir analiz türüdür. Yurtdışında çoğu jeokimya laboratuvarı, platin grubu elementlerin (Pt, Pd, Rh, Ru, Os, Ir) tamamını değil, sadece madencilik çalışmalarına yönelik olarak Pt ve Pd analizini yapmaktadır. Bunun temel nedeni, metallerde analiz öncesi konsantre örnek sağlamak için genelde kullanılan klasik kurşun ateş denemesi (fire assay lead collection) tekniğinin (kurşun buton oluşturma) Rh, Os, Ir ve Ru elementlerini toplamada etkisiz oluşudur.

Tablo 1.1 Platin grubu elementler (PGE) (Rollinson, 1993'den değiştirilerek).

<i>Element</i>	<i>Atom No.</i>	<i>Atom Ağ.</i>	<i>Özgül Ağ.</i>	<i>Yük</i>	<i>İyonik çap (Å)*</i>	<i>Ergime Noktası (°C)</i>	<i>Kaynama Noktası (°C)</i>	<i>Kabukta Bolluk (ppm)</i>	<i>Rutin analiz sınırı (ppm)</i>
<i>Rutenyum</i>	44	101,07	12,4	2+	0,74	2310	4080	0,005	0,005
<b><i>Ru</i></b>				3+	0,68				
				4+	0,62				
<i>Rodyum</i>	45	102,91	12,4	2+	0,72	1966	3700	0,005	0,0001
<b><i>Rh</i></b>				3+	0,66				
				4+	0,60				
<i>Paladyum</i>	46	106,40	12,0	2+	0,86	1552	2900	0,01	0,002
<b><i>Pd</i></b>				3+	0,76				
				4+	0,615				
<i>Osmiyum</i>	76	190,20	22,6	2+	0,74	3045	5500	0,005	0,005
<b><i>Os</i></b>				4+	0,63				
<i>İridyum</i>	77	192,22	22,7	2+	0,74	2410	4500	0,001	0,0001
<b><i>Ir</i></b>				3+	0,68				
<i>Platin</i>	78	195,09	21,5	2+	0,80	1722	3827	0,01	0,005
<b><i>Pt</i></b>				4+	0,625				

\* ( $1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$ ).

Bu nedenle, tam seri PGE analizlerinde bir NiS butonu hazırlanır (fire assay nickel sulfide collection). Kromititler ve sıradan mafik ve ultramafik kayalar için yapılan tüm seri PGE analizlerinde NiS butonunun hazırlanmasında farklılıklar vardır. Kromititlerde, toz haline getirilmiş kromitit (7 gr), nikel (9,6 gr), kükürt (6,0 gr), sodyum karbonat (18 gr), lityum tetraborat (25 gr) ve silika (9 gr) ile karıştırılarak bir preparat hazırlanırken, sıradan mafik ve ultramafik kayalarda hazırlanan NiS preparatında kromititin yerini toz halinde kayaç numunesi ve lityum tetraboratın yerini sodyum borat almaktadır. Hazırlanan NiS preparatı bir kil pota içinde kromititler için 1,25 saat boyunca 1000 °C'de, sıradan mafik ve ultramafikler için ise 2,5 saat boyunca 1250 °C'de füzyona tabi tutulur. Füzyonu takiben oluşan NiS preparatları kırılmadan, 100 ml konsantre edilmiş HCl'de çözündürülür ve PGE tellür ile beraber çökeltilir. Çözeltiler ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) veya INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) metodları ile analiz edilir.

## 1.2 Neden PGE?

Platin grubu elementler oksitlenme ve korozyona karşı dayanıklı olduklarından ve nadir bulduklarından dolayı altın ve gümüş gibi değerli metaller olarak bilinirler. PGE'nin en çok kullanılan ticari formu; çubuk, macun, kimyasallar ile diğer şekillere de kolayca çevrilebilen sünger ve toz halidir. Ayrıca piyasada bütün PGE'lerin tuzları da bulunmaktadır. PGE'ler troyons (1 troyons=31,1035 gr) veya gram ya da kg (1 kg=32,1507 troyons) olarak alınıp satılır. Ticari kalite platin normal olarak % 99,95, paladyum % 99,9 saflıktadır. Amerikan ve İngiliz standartlarına göre platinden yapılmış cisimlerin, platin olarak nitelenebilmesi için en az % 95 Pt içermeleri zorunludur. PGE'ler, yüksek sıcaklıkta kimyasal olarak etkilenmez. Ayrıca mükemmel katalitik aktivite gösterirler. Bu özellikleri kimya, petrol rafinasyonu ve otomotiv sanayilerindeki kullanımlarının temelidir. Korozyona dirençli materyal olarak kimya, elektrik (telefon, TV, radyo vs. yapımında), cam sanayi, dişçilik ve tıp alanlarında kullanılırlar. Kuyumculuk, platinin bir diğer tüketim alanıdır. Bu alanda kullanılan PGE alaşımları % 95 Pt ve % 5 Ru; % 90 Pt ve % 10 Ir; % 96 Pt ve % 4 Pd içerir. PGE tüketiminin %50'lik kısmı elektrik ve elektronikte, %25'lik kısmı otomobil ve ilaç endüstrisinde, %10'luk kısmı ise kuyumculukta kullanılmaktadır (Gökçe, 2000).

Platin grubu elementler, endüstriyel kullanımlarının yanında, mantodan kabuğa madde transferini içeren işlevlerin jeokimyasal birer belirteci olarak görülmektedir (Naldrett, 1981; Garuti ve diğer., 1997; Ahmed ve Arai, 2002). PGE bolluk sistematığı, bu elementlerin türedikleri manto kaynağının petrolojik doğası ve evrimi hakkında bilgi sağlamaktadır. Maden yataklarında PGE'nin konantrasyonu bu grup elementlerinin siderofil ve kalkofil özelliklerine bağlanmaktadır (Cabri, 1981; Ahmed ve Arai, 2002). Siderofil özellikleri nedeniyle, PGE dünyanın erken dönem tarihçesi boyunca çekirdek ve mantoda yoğunlaşmıştır (Jagoutz ve diğer., 1979; Arculus ve Delano, 1981; O'Neill, 1991; Ahmed ve Arai, 2002), buna bağlı olarak kabuktaki klarkları genelde düşüktür (Garuti ve diğer., 1997). Platin grubu elementler sülfid fazına çok kuvvetli bir şekilde ayrımlaşabildiklerinden ergiyikteki kükürt doygunluğu hakkında çok kullanışlı bir ölçüttürler. Şu anda gerekli dağılım

katsayıları hakkında yeterli bilgi olmamasına rağmen ultramafik kayaların evrimi (Garuti ve diğer., 1997) ve mantonun kısmi ergimesinin potansiyel olarak kullanışlı bir göstergesidirler (Rollinson, 1993).

Dünya'nın çekirdeğinde ve mantoda yoğunlaşan PGE'nin mantodan kabuğa transferi önemli manto-kabuk etkileşimlerinin olduğu çok özel jeodinamik ortamlarla sınırlıdır: manto-kökenli ergiyiklerin sokulduğu ve manto parçalarının kabuk üzerine bindirdiği zonlar (Naldrett, 1981; Garuti ve diğer., 1997).

Jeolojik olarak üst manto karakterli kayaları tercih eden PGE özellikle eski kalkanlarda veya kratonlarda bulunan tabakalı mafik-ultramafik komplekslerde maden yatağı oluşturacak veya yan ürün olarak elde edilebilecek miktarda yoğunlaşmıştır. Bu yataklar günümüzde işletilmektedir (e.g. Bushveld-Güney Afrika, Sudbury-Kanada, Stillwater-ABD, Noril'sk-Rusya). Buradaki PGE'ler genel olarak PPGE grubu açısından zenginleşme gösterirler. Bu komplekslerde PGE zenginleşmeleri tabakalı intrüziyonların kromitit seviyelerinde (e.g. Bushveld Plütonik Kompleksi Merensky Reef ve UG-2 Reef stratiform kromitit seviyeleri) ve/veya masif-dissemine baz metal (özellikle Ni-Cu) sülfid yataklarında gözlenmektedir (e.g. Sudbury Magmatik Kompleksi, sub-layer, taban breşi ve taban kayaları). Alpin tipi ultramafik (ofiyolitik) kompleksler ve ilişkili kromititlerde önemli bir zenginleşme bilinmemekte, ve bu kromititlerde tabakalı magmatik komplekslerin aksine genelde PPGE grubunda çok ciddi bir fakirleşme göze çarpmaktadır. Buna karşın güncel çalışmalarda bazı ofiyolitik kromititlerde göreceli IPGE zenginleşmeleri üzerine yapılan incelemeler dikkat çekicidir.

Baz-metal (BM) sülfid yataklarında PGE genelde kendi mineralini (platin grubu mineral-PGM) oluşturmuş halde ya da BM-sülfidlerde katı çözelti olarak bulunur (Von Gruenewaldt, 1987). Tabakalı komplekslerdeki kromitit seviyelerinde ise, krom-spinel taneleri arasında yer alan tane arası BM-sülfidlerde katı çözelti olarak bulunabileceği gibi, az sülfid içerikli tane arası PGM ya da krom-spinel taneleri içinde inklüzyonlar olarak gözlenebilir.



PGE içeren faz ve alaşımlar sıklıkla ofiyolitik sekansın tektonitlerinde ve ultramafik kümülatlarında da gözlenirler. Bu alanlarda ekonomik olmayan bu oluşumlar, tektonitlerdeki podiform kromitit ve kümülatlarda yer alan stratiform kromititlerde krom-spineller içinde küçük ve izole kapanımlar olarak gözlenirler. Kapanımlar kromititin genel dokusundan bağımsızdır. Hem masif hem dissemine cevherde monofaz (tek fazlı) PGE-sülfidleri, alaşımları veya sülfido-arsenid türleri olarak bulunabilirler. Bir veya bir kaç BM-sülfid ve PGM'den yada bir kaç farklı PGM'den oluşan polifaz (çoklu-faz) kapanımlar olarak da gözlenebilirler. Bunlar dışında kromit tanelerinin çatlaklarında ve kırıklarında sülfid ve sülfido-arsenid türleri olarak da platin grubu elementlere rastlanmaktadır.

### **1.3 Çalışmanın Amacı ve Çalışma Alanı**

Bu çalışma, Güneybatı Anadolu'daki peridotit masifleri içinde yer alan podiform kromit yataklarının (kromititlerin) platin grubu elementler (PGE) açısından ekonomik potansiyellerinin ortaya konulması, kromititlerin oluşum mekanizmalarının belirlenmesi ve bölgede yer alan peridotitlerin oluşum ve yerleşim mekanizmalarına yeni yaklaşımlar getirilmesini amaçlamaktadır.

Türkiye'nin önemli bir krom provensini oluşturan Güneybatı Anadolu'daki Fethiye-Köyceğiz (veya Muğla) Krom Bölgesi ve Kuzeybatı Anadolu'nun bazı krom yatakları Uçurum, Lechler ve Larson (2000) tarafından ön incelemeye alınmış, birkaçının (özellikle Fethiye yöresi Harmancık yatağı) PGE açısından dikkat çekici anomaliler gösterdiği saptanmıştır.

Çalışma kapsamında Güneybatı Anadolu'da Fethiye çevresinde Harmancık, Dikmen, Yolacak, Rozocak, Keserali, İnbaşı ve Sinekli ocakları; Köyceğiz çevresinde Ilıkdere, Kaymakam, Sivan ocakları; Marmaris çevresinde Kazandere ocağı; Denizli Acıpayam çevresinde Aslan, Karaismailler-Elmaslar ocakları PGE potansiyelleri açısından mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelenmiştir.

İncelenen yataklardan elde edilen tüm kayaç kimyasal verileri Güneybatı Anadolu kromitlerinin  $\Sigma$ PGE değerlerinin genel olarak düşük olduğunu göstermektedir. Ancak bir yatakta (Elmaslar Kromit Yatağı-EKY, Denizli) anormal derecede yüksek baz-metal sülfid ve PGE zenginleşmesi gözlenmiştir. Bu gözlem ışığında, çok önemli bir anomalinin yakalandığı Elmaslar Kromit Yatağı'nda (EKY) detaylı olarak mineralojik ve kimyasal incelemeler gerçekleştirilmiştir ve anomalinin nedeni saptanmaya çalışılmıştır.

## BÖLÜM İKİ

### BÖLGESEL JEOLJİ VE TEKTONİK

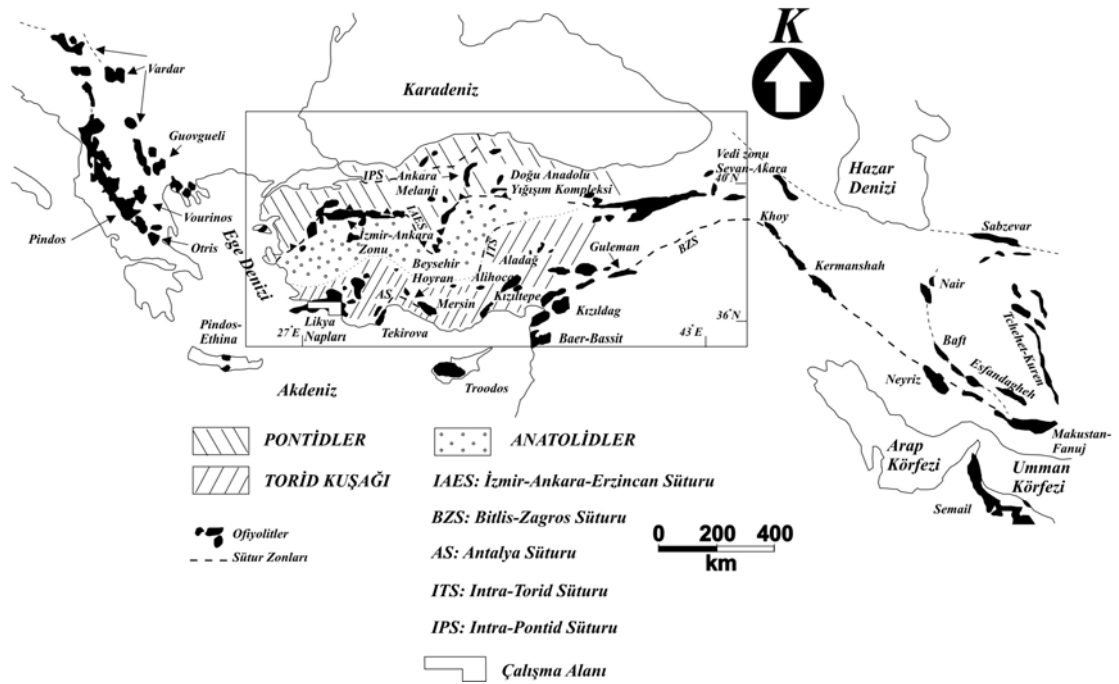
Akdeniz havzasının jeolojik ve tektonik gelişimi temel olarak, Laurasya ve Gondvana kıtalarını ayıran ve batıya doğru daralan bir üçgen girinti olan Tetis okyanusunun dinamikleri tarafından şekillendirilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu geniş okyanusal havzanın süper kıta Pangea'nın Paleozoyik döneminde parçalanması sırasında ortaya çıktığı ve Permian-Eosen döneminde kapandığı düşünülmektedir (Dixon ve Pereira, 1974). Akdeniz bölgesinin bir parçası olan Türkiye'nin jeolojisi de Tetis'in bu dinamik hareketlerinden etkilenmiştir. Türkiye'yi saran çok sayıda suture zonu ve dağ kuşakları bu orojenik aktivitenin izleri ve kanıtlarını taşımakta ve bu orojenez, etki alanı nedeniyle Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı olarak adlandırılmaktadır.

Türkiye'de Tetis'in evrimi, temelde Tetis okyanusunun kapanımı ile ilişkilidir ve zaman içinde kısmen üst üste binen Paleo- ve Neo-Tetis fazları ile açıklanır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Paleo-Tetis fazının zaman aralığı Permian'den Triyas'a kadar uzanır ve bu dönem Kuzey Türkiye'nin altına güney yönünde dalım işlevinin hakim olduğu bir dönemdir. Takip eden Erken Triyas-Eosen döneminde Kuzey ve Güney Neo-Tetis havzalarının açılımı gerçekleşmiş ve Paleo-Tetis Orta Jurasik döneminde kapanmıştır.

Yeni gelişmiş olan Neo-tetis okyanusları maksimum boyutlarına Erken Kretase döneminde ulaşmış ve kuzeye doğru bir yitim (subduction) ve beraberinde güneye doğru gelişen geniş ölçekli bindirme (obduction) ile magmatik yay ve yay ile ilişkili sedimentler havzaların oluşumunu sonuçlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve Tüysüz, 2001). Bu kuzey kökenli ve güneye doğru bindiren ofiyolit bindirme modeli çoğu araştırmacı (e.g., de Graciansky, 1972; Poisson, 1977; Okay, 1989; Özkaya, 1990; Yılmaz, 1997; Collins ve Robertson, 1998; Görür ve Tüysüz, 2001) tarafından genel olarak kabul görmekte ise de bazı naplar için güney-kökenli bir alternatif

model de geliştirilmiştir (Dumont, Gutnic, Marcoux, Monod ve Poisson, 1972; Monod, 1977; Görür ve Tüysüz, 2001).

Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey ve güney kollarının tamamen kapanması Geç Kretase-Eosen döneminde gelişmiştir (Görür, Şengör, Akkok ve Yılmaz, 1983; Görür ve Okay, 1996; Görür ve diğer., 1998; Görür ve Tüysüz, 2001). Bu Neo-Tetis havzalarının kapanımı güncel Türkiye coğrafyasında suture zonları ile ayrılan bir çok tektonik kuşak (Pontid kuşağı, Anatolid kuşağı, Torid kuşağı, vs.) oluşumunu sonuçlamıştır (Şekil 2.1). Bu eski havzadan geri kalan kısımlar ise Intra-Pontid, İzmir-Ankara-Erzincan ve Intra-Torid suturları ve Antalya (Pampliyan) ve Bitlis-Zagros suturleri ile karakterize olunur (Görür ve Tüysüz, 2001).



Şekil 2.1 Türkiye’de ana tektonik sutureların ve ofiyolitlerin dağılımı ve çalışma alanının yeri (Önen, 2003’ten değiştirilerek).

Çalışma alanı, Torid kuşağının en batısında Likya Toridleri içinde bulunduğundan aşığıda genel tanımlaması verilmiştir.

## 2.1 Likya Toridleri

Güney Türkiye boyunca uzanan Torid kuşağının (Şekil 2.1) batısı “*Tauride Occidental*” veya Likya Toridleri olarak tanımlanır. Likya Toridleri güney Neo-Tetis Okyanusu’nun batı bölümünden arta kalanları içermektedir (Hayward ve Robertson, 1982; Woodcock ve Robertson, 1982; Robertson, 1993).

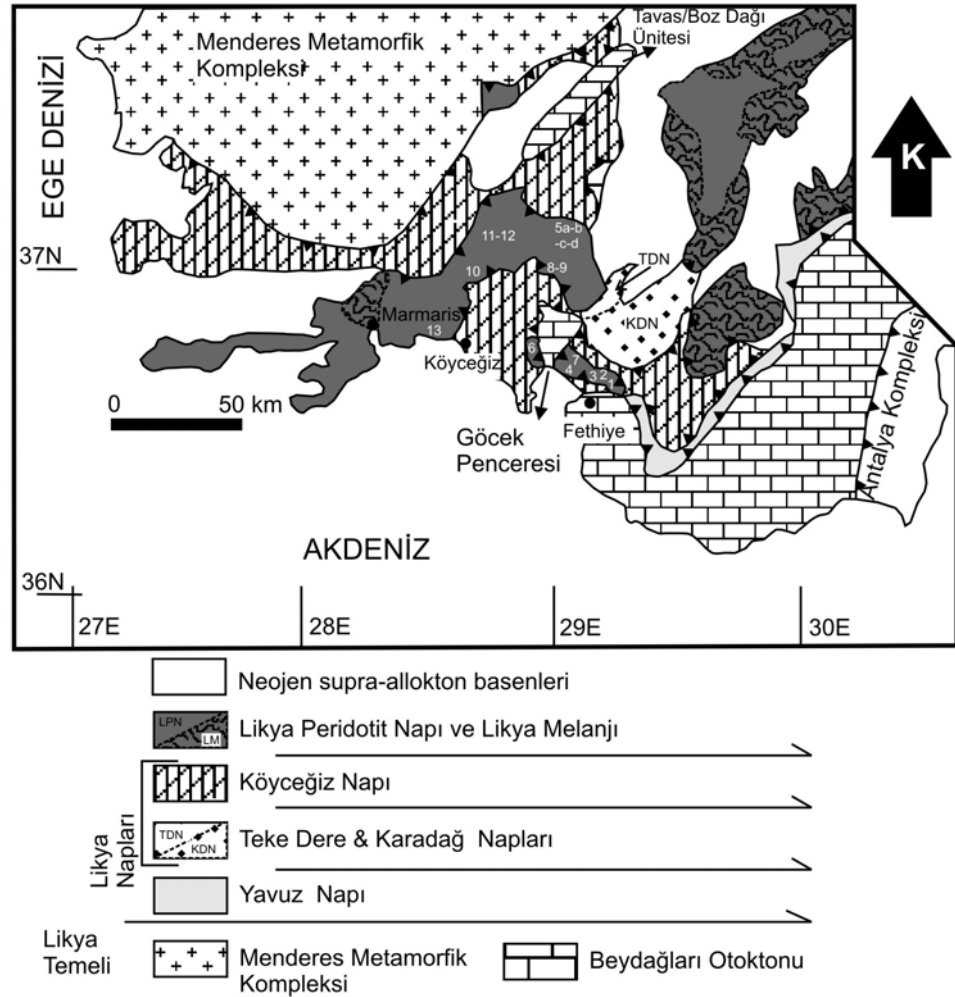
Likya Toridleri üzerine gerçekleştirilen bir çok farklı çalışmada farklı bölgesel tektono-stratigrafik terminolojiler kullanılmıştır. Çeşitli yazarlar tarafından kullanılan adlandırma sistemleri Collins ve Robertson (1998, 1999 ve 2003) tarafından derlenmiştir. Burada bu yazarların derlemesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) 1/100 000’lik jeoloji haritalarında kullanılan terminoloji de eklenerek Tablo 2.1’de verilmektedir.

Tablo 2.1 Likya Toridlerinde kullanılan çeşitli tektono-stratigrafik adlandırmalar (Collins ve Robertson (1999) tarafından yapılan derlemeye Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997)’den alıntılar eklenmiştir).

Araştırmacı	Otokton	Allokton						
Graciansky (1972)	Otokton Seri	—	Karadağ Serisi	Teke Dere Serisi Haticiana Serisi Inlice Serisi	Köyceğiz Serisi	Diyabaz Napı + Peridotitler (?)		—
Poisson (1977)	Beydağları and Susuzdağ Masifi, Tavas/Bozdağ Masifi	Yavuz Ünitesi	—	Gümüşlü Ünitesi	Gülbahar Ünitesi	Domuzdağ Ünitesi Melanj	—	—
Okay (1989)	Göbecik Tepe Kompleksi	—	—	—	Sandak Kompleksi	—	—	—
Şenel ve diğ. (1989); Şenel (1991)	—	—	—	Faralya Formasyonu	—	—	—	—
Özkaya (1990, 1991)	Menderes Masifi Tavas bindirme dilimi	Elmalı bindirme dilimi	—	Köyceğiz bindirme dilimi		Tefenni Napı	—	—
Ersoy (1997)	—	—	—	—	Turunç Napı	Armutalan Napı	—	—
Şenel (1997a, 1997b, 1997c); Şenel ve Bilgin (1997)	Beydağları Otoktonu	Yeşilbarak Napı	Tavas Napı		Bodrum & Gülbahar Napları	Marmaris Ophiolite Napı & Domuzdağ Napı	Dumanlıdağ Napı (?)	—
Collins ve Robertson (1998, 1999, 2003)	Otokton & Tavas/Boz Dağı Ünitesi	Yavuz Napı	Karadağ Napı	Teke Dere Napı	Köyceğiz Napı	Likya Melanjı	Likya Peridotit Napı	—

Likya Toridleri, otokton bir temel üzerine yerleşmiş allokton bindirme dilimlerinden (naplar) oluşmaktadır. Bu naplar genel olarak bir peridotit napı, bir melanj napı ve dört adet karbonat baskın sedimentlerden oluşan naptan ibarettir (Şekil 2.2). Bu bindirme napları yığının kuzeybatısında Proterozoyik-Eosen

metasediment ve granitlerinden oluşan ve “Menderes Metamorfik Kompleksi” adı verilen metamorfik bir sekans yer alır (Dürr, 1975; Dürr, Altherr, Keller, Okrusch ve Seidel, 1978; Hetzel, 1995; Hetzel, Ring, Akal ve Troesch, 1995; Collins ve Roberston, 1998). Güneydoğuda, allokton bindirme dilimleri Beydağları platform sedimentlerini (Beydağları Otoktonu) üstler halde bulunur. Likya alloktonunun hem Menderes Metamorfiklerine, hem de Beydağları Otoktonu’na göre konumu ve bu iki farklı temeldeki stratigrafik ünitelerdeki benzerlikler nedeniyle Collins ve Robertson (1998), Menderes Metamorfik Kompleksi ve Beydağları Otoktonu’nu Likya Napları (LN) altında tek ve yanal olarak devamlı bir temel olarak korele etmişlerdir.



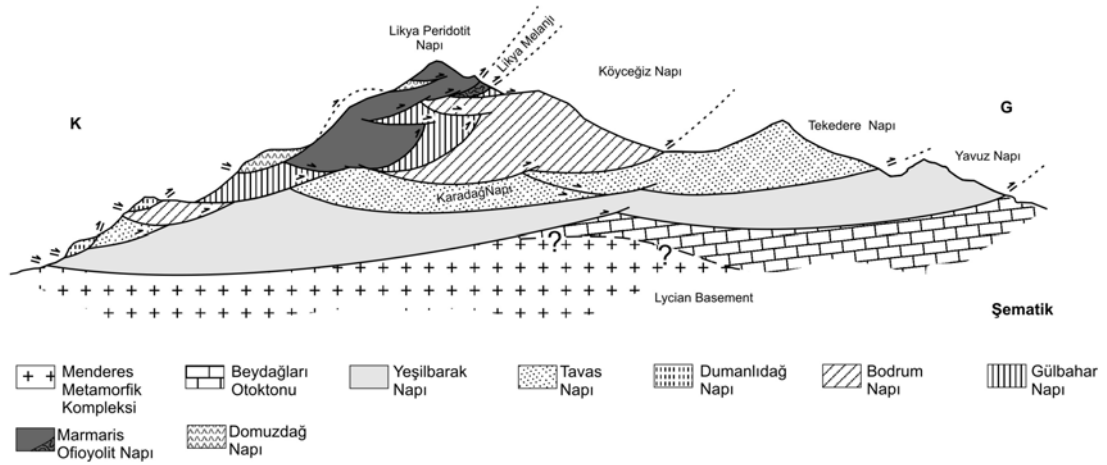
Şekil 2.2 Likya Toridleri'nin tektono-stratigrafik üniteleri (Collins ve Robertson, 1998, 1999'dan değiştirilerek). Örneklenen kromitit yataklarının yerleri numaralar ile gösterilmiştir: (1)Rozocak, (2) Sinekli, (3)Yolocak, (4) İnbaşı, (5) a- Elmaslar (EKY), b- Topuk, c-Kadem and d- Aslanocak, (6) Bülüşlü, (7) Keseralı, (8) Harmancık, (9) Dikmen, (10) Sivan, (11) Ilıkdere, (12) Kaymakam, (13) Kazandere.

Çalışma alanında (Şekil 2.3), Likya Otoktonu'nun güneydoğu segmenti (Beydağları Otoktonu) temeli oluşturmaktadır. Bu sedimentler otokton temel, Göcek civarında bir tektonik pencere olarak gözlenir (Göcek Penceresi). Beydağları Otoktonu (BO) Üst Kretase-Alt Langiyen karbonat ve detritik sekansı (neritik, mikritik ve çörtlü kireçtaşları, killi kireçtaşları ve kıltaşları) ile temsil edilir.

Beydağları Otoktonu üzerinde yer alan Likya Napıları Collins ve Robertson (1998, 1999 ve 2003) tarafından dört temel nap olarak tanımlanır: Yavuz Napı, Karadağ Napı, Teke Dere Napı ve Köyceğiz Napı (Tablo 2.1). Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997) ise, Yavuz Napı'nı Yeşilbarak Napı (sensu lato) olarak tanımlarlar ve tanımladıkları diğer Likya Napıları'ndan (Tavas Napı, Bodrum Napı, Domuzdağ Napı, Gülbahar Napı, Dumanlıdağ Napı ve Marmaris Ofiyolit Napı) ayırırlar. Bu çalışmada, Şenel (1997a, 1997b, 1997c), ve Şenel ve Bilgin (1997) tarafından tanımlanan naplar ve Collins ve Robertson (1998, 1999, and 2003) tarafından tanımlananlar ile korele edilmiş ve bu nap ilişkileri Şekil 2.3'te verilen Likya Napılarını K-G kesen şematik bir kesitle özetlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca her iki yazar grubunun terminolojisi anlatımda birleştirilmeye gayret edilmiştir.

Yeşilbarak Napı (Yavuz Napı) detritik-türbiditik sedimentlerden oluşan, tektonik bir dokanakla Beydağları Otoktonu üzerine oturan ve diğer Likya Napıları tarafından üstlenen bir alt-zon olarak tanımlanmaktadır. Bu alt-zon sırasıyla detritik-türbiditik ve karbonat arakatmanlı detritik serilerden oluşan Gömbe ve Yavuz Ünitelerine ayrılmıştır.

Yeşilbarak Napı'nı üstleyen Likya Napıları'nın ilişkisi oldukça karmaşıktır. Tavas Napı (Karadağ ve Teke Dere Napıları) tektonik olarak Yeşilbarak Napı'nı üstler ve Karbonifer-Lütesiyen volkano-sedimanter sekansından oluşmaktadır. Sekans genel olarak karbonatlar, detritik sedimentler ve bazaltik volkanitlerden ibarettir. Çalışma alanında Tavas Napı Dumanlıdağ Napı ve Bodrum Napı tarafından üstlenir. Jurasik-Lütesiyen karbonat kayalardan oluşan Dumanlıdağ Napı'nın diğer terminolojideki tam korelasyonu yapılamamıştır; ancak, Bodrum, Tavas ve Yeşilbarak Napıları'nı üstler halde ve Gülbahar Napı tarafından üstlenmiş şekilde bulunur.



Şekil 2.3 Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997), ile Collins ve Robertson (1998, 1999, ve 2003) tarafından verilen napların korelasyonu ve göreceli ilişkilerini gösteren şematik kesit. Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997) terminolojisi açıklama kutucuklarında, Collins ve Robertson (1998, 1999, ve 2003) terminolojisi ise kesit üzerinde gösterilmiştir.

Collins ve Robertson (1999) tarafından Köyceğiz Napı olarak tanımlanan Bodrum ve Gülbahar Napları, sırasıyla Üst Triyas-Üst Senoniyen karbonatları ve türbiditleri ile Üst-Orta Triyas-Üst Senoniyen karbonat, detritik, türbiditikleri ve toleyitik-alkalin karakterli bazik volkanitlerden ibarettir. Bindirme tektoniği nedeni ile Gülbahar Napı yer yer Marmaris Ofiyolit Napı altında veya üstünde görülmekte ise de, Bodrum Napı her zaman Marmaris Ofiyolit Napı tarafından üstlenmiş halde bulunmaktadır.

Domuzdağ Napı veya Domuzdağ Alt-Ünitesi (Collins ve Robertson, 1999, 2003) Mesozoyik neritik kireçtaşlarından ibaret bir sekanstır. Bu tektonik ünite Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997) tarafından tek bir nap olarak tanımlanmıştır. Ancak son dönemde Collins ve Robertson (1999, 2003) tarafından yapılan çalışmalarda Likya melanjının bir parçası olarak tanımlanmaktadır.

Şenel (1997a, 1997b, 1997c) ve Şenel ve Bilgin (1997)'in Marmaris Ofiyolit Napı (MON) olarak tanımladığı ve Collins ve Robertson (1998, 1999 ve 2003) tarafından Likya Melanjı ve Likya Peridotit Napı olarak iki ayrı kısımda açıklanan nap paketi, Likya Toridleri içinde yer alan 4500 km<sup>2</sup>'den büyük bir yayılım ve 2 km'den az kalınlık sunan bir peridotit kompleksidir (Kaaaden, 1959; Graciansky, 1967; Engin ve



Hirst, 1970; Collins, 1997, Collins ve Robertson, 1998). Marmaris Ofiyolit Napı manto peridotitleri ve zengin kromit yatakları (kromititler), metamorfik kayalar, gabro-dolerit daykları ve bir melanj zonundan oluşur. Ofiyolitik sekansın kabuk kısmı Marmaris Ofiyolit Napı'nda eksiktir. Manto peridotitleride temelde spinel harzburjitler ve az miktarda dünitlerden oluşur.

Marmaris Ofiyolit Napı'nın (ya da Likya Peridotit Napı'nın) spinel harzburjitlerinin birincil modal mineralojisi ~% 67.0-89 olivin, ~%7-31.6 ortopiroksen, ~% 0.2-3 klinopiroksen ve ~% 0.3-4.1 krom-spinelden ibarettir (n=12, Ortaca Kompleksi; Uysal, Kaliwoda ve diğer., 2007; ve n=10, bu çalışmadan Şekil 2.2'de işaretli 1,2,3,4,5a,8,10,11 and 13 no'lu yatakların çevresinden alınan örneklerden kesit başına 1742-2347 nokta sayımı ile). Bölgede yaygın dağılım sunan spinel harzburjitler dışında Uysal, Kaliwoda ve diğer. (2007), Ortaca bölgesinde ~% 4.1-4.8 klinopiroksen içeren klinopiroksenli harzburjitler de tanımlanmışlardır.

Marmaris Ofiyolit Napı'nın harzburjitleri litosferik mantonun ilksel bantlaşmasını (S<sub>0</sub>) simgeleyen ortopiroksenit seviyeleri de içermektedir. Bu seviyeler tek veya daha fazla sayıda spinel harzburjit içinde gözlenir. Bazı bölgelerde yanal yönde yayılımları çok rahat takip edilebilmektedir. Ortopiroksenit seviyeleri nadiren kromit cevher gövdeleri ile kontak halinde bulunabilirler. Mineralojileri çok miktarda ve iri ortopiroksen taneleri, daha az miktarda ve daha küçük klinopiroksen ve amfiboller, az oranda olivin ve aksesuar krom-spinel'den ibarettir.

Dünitler ise baskın olarak olivin, daha az oranda orto- ve klinopiroksen ve krom-spinel'den oluşmakta, göreceli olarak ince (cm-m) ve steril bandlar halinde spinel harzburjitlerin birincil bantlaşma yapılarına uyumlu olarak gözlenmektedirler. Dünitler, Ağla (Köyceğiz) yöresinde olduğu gibi steril podlar da oluşturabilir (Akbulut, Çolak, Oyman, Gnos ve Pişkin, 2009).

## BÖLÜM ÜÇ

### ÖRNEKLENEN KROMİTİTİLERİN VE ÇEVRE KAYAÇLARININ GENEL ÖZELLİKLERİ

Marmaris Ofiyolit Napı'nda yer alan kromititler küçük podlar, kalem-mercek şekilli veya iğsi cevher gövdeleri şeklinde yer alır. Kromitit cevher gövdeleri genelde çevre spinel harzburjitlerin iç yapısal öğelerine uyumlu/yarı-uyumludur ve hemen her zaman bir dünit zarf ile çevrilidir. Çoğu kromititin krom-spinelleri yüksek sıcaklıkta katı-halde akmanın (sünümlü deformasyon) verilerini (e.g., çek-ayır yapıları, foliasyon düzlemleri ve/veya lineasyon boyunca krom-spinellerin uzaması ve seçimli oryantasyonu gibi) gösterebilir, kırılma makaslama ürünü olan breşleşme gibi kataklastik dokularda yaygındır. Kromitit cevher gövdeleri yaygın olarak ana cevher gövdesine giren serpantinize dünitik damar/damarcıklar ve/veya ana cevherin uydusu şeklinde küçük kromitit adeseleri ve saçakları gibi düzensiz yapılar içerir. Cevher gövde kalınlık ve uzunlukları değişken olmakla beraber genelde azdır ve cevher faylar ile kesilmeden ancak kısa mesafelerde takip edilebilir.

Marmaris Ofiyolit Napı'nda incelenen kromitit yataklarının (Şekil 2.2) çevre kayaçları olan spinel harzburjitlerin birincil modal bileşimleri Tablo 3.1'de ayrıntılı olarak verilmektedir. Spinel harzburjitelere ek olarak bazı yataklarda cevherin hemen çevresinde dünitik bir harzburjit gözlenmektedir (bkz. örnek YOL3, Tablo 3.1). Harzburjitler, olivin, ortopiroksen, az oranda klinopiroksen ve aksesuar olarak krom-spinelden oluşur. İlksel magmatik doku olarak porfiroklastik doku ve bunun eş-taneli doku ile geçişli türlerini (e.g., iri taneli-tabüer porfiroklastik ve/veya iri-eş-taneli porfiroklastik) ve/veya protogranüler doku sunarlar. Bu birincil dokular, genelde ikincil reaksiyon ve/veya replasman dokuları ile örtülmüştür.

Çok inceden (neoblast) iri taneliye (porfiroklast) değişen heterojen tane boyulu olivinlerden oluşan bir matriks içinde (Şekil 3.1a) dağılmış olarak gözlenen ortopiroksenler genelde iri porfiroklastlar şeklindedir (Şekil 3.1b). Olivin neoblastları deformasyon izleri taşımamakta, porfiroklastlar ise genelde kink-bantları

sunmaktadır. Serpantinleşme tarafından kısmen örtülsede üçlü-birleşimler gözlenebilmekte, bu kısımlarda özşekilsiz tane arası yeni olivin oluşumları yer almaktadır (Şekil 3.1c).

Tablo 3.1 Örneklenen kromitit yataklarının çevre kayaların birincil modal bileşimleri.

<b>Yatak Adı</b>	<b>Örnek No</b>	<b>Kaya Türü</b>	<b>Olv (%)</b>	<b>Opx (%)</b>	<b>Cpx (%)</b>	<b>Sp (%)</b>	<b>Nokta Sayısı</b>
<b>Elmaslar*</b>	EMS5	Sp. Hz	85,1	13,5	1,0	0,3	2000
	EMS10	Sp. Hz	83,7	14,8	0,6	0,7	1742
<b>Yolocak</b>	YOL17Y1	Sp. Hz	87,0	11,5	1,1	0,3	1933
	YOL3	Du. Hz	89,8	7,8	0,6	1,7	1775
<b>Rozocak</b>	ROZY1	Sp. Hz	87,4	11,1	0,8	0,4	1791
<b>Sinekli</b>	SIN10**	Sp. Hz	67,0	31,6	1,1	0,1	2564
<b>İnbaşı</b>	IN16R	Sp. Hz	87,5	11,3	0,2	0,8	2047
	IN16	Sp. Hz	89,5	9,3	0,5	0,6	1991
<b>Harmancık*</b>	HAR7	Sp. Hz	84,7	13,7	1,0	0,5	2067
<b>İlkdere*</b>	ILK12	Sp. Hz	88,5	9,7	0,9	0,6	2347
<b>Sivan</b>	SIV14H	Sp. Hz	76,1	22,1	0,6	1,0	2116
<b>Kazandere</b>	DO7	Sp. Hz	88,1	10,9	0,3	0,5	1834

Sp. Hz.: spinel harzburjit, Du. Hz.: dünitik harzburjit, Olv: olivin, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Sp: spinel. \*: Harmancık ocağı Dikmen ocağına, Elmaslar Ocağı Aslanocak'a, İlkdere Ocağı da Kaymakam ocağına yakındır. \*\*: örnek ortopiroksen seviyeleri içermektedir.

Ortopiroksen porfiroklastları sıklıkla dilinim izleri boyunca ve/veya bunlarla belirli bir açı yapan şekilde klinopiroksen eksolüsyonları içerirler (Şekil 3.1d, e). Ortopiroksen porfiroklastlarının genelde tane sınırları girintilidir (Şekil 3.1d, e, f) ve bazen deformasyon kıvrımları sunarlar. Bu girintiler içinde olivin ve yer yer klinopiroksen neoblastları gözlenir (Şekil 3.1e). Olivin ve ortopiroksen porfiroklastları arasında deformasyona uğramamış yeni olivinlere rastlanmaktadır (Şekil 3.1f). Bir lokasyonda (Yolocak B) eski olivin porfiroklastlarının yeni oluşan ortopiroksenler tarafından ornatıldığı gözlenmiştir (Şekil 3.1g). Yine burada olivin taneleri arasında küçük ve özşekilsiz tane arası ortopiroksen agregatları oluşumu gözlenir (Şekil 3.1h).

Harzburjitlerin aksesuar olarak içerdikleri krom-spineller ince kesitlerde genelde ince tanelidir. İnce taneli spinellerin bazıları oldukça opak olmasına rağmen genelde kırmızımsı-koyu kahverenkli. Yer yer daha iri tanelerin ortalarında ve kenar kısımlarında da oldukça koyu renkli kısımlar bulunmaktadır. Taneler yer yer amipsi, kenarları girintili çıkıntılı (kemirilmiş) şekillerde özşekilsiz, kenarları hafif

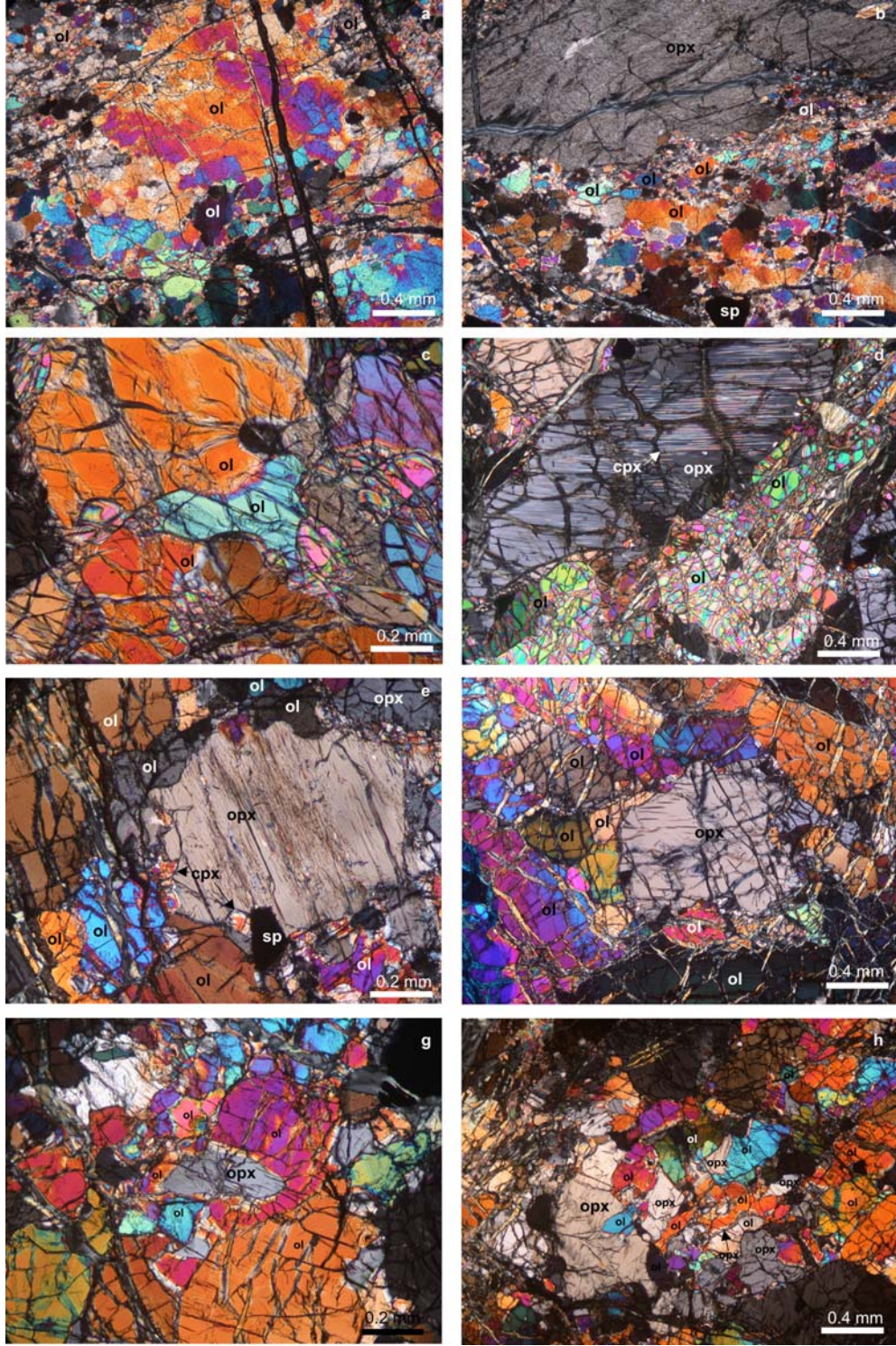
yuvarlanmış şekilde yarı özşekilli ve kenar ve köşeleri korunmuş şekilde öz şekilli (Şekil 3.1e) halde bulunur.

Harzburjitler genelde çeşitli oranlarda serpantinleşmiştir ve olivinler genelde krizotil, lizardit bazen de antigorit türü serpantin minerallerine dönüşmüştür. Ortopirosen porfiroklastları yer yer kısmen veya tamamen bastılmışlardır. Amfibol iğnecikleri ve talk oluşan diğer ikincil minerallerdir.

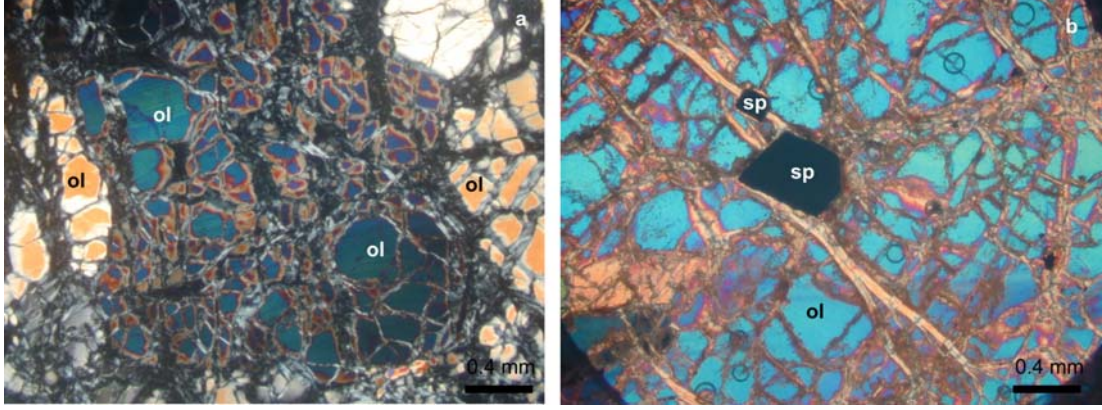
Kromitit cevher gövdeleri hemen her zaman milimetreden santimetre boyutlarına değişen kalınlıkta bir dünitik zarf ile çevrili olup, zarf kalınlığı nadiren metre ebatlarına ulaşmaktadır. Zarfın kalınlığı cevher gövdesinin boyutlarından bağımsızdır ve çevre harzburjite geçişi genelde derecelidir. Kromitit mostralarını çevreleyen bu dünitik zarflar sadece olivin (% 98-99) ve spinelden (% 1-2) ibarettir ve aşırı serpantinizedir. Bunun sonucu olarak krizotil, lizardit ve antigoritten oluşan bir ağ içinde olivin kalıntıları adalar şeklinde kalmıştır (Şekil 3.2a, b). Olivin kalıntıları sıklıkla kink-bantları ve dalgalı sönme sunarlar. Bazı örneklerde serpantin minerallerine amfibol ve klorit iğcikleri eşlik eder. Genellikle ince taneli ve aksesuar oranda krom-spineller siyah renklidir ve özşekilsiz, yarıözşekilli ve nadiren özşekilli form sunarlar (Şekil 3.2b). İri krom-spineller yaygın olarak silikat inklüzyonları (çoğunlukla serpantinleşmiş) içerirler.

Yukarıda özellikleri verilen çevre kayalar içinde yer alan örneklenen kromitit mostraları genelde yanal yönde devamsızdır. İncelenen kromitit cevher gövdeleri çoğunlukla çevre harzburjitlerin birincil bantlaşma yapılarına (S<sub>0</sub>) uyumludur.

Çalışılan yataklar (Şekil 2.2) dissemine, masif, nodüler ve orbiküler kromitit dokuları sunmaktadır. Bu doku tipleri sıklıkla birbirlerine geçiş sunarlar ve bir yatak bunlardan hepsini/herhangi birini içerebilir. Bu dokuların genel özellikleri aşağıdaki gibi özetlenebilir:



Şekil 3.1 Örneklenen podiform kromitit gövdelerinin çevre harzburjitelere ait mikroskop görüntüleri; (a) Çok inceden (neoblast) iri taneliye (porfiroklast) değişen heterojen tane boyulu olivinlerden (ol) oluşan matriks, (b) ortopirosken (opx) porfiroklastının girintili sınırları ve çevresi boyunca gelişmiş olivin neoblastları, (c) olivin üçlü-birleşiminde gözlenen tane arası olivin, (d) ortopirosken porfiroklastı içinde klinopirosken (cpx) eksolüsyonları, (e) ortopirosken porfiroklastının girintili tane sınırları boyunca klinopirosken neoblastları (f) olivin ve ortopirosken porfiroklastı sınırında gelişmiş yeni ve deforme olmamış olivin, (g) olivin porfiroklastını ornatın yeni ortopirosken oluşumu, (h) olivin taneleri arasında özşekilsiz tane arası ortopiroskenler.



Şekil 3.2 Örneklenen podiform kromitit gövdelerinin dünitik zarflarından mikroskop görüntüleri; (a) serpantinleşme sonucu krizotil, lizardit ve antigoritten oluşan ağ içinde kalmış olivin kalıntıları, (b) serpantinleşmiş dunit içinde özşekilli spinel kristalleri

- (1) Masif kromitler hacimce % 80-99 krom-spinel içerirler. Sıkı paketlenmiş krom-spinel taneleri arasındaki dar boşluklar silikat mineralleri (serpantin, Mg-klorit, piroksen ve amfibol) ile doludur. Krom-spinel tane boyu bazı örneklerde 2.5 mm'ye ulaşmaktadır. Bazı masif kromit cevherleri düzensiz şekilli ve ince amfibol damarcıkları içerir.
- (2) Dissemine kromitler genelde bir serpantinize olivin matriks içinde hacimce % 30-80 krom-spinel içerirler. Tane boyları ~0,2-4 mm arasında değişmektedir. Krom-spinel taneleri birleşip 7 mm kalınlığa ulaşabilen küçük şiliryenler veya damarcıklar oluşturabilmektedir. Dissemine cevher dünitik zarfla kontakta doğru masif veya nodüler cevhere geçiş sunabilir.
- (3) Nodüler kromit cevheri bir serpantinize olivin matriks içinde hacimce % 50-65 küresel veya uzamış krom-spinel topaklarından oluşur. Bu kromit topaklarının ortalama çapı 0,5-10 mm arasında değişebilmektedir. Daha iri nodüllerde bulunabilmektedir ancak bunlar nadirdir. Matriks aynı zamanda ince (<1mm) krom-spinel taneleri de içerir. Krom-spinel topaklarının çekirdeği krom-spinel ve sıkıca paketlenmiş silikatlardan oluşur. Daha iri krom-spinel nodülleri (cm boyutlarında olanlar) genelde cevher ve dünitik zarfın kontakta ana cevher gövdesinin konumuna paralel olarak uzamış halde gözlenirler. Çek-ayır yapıları özellikle bu uzamış nodüllerde çıplak gözle görülebilir. Bu dokusal tipin bir başka çeşidi de Güneybatı Anadolu kromit yataklarında nadir olarak gözlenen orbiküler kromitlerdir. Orbiküller, özetle küresel veya eliptik krom-spinel paketleri olup, yapının

nodüler kromitten farkı çekirdeğinin dünitik olmasıdır. Dünitik çekirdeğin etrafını saran krom-spinel kabuk farklı kalınlıklarda (1-3 mm) olabilir. Orbiküllerin etrafını çevreleyen matriks serpantinize olivinden ve akseuar miktarda ince taneli krom-spinelden oluşur. Silikat çekirdekte yine az oranda krom-spinel taneleri içerebilir.

İncelenen kromit mostra ve yataklarının hemen hepsi tektonikten etkilenmiştir ve bu nedenle kataklastik dokulu (breşleşmiş, milonitleşmiş) cevher yaygındır. Nodüler ve dissemine cevherin matriksinde ve/veya masif cevherin tane arası silikatlarında serpantin minerallerine ek olarak tremolit, uvarovit (Cr-granat), kemmererit (Cr-mika) ve Mg-klorit gözlenebilmektedir.

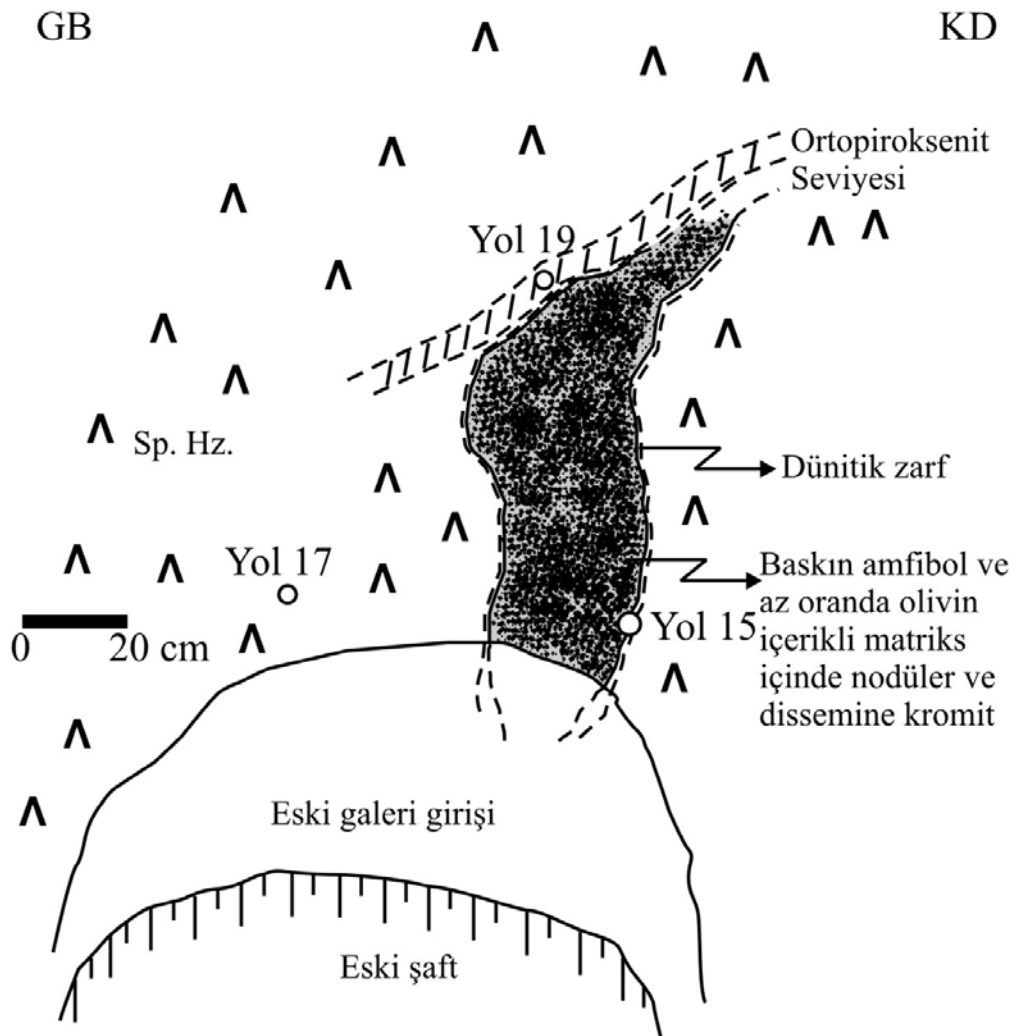
Çalışma kapsamında örneklenen kromitit mostralarından mümkün olan yerlerde ölçekli kesitler (veya krokiler) çizilerek, cevher yan kayaç ilişkisi belirlenmeye çalışılmıştır. Bu mostralar hakkında detaylı bilgi aşağıda verilmeye çalışılmıştır. Anomalinin saptandığı Elmaslar Kromit Yatağı'nın jeolojisi ve örnek özellikleri daha detaylı olarak verilmektedir.

### 3.1 Yolocak Yatağı

Yolocak yatağında (Şekil 2.2, yatak no. 3) iki lokasyondan (A ve B) örnekleme yapılmıştır. Her iki lokasyonda aslen eski galeri girişleridir.

A lokasyonunda (Şekil 3.3) yer alan kromit mostrasında dissemine dokulu cevher gövdesi ~33 cm kalınlıktadır ve 1-5 mm arasında değişen kalınlıkta dünitik bir zarf ile çevrilidir. Dissemine cevherin matriksini baskın olarak amfibol (tremolit) ve az miktarda olivin oluşturmaktadır (Şekil 3.4). Cevher gövdesinin çevre kayacı spinel harzburjittir. Cevher gövdesi örnekleme lokasyonunda bir dönüş yapmaktadır ancak spinel harzburjitin yapısal unsurlarının (e.g.,  $S_0$  ve  $S_1$ ) ondülasyonları da dikkate alınınca oryantasyonu (K16B/~80GB) çevre peridotitin deformasyonu ile uyumlu görünmektedir. Mostranın üst kesiminde cevher gövdesi ile dokanak halinde ~9 cm kalınlığında bir ortopiroksenit seviyesi bulunmaktadır.

B lokasyonu mostrası (Şekil 3.5), A lokasyonunun 25 m KD'sunda yer alır. Burada dissemine-nodüler geçişli bir cevher gövdesi bulunmaktadır. Nodüller cevher mostranın alt kısmında baskın olup, cevher gövdesinin uzanımı boyunca uzamışlardır. Cevher gövdesini saran dünitik zarfın kalınlığı 1-4,5 cm arasında değişmekte olup, cevher gövdesinin kalınlığıda mostranın üst kesiminde 11-16 cm, alt kesiminde galerinin açıldığı yerde 41 cm'dir. Bu lokasyonda cevheri çevreleyen peridotit dünitik bir harzburjittir. Kromit mostrasının 40 cm batısında mostraya paralel ince bir ortopiroksen seviyesi bulunmaktadır. Cevher gövdesinin konumu K16D/71KB olup, çevre peridotitite yer alan ortopiroskenit seviyesine ve piroksenlerin uzamasına (S<sub>1</sub>-K50D/54KB) yaklaşık uyumlu gözlenmektedir.

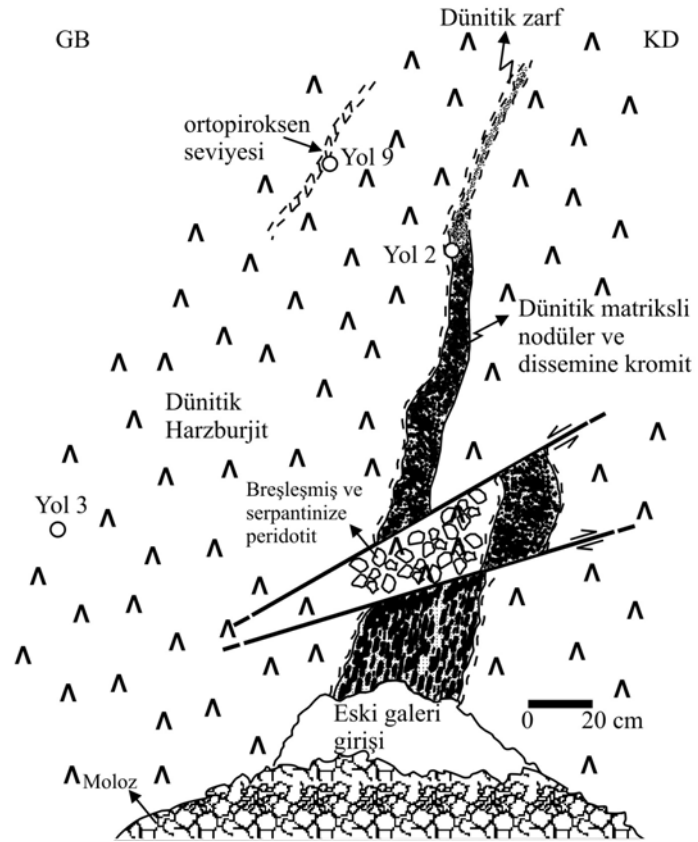


Şekil 3.3 Yolocak yatağı A lokasyonu ölçekli kesiti.





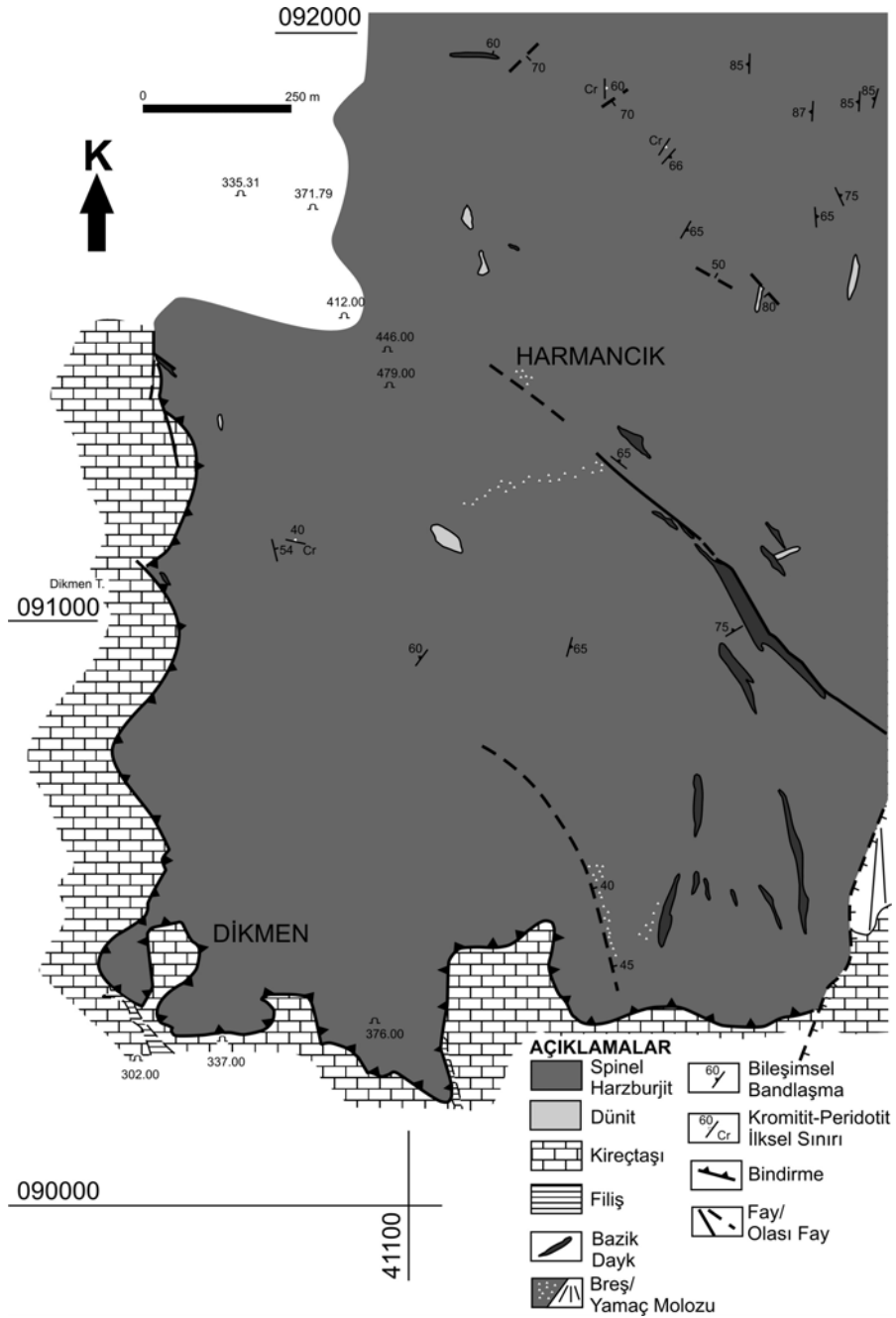
Şekil 3.4 Yolacak A lokasyonunda kromitinin matrisinde gözlenen amfibol kristalleri.



Şekil 3.5 Yolacak yatağı B lokasyonu ölçekli kesiti.

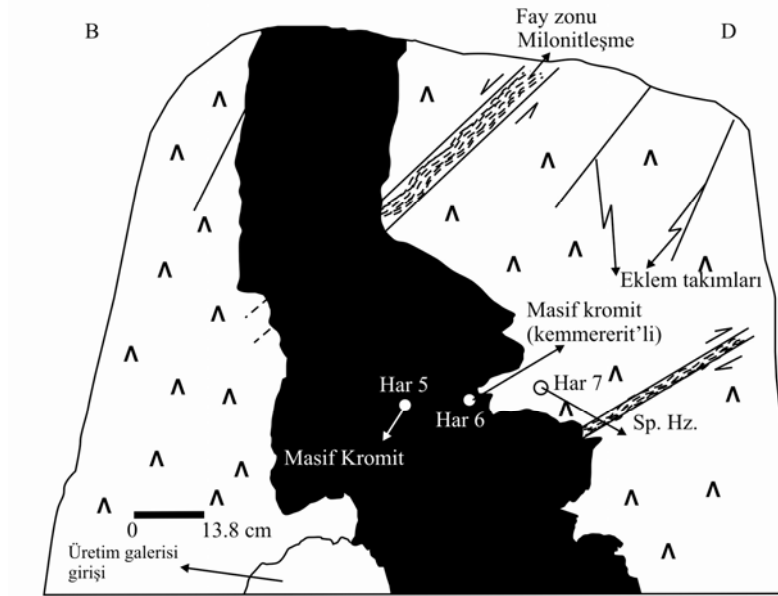
### 3.2 Harmancık ve Dikmen Yatakları

Harmancık ve Dikmen kromit yatakları (Şekil 2.2, yatak no. 8 ve 9) birbirlerine yakın ocaklar olup (Şekil 3.6), her iki ocağa ait örnekleme lokasyonları yer altında bulunur.



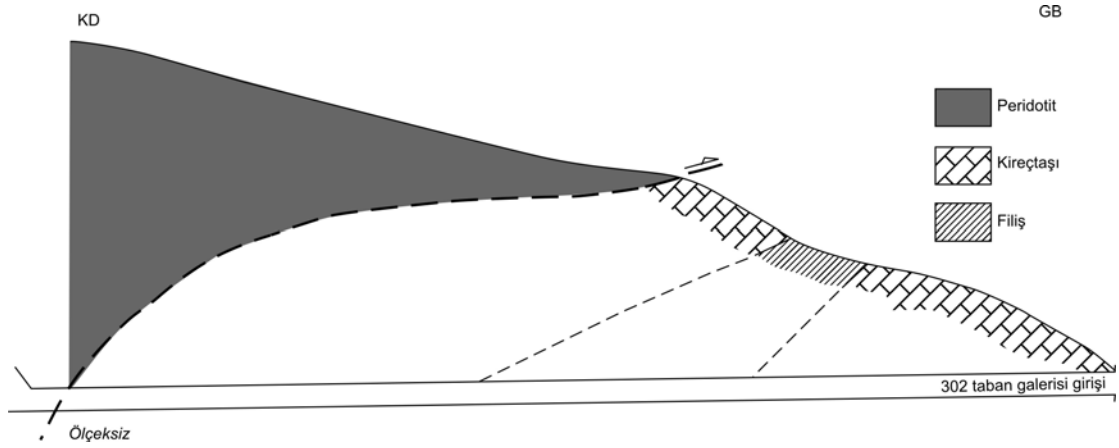
Şekil 3.6 Harmancık ve Dikmen kromit ocakları çevresinin jeolojisi (Özoktay, Yücesan ve Çelik, 1979, ve Özoktay, Çelik ve Yücesan, 1981'den birleştirilerek).

Harmancık yatağındaki örnekleme lokasyonu 335,31 kotlu galeriden (Şekil 3.6) girilerek ulaşılan 330 kotundaki 3. üretim katı galeri aynasıdır (Şekil 3.7). Örneklenen kromit masif özellikle olup, çok sayıda fay ve makaslama düzlemi ile kesilmiştir. Masif cevher içindeki silikatlarda kemmererit (Cr-mika) gözlenebilir. Spinel harzburjit çevre kayaç içinde yer alır ve çok ince bir dünitik zarf ile çevrilmiştir. Ana cevher gövdesinin konumu K15B/~90 olmakla beraber, etkin tektonik nedeniyle değişken eğimler sunar (Şekil 3.7, fay zonu altında cevherin eğimi 67D'dur).

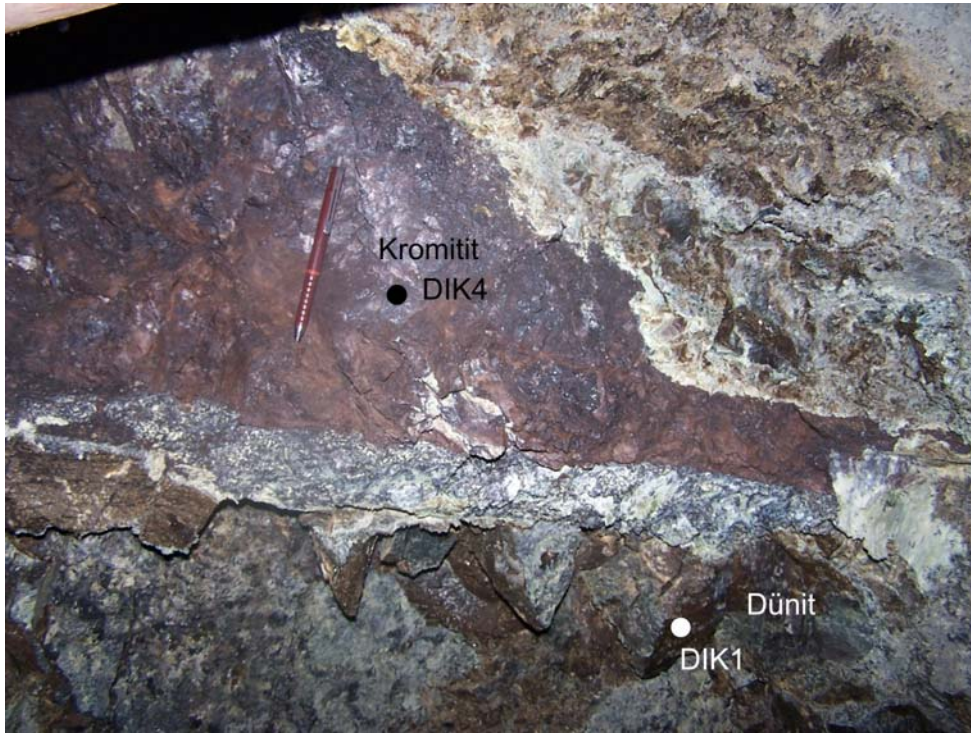


Şekil 3.7 Harmancık yatağı örnekleme lokasyonunun (330 kotu, 3. üretim katı) ölçekli kesiti.

Dikmen ocağı örnekleme lokasyonuna ise 302,00 kotlu taban galerisinden (Şekil 3.8, 3.9) girilerek ulaşılır. Örneklenen kromitit ve yan kayaçlar üretim katı galeri aynasında yer alır. Örneklenen aynada cevherin genel konumu K5-10B/~65KD'dur. Örnek lokasyonları Şekil 3.9'daki fotoğraf üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 3.8 302 kotlu taban galerisi girişi KD-GB ölçeksiz kesiti (Özoktay ve diğer., 1979).

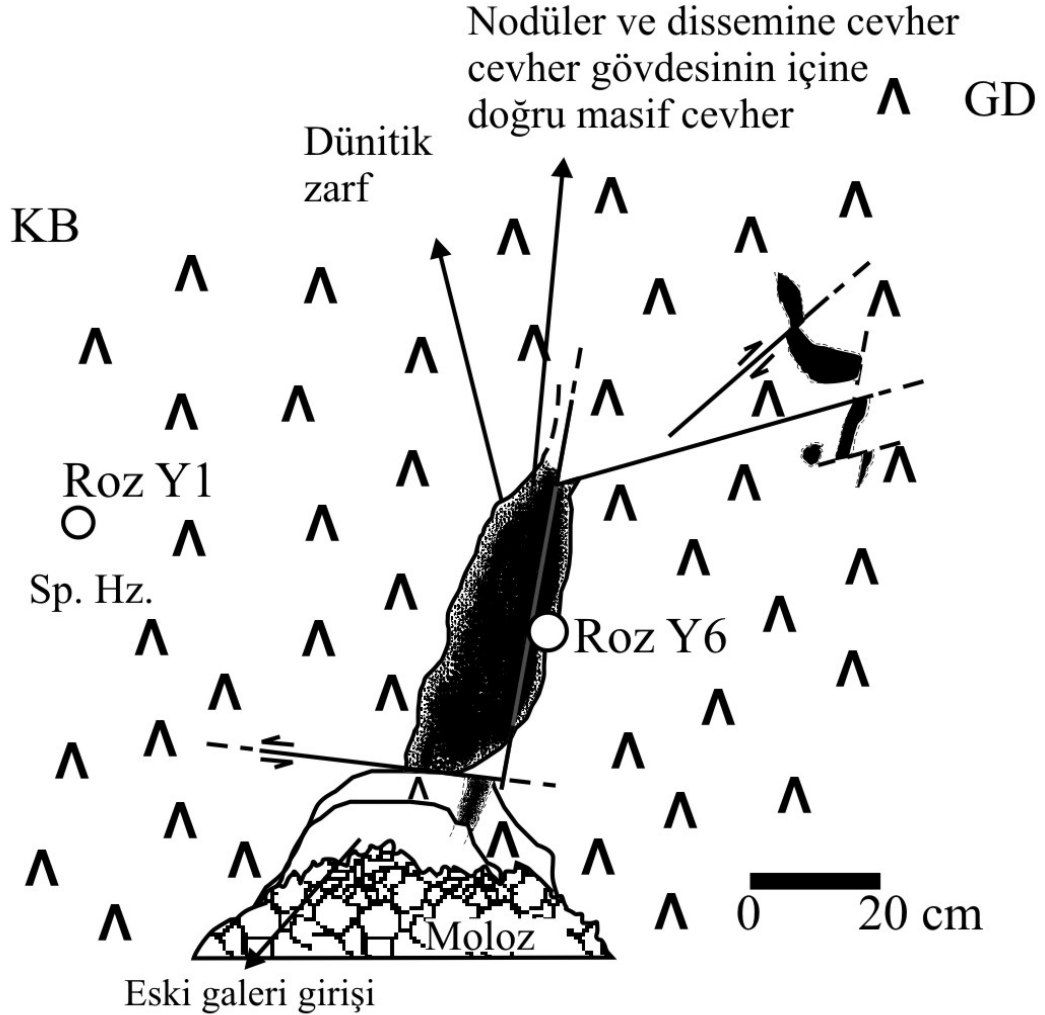


Şekil 3.9 Dikmen yatağı örnekleme lokasyonu

### 3.3 Rozocak Yatağı

Rozocak yatağında (Şekil 2.2, yatak no. 1) örneklenen cevher gövdesi (Şekil 3.10) K33D/67KB konumundadır ve spinel harzburjit çevre kayaçları içinde yer alır. Örnek lokasyonu oldukça tektonizma geçirmiş bir cevher içerir. Cevher gövdesinin kalınlığı 7,5 ile ~20 cm arasında değişir ve çevresi 1-2 mm'lik dünitik bir zarf ile sarılır.

Cevherden dünitik zarfa geçiş derecelidir, temel olarak küçük nodüllerle ve dissemine cevherle başlar ve cevher gövdesinin içine doğru masif cevhere geçer.

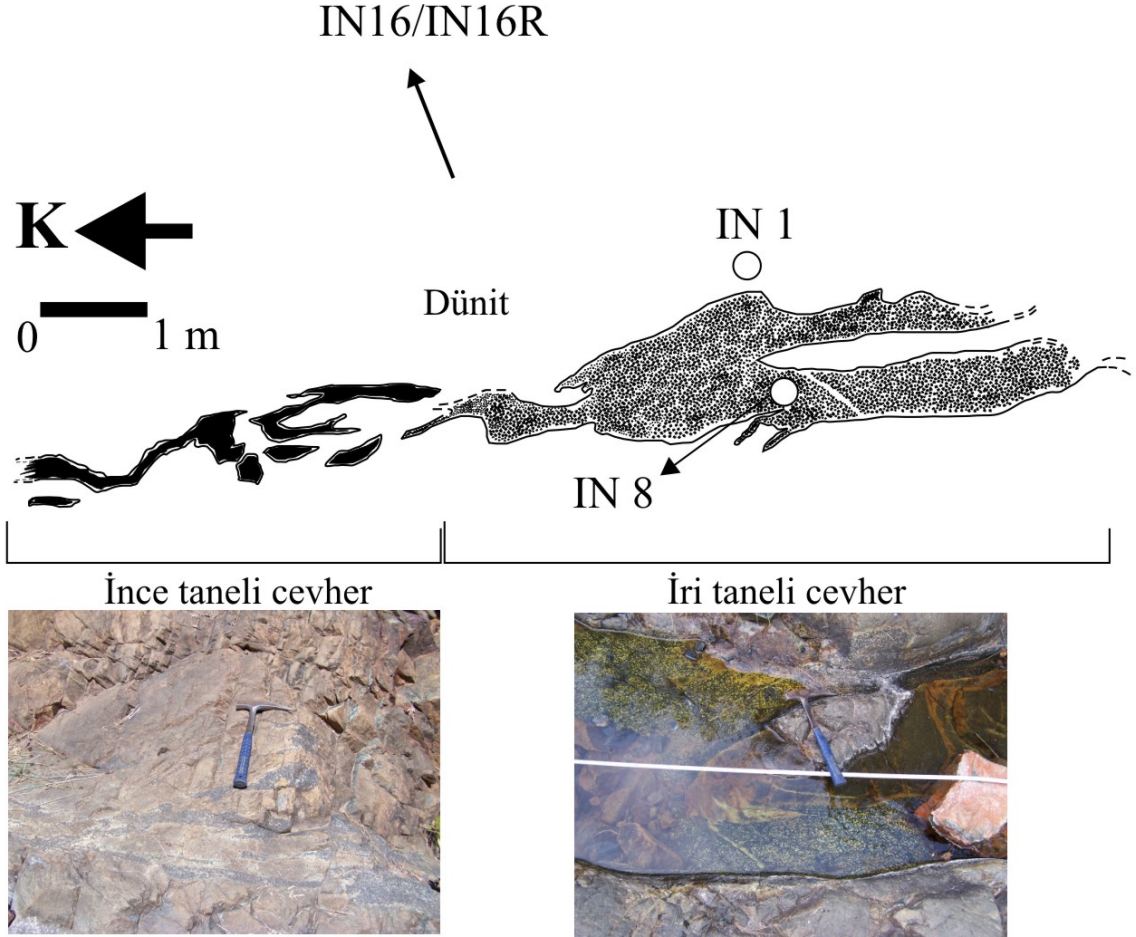


Şekil 3.10 Rozocak yatağı örnekleme lokasyonu ölçekli kesiti.

### 3.4 İnbaşı Cevherleşmesi

İnbaşı kromit zuhurunda (Şekil 2.2, yatak no. 4) örneklenen mostra (Şekil 3.11), K-G uzanımlı bir vadi içinde, Keserali Yatağı'nın yakınında yer alır. Temelde nodüler ve yer yer masif cevherden oluşan kromitit gövdesinin konumu K6B/~90'dır ve çevre peridotitlerin (spinel harzburjit ve az miktarda ince dünit seviyeleri) bileşimsel bandlaşmasına (S<sub>0</sub>-K6B/70GB) yaklaşık uyumludur. Cevher gövdesinin

kalınlığı en kalın kesimi olan güney ucunda (kaba taneli nodüler cevher) 97 cm'dir. Kuzey ucunda inceler ve biter (ince taneli nodüler cevher). Buradaki kromitit, incelenen diğer yataklardan farklı olarak ~7 m'lik oldukça kalın bir dünitik zonla çevrilidir. Dünitik zondan harzburjite geçiş derecelidir.



Şekil 3.11 İnaşı zuhuru örnekleme lokasyonu ölçekli krokisi.

### 3.5 Sinekli Yatağı

Sinekli yatağı (Şekil 2.2, yatak no. 2) örnekleme lokasyonu, Sinekli yatağı eski güney yarmasında sürülen yaklaşık K30D uzanımlı işletme galerisi ağzında, galerinin çökmüş kısmının batı duvarında bulunur. Batı duvarından örneklenen iz cevherin ve dünitik zarfın konumu K30D/~90'dır. Eski galeri asıl kromitit gövdesinin doğrultusu boyunca sürülmüştür. Örneklenen çevre peridotitler spinel harzburjitlerden oluşmakta, ve bu spinel harzburjitler yaklaşık 2-3 cm'de bir tekrarlanan ortopiroksenit seviyeleri içermektedir.

### 3.6 Keserali Yatağı

Keserali yatağında (Şekil 2.2, yatak no. 7) halihazırda işletilen cevher 3-8 m arasında değişen kalınlıkta ve ~60 m uzunlukta, yaklaşık dik konumlu bir kromitit gövdesidir. Cevherin konumu nedeniyle işletme dik açılan bir kuyudan sürülen katlar şeklinde yürütölmektedir. Örneklenen lokasyon (Şekil 3.12), 254 m katında yer alır ve lokasyona 278 kotlu ana galerininden girilerek, açılmış olan dikey kuyu vasıtası ile ulaşılır.



Şekil 3.12 Keserali yatağı 254 m katı galeri aynası.

### 3.7 Sivan Yatağı

Sivan yatağı (Şekil 2.2, yatak no. 10) eski işletme galerisinin çevre kayaçlarını spinel harzburjitler oluşturur. Bölgede bileşimsel bandlaşma ( $S_0$ ) ortopiroksenit,

dünit ve harzburjit seviyelerinin ardalanması ile çok belirgin olarak izlenebilmektedir. Yatak iri taneli nodüler ve masif-kataklastik cevher içerir. Örnekler, çalışmanın yapıldığı dönemde eski işletme galerisine giriş olanağı bulunmadığından yüzeyden, önceki işletmenin cevher yığınlarından alınmıştır.

### **3.8 Kazandere Yatağı**

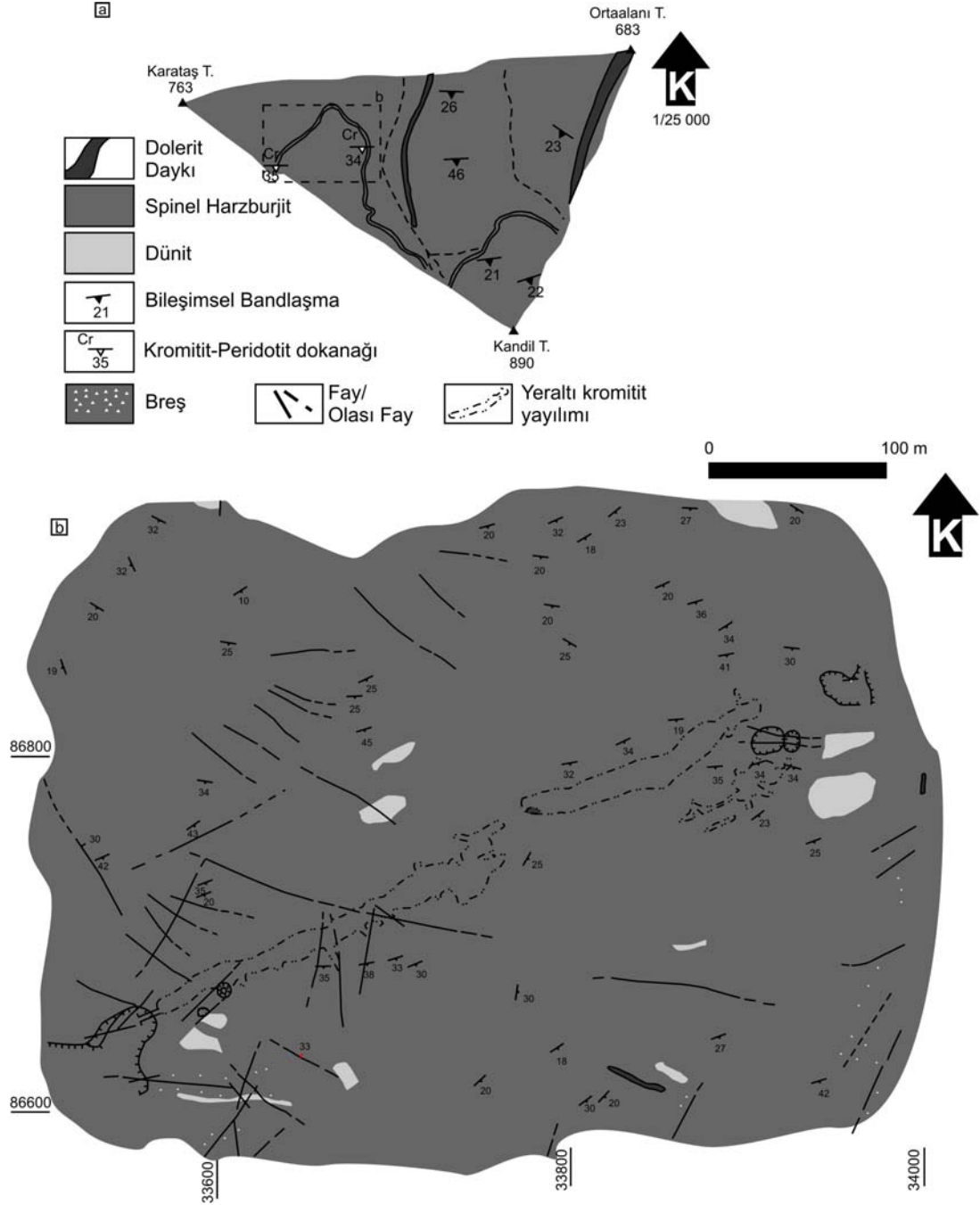
Kazandere yatağı (Şekil 2.2, yatak no. 13) spinel harzburjit çevre kayalar içinde yer alır (Şekil 3.13a ve b). Bu harzburjit kütleleri içinde yer alan yanal-düşey geçişli dünit seviyeleri bileşimsel bandlaşmayı simgeler. Spinel harzburjitler içinde topoğrafyada 0,5-2m'lik belirgin eşikler oluşturan dolerit daykları vardır. Bu dolerit dayklarının peridotitler ile kontağında breşleşme ve serpantinleşme yaygındır.

Kazandere yatağında cevherleşme baskın olarak nodüler-dissemine cevher şeklindedir. Yer yer masif cevherde gözlenir. K70D uzanımlı olan ana cevher gövdesi 480 m uzunlukta, 2-35 m arası değişen kalınlıkta iğ şekilli bir yataklanma sunar ve sahadaki bileşimsel bandlaşma ile uyumludur. Örnekleme lokasyonu yatağın Batı ucunda eski galeri ağzındaki yarmada yer alır (Şekil 3.14).

### **3.9 Ilıkdere ve Kaymakam Yatakları**

Ilıkdere ve Kaymakam kromit ocakları (Şekil 2.2, yatak no. 11 ve 12) birbirine çok yakın iki ocaktır. Ocakların çevre litolojisi spinel harzburjit ve bunlar ile yanal-düşey geçişli olarak gözlenen dünit mercceklerinden oluşur. Dünit merccekleri ve kromitit mostralalarının oryantasyonu çevre spinel harzburjit ile uyumludur ve tektonitlerin bileşimsel bandlaşmasını ( $S_0$ ) simgelemektedir. Kromitit oluşumları dünit zarf içerisinde yer alan merccek şekilli ve masif, dissemine ve nodüler dokulu bir yataklanma sunar.





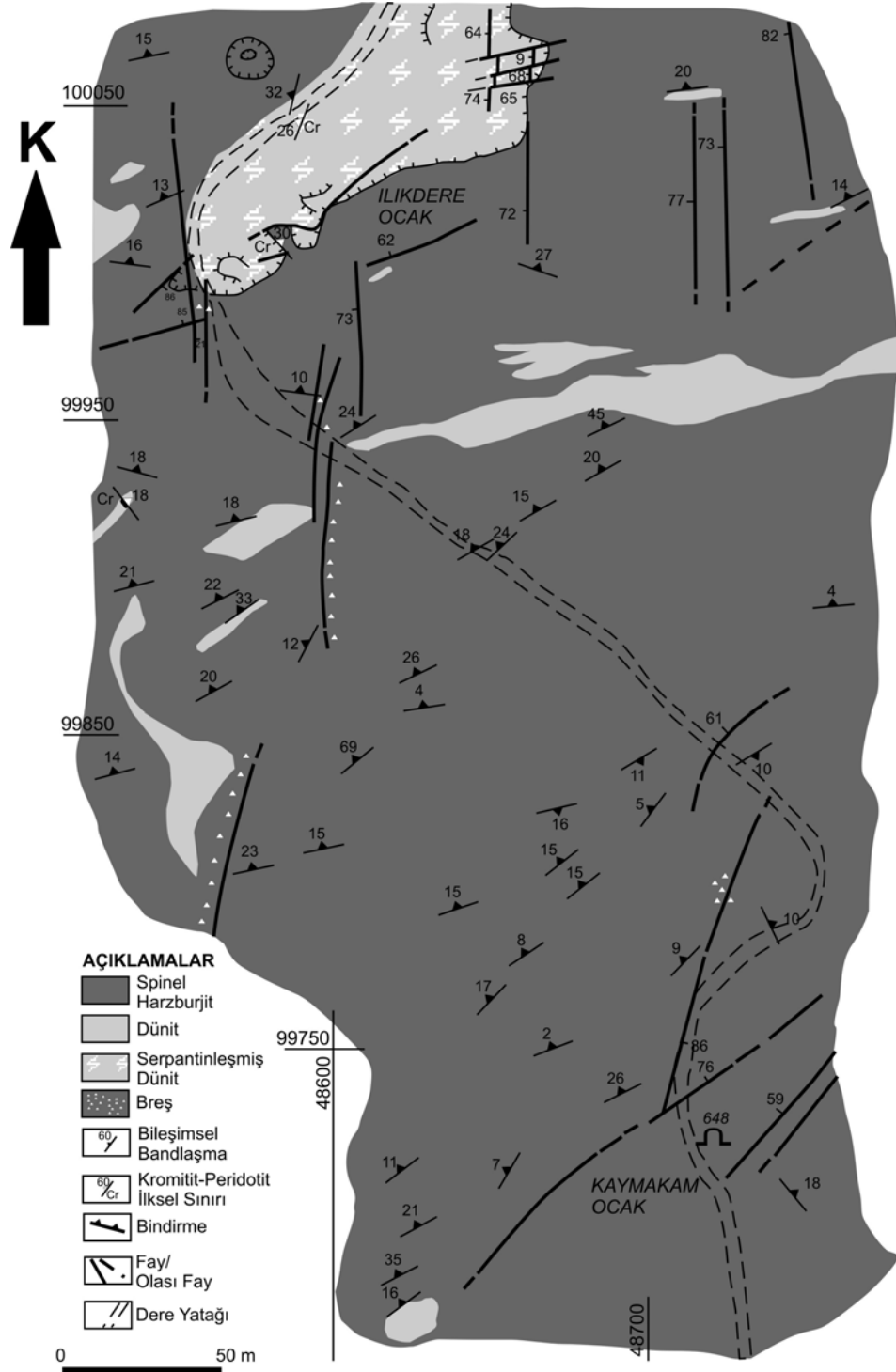
Şekil 3.13 Kazandere yatağı ve çevresinin jeolojisi (Erdem, Birgili ve İzmir, 1987).



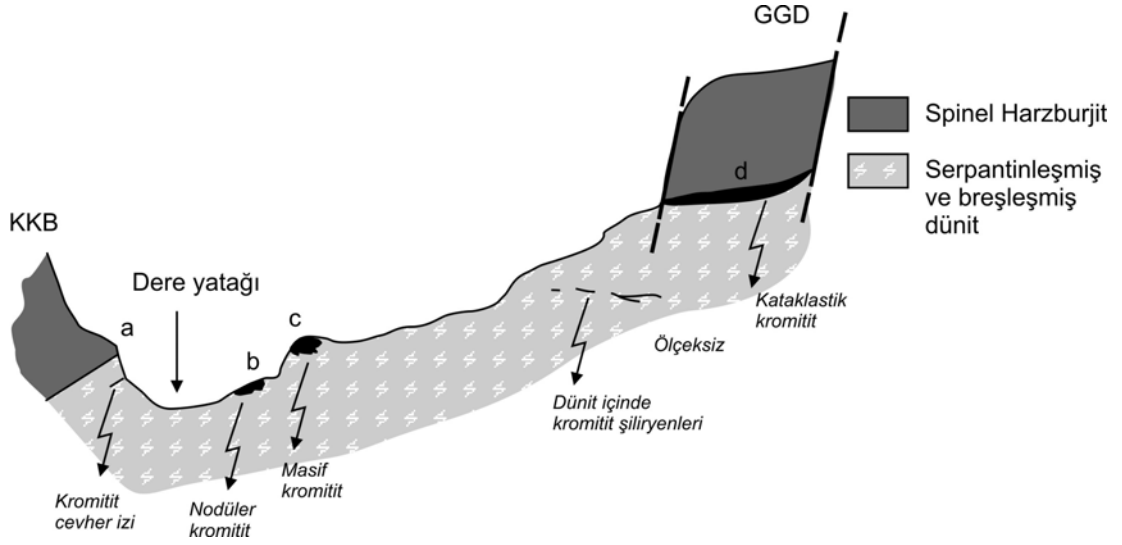
Şekil 3.14 Kazandere yatağı örnekleme lokasyonu (Batı yarması).

Ilıkdere ocağından örneklenen kromitit mostraları, Ilıkdere'ye doğudan katılan tali kuru dere içinde başlayıp kuzey doğuya doğru devam eden ve Ilıkdere'nin batısına geçerek kapanan bir yarma içinde yer alır. Yarma bu tali derenin yatağı içinde açılmıştır ve KD-GB doğrultusunda toplam 175 m boyunca devam eder (Şekil 3.15). Dere yatağı boyunca çok sayıda kırık hattı gözlenmektedir ve bu kırıklar ve yarmanın açıldığı dere yatağı boyunca aşırı serpantinleşmiş ve breşleşmiş geniş (~50 m) bir dunitik zon gözlenir. Bu zon içinde dissemine-nodüler ve kataklastik ezik

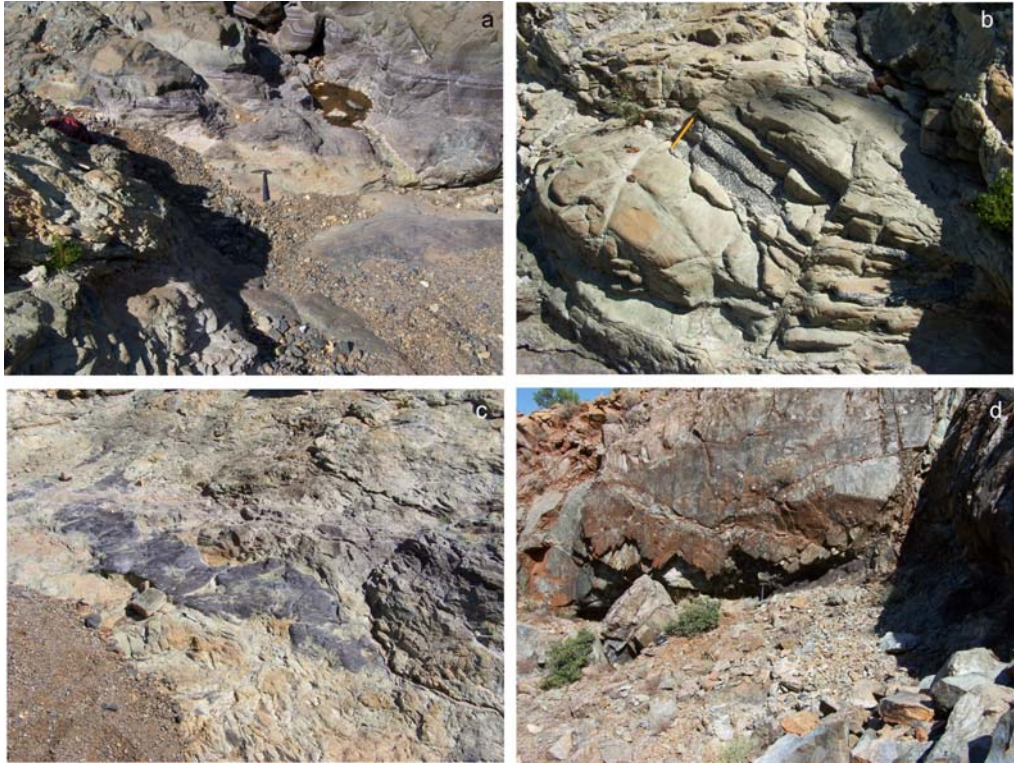
cevher izleri ve küçük şiliryenler halinde kromitit gözlenmektedir (Şekil 3.16 ve 3.17).



Şekil 3.15 Ilıkdere ve Kaymakam Ocağı çevresi jeolojisi ve örnekleme yerleri (Birgili, Erdem, Şahan, Dilek, ve Karol, bt'den değiştirilerek.).



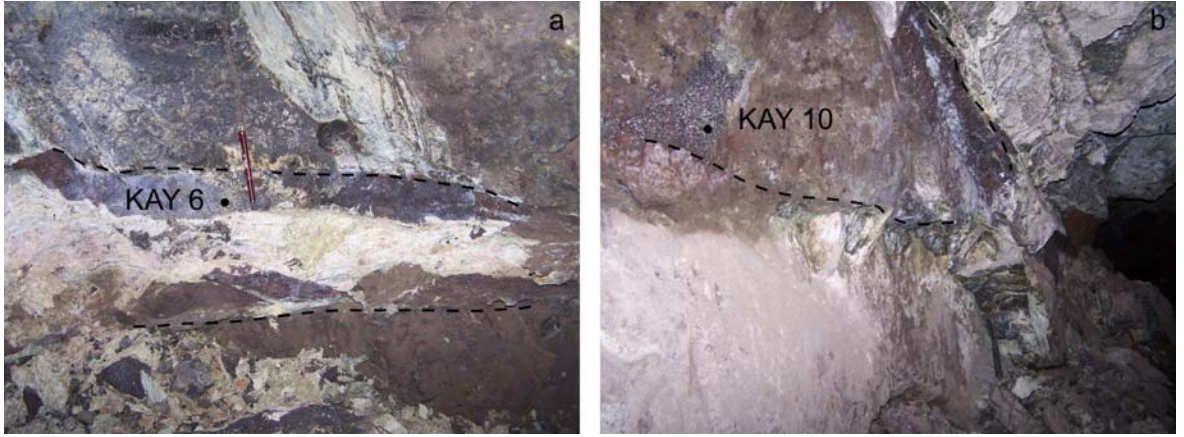
Şekil 3.16 İlkdere ocağı yarmasının açıldığı ve İlkdereye bağlanan tali derenin yatağı boyunca alınan örnekleme lokasyonu ölçeşsiz kesiti.



Şekil 3.17 Ölçeşsiz kesitte işaretli noktaların arazi görüntüleri. a) harzburjit-serpantinize dünit dokanağı , b) nodüler kromit, c) masif kromit, d) kataklastik kromit.

Kaymakam ocağı örnekleme lokasyonu, İlkdere ocağının 250 m güneydoğusunda sürülmüş olan 648 kotlu galeri içerisinde yer alır. Galeri içinde örneklenen kromit, K39D/12KB konumlu ve uzunluğu ~200 m takip edilebilen, 10-17 cm arası

kalınlıkta bir ezilme zonunda, aşırı serpantinize bir dolgu içindedir. Kromitit bu dolgu içinde iri ve dolgu boyunca uzun eksene sahip cevher breşleri veya kısa mesafelerde devamlılık sunan ince ve ezik kromitit seviyeleri şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3.18a). Bunun yanında eski galerilerin duvarlarında ve işletme sırasında bırakılan topuklarda da yer yer iz halinde cevherde gözlenmektedir (Şekil 3.18b).



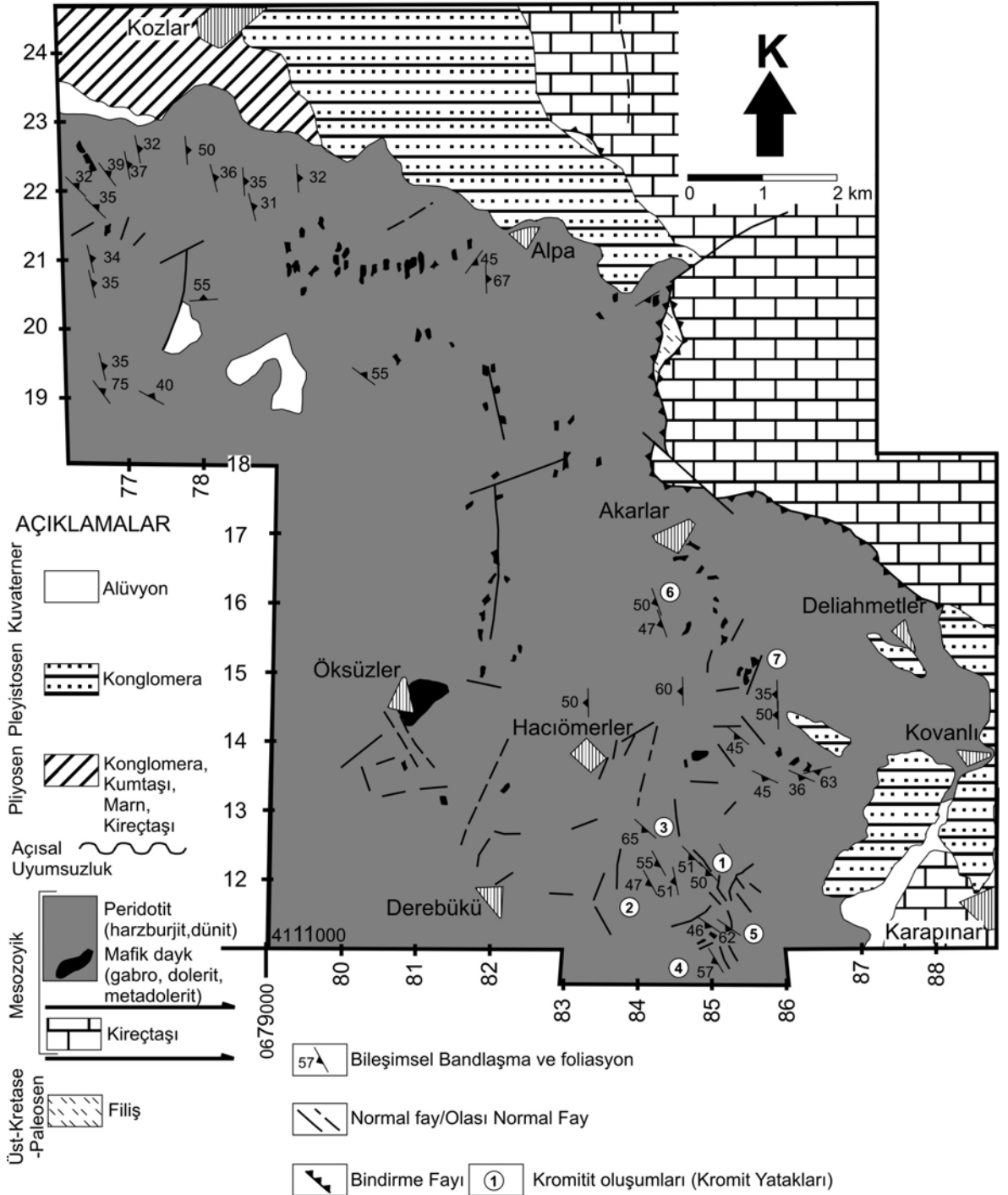
Şekil 3.18 Kaymakam galerisi içinde örneklenen fay zonu (a) ve cevher izi (b).

### 3.10 Karaismailler (Acıpayam) Kromit Yatakları

Karaismailler (Acıpayam) bölgesinden örneklenen yataklar, Aslanocak, Elmaslar, Topuk ve Kadem ocaklarından ibarettir (Şekil 2.2, yatak no. 5a,b,c ve d). Karadoru ocakları ile birlikte Karaismailler-Acıpayam bölgesinden örneklenen bu yataklar birbirlerine çok yakın olmaları sebebi ile (Ilıkdere-Kaymakam ve Harmancık-Dikmen ocakları gibi) birarada değerlendirilmektedirler.

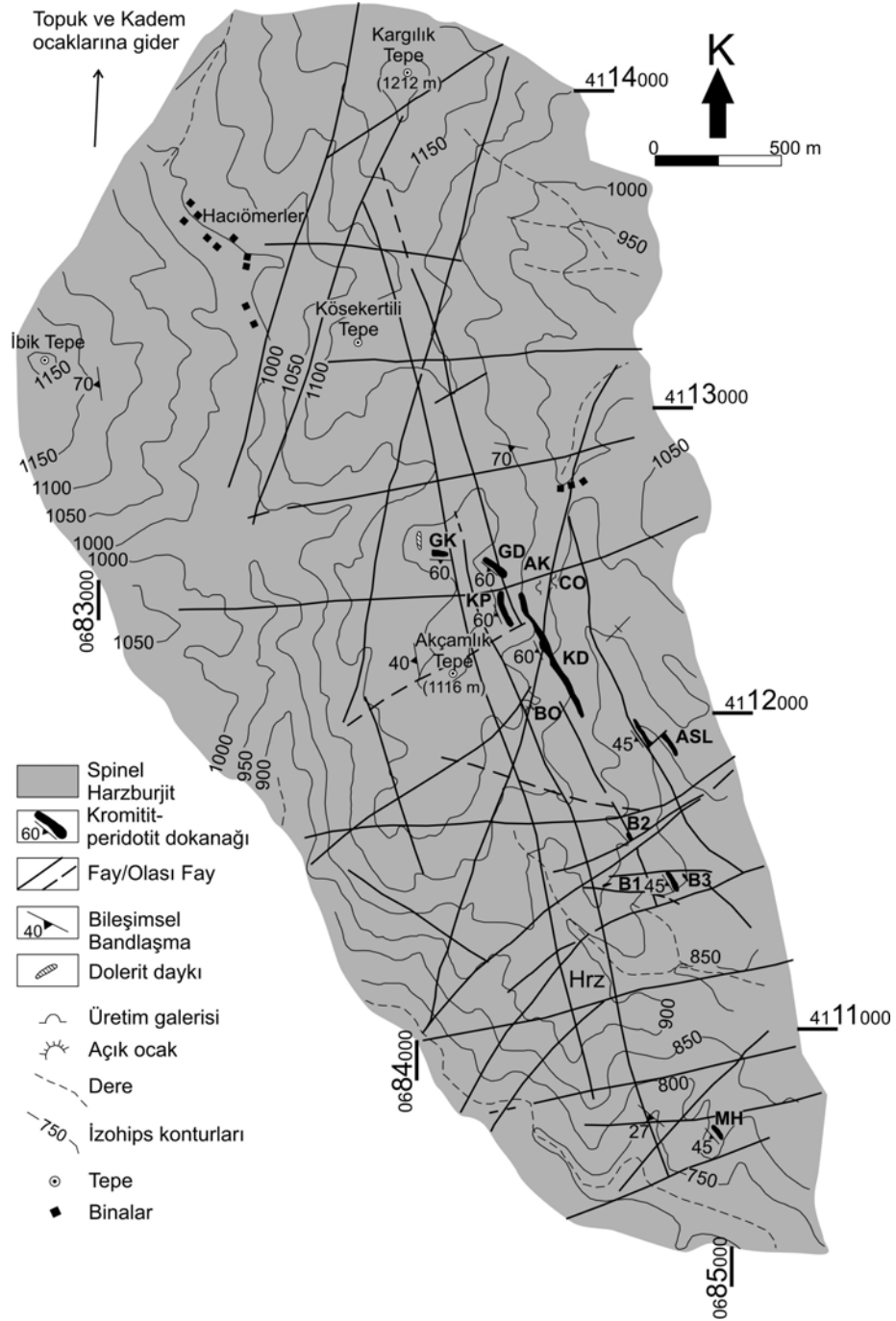
Bölge jeolojisi alttan üste ofiyolitik melanjın Üst Kretase-Paleosen filizi, bu birimi tektonik olarak üstleyen para-otokton Mesozoyik kireçtaşları, ve manto peridotitleri ve izole mafik dayklardan oluşan allokton ofiyolitik seriden ibarettir (Özpınar ve Bilgin, 1996; Şekil 3.19). Bütün birimler uyumsuzlukla Pliyosen ve Pleyistosen örtü serileri ile üstlenmektedir. Bölgedeki manto peridotitleri baskın olarak spinel harzburjitlerden oluşmakta olup ortalama birincil modal bileşimleri %86 olivin, %13 ortopirosken, %0,3 klinopirosken ve %0,7 spineldir. Tali oranda spinel harzburjitler içinde yer alan dünitik kısımların modal bileşimi ortalama %92 olivin, %5

ortopiroksen, %1 klinopiroksen ve %1 spinel içerir (Özpinar ve Bilgin 1996). Bölgenin kuzey ve güneyinde bazıları halen işletilmekte olan ve/veya yeniden faaliyete geçen çok sayıda kromit yatağı bulunmaktadır.



Şekil 3.19 Karaismailler (Acıpayam) bölgesi Kozlar-Beyağaç arası jeoloji haritası (Özpinar ve Bilgin 1996).

Bu çalışmada örneklenen kromitit cevher gövdelerinin bir kısmı (Aslanocak ve Elmaslar, Şekil 3.20), bölgedeki ofiyolitik serinin harzburjit kütleleri içinde, Hacıömerler köyünün güneydoğusunda yer alır. Topuk ve Kadem ocakları ise köyün kuzeyindedir.



Şekil 3.20 Hacıömerler köyü güneydoğusunun jeolojisi (Madencilik Ltd. Şti. tarafından hazırlanan haritadan değiştirilerek).

MTA tarafından hazırlanan raporlarda (Birgili, Erdem, Andiç, Şahan, ve Gültaşlı, 1988), birlikte incelenen Karadoru, Aslan, Karanfilli ve Mihri kromititleri, işletme aşamasında farklı şirketler tarafından ele alınmakta, Aslanocak (ASL, Şekil 3.20), Topuk ve Kadem ocakları ayrı ayrı firmalar tarafından çalıştırılmaktadır. Örneklenen ocaklardan Aslanocak, Karadoru yarmalarının güneydoğusunda yer alır ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir cevher gövdesidir. Mostralarının kalınlığı genelde 1 ile 5 m arasında değişen Aslanocak kromitit gövdesi boyunca irili ufaklı dokuz adet yarma açılmıştır (Birgili ve diğer., 1988). Bu açılan yarmalardan sadece yaklaşık 7,5 m kalınlığında bir mostra gözlenebilen ve ince taneli dissemine kromititten oluşan C yarması örneklenmiştir. Sahanın kuzeyinde kalan Topuk ve Kadem ocaklarından da birer masif cevher örneği alınmıştır.

Madencilik Ltd. Şti. tarafından işletilen cevher gövdelerinin tamamı ise Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) olarak adlandırılmaktadır. Alınan örneklerden birinde yüksek oranda ΣPGE anomalisi saptandığı için bu yatak üzerinde daha detaylı bir çalışma yürütülmüştür.

Elmaslar Kromit Yatağı en büyüğü Karadoru (KD, Şekil 3.20) olmak üzere (~10 m kalınlıkta) dokuz ana cevher gövdesinden oluşur (Özpınar ve Bilgin 1996). Ancak işletme halihazırda sadece Güneşkuyu (GK) ve Gemideresi (GD) cevher gövdelerinde açık ve kapalı işletme (Çamocak:CO ve Akşit: AK galerileri) şeklinde devam etmektedir. İşletmenin ilerleyen aşamalarında Batıocak (BO) içinde çalışmalar planlanmaktadır.

EKY çevresindeki çevre spinel harzburjitlerin birincil modal bileşimleri %83,7-85,1 olivin, %13,5-14,8 ortopiroksen, %0,6-1,0 klinopiroksen, ve %0,3-0,7 krom-spinel'den ibarettir (n=2, Tablo 3.1, EMS5 ve EMS10). İkincil mineralojileri minör talk ve klorit oluşumları ve serpantin minerallerinden meydana gelir. Protogranular-porfiroklastik dokuludurlar. 0,2-3 mm boyutlarında olivin tanelerinden oluşan bir kristal matris içinde 0,4-3,4 mm boyutlarında ortopiroksen kristallerinden ibarettir. Eser oranda bulunan krom-spinel kristalleri 0,1-0,8 mm ebatlarındadır. EKY spinel



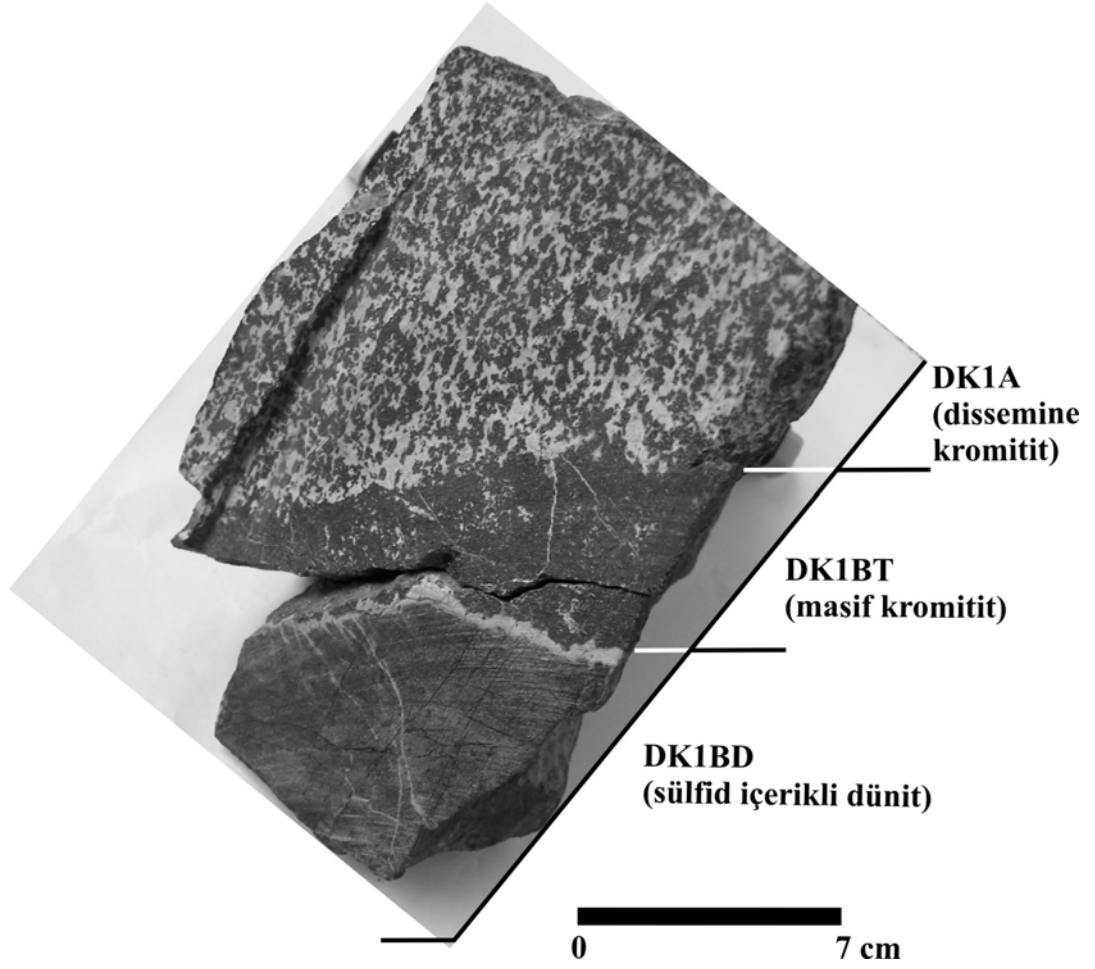
harzburjitleri içinde nadiren birincil bandlaşma yapıları ve ortopiroksenit seviyeleri gözlenir ve saptananlarda ancak bir kaç metre takip edilebilir (Sümerman, 2005).

Bu harzburjit kütlesi içinde kromitit cevher gövdeleri genelde santimetreden metreye değişen kalınlıklarda bir dünitik zarf ile çevrilidir. Birincil olarak ~%98-99 olivin ve %1-2 krom-spinelden oluşan kısır bir mineraloji sunan bu reaktif dünit zarf çeşitli oranlarda serpantinleşmiştir. Gözlenen kromitit gövdeleri genelde çevre spinel harzburjitlerin nadiren izlenebilen birincil iç yapılarına uyumludurlar.

Elmaslar Kromit Yatağında (EKY) cevherin yerleşimi tektonizma ile bir çok parçaya ayrılmış ana bir cevher gövdesi olarak yorumlanabilir. Ana yapı temelde K27-39B/45-60GB konumdadır. 60 derecelik eğim daha çok ana yapının tektonik nedeni ile dönerek K84B/60GB konumunu aldığı kuzeybatı ucunda ve yakınında gözlenir. En büyük cevher gövdesi (Karadoru: KD) K28B/60GB konumdadır. Yatağın konumunu etkileyen ana tektonik hatlar KB-GD ve KD-GB istikametlidir. Bunları kesen D-B ve KD-GB uzanımlı tali faylar da ana gövdenin parçalanması ve güncel konumunu almasında çok etkili rol oynamışlardır.

EKY, temelde dissemine kromitit içersede, bantlı, massif, ve nodüler kromitit yatakta oldukça sık gözlenen diğer dokulardır. Eski üretim galerilerindeki bazı özel yüzlelerde orbiküler dokulu cevherde gözlenir. Fay zonlarında breşleşmiş ve ezilmiş cevher yaygındır.

EKY'den alınan bir örnekte, sıradışı bir şekilde iri taneli baz-metal sülfid, alaşım ve nabit metal zenginleşmesi çıplak gözle görülebilmektedir (Şekil 3.21). Örnek, sülfid içerikli bir dünit zarf (DK1BD), masif kromitit (DK1BT; hacimce %90-95 krom-spinel) ve masif cevherden ~55°'lik bir açısal uyumsuz bir geçişle dissemine kromitit (DK1A; hacimce ~%60 krom-spinel) içerir (Şekil 3.21). Sülfid içerikli dünit zarfın modal bileşimi %70 olivin, %23 serpantin ve %7 opak fazlardan oluşur. Bu anormal baz-metal zenginleşmesine ek olarak, aynı örnekteki kromititlerden gerçekleştirilen tüm kayaç PGE analizlerinde çok yüksek (4 ppm'den fazla)  $\Sigma$ PGE değerleri elde edilmiştir.



Şekil 3.21 Elmaslar Kromit Yatağı'ndan (EKY) alınan ve dünit zarfında yüksek oranda sülfid gözlenen örnek.

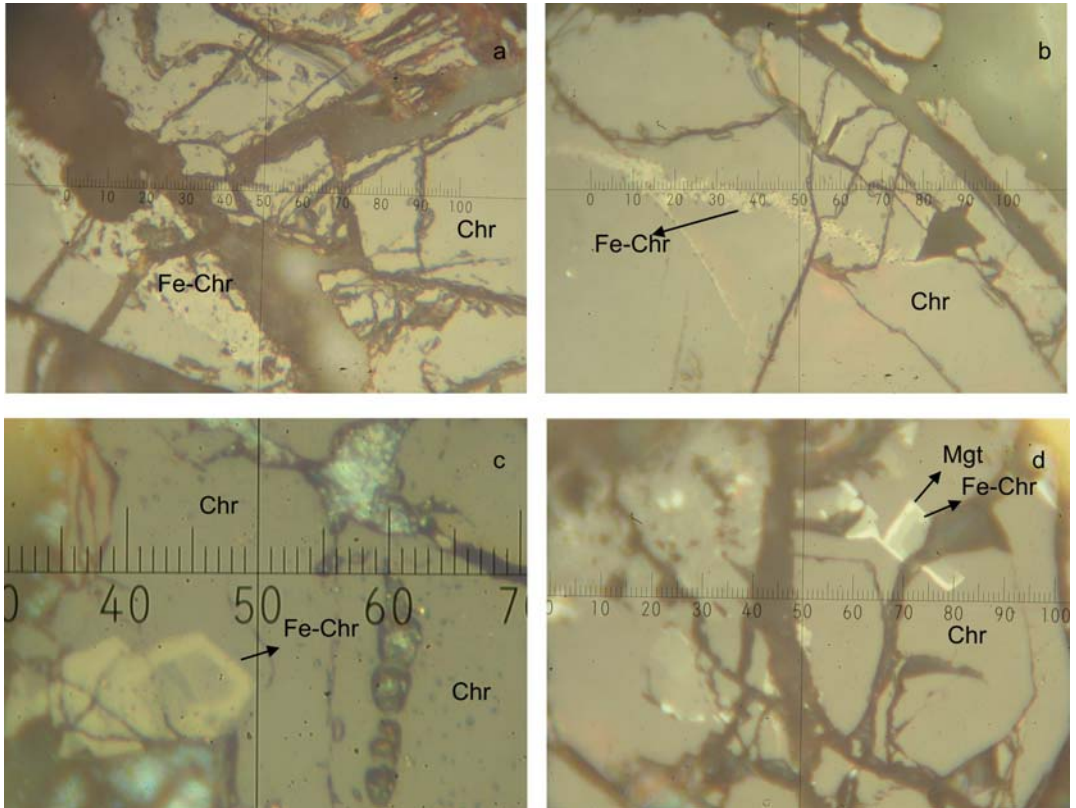
EKY'den benzer sekansal ilişki (dissemine kromitit-masif kromitit-dünit) sunan başka örneklerde (örn., CAM2C-dissemine kromitit, CAM2B-masif kromitit ve CAM2A-dünit) bulunmuş ve örneklenmiştir. Ancak bu örneklerde yukarıdaki örnekte (Şekil 3.21) gözlenen iri baz-metal fazlarına rastlanmamıştır.

## BÖLÜM DÖRT

### CEVHER MİKROSKOPİSİ VE PETROGRAFİSİ

Güneybatı Anadolu Kromititlerinden örneklenen mostra ve yataklarında ana cevher minerali krom-spineldir. Yatakların hemen hepsinde krom-spinellerin oluşturduğu ilksel dissemine, masif ve nodüler dokunun yanında kataklastik doku (breşleşmiş, milonitleşmiş) yaygın olarak gözlenir.

Kromitit cevher gövdeleri ve çevre kayaçların (spinel harzburjit ve dünitik zarf) düşük reflektanslı krom-spinelleri genelde yüksek reflektanslı ferrit-kromit (Spangenberg, 1943; Evans ve Frost 1975; Melcher, Grum, Simon, Thalhammer ve Stumpfl, 1997) tarafından tane sınırları ve çatlaklar boyunca çevrelenmektedir (Şekil 4.1a, b).



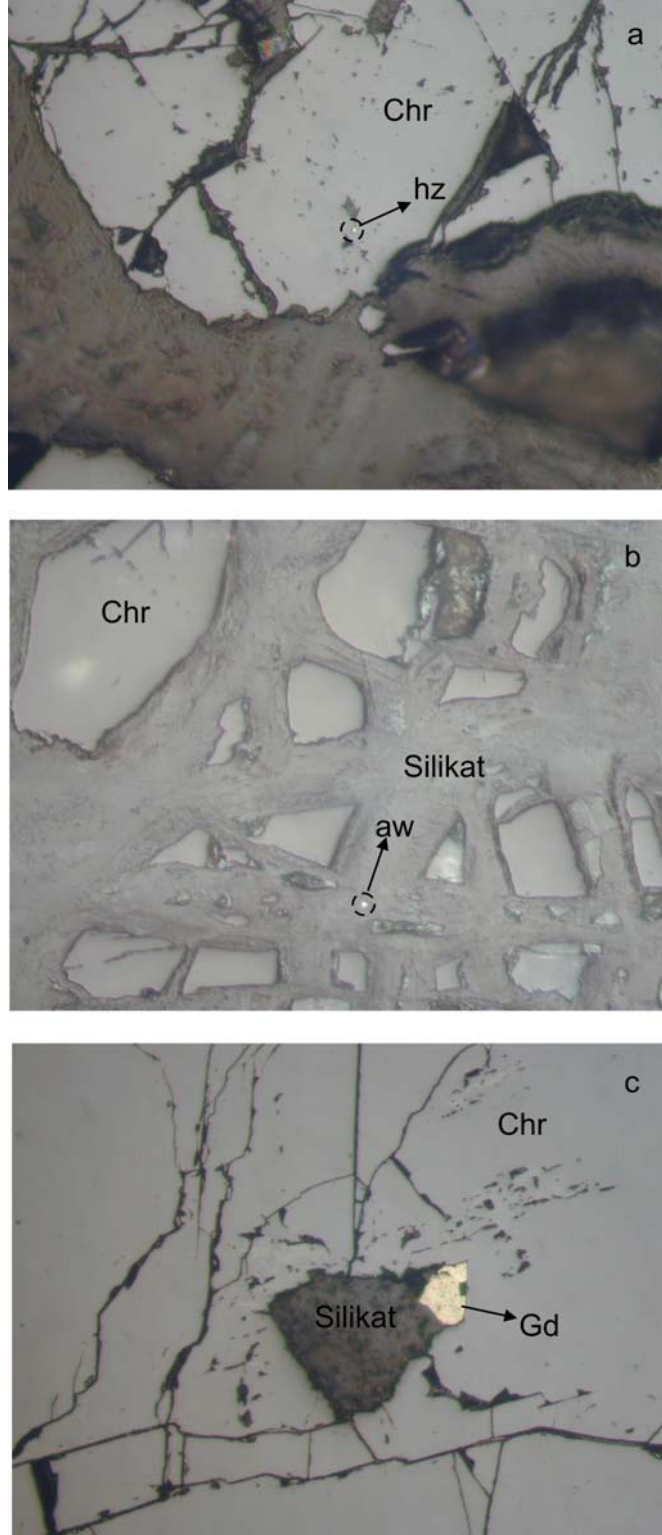
Şekil 4.1 Krom-spinellerde gözlenen ferrit-kromit dönüşümleri. (a) ve (b) Krom-spinel (Chr) tane sınırlarını ve çatlakları çevreleyen ferrit-kromit (Fe-Chr), (c) ve (d) Krom-spinel içinde ferrit-kromit ve manyetit (Mgt) dönüşümü nedeniyle gözlenen zonlanmalar (tüm fotoğraflar yağda, /N, mikrometrede her aralık 0,01 mm).

Ferrit-kromit'den oluşan ince sınırlar zaman zaman birleşerek daha iri taneler oluşturan küçük kromit kristallerinin sınırlarının gözlenmesine olanak sağlamaktadır (Şekil 4.1c, d). Nadiren, krom-spineller tamamen manyetite dönüşmüştür (Şekil 4.1d).

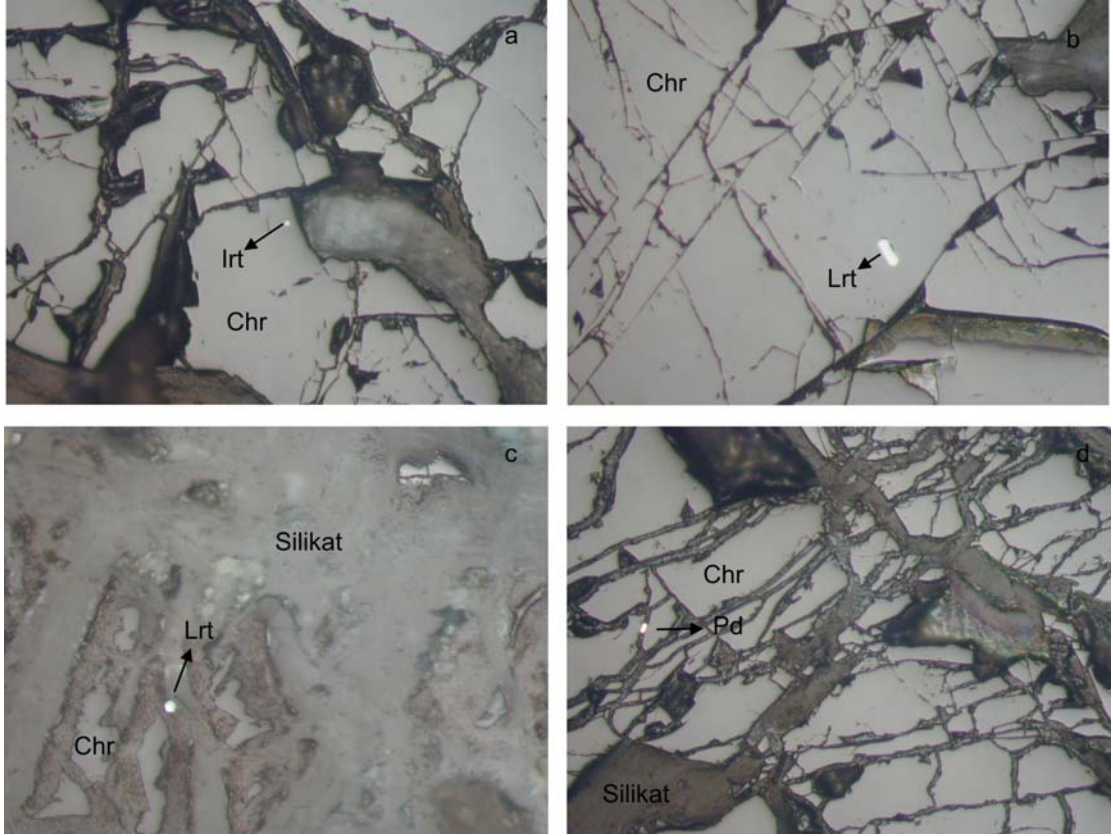
Çalışılan çoğu yatakta, krom-spinel kristalleri içinde küçük baz metal-sülfid taneleri homojen kapanımlar halinde bulunmaktadır (Şekil 4.2). Krom-spinellerin silikatlar ile olan sınırlarında, çatlaklarında, tane arası silikatlarda veya silikat matrikste baz metal sülfid-arsenid taneleri veya alaşımları gözlenmektedir. Bu sülfid/arsenid/alaşımlar çoğunlukla konvasiyonel cevher mikroskopu ve yağ immersiyon teknikleri ile tanımlanabilmek için çok küçüktür. Baz-metal sülfid/arsenidleri ve alaşımları yanında platin grubu mineraller (PGM) ve bunların alaşımları da krom-spineller içinde izole kapanımlar halinde veya tane arası silikatlarda veya silikat matrikste gözlenmektedir. Uysal ve diğer. (2005) Ortaca Kompleksi kromit örneklerinde (Muğla, GB Türkiye) elektron prob mikroanaliz (EPMA) teknikleri kullanarak birincil ve ikincil heazlevodit ( $\text{Ni}_3\text{S}_2$ ), millerit (NiS), ikincil avaruit ( $\text{Ni}_{2-3}\text{Fe}$ ), taenit (Ni, Fe), moşerit ( $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$ ) ve orselit ( $\text{Ni}_{5-x}\text{As}_2$ ) mineralleri saptamışlardır. Aynı yazarlar, aynı bölgeden krom-spineller içinde bir miktar PGM kapanımları da saptamışlardır.

Bu projede yürütülen cevher mikroskopisi çalışmaları ile çalışılan hemen tüm yataklarda saptanan en yaygın baz-metal sülfidler heazlevodit ( $\text{Ni}_3\text{S}_2$ ) ve millerit'tir (NiS). Küçük avaruit ( $[\text{Ni}]_{2-3}\text{Fe}$ ) taneleride yine çok yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.2). Bunun yanında az miktarda godlevskit  $[(\text{Ni},\text{Fe})_7\text{S}_6]$  görülmektedir.

İncelenen yataklarda çok az sayıda ve çok küçük PGM kapanımlarına da rastlanmıştır (Şekil 4.3). Gözlenen birincil PGM türleri başlıca IPGE-grubu açısından zengin olup (laurit  $[(\text{Ru},\text{Os})\text{S}_2]$  ve irarsit  $[(\text{Ir},\text{Ru},\text{Rh},\text{Pt})\text{AsS}]$ ) monofaz ve öz/yarı öz şekilli kapanımlar halinde taze krom-spinel içinde yada silikat matrikste gözlenirler. İkincil PGM türlerinden sadece nabit paladyum gözlenmiştir ve bu faz özşekilsiz olarak taze krom-spinelin çatlağında bulunmaktadır.



Şekil 4.2 Güneybatı Anadolu kromitlerinde gözlenen baz metal sülfid ve alaşımları. (a) taze krom spinel (Chr) içinde birincil heazlevodit (hz) (İnbaşı zuhuru) kapanımı (x10), (b) silikat matris içinde ikincil avaruit (aw) (İnbaşı zuhuru) (x10), (c) krom-spinel içinde bir silikat ve godlevskitten (Gd) oluşan iki fazlı kapanım (Sivan yatağı) (x20). Tüm fotoğraflar havada ve /N.



Şekil 4.3 (a) taze krom-spinel içinde monofaz kapanım şeklinde birincil İrsarsit (Irt) (İnbaşı zuhuru), (b) taze krom-spinel içinde monofaz kapanım şeklinde birincil laurit (Sivan yatağı), (c) Silikat matriks içinde birincil laurit (İnbaşı zuhuru), (d) krom-spinelin çatlağında özşekilsiz ikincil nabit paladyum (İnbaşı zuhuru). Tüm fotoğraflar havada, /N ve (x10 büyütme).

Denizli il sınırları içinde yer alan Elmaslar Kromit Yatağı'ndan (EKY) alınan bir örnekte çıplak gözle görülebilen yüksek miktarda baz-metal sülfid cevherleşmesi, nedeniyle bu yataktan alınan örnekler hakkındaki petrografik çalışmalar ayrı bir bölüm olarak aşağıda sunulmaktadır.

#### 4.1 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) Örneklerinin Cevher Petrografisi

EKY'den alınan örneklerde de diğer Güneybatı Anadolu kromititlerinde olduğu gibi ana cevher minerali krom-spinel'dir. Gözlemlenen diğer opak fazlar ferrit-kromit, manyetit, baz-metal sülfidler, nabit baz metaller ve baz-metal alaşımlarından oluşur. Manyetit oluşumları krom-spinelin ornatımıyla ortaya çıkmıştır.

EKY kromititleri genel olarak platin grubu faz kapanımları içermekle beraber, baz-metal fazı kapanımları açısından fakirdir ve incelenen çoğu örnekte birincil veya ikincil BM kapanımlarına rastlanmamıştır. Sadece bazı örneklerde yaygın olarak ikincil avaruit [(Ni)<sub>2-3</sub>Fe] gözlenir. Baz-metal fazları açısından fakir EKY örnekleri anlatımda kolaylık sağlamak açısından “PPGE ve BM fakir kromitit” olarak adlandırılmıştır. Ancak anomali değerleri sunan ve “PPGE ve BM zengin” olan örnekte çok miktarda ve farklı BM türleri gözlenmektedir ve burada incelenen kapanımların %90’dan fazlasını oluştururlar.

Anomali gösteren bu örnekte hem tane arası silikatlar içinde hemde krom-spineller içinde kapanım halinde saptanan çok sayıda platin grubu ve baz metal sülfid, arsenid ve alaşım türleri ve EKY’nin PPGE ve BM-fakir örneklerinde saptanan platin grubu mineral ve baz metal alaşımları yansıtımlı ışık mikroskopisi ile (200x-400x büyütme ve yağda) incelenmiş, ve PGM ve BM fazlarının bunları çevreleyen medya ile dokusal ilişkileri anlaşılmaya çalışılmıştır. Elde edilen parajenez Tablo 4.1’de özetlenmiştir. PGM fazlarının podiform kromititler içinde çok dağınık halde az bulunması nedeniyle, doğal olarak tüm bir PGM parajenezi ortaya koymak mümkün değildir ve az sayıda PGM saptanmıştır. Ancak, PGM ve BM fazlarının iki jenerasyon olduğu dokusal verilerle net olarak söylenebilmektedir (Şekil 4.4 ve 4.5). EKY’de gözlenen birincil ve ikincil PGM türleri bu yatakta hem anomalinin saptandığı “PPGE ve BM zengin” örnekte, hemde “PPGE ve BM fakir kromitit” örneklerinde saptanabilmiştir. Aşağıda, EKY’de gözlenen platin grubu ve baz-metal fazlarının özellikleri detaylandırılmaya çalışılmıştır.

#### **4.1.1 Platin Grubu Fazlar**

EKY’da saptanan birincil platin grubu mineraller laurit [(Ru,Os)S<sub>2</sub>]-erliçmanit [(Os, Ru)S<sub>2</sub>] katı çözelti serisinin sülfid türleri ve irarsitten [(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS] ibarettir. Laurit (n=3) ve erliçmanit (n=5) uç üyeleri, genelde taze krom-spinel içinde 3 ile 10 µm arasında değişen ebatlarda özşekilli/yarı öz şekilli mono-mineralik kapanımlar şeklinde gözlenirler (Şekil 4.4a, b, c, d, ve Şekil 4.5a ve b). Ancak, PPGE ve BM’ce zengin üç fazlı örneğin dissemine kromitit kısmında, biri laurit ve bir

silikat minerali (Şekil 4.4e, f), ve diğeri erliçmanit ve valeriyit (?) içeren (Şekil 4.5c, d) iki adet kompozit (poli-fazlı) kapanıma da rastlanmıştır. Benzer şekilde, aynı örneğin masif kromitit kısmında da sadece bir noktada tane arası silikatlar içinde ana faz olarak erliçmanit ve ona eşlik eden irarsitten ibaret bir poli-faz birliktelik gözlenmiştir.

Tablo 4.1 EKY'den hazırlanan parlak kesitlerden elde edilen parajenez tablosu.

	<i>Opak Oksitler-Sülfatlar-Oksisülfürler</i>	<i>Baz Metal (BM) Sülfidler-Alaşım lar-Nabit Metaller</i>		<i>Platin Grubu Mineraller</i>		
		<i>Birincil</i>	<i>İkincil</i>	<i>Birincil</i>	<i>İkincil</i>	
<i>PPGE ve BM zengin kromitit ve dümit zarf (anomali gösteren örnek)</i>	<i>dümit zarf (DK1BD)</i>	<i>krom-spinel ferrit-kromit manyetit hematit magemit valleriyit(?)</i>		<i>heazlevodit II pentlandit II avaruit bornit II dijenit II kalkozin isokübanit bakır (nabit)</i>	F.G.	F.G.
	<i>masif kromitit (DK1BT)</i>	<i>krom-spinel ferrit-kromit manyetit hematit magemit trevorit(?)</i>	<i>heazlevodit I millerit polidimit godlevskit I pentlandit I bornit I dijenit I Cu-Fe-Ni sülfid</i>	<i>heazlevodit II godlevskit II pentlandit II avaruit nikel (nabit) bakır (nabit)</i>	<i>irarsit erliçmanit</i>	<i>sperrilit Pd-Sb tellürid (Pt,Se) alaşımı(?)</i>
	<i>dissemine kromitit (DK1A)</i>	<i>krom-spinel ferrit-kromit manyetit trevorit(?)</i>	F.G.	<i>avaruit kalkopirit</i>	<i>laurit erliçmanit</i>	F.G.
<i>PPGE ve BM fakir kromitit ve dümit zarf</i>	<i>dümit zarf</i>	<i>krom-spinel ferrit-kromit</i>	F.G.	F.G.	F.G.	F.G.
	<i>masif kromitit</i>		F.G.	<i>avaruit</i>	<i>laurit erliçmanit</i>	<i>paladyum (nabit) potarit(?)* naldretit(?)*</i>
	<i>dissemine kromitit</i>		F.G.	F.G.	F.G.	F.G.
<i>harzburjit</i>	<i>krom-spinel ferrit-kromit</i>	F.G.	<i>pentlandit II bornit II dijenit II bakır (nabit)</i>	F.G.	F.G.	

Yukarıda verilen tablo konvansiyonel yansıtımlı ışık mikroskopisi ve destekleyici EDS (Energy Dispersive Spectrometry)/WDS (Wave-length Dispersive Spectrometry) verileri ile hazırlanmıştır. F.G.: Faz gözlenmedi; (?): Sadece EDS veya WDS ile kalitatif veriler ile tanımlandı; (\*): Major element verisi eksikliği ve düşük toplamlar nedeniyle tanımlama şüpheli.

İkincil platin grubu fazlar ise krom-spinel tanelerinin çatlak ve kırıklarında veya tane arası silikat/matrikste gözlenen özşekilsiz mono- ve poli-mineralik

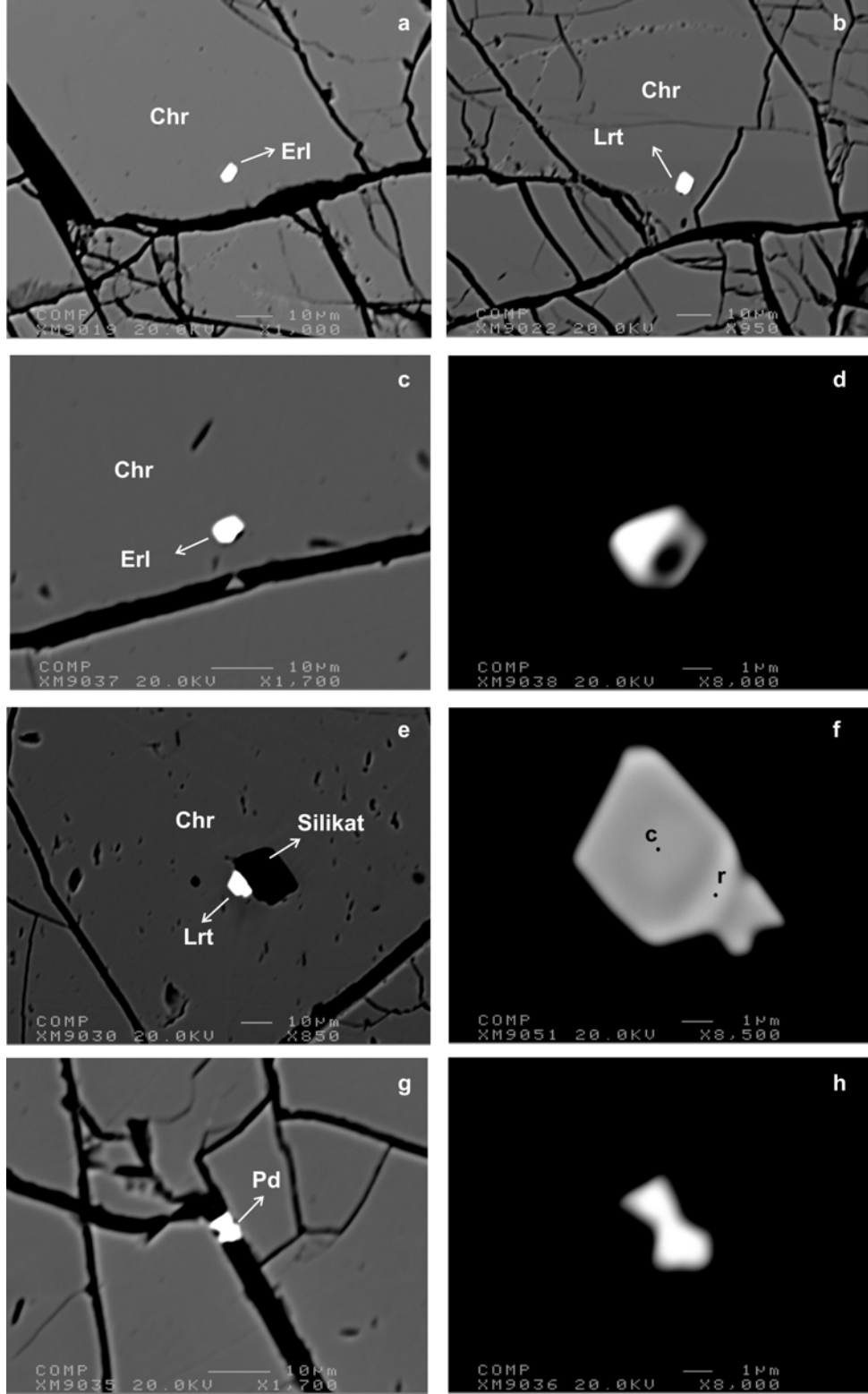


birlikteliklerden oluşur. Nabit paladyum ( $n=1$ ) krom-spinelin kırıklarında özşekilsiz mono-mineralik tane olarak gözlenir (Şekil 4.4g, ve h). Yine bu kırık ve çatlaklarda sperrilit ( $\sim 5 \mu\text{m}$ ) ve bir (Pt,Se) alaşımından (?) oluşan poli-faz bir birliktelik gözlenmiştir (Şekil 4.5e). Sperrilite, krom-spinelin silikat mineralleri ile kontağında (silikat mineralleri içinde) özşekilsiz ve mono-mineralik bir oluşum olarakta rastlanılır (Şekil 4.5i). Ayrıca, krom-spinel içinde, polidimite  $[(\text{Ni},\text{Fe},\text{Co},\text{Cu})\text{Ni}_2\text{S}_4]$  eşlik eden isimlendirilmemiş bir Pd-Sb-tellürid fazı içeren özşekilsiz poli-mineralik bir birliktelik gözlenmiştir. Tüm bunlara ek olarak, biri krom-spinelin çatlağında, diğeri de özşekilsiz olarak krom-spinel içinde gözlenen iki adet Pd-içerikli fazın sırası ile potarit  $[\text{PdHg}]$  ve naldretit  $[\text{Pd}_2\text{Sb}]$  olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.5j ve k).

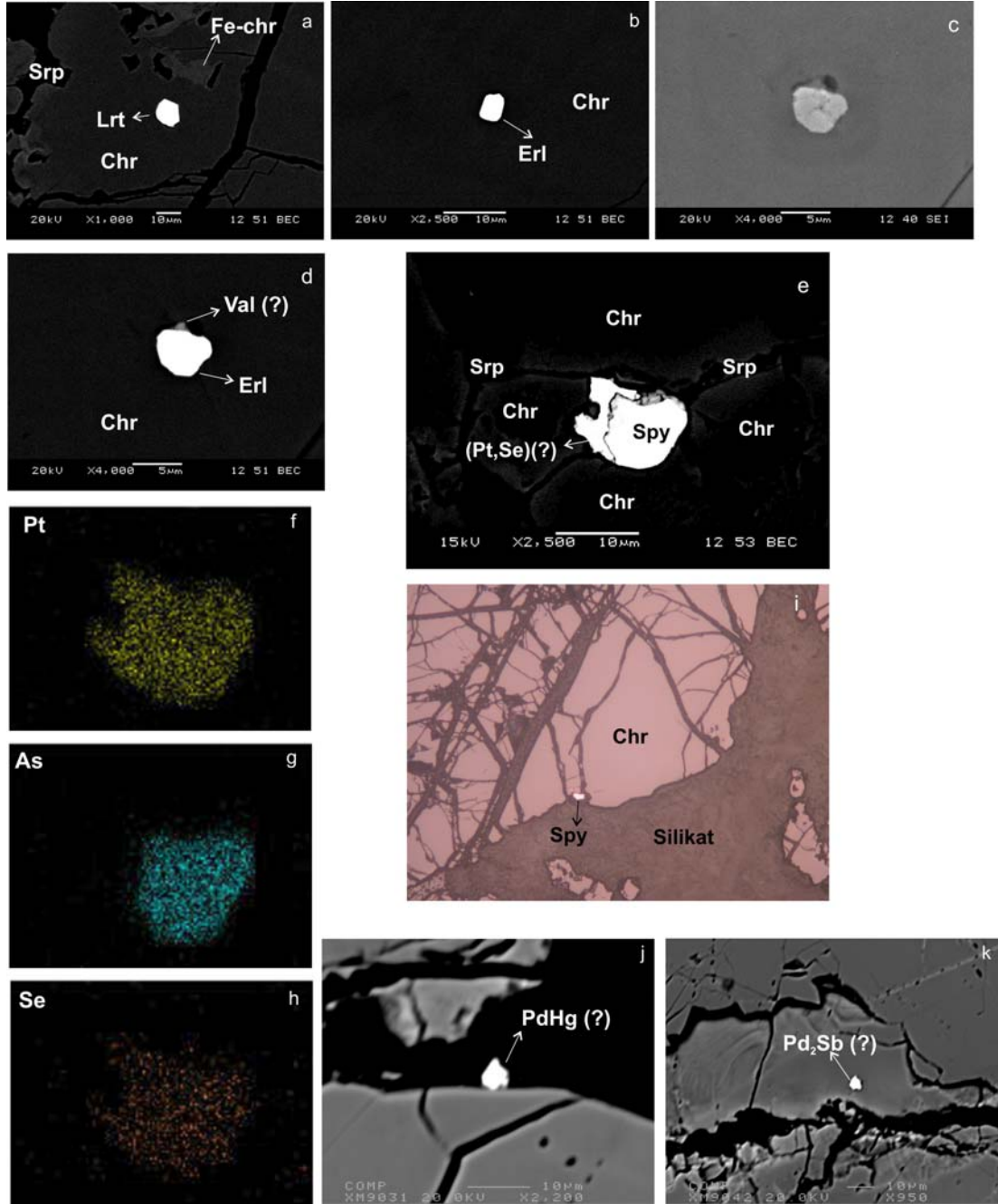
#### **4.1.2 Baz-Metal Sülfidler, Alaşımlar ve Nabit Metaller**

Tablo 4.1’de de görüldüğü gibi EKY kromitit örnekleri genelde BM kapanımları açısından fakirdir. Buna tek istisna, bazı örneklerde gözlenen yaygın ikincil avaruit  $[(\text{Ni})_{2-3}\text{Fe}]$  oluşumlarıdır. Ancak, anomali gösteren PPGE ve BM zengin örneğin özellikle masif kromitit kısmında (DK1BT) ve dünit zarf kısmında (DK1BD) ciddi bir BM zenginleşmesi vardır. Yatağın çevre spinel harzburjitlerinde de opak mineral olarak akseuar krom-spinel yanında özşekilsiz ikincil BM-sülfidler ve nabit metaller gözlenir (Tablo 4.1).

Bu örnekte gözlenen BM-fazlar temelde PGE’ce fakir Ni-Fe-Cu sülfidler, alaşımlar ve nabit metallerdir (Tablo 4.1). BM-fazları arasında en bol bulunan millerit’i  $[\text{NiS}]$ , azalan bir bolluk oranı ile pentlandit  $[(\text{Ni},\text{Fe})_9\text{S}_8]$  ve heazlevodit  $[\text{Ni}_3\text{S}_2]$ , godlevskit  $[(\text{Ni},\text{Fe})_7\text{S}_6]$ , avaruit  $[(\text{Ni})_{2-3}\text{Fe}]$ , nabit bakır, polidimit  $[(\text{Ni},\text{Fe},\text{Co},\text{Cu})\text{Ni}_2\text{S}_4]$ , bornit  $[\text{Cu}_5\text{FeS}_4]$  ve dijenit  $[\text{Cu}_9\text{S}_5]$  takip eder. En az bulunan BM-fazları ise kalkozin  $[\text{Cu}_2\text{S}]$ , kalkopirit  $[\text{CuFeS}_2]$ , izokübanit  $[\text{CuFe}_2\text{S}_3]$ , nabit nikel ve tanımlanmamış bir Cu-Fe-Ni sülfittir.



Şekil 4.4 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) PPGE ve BM fakir kromitlerinde gözlenen birincil erliçmanit (Erl) ve laurit (Lrt) ve ikincil nabit paladyum (Pd) geri yansıtımalı elektron (BSE) imajları . (a), (b), (c) ve (d) taze krom-spinel (Chr) içinde monofaz özşekli/yarı özşekli erliçmanit ve laurit kapanımları, (e) polifaz laurit ve silikat kapanımı ve (f) aynı tanenin çekirdek ve sınırlarında gözlenen bileşimsel farklılık, (g) ve (h) krom-spinel çatlağında gözlenen nabit paladyum.



Şekil 4.5 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) PPGE ve BM zengin kromitlerinde birincil ve ikincil PGM. (a) Taze krom-spinel içinde birincil, yarı özşekilli ve monofaz laurit (Fe-chr: ferrit-kromit ve Srp: serpentine), (b) taze krom-spinel içinde birincil, yarı özşekilli ve monofaz erlichmanit, (c) ve (d) taze krom-spinel içinde birincil ve polifaz erlichmanit ve valeriyit (?) [Val (?)] kapanımı, (e) krom-spineli çevreleyen tane arası serpantin içinde ikincil sperrilit (Spy) ve (Pt,Se) alaşımı (?) birlikteliği, (f), (g) ve (h) aynı lokasyondan Pt, As ve Se elementleri için yapılan X-Ray haritalaması, (i) krom-spinel silikat minerali kontağında özşekilsiz ve monofaz ikincil sperrilit (x10 büyütme), (j) krom-spinel çatlağında potarit [PdHg (?)] ve (k) krom-spinel içinde özşekilsiz naldretit [Pd<sub>2</sub>Sb (?)] kapanımı.

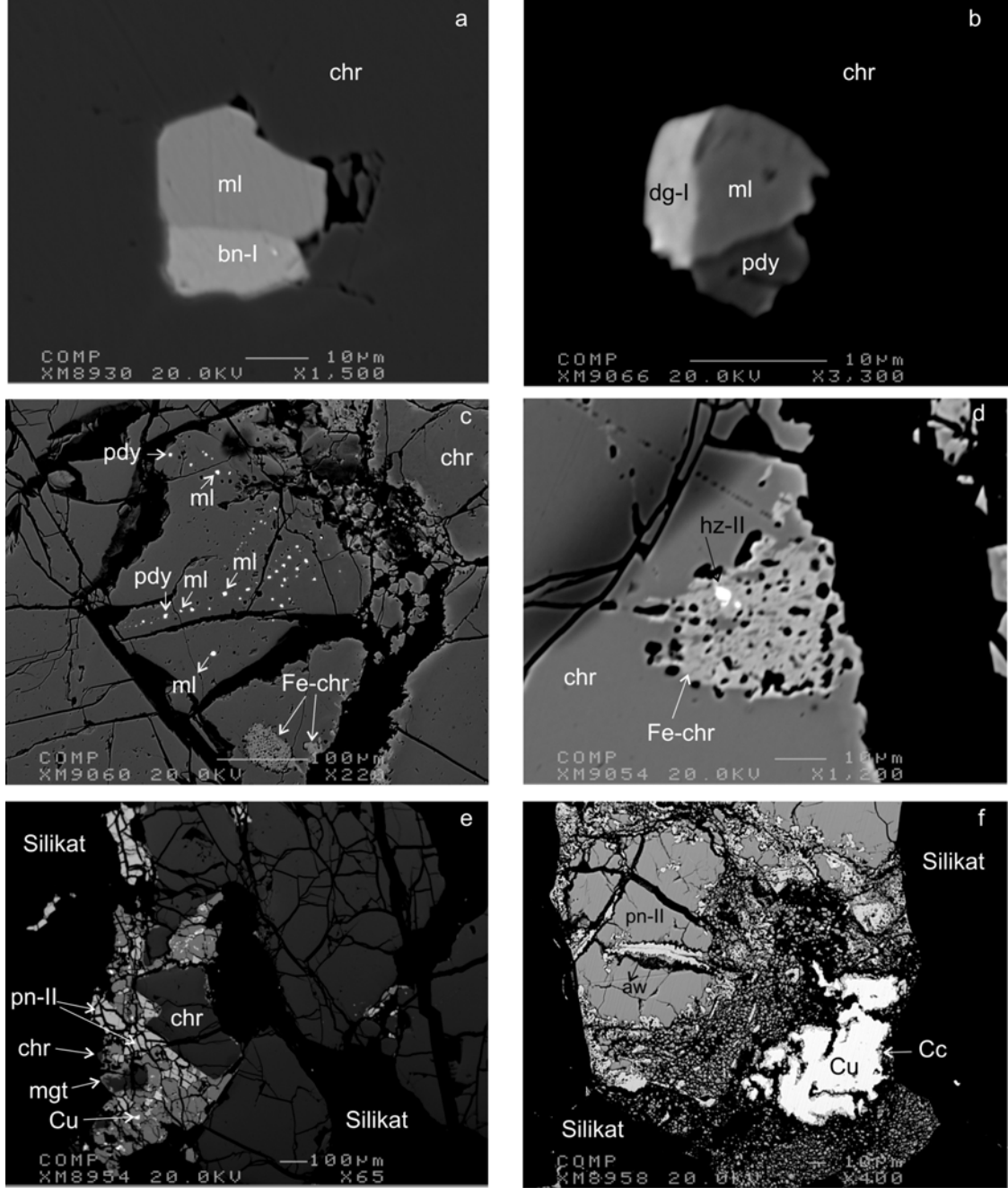
Birincil (I) ve ikincil (II) Ni-Fe'ce zengin türler mono-mineralik kapanımlar veya diğer Ni-Fe ve Cu-Fe fazları ile beraber kompozit polifaz birliktelikler şeklinde gözlenmektedir. Birincil BM-sülfidler hemen her zaman taze krom-spinel içinde özşekilli/yarı özşekilli kapanımlar veya kapanım dizileri şeklinde gözlenirler (Şekil 4.6a, b ve c). İkincil BM-fazları ise altere kromit (ferrit-kromit) içinde özşekilsiz kapanımlar şeklinde, ya da krom-spineller arası tane arası matris/silikat ile ve/veya dünitik zarfta manyetit ile ilişkili olarak bulunur (Şekil 4.6d, e ve f).

Millerit, temelde taze krom-spinel içinde mono-mineralik birincil kapanım veya kapanım dizisi şeklinde gözlenmekteyse de, sıklıkla bornit I, polidimit ve dijenit I ile beraber kompozit birincil kapanımlar da oluşturmaktadır. Polidimit her zaman birincil olarak gözlenir ve taze krom-spinel içinde millerit ile beraber monofaz kapanım dizileri şeklinde veya millerit, bornit I ve dijenit I ile birlikte kompozit kapanımlar şeklinde bulunabilir. Heazlevodit I ve II genelde monofaz kapanımlar olarak gözlenirler. Ancak, avaruit ve/veya avaruit ve nabit bakır ile beraber bulunan iki- veya üç-fazlı kapanımları da mevcuttur.

Pentlandit I ve II mono-mineralik kapanımlar olarak bulunabildiği gibi, kompozit birliktelikler şeklinde de gözlenebilirler (pentlandit I-godlevskit I ve pentlandit II-heazlevodit II, -bornit II, -avaruit, -kalkozin ve/veya -nabit bakır kompozit birliktelikleri). Godlevskit I taze krom-spinel içinde kendi mono-mineralik kapanımını oluşturduğu gibi, kompozit kapanımlara millerit veya pentlandit çevresinde sınırlar oluşturarak katılabilirler. Godlevskit II ise, altere kromit içinde özşekilsiz mono-faz kapanımlar şeklinde veya krom-spinelin çatlaklarında avaruit tarafından çevrilmiş özşekilsiz oluşuklar şeklinde gözlenir.

PPGE ve BM zengin örnekte en bol bulunan Ni-Fe türlerinden biri avaruit'tir ve temel olarak ikincil ve özşekilsiz bir faz olarak gözlenir. Avaruit, diğer Ni-Fe ve Cu-Fe türleri ile kompozit simplektit birliktelikleri şeklinde veya mono-mineralik oluşuklar şeklinde bulunurlar. Tipik kompozit oluşukları genelde heazlevodit I ve nabit-bakır veya godlevskit II ile beraberdir. Krom-spinelin silikat mineralleri ile sınırlarında veya buraya yakın bulunan bazı mono-faz avaruit tanelerinin

çeperlerinde sıradışı bir reaksiyon halesi gözlenmiş, ve spinel grubu minerallerin daha nadir gözlenen bir üyesi olan trevorit  $[\text{NiFe}^{3+}_2\text{O}_4]$  olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.6 EKY'den alınan PPGE ve BM zengin örnekte gözlenen birincil ve ikincil BM fazları. (a) Taze krom-spinel (chr) içinde birincil millerit (ml) ve bornit (bn-I) kompozit kapanımı, (b) Taze krom-spinel içinde birincil millerit ve polidimit (pdy) ve dijenit (dg-I) kompozit kapanımı, (c) Lokal olarak ferrit-kromit (Fe-chr) ile çevrili tek bir taze-krom-spinel kristali içinde birincil baz-metal kapanım dizileri, (d) ferrit-kromit içinde ikincil ve özşekilsiz heazlevodit (hz-II), (e) krom-spineli ornatan manyetit (mgt) ve çevresindeki silikatlar ile ilişkili gözlenen ikincil pentlandit (pn-II) ve nabit bakır (Cu), (f) çevre silikatlar ile ilişkili ikincil pentlandit (pn-II), avaruit (aw), nabit bakır (Cu) ve kalközün (Cc).

## BÖLÜM BEŞ

### JEOKİMYA ÇALIŞMALARI

#### 5.1 Analitik Metodlar

Çalışma bölgesinden alınan örneklerde gerçekleştirilen tüm-kayaç analizleri, majör oksitler için ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) ve X-RF (X-Ray Fluorescence) teknikleri kullanılarak, iz elementler için ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) tekniği kullanılarak iki farklı ticari laboratuvarında (ACME Analytical Laboratories Ltd. ve ALS Chemex Ltd.-Kanada) gerçekleştirilmiştir. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarında çeneli kırıcı ve halkalı değirmen yardımı ile 200# eleğin altına geçecek şekilde toz haline getirilen örnekler ACME Analytical Laboratories Ltd.'de ICP-AES ve ICP-MS için Lityum Metaborat ( $\text{LiBO}_2$ )/Tetraborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) ile ergitilerek seyreltik nitrik asitle çözündürülmüştür. Benzer örnek çözündürme teknikleri ALS Chemex Ltd.'de gerçekleştirilen X-RF çalışmaları içinde gerçekleştirilmiştir. Burada yürütülen ICP-MS çalışmaları için ise çözündürmede "aqua-regia" (kral suyu) kullanılmıştır.

Tüm-kayaç PGE analizleri, ALS Chemex Ltd.'de Bölüm 1'de genel olarak bahsi geçen NiS preparatı ile önceden konsantrasyon ve takip eden ICP-MS analizi ile gerçekleştirilmiştir. Pt analizi için alt ve üst limitler 0,002-2 ppm arasında, Pd, Ir, Os, Rh ve Ru için ise 0,002-1 ppm arasındadır.

Örneklenen onüç yatağın beşinde (Rozocak, Sinekli, Yolocak, İnbaşı, Elmaslar; Şekil 2.2, yatak no. 1, 2 3 4 ve 5a) mikrokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Seçilen bu beş yatağın kromitit, dünit zarf ve çevre peridotitlerinden krom-spinel, silikat (olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, amfibol) ve gözlenen yerlerde sülfür (platin grubu element sülfürleri ve baz metal sülfürler) ve nabit metallerin Elektron Prob Mikro Analizi (EPMA) ile major oksit ve metal analizleri yapılmıştır. Buna ek

olarak, harzburjitler ve bazı kromitlerde bulunan klinopiroksen ve amfibollerden Lazer ile Buharlaştırılmalı ICP-MS (LA-ICP-MS) analizleri gerçekleştirilmiştir.

Mikrokimyasal çalışmalar için parlak kesit örnekleri iki şekilde hazırlanmıştır. Dokuz Eylül Üniversitesinde örneklerin bir kısmı uygun ebatla dilimler kesilerek standart 1 inç'lik kalıplara epoksi reçine yardımı ile oturtulmuş, kalıplardan çıkarılan bloklar, bir yüzeyleri parlatılarak analize hazır hale getirilmiştir. Parlatılan yüzeydeki cevher mineralleri incelenerek işaretlenmiş ve analize hazırlanmıştır. Diğer örnekler ise Kanazawa Üniversitesi'nde hazırlanmıştır. Örnekler önce uygun boyutlarda kesilip dilimlenerek bir yüzeyleri parlatılmıştır. Örneğin parlatılan yüzeyi mikroprob cihazının numune odasına yerleştirilen örnek tutucuya uygun boyutlardaki ince kesit camlarına (26x42 mm) yapıştırılarak geri kalan parça mikrometrik-kesici ile kesilmiş ve bu kesilen yüzey de yine inceltilmiş ve parlatılmıştır. Parlatılan numuneler alttan ve üstten aydınlatmalı konvansiyonel mikroskopta incelenerek, analiz edilecek noktalar seçilmiştir. Seçilen noktalar işaretlendikten sonra örnekler karbonla kaplanmıştır.

Mikroskop çalışmaları sırasında bazı örneklerde saptanan sülfid ve alaşımlar üzerinde EPMA çalışmaları kısmen CAMECA SX100 model mikroprob cihazı ile Finlandiya Jeoloji Kurumu'nda (Geological Survey of Finland) gerçekleştirilmiştir. Burada yürütülen çalışmalarda kalibrasyon için kullanılan doğal ve sentetik standartlar şu şekildedir: tüm PGE (Pt, Pd, Rh, Ru, Os, Ir), Au ve Ag için saf metallere, Fe, Ni ve S için pentlandit [(Ni,Fe)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>], Co ve As için kobaltin [CoAsS], Cu için kalkopirit [CuFeS<sub>2</sub>], Pb için galen [PbS], Se için Bi-selenid, ve Sb ve Te için Sb<sub>2</sub>Te<sub>3</sub>. Mikroprob ışın koşulları 20kV ve 15-20 nA, ışın nokta büyüklüğü 1 µm'dir.

Spineller, silikatlar ve bazı sülfid ve alaşımlar üzerinde yapılan EPMA çalışmaları ise Kanazawa Üniversitesi (Kanazawa, Japonya) laboratuvarlarında, JEOL JXA8800 elektron mikroprob vasıtası ile 20kV akselerasyon voltajı, 20nA prob akımı ve 0-3 µm prob çapında gerçekleştirilmiştir. Silikat ve krom-spinel analizlerinde kullanılan standartlar kuvars (Si), KTiPO<sub>5</sub> (K, Ti), eskolait (Cr), korendon (Al), fayalit (Fe), manganosite (Mn), vollastonit (Ca), periklaz (Mg), jadit (Na), ve nikel oksit'tir (Ni).

Pik sayım zamanları 10-30 saniye arasında ayarlanmıştır (Si,K, Al, Cr, Fe, Mg ve Ca için 10s, Ti, Mn ve Na için 20s, Ni için 30s). Veri redüksyonu ZAF prosedürleri ile gerçekleştirilmiştir. Krom spinelde  $Fe^{2+}$  ve  $Fe^{3+}$  içeriği spinel stokiometrisi baz alınarak hesaplanmıştır.

Sülfidler ve alaşımlarda gerçekleştirilen EPMA çalışmaları için de benzer analitik koşullar ve nokta büyüklüğü seçenekleri kullanılmıştır (20 kV as. volt., 20 nA ışın akımı, <1  $\mu$ m prob çapı). Kullanılan standartlar ve deteksiyon limitleri (wt %) sırası ile şu şekildedir: tüm PGE'ler (Os için <0,15; Ir için <0,16; Ru için <0,08; Pt için <0,17; Rh için <0,09; Pd için <0,2) ve Cu (<0,07) ve Se (<0,03) için saf metaller, Fe için  $Fe_2SiO_4$  (<0,06); S için ZnS (<0,04); Co için CoO (<0,04); Ni için NiO (<0,04); As için InAs (<0,12). Tüm elementler için pik sayım zamanları 10-30 saniye arasında ayarlanmıştır.

EPMA çalışmalarına ek olarak, Dokuz Eylül Üniversitesi, Metalürji ve Malzeme Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında enerji dağılımlı spektrometre (EDS) donanımlı JEOL6060 Taramalı Elektron Mikroskopunda (SEM) sınırlı miktarda X-ray haritalaması yapılmış ve tamamlayıcı kalitatif veriler elde edilmiştir.

LA-ICP-MS çalışmaları ise Kanazawa Üniversitesi laboratuvarlarında ticari bir lazer ile buharlaştırma sistemi (MicroLas: Geo-Las Q-plus) monte edilmiş kuadrupol ICP-MS cihazı (Agilent 7500s) ile 50-90  $\mu$ m ablasyon çapı, 8  $J/cm^{-1}$  enerji ve 6-10 Hz tekrarlanma oranı ile gerçekleştirilmiştir. Geo-Las Q-Plus sistemi 193 nm dalga boylu lazer ışığını oluşturmak için argon florid (ArF) gaz karışımı kullanmaktadır ve lazer ışınının çapı apertür genişlik ayarı ile 4-160  $\mu$ m arasında ayarlanabilmektedir. Ancak, lazer ile buharlaştırmalı ICP-MS analizi görece yeni bir yöntemdir ve halen gelişme aşamasındadır. Işın çapı küçüldükçe, ICP-MS cihazı tarafından saptanabilecek deteksiyon limitleri yükselmektedir. Bu nedenle analiz edilecek mineralin tane boyu dikkate alınarak olabildiğince büyük ışın demeti kullanılmaya çalışılmıştır (50-90  $\mu$ m).



## 5.2 Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Tüm-Kayaç PGE ve BM Bollukları

Örneklenen Güneybatı Anadolu Kromititlerinin ve yan kayaçlarının tüm-kayaç analiz sonuçlarının tamamı uzun bir liste olarak EK 1'de verilmektedir. Tablo 5.1'de ise, EKY'den alınan ve yüksek oranda anomali görülen PPGE ve BM zengin örnek dışındaki tüm Güneybatı Anadolu kromitit örneklerinin (n=38) element varyasyonlarını gösteren korelasyon matrisi görülmektedir. Hesaplanan korelasyon katsayılarından ( $r$ ) belirgin negatif ve pozitif korelasyona işaret edenler tek-kuyruklu t-testi ile kontrol edilmiştir. Değerler  $\alpha = 0.05$  anlamlılık seviyesi için anlamlı ve gerçektir.

Genel olarak bakıldığında, Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Ir, Os ve Ru değerlerinin  $Cr_2O_3$  ve  $\Sigma PGE$  ile pozitif korelasyon, ve  $SiO_2$  ile negatif bir korelasyon sunduğu görülür. Bu durum, ana PGE içerikli fazların genelde krom-spineller içinde Ir-Os-Ru içerikli türler olarak konstantre olduğunu ifade etmektedir. Pt ve Pd, ve Ir, Os, ve Ru değerleri yine birbirleri ile pozitif korelasyon gösterirler. Diğer yandan, örneklenen kromititlerin Rh değerleri her iki gruba da pozitif olarak koreledir. Pd/Ir oranları  $SiO_2$  ile belirgin bir pozitif korelasyon ve  $Cr_2O_3$  değerleri ile de negatif korelasyon sunar. Bu durumda sırası ile krom-spineller ile tane arası silikatları ve/veya matrisleri arasındaki Pd- ve Ir- grubu fraksiyonlaşmasını destekler niteliktedir.

Örneklenen Güneybatı Anadolu Kromititlerinin (EKY'den alınan PPGE ve BM fakir örneklerde dahil olmak üzere) toplam PGE içerikleri genel olarak düşüktür ( $\Sigma PGE = 64-494$  ppb). Örneklenen yataklarda ortalama PGE dağılımı; Pt için 8,5; Pd için 7,0; Rh için 8,4; Ir için 73,2; Os için 90,0 ve Ru için 80,7 ppb olarak saptanmış, ortalama  $\Sigma PGE$  ise 267,7 ppb olarak hesaplanmıştır. EKY ve kuzeyinde yer alan Topuk ve Kadem yatakları örneklerinin ortalama PGE içerikleri (Pt: 19,5; Pd: 11,9; Rh: 9,5; Ir: 83,7; Os: 120,3; Ru: 81,2 ve  $\Sigma PGE$ : 326 ppb, n=12, seçilmiş analizler Tablo 5.2'de verilmektedir) tüm PGE açısından Güneybatı Anadolu'daki diğer Kromit yataklarının ortalama değerlerine göre hafif şekilde zenginleşme (Pt: 3,5; Pd: 4,7; Rh: 7,9; Ir: 68,4; Os: 76,0; Ru: 80,4 ve  $\Sigma PGE$ : 240,8 ppb, n=26) sunar.

Tablo 5.1 Güneybatı Anadolu Kromitlerinin seçilmiş major oksit, iz ve platin grubu elementlerinin birbiri ile ilişkisini gösteren korelasyon katsayıları ( $r$ ) (EKY'den alınan PPGE ve BM zengin örnek değerlendirme dışıdır).

( $r$ )	SiO <sub>2</sub>	Zn	Ga	Co	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pt	Pd	Ir	Os	Rh	Ru	Au	Ni	Cu	ΣPGE	Pd/Ir	Ni/Cu	Pt/Pd
SiO <sub>2</sub>	1,000																	
Zn	0,040	1,000																
Ga	-0,115	0,125	1,000															
Co	0,182	-0,091	-0,494	1,000														
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,922	-0,134	-0,030	-0,055	1,000													
Pt	-0,018	0,106	0,645	-0,551	-0,058	1,000												
Pd	0,062	-0,003	0,684	-0,582	-0,157	0,849	1,000											
Ir	-0,585	0,054	0,134	-0,276	0,547	0,191	0,032	1,000										
Os	-0,568	0,067	0,278	-0,398	0,464	0,416	0,225	0,909	1,000									
Rh	-0,621	0,106	0,421	-0,381	0,631	0,540	0,342	0,671	0,666	1,000								
Ru	-0,801	0,185	0,102	-0,086	0,658	0,122	0,014	0,577	0,555	0,569	1,000							
Au	0,265	0,054	0,083	0,006	-0,310	0,094	0,233	-0,054	-0,012	-0,142	-0,162	1,000						
Ni	0,847	0,103	-0,079	0,281	-0,794	-0,080	-0,028	-0,396	-0,417	-0,450	-0,681	0,262	1,000					
Cu	0,333	-0,006	-0,070	0,101	-0,341	-0,020	-0,091	-0,160	-0,213	-0,191	-0,328	0,109	0,350	1,000				
ΣPGE	-0,675	0,104	0,274	-0,364	0,573	0,394	0,214	0,940	0,963	0,752	0,724	-0,054	-0,513	-0,242	1,000			
Pd/Ir	0,603	-0,067	0,113	0,188	-0,514	0,120	0,318	-0,605	-0,584	-0,315	-0,534	0,117	0,492	-0,056	-0,599	1,000		
Ni/Cu	0,265	0,001	0,041	0,190	-0,141	-0,101	-0,015	-0,147	-0,193	-0,070	-0,241	0,007	0,424	-0,395	-0,207	0,482	1,000	
Pt/Pd	-0,114	0,308	0,487	-0,451	0,042	0,856	0,535	0,390	0,559	0,618	0,252	0,025	-0,120	0,010	0,543	-0,085	-0,075	1,000

EKY'den alınan PPGE ve BM zengin örneğin masif kromitit (DK1BT) bandı anormal derecede yüksek  $\Sigma$ PGE değeri (4145 ppb) sunar. Bu masif bantta ana zenginleşme Pt ve Pd lehine, sırası ile 1830 ve 1815 ppb'dir (Tablo 5.2, Ek 1). Bu kısımda Ir, Ru, Os ve Rh değerleride 216, 145, 97 ve 42 ppb'dir. Örneğin sülfid içerikli dünitik zarfı (DK1BD) 171 ve 288 ppb Pt ve Pd, 606 ppb  $\Sigma$ PGE değeri sunar. Bu kısımda Rh değeri hafif şekilde (10 ppb) genel ortalamalardan yüksek, Ir-grubu elementler ise oldukça düşüktür (Ir: 45, Os: 64 and Ru: 28 ppb). Diğer yandan, örneğin dissemine kromit kısmı (DK1A) olağan  $\Sigma$ PGE (293 ppb) değeri gösterir ve sadece Pt ve Pd 'da hafif bir zenginleşmeye (31 ve 58 ppb) işaret eder.

Bu örnekteki 8,40 ve 7,96 değerlerine ulaşan Pd/Ir ve (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru) oranları da masif kromititte PPGE lehine gelişen PGE fraksiyonlaşmasını destekler niteliktedir.

DK1BD kodlu sülfid içerikli dünit zarfta Ni ve Cu değerleri tipik peridotit değerlerinin çok üstünde olan 6160 ve 1850 ppm değerlerine ulaşmaktadır. Masif kromititte de (DK1BT) Ni değerleri anormal şekilde 3330 ppm, As değerleri de hafifçe zenginleşerek 1,3 ppm değerine ulaşmıştır (Tablo 5.2, Ek 1). EK Y'den alınan diğer bir masif kromitit (AK2A) örneğinde de yine benzer şekilde hafifçe zenginleşmiş (2,3 ppm) As değerleri göze çarpar.

Şekil 5.1'de, Güneybatı Anadolu Kromititlerinden örneklenen numunelerin çeşitli magmatik komplekslerdeki PGE içerikli seviye ve kromititlerle (magmatik komplekslere ait kaynak verisi Czamanske ve Zientek 1985'ten alınmıştır) ve Kraubath Masifi ofiyolitik podiform ve bantlı kromititleri (Avusturya, Malitch ve diğer., 2003) ile kıyaslamasının yapıldığı kondrit-normalize tüm-kayaç PGE patternleri verilmektedir. Normalizasyon değerleri Naldrett ve Duke (1980)'den alınmıştır. Şekil 5.1'de, EK Y'de dahil olmak üzere Güneybatı Anadolu kromititlerinin negatif eğimli kondrit normalize patternler sunduğu, EK Y dışındaki yatakların da belirgin negatif Pt anomalisi gösterdiği görülmektedir. Her iki trend de ofiyolitik kromititler için tipik olup, sadece EK Y örneklerinde hafif bir Pt ve Pd zenginleşmesi görülür.

Tablo 5.2 EKY kromitlerinden ve çevre kayaçlarından seçilmiş örneklerin tüm-kayaç majör oksit, iz ve platin grubu element bollukları.

	EKY kromitleri									PPGE- ve BM- fakir dünit zarf	PPGE ve BM zengin kromitler	PPGE ve BM zengin dünit zarf	harzburjit
	EMS7 m-chr	EEP3 d-chr	KP1B m-chr	G1A d-chr	CAM4 m-chr	AK2A m-chr	BO2A m-chr	CAM2B m-chr	CAM2A du	DK1A d-chr	DK1BT m-chr	DK1BD du w/ BM	EMS5 hz
Pt <i>ppb</i>	9	27	19	14	31	20	15	10	n.a.	31	<u>1830</u>	171	n.a.
Pd	8	13	14	10	13	15	16	6	n.a.	58	<u>1815</u>	<u>288</u>	n.a.
Ir	83	94	81	43	94	103	59	72	n.a.	70	<u>216</u>	45	n.a.
Os	141	120	117	54	152	146	65	129	n.a.	65	97	64	n.a.
Rh	8	9	8	8	13	9	10	8	n.a.	7	42	10	n.a.
Ru	75	83	64	61	76	134	99	66	n.a.	62	145	28	n.a.
Au	25	13	10	7	6	<5	8	6	n.a.	5	30	25	n.a.
SiO <sub>2</sub> <i>(wt. %)</i>	6,56	15,15	14,73	16,26	10,13	4,57	7,14	9,57	35,11	18,58	8,18	35,13	40,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,65	10,71	16,04	11,62	13,01	16,49	20,84	13,10	0,23	6,29	9,59	0,60	0,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	16,72	13,02	13,27	13,86	14,10	13,03	14,26	6,73	13,25	16,87	8,83	8,21
CaO	0,03	0,31	4,16	0,04	0,03	0,16	0,08	0,23	0,10	0,18	0,08	0,20	0,49
MgO	20,01	20,83	18,42	22,02	21,57	18,21	19,25	20,96	41,01	25,4	17,10	41,60	42,61
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,10	0,40	0,06	0,09	0,14	0,10	0,10	<0,01	0,01	0,05	<0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,08	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,14	34,13	28,07	30,65	35,91	43,00	36,23	37,29	0,47	26,99	42,46	2,43	0,43
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,08	0,08	0,10	0,19	0,16	0,13	0,08	0,01	<0,01	0,07	<0,01	<0,01
MnO	0,42	0,46	0,35	0,36	0,39	0,48	0,38	0,36	0,08	0,31	0,44	0,11	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
SrO	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
BaO	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
LOI	2,68	1,37	3,45	5,35	4,06	1,63	2,66	3,71	16,10	7,85	3,75	9,94	7,48
Total	99,77	99,91	98,83	99,78	99,28	98,98	99,88	99,68	99,85	98,89	98,64	98,86	99,90
Ni <i>ppm</i>	814	880	402	1160	995	403	631	721	2220	<u>1800</u>	<u>3330</u>	<u>6160</u>	1950
Cu	2,1	5,20	4,30	3,80	7,70	1,50	2,60	1,40	3,10	8,60	<u>28,90</u>	<u>1850</u>	24,50
Co	2,00	9,00	3,30	24,20	2,20	24,20	6,90	14,60	82,10	15,20	76,70	139	91,30
As	0,30	<0,10	0,10	0,20	0,10	2,30	0,30	0,10	<0,10	0,40	<u>1,30</u>	0,50	<0,10
S <i>(%)</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<u>0,31</u>	0,01
Ni/Cu	388	169	94	305	129	269	243	515	-	209	115	3,33	-
∑PGE <i>ppb</i>	324	346	303	190	379	427	264	291	-	293	<u>4145</u>	606	-
Pd/Ir	0,10	0,14	0,17	0,23	0,14	0,15	0,27	0,08	-	0,83	<u>8,40</u>	<u>6,40</u>	-
(Pt+Pd)/ (Os+Ir+Ru)	0,06	0,14	0,13	0,15	0,14	0,09	0,14	0,06	-	0,45	<u>7,96</u>	<u>3,35</u>	-

n.a.: analiz yok.; m-chr: masif kromitit; d-chr: dissemine kromitit; du: dünit; du w/BM:BM içerikli dünit; hz: harzburjit.

Ancak, EKY'den alınan ve dissemine kromitit-masif kromitit-dünit zarf kantağının görüldüğü aşırı derece sülfid mineralizasyonu gözlenen örnekte (Şekil 3.21) sıradışı aşağı-konveks ve pozitif eğimli PGE patternleri gözlenir. DK1A (dissemine kromitit) paterni hemen hemen diğer 12 EKY örneği ile uyumlu bir patern sunar. Sadece Pd içeriği biraz fazladır. DK1BD (BM zengin dünit zarf) paterni ise DK1A paternine benzerdir. Burada da sadece Pt ve Pd'da DK1A'ya göre artış görülür. Diğer yandan DK1BT (masif kromitit) paterni ise tüm PGE açısından aşırı derecede zenginleşme gösteren pozitif eğimli bir PGE trendi sunar.

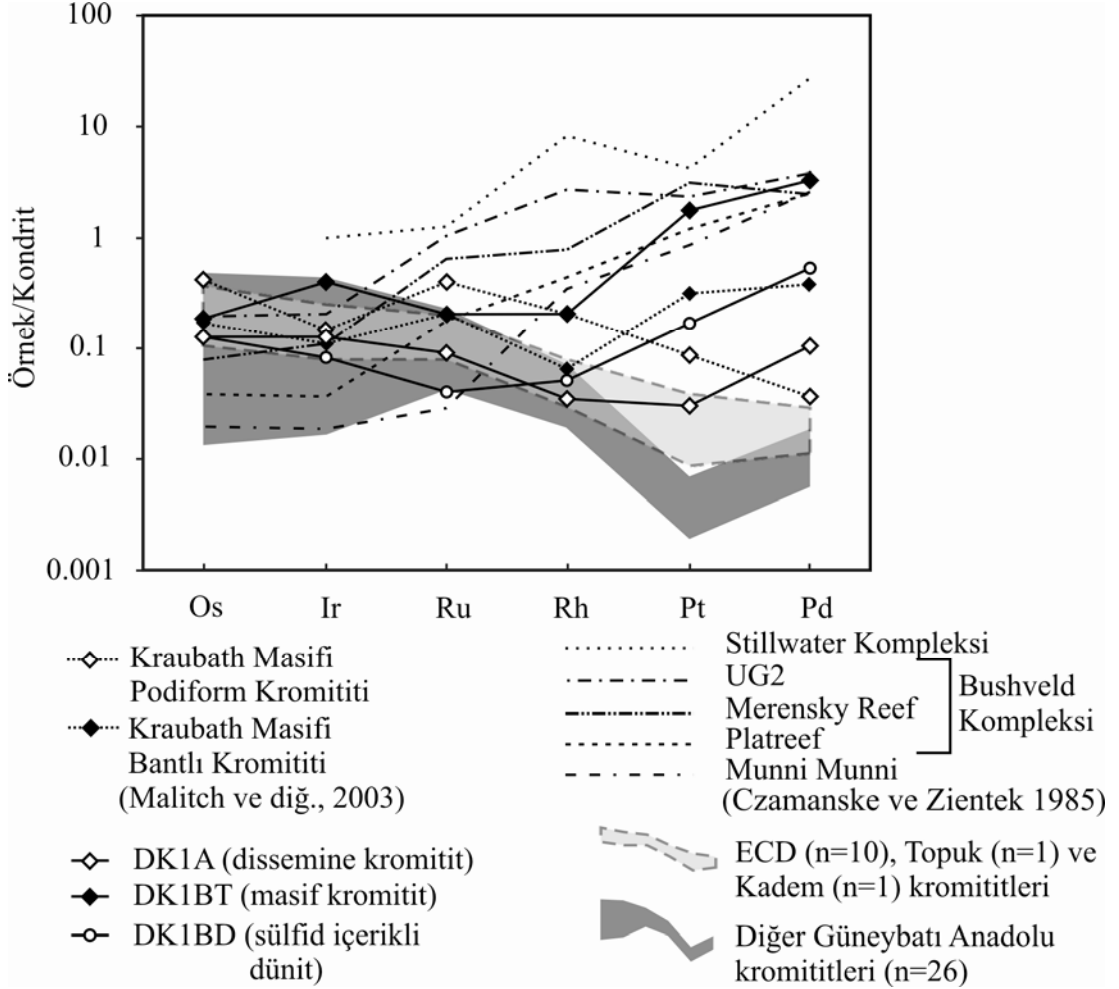
Pozitif eğimli normalize PGE paternleri genelde tabakalı ultramafik komplekslerin PGE içeren seviyeleri ve kromititleri için karakteristik kabul edilmekteyken, nadiren -Kraubath Masifi'nin (Avusturya) bantlı kromititlerinde olduğu gibi daha düşük magnitüde- ofiyolitik kromitit örneklerinde de görülmektedirler.

DK1BT paterninin Kraubath Masifi'ndeki bu bantlı kromitit paterni ile özellikle Pd-grubu açısından benzerliği dikkat çekicidir (Şekil 5.1). Daha ilginç olanı ise DK1BT paterninin magnitüdüdür. DK1BT paterni neredeyse Bushveld Kompleksi'nin "UG2" ve "Merensky Reef" seviyelerinin paternleri kadar yüksek, yine Bushveld Kompleksi'nden "Platreef" seviyesi ve Munni Munni kompleksi PGE zengin seviyelerinin paternlerinden ise daha yüksek magnitüdüdür.

### 5.3 Mineral Kimyası

Mineral kimyası başlığı altında, incelenen Güneybatı Anadolu Kromititlerinin ve çevre kayaçlarının bir kısmının krom-spinel, silikat ve sülfid kimyaları irdelenmektedir. Bu kapsamda örneklenen onüç adet kromitit yatağından seçilen beş yatağın (Rozocak, Yolocak, Sinekli, İnbaşı, Elmaslar) çevre kayaçları ve kromititlerinden, krom-spinel ve beraberinde bulunan silikat fazların analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu kısımda öncelikle bu beş yatağın genel özellikleri irdelenecektir. Anomalinin saptandığı Elmaslar ocağından alınan örneklerde

yürütülen mineral kimyası çalışmaları ise konunun devamında ayrıca daha detaylı olarak irdelenmektedir.



Şekil 5.1 Güneybatı Anadolu Kromititlerinin kondrit normalize PGE paternleri ile dünyadaki tabakalı komplekslerdeki PGE-zengin seviyelerinin paternlerinin kıyaslaması. PPGE ve BM-zengin örneğin paterninin magnitudü dikkat çekicidir. Normalizasyon değerleri Naldrett ve Duke (1980)'den alınmıştır.

### 5.3.1 Krom-Spinel ve Silikatların Majör Oksit Analizleri

Krom-spinel  $[(Mg,Fe^{2+})(Cr,Al,Fe^{3+})_2O_4]$ , metalojenik ve petrojenetik önemi nedeniyle tabakalı komplekslerde ve alpin tipi peridotitlerde en sıklıkla çalışılan fazdır. Manto kayaçlarında ve ilişkili volkanik ürünlerde bulunan ortak bir aksesuar faz olmasının yanında, kayaçların toplam konsantrasyonuna - $Cr_2O_3$  dışında- belirgin şekilde etki yapmazlar ve aynı zamanda içinde buldukları kayacın toplam-kaya

mineralojisine ve petrojenezine aşırı derecede duyarlıdırlar (e.g., Irvine, 1965, 1967, 1976; Evans ve Frost, 1975; Fisk ve Bence, 1980; Dick ve Bullen, 1984).

Spinel mineralinin ana bileşenleri fraksiyonel kristalleşme veya kısmi ergime sırasında farklı davranış sergilerler: Cr ve Mg kuvvetli şekilde katıda yoğunlaşırken, Al ergiyikte yoğunlaşır (Dick ve Bullen, 1984). Kristallenen veya ergiyen magmada silikat ergiyik ve spinel arasında Mg ve  $Fe^{2+}$  dağılımı kuvvetli şekilde sıcaklığa bağlı bir değişkendir (Dick ve Bullen, 1984).  $Cr/\sum R^{3+}$  oranını kontrol eden ana değişkenler ise oksijen fugasitesi ( $fO_2$ ), basınç, beraberinde bulunan fazların bileşimi, ve ergimenin derecesidir (Jacques ve Green, 1980).  $fO_2$  aynı zamanda spinelin  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  nını etkileyen bir faktördür. Genelde, spinelin  $Fe^{2+}$  ve  $Fe^{3+}$  içerikleri -sabit bir sıcaklık ve  $fO_2$  için- artan krom içeriği ile artar (Ballhaus ve diğer., 1991).

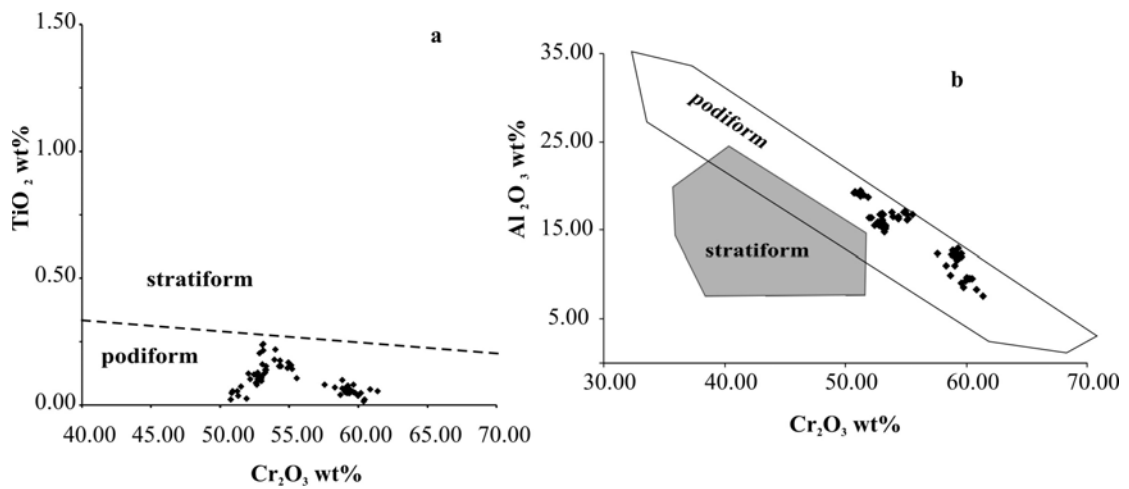
Spinel bileşimleri genelde farklı kristalizasyon, ergime veya yeniden dengelenme prosesleri sırasında -ana silikat fazlarında fazla bir değişme olmadan- geniş bir aralıkta değişim gösterir (Dick ve Bullen, 1984). Spinel, bu karakteristik özellikleri nedeniyle çeşitli araştırmacılar tarafından (e.g., Irvine, 1965, 1967; Dick ve Bullen, 1984) bir “petrojenetik belirteç” veya bir “petrojenetik turnusol kağıdı” olarak tanımlanmaktadır.

Spinelin Cr-numarası ( $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ ) genelde ergime derecesinin (refrakterlik derecesinin yada fakirleşmenin) bir belirteci olarak kullanılan bir markördür (e.g., Mysen ve Kushiro, 1997; Jacques ve Green, 1980; Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994b): yüksek Cr# değerleri yüksek derecede kısmi ergimeye işaret eder (Akbulut ve diğer., 2009). Buna karşın, spinelin Mg-numarası ( $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ) beraber bulunduğu fazların Mg#’sı, spinel ve çevre silikatlar arasındaki Al-Cr dağılımı ve  $fO_2$ ’nin kompleks bir fonksiyonudur (Wasylenki, Baker, Kent ve Stolper, 2003; Akbulut ve diğer., 2009).

Örneklenen onüç adet kromitit yatağından seçilen beş yatağın (Rozocak, Yolocak, Sinekli, İnbaşı, Elmaslar) çevre kayaçları ve kromititlerinden, krom-spinel ve beraberinde bulunan silikat fazların analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerden

seçilmiş olanlar Tablo 5.3’de verilmektedir. Yine aynı ocaklardan, krom-spinel ile beraber denge halinde bulunan silikat minerallerinin (olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve tremolit) analizlerinden seçilmiş olanlar Tablo 5.4, 5.5, 5.6 ve 5.7’de verilmiştir. Elde edilen verilerin yorumlanması için çeşitli diyagramlar çizilmiştir.

İncelenen beş ocağın kromitlerinin krom-spinelleri,  $TiO_2-Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3-Cr_2O_3$  diyagramlarında podiform kromitit alanına düşmektedir (Şekil 5.2a, b).



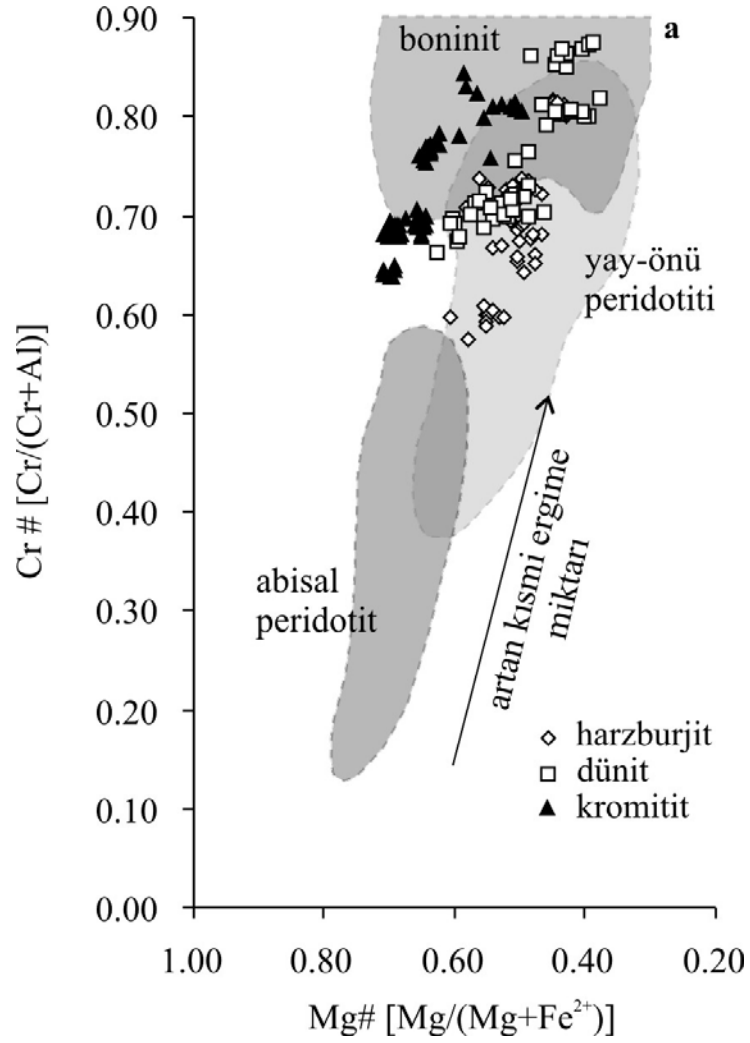
Şekil 5.2 İncelenen beş ocağın krom-spinellerinin (a)  $TiO_2-Cr_2O_3$  diyagramında dağılımı, (b)  $Al_2O_3-Cr_2O_3$  diyagramında dağılımı.

Bölgede incelenen ocakların kromitit, dünit ve harzburjitlerinin krom-spinel analizleri genel olarak değerlendirildiklerinde (Tablo 5.3 ve Şekil 5.3) harzburjitlerin daha düşük Cr-numaraları, dünitlerin ise çevresini sardıkları kromitite benzer Cr-numaraları ile karakterize olduğu ve alpin tipi peridotitler için oldukça tipik olan bir dağılım sundukları görülmektedir. Harzburjit krom-spinelleri yay-önü peridotiti alanının orta ve üst kısmında yoğunlaşırken, dünit krom-spinelleri yay-önü peridotiti-boninit alanları kesişiminin alt bölümü ve boninit alanında yayılım gösterir. Kromitit spinelleri ise, daha yüksek Mg-numaraları nedeni ile diyagramın biraz solunda fakat yine boninitik alanda dünit spinellerine benzer bir yayılım sunar.

Ancak her ocağı ayrı ayrı ele aldığımızda bu tipik dağılımdaki bazı kırılmalar net olarak gözlenir (Tablo 5.3): bazı ocakların harzburjit ve zarf dünit krom-spinelleri



yüksek derecede refrakter (yüksek Cr#, ) özelliktedir. Sinekli (SIN10), Elmaslar (EMS5) ve Rozacak (ROZY1) harzburjitleri nispeten daha düşük refrakter özellikte ve daha tipik bir dağılım sunarken, özellikle İnbaşı ve Yolacak harzburjit ve dünit örnekleri önemli oranda yüksek Cr-numaraları ile dikkat çeker.



Şekil 5.3 Güneybatı Anadolu Kromititlerinden seçilen beş ocakta yapılan krom-spinel analizleri baz alınarak çizilmiş Cr#[Cr/(Cr+Al)]-Mg#[Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] diyagramı.

Tablo 5.3 Kromitit ve çevre kayaları temsil eden krom-spinel analiz sonuçları. ( $R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır).

Spinel Analizleri	Spinel Harzburjit EMS5-7spc	Spinel Harzburjit SIN10-4spc	Spinel Harzburjit ROZY1-1spc	Spinel Harzburjit IN16-5spc	Spinel Harzburjit YOL17Y1-2spc	Dünitik Harzburjit YOL3-2spc
SiO <sub>2</sub>	0,021	0,000	0,000	0,017	0,000	0,007
TiO <sub>2</sub>	0,046	0,040	0,032	0,021	0,028	0,016
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,765	21,761	18,383	13,892	14,502	9,723
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,956	47,301	49,380	55,904	54,499	58,982
FeO*	21,563	19,352	21,857	19,477	20,991	22,865
MnO	0,274	0,285	0,320	0,314	0,341	0,386
MgO	11,439	11,981	10,397	10,547	10,562	8,905
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
Na <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,072	0,028	0,013	0,007
K <sub>2</sub> O	0,013	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000
NiO	0,078	0,053	0,033	0,041	0,014	0,027
Total	100,16	100,77	100,47	100,25	100,95	100,93
Mg#	0,542	0,551	0,492	0,509	0,505	0,440
Cr#	0,667	0,593	0,643	0,730	0,716	0,803
Si	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Al	0,626	0,791	0,686	0,529	0,547	0,379
Cr	1,252	1,153	1,236	1,428	1,379	1,541
Fe <sup>3+</sup>	0,114	0,051	0,071	0,037	0,068	0,073
Fe <sup>2+</sup>	0,457	0,448	0,507	0,490	0,494	0,559
Mn	0,007	0,007	0,009	0,009	0,009	0,011
Mg	0,541	0,551	0,491	0,508	0,504	0,439
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Total	3,002	3,002	3,005	3,004	3,003	3,003
$R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
Cr/ R <sup>3+</sup>	0,628	0,578	0,620	0,716	0,692	0,773
Al/ R <sup>3+</sup>	0,314	0,396	0,344	0,265	0,274	0,190
Fe <sup>3+</sup> /R <sup>3+</sup>	0,057	0,025	0,036	0,018	0,034	0,037

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma Fe$

Tablo 5.3. Kromitit ve çevre kayaçları temsil eden krom-spinel analiz sonuçları (devam). ( $R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır).

Spinel Analizleri	Dünit CAM2A- 3spc2	Dünit SIN2B- 1spc2	Dünit ROZY6A- 3spc	Dünit IN1-2spc3	Dünit YOL15A- 5spc	Dünit YOL2- 4spc
SiO <sub>2</sub>	0,000	0,013	0,021	0,000	0,006	0,042
TiO <sub>2</sub>	0,097	0,222	0,030	0,015	0,081	0,048
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,680	14,014	14,332	7,195	11,565	9,416
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,761	52,132	54,139	60,817	56,136	58,335
FeO*	23,791	21,617	21,226	24,062	22,708	23,930
MnO	0,363	0,278	0,377	0,379	0,314	0,414
MgO	10,633	11,771	10,639	8,586	10,003	8,474
CaO	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,038	0,021	0,020	0,009
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	0,076	0,097	0,012	0,022	0,032	0,012
Total	99,40	100,16	100,81	101,10	100,87	100,68
Mg#	0,516	0,561	0,510	0,429	0,486	0,421
Cr#	0,713	0,714	0,717	0,850	0,765	0,806
Si	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Ti	0,002	0,005	0,001	0,000	0,002	0,001
Al	0,524	0,528	0,541	0,283	0,443	0,369
Cr	1,304	1,318	1,371	1,607	1,444	1,533
Fe <sup>3+</sup>	0,163	0,139	0,080	0,103	0,104	0,088
Fe <sup>2+</sup>	0,483	0,439	0,489	0,570	0,514	0,577
Mn	0,010	0,008	0,010	0,011	0,009	0,012
Mg	0,515	0,561	0,508	0,428	0,485	0,420
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000
Total	3,003	3,002	3,004	3,004	3,003	3,003
$R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
Cr/ R <sup>3+</sup>	0,655	0,664	0,688	0,806	0,725	0,770
Al/ R <sup>3+</sup>	0,263	0,266	0,272	0,142	0,223	0,185
Fe <sup>3+</sup> /R <sup>3+</sup>	0,082	0,070	0,040	0,052	0,052	0,044

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma Fe$

Tablo 5.3. Kromitit ve çevre kayaçları temsil eden krom-spinel analiz sonuçları (devam). ( $R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır).

Spinel Analizleri	Kromitit CAM2C- 3spc	Kromitit SIN2B- 10spc	Kromitit ROZY6A- 10spc	Kromitit IN8-2spc	Kromitit YOL15M- 2spc5	Kromitit YOL2- 8spc
SiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,031	0,000	0,056	0,009
TiO <sub>2</sub>	0,152	0,206	0,073	0,155	0,069	0,051
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,382	16,707	18,976	16,547	11,000	9,068
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,307	52,831	51,520	54,418	58,310	59,637
FeO*	17,296	15,693	14,546	14,214	18,605	21,435
MnO	0,271	0,230	0,217	0,280	0,282	0,329
MgO	13,798	14,921	15,129	15,084	12,325	10,346
CaO	0,014	0,016	0,014	0,005	0,001	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,020	0,007	0,039	0,048	0,006	0,030
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
NiO	0,084	0,118	0,091	0,084	0,028	0,073
Total	100,32	100,73	100,64	100,84	100,68	100,98
Mg#	0,645	0,686	0,690	0,694	0,592	0,507
Cr#	0,699	0,680	0,646	0,688	0,781	0,815
Si	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
Ti	0,004	0,005	0,002	0,004	0,002	0,001
Al	0,568	0,607	0,684	0,601	0,417	0,350
Cr	1,321	1,289	1,245	1,327	1,482	1,546
Fe <sup>3+</sup>	0,099	0,091	0,063	0,060	0,093	0,096
Fe <sup>2+</sup>	0,355	0,314	0,309	0,306	0,408	0,492
Mn	0,007	0,006	0,006	0,007	0,008	0,009
Mg	0,645	0,686	0,689	0,693	0,591	0,506
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002
Total	3,003	3,002	3,003	3,004	3,001	3,004
$R^{3+} = Cr+Al+ Fe^{3+}$ ; Katyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
Cr/ $R^{3+}$	0,664	0,648	0,625	0,667	0,744	0,776
Al/ $R^{3+}$	0,286	0,306	0,343	0,302	0,209	0,176
Fe <sup>3+</sup> / $R^{3+}$	0,050	0,046	0,032	0,030	0,047	0,048

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma Fe$

Tablo 5.4 Çevre kayaçları temsil eden olivin analiz sonuçları.

Olivin Analizleri	Spinel Harzburjtit EMS5-1ol	Spinel Harzburjtit SIN10-3ol	Spinel Harzburjtit ROZY1-4ol	Spinel Harzburjtit IN16-5ol	Spinel Harzburjtit YOL17Y1-1ol	Dünitik Harzburjtit YOL3-4ol
SiO <sub>2</sub>	40,608	41,017	41,137	40,912	41,305	41,286
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,017	0,008	0,002	0,003	0,000	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	8,777	8,521	8,063	8,472	8,675	8,795
MnO	0,106	0,119	0,108	0,141	0,130	0,153
MgO	49,993	50,500	51,002	51,554	50,460	50,417
CaO	0,000	0,012	0,000	0,004	0,000	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,000	0,006	0,022	0,019	0,007	0,000
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
NiO	0,370	0,439	0,394	0,400	0,403	0,378
Total	99,87	100,62	100,74	101,51	100,98	101,03
Mg#	0,910	0,913	0,919	0,916	0,912	0,911
Si	0,994	0,995	0,995	0,985	0,999	0,998
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe*	0,180	0,173	0,163	0,170	0,175	0,178
Mn	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003
Mg	1,823	1,825	1,837	1,849	1,817	1,816
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,007	0,009	0,008	0,008	0,008	0,007
Total	3,006	3,005	3,006	3,016	3,002	3,002
Kasyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
Fo	91,03	91,35	91,85	91,56	91,20	91,08

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma$ Fe

Tablo 5.4 Çevre kayaçları temsil eden olivin analiz sonuçları (devam).

Olivin Analizleri	Dünit CAM2A- 1ol	Dünit SIN2B- 3ol	Dünit ROZY6A- 1ol	Dünit IN1-3ol	Dünit YOL15A- 2ol	Dünit YOL2-5ol
SiO <sub>2</sub>	41,307	41,560	40,927	41,170	41,534	41,284
TiO <sub>2</sub>	0,002	0,000	0,014	0,007	0,000	0,020
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,014	0,000	0,000	0,011	0,006
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	7,820	6,283	7,599	7,906	7,402	7,975
MnO	0,105	0,103	0,106	0,118	0,081	0,130
MgO	51,310	52,876	51,124	51,404	52,372	51,064
CaO	0,000	0,024	0,017	0,000	0,000	0,021
Na <sub>2</sub> O	0,006	0,000	0,030	0,000	0,000	0,008
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
NiO	0,379	0,469	0,374	0,397	0,478	0,388
Total	100,93	101,33	100,19	101,00	101,88	100,90
Mg#	0,921	0,937	0,923	0,921	0,927	0,919
Si	0,995	0,992	0,993	0,992	0,990	0,996
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe*	0,158	0,125	0,154	0,159	0,148	0,161
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Mg	1,842	1,879	1,848	1,846	1,860	1,835
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,007	0,009	0,007	0,008	0,009	0,008
Total	3,005	3,008	3,007	3,008	3,009	3,004
Kasyonlar 4 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
Fo	92,12	93,75	92,30	92,05	92,65	91,94

FeO\*: FeO olarak ΣFe

Tablo 5.5 Çevre kayaçları temsil eden ortopiroksen analiz sonuçları.

Ortopiroksen analizleri	Spinel Harzburjit EMS5-13opx	Spinel Harzburjit SIN10-5opx	Spinel Harzburjit ROZY1-3opx	Spinel Harzburjit IN16-9opx	Spinel Harzburjit YOL17Y1-2opx	Dümitik Harzburjit YOL3-4opx
SiO <sub>2</sub>	57,443	57,287	57,448	57,846	57,910	58,622
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,025	0,014	0,000	0,008	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,052	1,494	1,195	0,849	0,810	0,506
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,308	0,490	0,478	0,312	0,274	0,276
FeO*	5,863	5,668	5,518	5,769	5,729	5,666
MnO	0,158	0,120	0,122	0,128	0,131	0,130
MgO	34,985	35,361	35,160	35,143	34,843	35,416
CaO	0,583	0,496	0,897	0,861	0,797	0,626
Na <sub>2</sub> O	0,017	0,000	0,000	0,024	0,000	0,020
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,002	0,008	0,014	0,011
NiO	0,072	0,102	0,093	0,060	0,081	0,108
Total	100,48	101,04	100,93	101,00	100,60	101,38
Mg#	0,914	0,917	0,919	0,916	0,916	0,918
Si	1,970	1,953	1,962	1,974	1,982	1,989
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,043	0,060	0,048	0,034	0,033	0,020
Cr	0,008	0,013	0,013	0,008	0,007	0,007
Fe*	0,168	0,162	0,158	0,165	0,164	0,161
Mn	0,005	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,787	1,796	1,788	1,786	1,776	1,790
Ca	0,021	0,018	0,033	0,031	0,029	0,023
Na	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003
Total	4,005	4,009	4,008	4,006	3,998	3,998
Kasyonlar 6 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
En	0,904	0,909	0,904	0,901	0,902	0,907
Fs	0,085	0,082	0,080	0,083	0,083	0,081
Wo	0,011	0,009	0,017	0,016	0,015	0,012

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma$ Fe, En: enstatit, Fs: ferrosilit, Wo: vollastonit

Tablo 5.6 Çevre kayaçları temsil eden klinopiroksen analiz sonuçları.

Klinopiroksen analizleri	Spinel Harzburjit EMS5-13cpx	Spinel Harzburjit ROZY1-Ecpx	Spinel Harzburjit IN16-Asagecpx4	Spinel Harzburjit SIN10-Bcpx1	Dünitik Harzburjit YOL3GEcpx	Spinel Harzburjit YOL17Y1-Acpx2
SiO <sub>2</sub>	54,129	55,226	54,881	54,862	54,836	55,264
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,015	0,001	0,023	0,006	0,010
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,124	0,839	0,864	1,206	0,483	0,649
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,593	0,384	0,547	0,548	0,351	0,334
FeO*	1,821	1,835	1,867	1,763	1,789	1,540
MnO	0,073	0,046	0,059	0,061	0,060	0,044
MgO	17,770	18,196	18,202	18,087	17,913	18,280
CaO	23,959	24,537	23,936	24,217	24,265	24,779
Na <sub>2</sub> O	0,036	0,014	0,116	0,132	0,060	0,067
K <sub>2</sub> O	0,007	0,000	0,000	0,006	0,006	0,000
NiO	0,045	0,022	0,054	0,063	0,061	0,029
Total	99,56	101,11	100,53	100,97	99,83	101,00
Mg#	0,946	0,946	0,946	0,948	0,947	0,955
Si	1,971	1,979	1,978	1,970	1,991	1,982
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,048	0,035	0,037	0,051	0,021	0,027
Cr	0,017	0,011	0,016	0,016	0,010	0,009
Fe*	0,055	0,055	0,056	0,053	0,054	0,046
Mn	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001
Mg	0,964	0,971	0,977	0,967	0,969	0,977
Ca	0,935	0,942	0,924	0,931	0,943	0,952
Na	0,003	0,001	0,008	0,009	0,004	0,005
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001
Total	3,997	3,997	4,000	4,001	3,996	4,001
Kasyonlar 6 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.						
En	0,493	0,494	0,499	0,496	0,493	0,495
Fs	0,028	0,028	0,029	0,027	0,028	0,023
Wo	0,478	0,479	0,472	0,477	0,480	0,482

FeO\*: FeO olarak  $\Sigma$ Fe, En: enstatit, Fs: ferrosilit, Wo: vollastonit



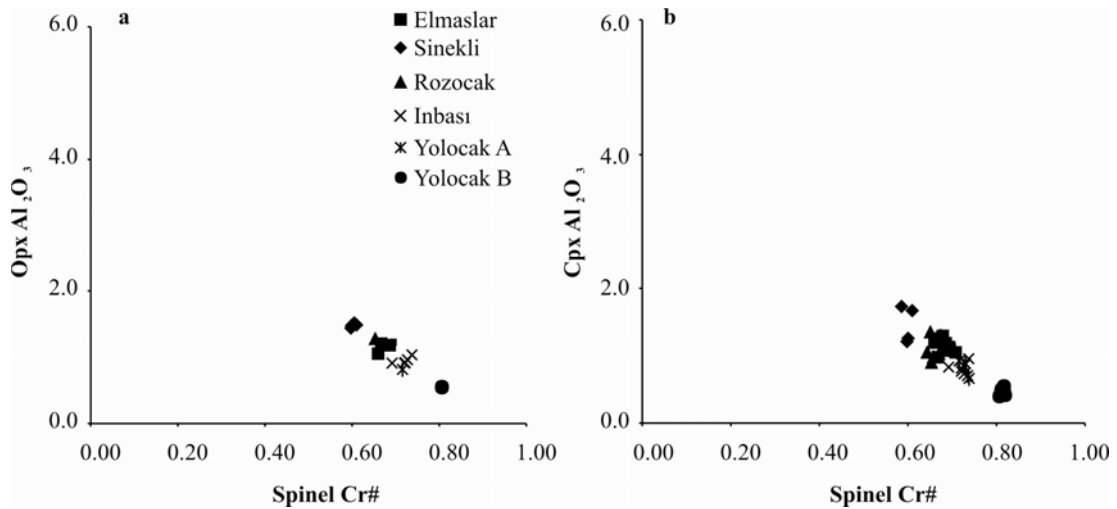
Tablo 5.7 Kromitit matriksinde ve tane arası silikatlarında saptanan tremolitleri temsil eden analiz sonuçları.

Tremolit analizleri	Kromitit ROZY6B-5	Kromitit YOL15M-8al	Kromitit YOL15M-10al	Kromitit YOL15M-14al
SiO <sub>2</sub>	57,603	58,255	57,246	58,433
TiO <sub>2</sub>	0,040	0,005	0,022	0,021
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,933	0,778	1,578	1,034
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,688	0,479	0,755	0,651
FeO*	1,472	1,170	1,306	1,195
MnO	0,046	0,041	0,029	0,022
MgO	23,383	24,019	23,635	23,974
CaO	12,756	12,744	12,706	12,666
Na <sub>2</sub> O	0,179	0,498	0,733	0,606
K <sub>2</sub> O	0,009	0,000	0,011	0,000
NiO	0,086	0,160	0,175	0,160
Total	98,195	98,15	98,20	98,76
Si	7,816	7,904	7,791	7,882
Ti	0,004	0,001	0,002	0,002
Al	0,309	0,124	0,253	0,164
Cr	0,074	0,051	0,081	0,069
Fe*	0,167	0,133	0,149	0,135
Mn	0,005	0,005	0,003	0,003
Mg	4,726	4,855	4,791	4,817
Ca	1,854	1,852	1,852	1,830
Na	0,047	0,131	0,193	0,158
K	0,002	0,000	0,002	0,000
Ni	0,009	0,017	0,019	0,017
Total	15,013	15,073	15,137	15,078

Katyonlar 23 Oksijen Üzerinden hesaplanmıştır.

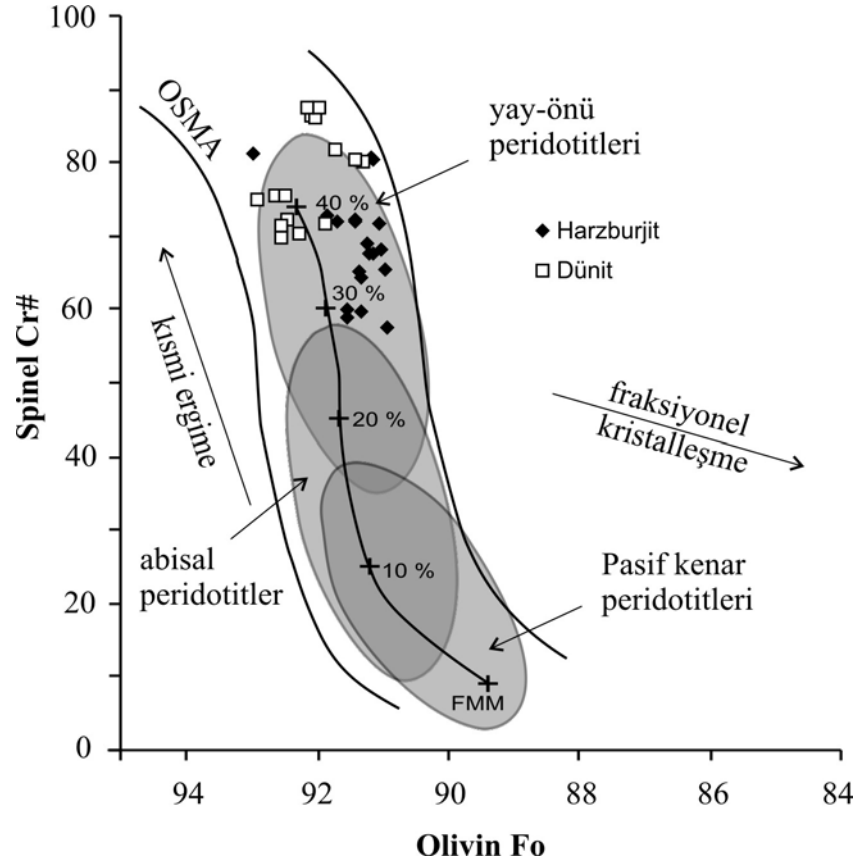
FeO\*: FeO olarak  $\Sigma$ Fe

Kromititleri çevreleyen harzburjitlerin beraber bulunan krom-spinel, ortopiroksen ve klinopiroksenlerinin  $Al_2O_3$ -Cr# diyagramında dağılımı, Cr#-Mg# diyagramında gözlenen yüksek tüketilmişliği destekler şekildedir (Şekil 5.4a ve b). Harzburjit spinellerinin Cr# ile orto- ve klinopiroksenlerin  $Al_2O_3$  değerleri kuvvetli negatif korelasyon sunar.



Şekil 4.4 Kromititleri çevreleyen harzburjitlerin beraber bulunan (a) krom-spinel ve ortopiroksenlerinin ve (b) krom-spinel ve klinopiroksenlerinin  $Al_2O_3$ -Cr# diyagramı.

Bunlara ek olarak kromititlerin yan kayaçlarında (zarf dünit ve harzburjit) beraber bulunan krom-spinel ve olivinlerin Cr# ve Fo değerleri 100Cr#-Fo diyagramında OSMA (olivin-spinel manto hattı) alanının üst kısmında, aşırı derecede tüketilmiş yay-önü peridotitleri alanına düşer (Şekil 5.5). Bu diyagramda kromititlerin dünitik zarflarından yapılan analizler, verilen hipotetik kısmi ergime trendine göre, yaklaşık  $\geq$  % 40 kısmi ergimeyi, harzburjitler ise  $\sim$  % 28-40 arası değişen kısmi ergimeyi işaret etmektedir. Harzburjit değerlerinin dağılımı, daha düşük Cr# ve Fo değerleri sunması ve dünit değerleri dağılımının alt kısmı ile kısmen üstüste binmiş şekilde bulunması bir “spinel peridotit – restit (kalıntı)” trendini vurgular (Arai, 1994b; Ishimaru, Arai, Ishida, Shirasaka ve Okrugin, 2007). Ancak, bu trendin genelde gözlenen ve OSMA alanının temelini oluşturan tipik hafif pozitif korelasyonlu trendin aksine her iki kayaç türünde de azalan Fo değerleri karşısında artan Cr# şeklinde görülmesi, dikkat çekicidir.



Şekil 5.5 Analizleri yapılan beş kromitit gövdesinin yankayaçlarında beraber bulunan krom-spinel ve olivinlerin Cr# ve Fo değerlerinin dağılımını gösteren 100Cr#-Fo diyagramı. Fertil MORB manto (FMM), kısmi ve fraksiyonel kristalleşme trendleri Arai (1992)'den, olivin-spinel manto hattı (OSMA) alanı Arai (1994a)'den, pasif kenar ve abisal peridotit alanları Dick ve Bullen (1984) ve yay-önü peridotitleri alanı Pearce, Barker, Edwards, Parkinson ve Leat (2000)'den alınmıştır.

### 5.3.2 Silikatların İz Element Analizleri

Mikrokimya çalışmaları açısından incelenen beş yatakta EPMA ile elde edilen major oksit analizlerine ek olarak, çevre harzburjıtların klinopiroksenlerinin ve sadece bir kromitit mostrasında (Yol ocak A lokasyonu) matrikste yer alan amfibollerin iz element dağılımları LA-ICP-MS çalışmaları ile saptanmıştır. Elde edilen iz element veri seti Tablo 5.8'de verilmektedir.

Klinopiroksenlerin özellikle hafif nadir toprak elementleri (LREE) açısından aşırı derecede tüketilmiş olduğu göze çarpmaktadır. Özellikle bazı ocaklarda LREE değerleri ölçüm limitlerinin altındadır. Bunun temel nedenlerinden biri bu

klinopiroksenlerin temelde ortopiroksenlerden eksolüsyon ile ayrılarak oluşmuş olmaları olabilir. LREE değerleri ölçüm limitinin üstünde olan yataklar kondrit normalize genişletilmiş element spider diyagramlarında pozitif Sr anomalisi ile dikkat çekmektedir (Şekil 5.6a ve b). Bu grafiklerde gözlenen LREE fakirleşmesi ve pozitif Sr anomalisi yay-önü (fore-arc) peridotitleri (Hess-Deep, East Pasific Rise; Dick ve Natland, 1996) ve hızlı açılmanın olduğu (fast-spreading ridge) abisal peridotitlerin paternleri (Izu-Bonin-Mariana; Ishii, Robinson, Maekawa ve Fiske, 1992; Parkinson, Pearce, Thirlwall, Johnson ve Ingram, 1992) ile uyumludur.

Beraber bulunan klinopiroksen ve spineldeki Yb ve Cr# değerleri karşılaştırıldığında (Şekil 5.7) analiz çalışmalarının yürütüldüğü yatakların çevre harzburjilerinin abisal peridotit trendinin dışında bir trend sunduğu ve yüksek bir ergime derecesine işaret ettiği görülür. Benzer şekilde klinopiroksenlerin Ti ve Dy değerleri kıyaslandığında (Şekil 5.8) ise veri setindeki dağılım, major oksit analizlerinden elde edilen verileri destekler şekilde, % 25'ten daha fazla bir kısmı ergime derecesini ve yay-önü ortamını işaret eder.

### 5.3.3 Sülfid Analizleri

Mikrokimyası incelenen yataklarda krom-spineller içinde rastlanılan az sayıda PGM kapanımlarıda analiz edilmiştir (Tablo 5.9, Şekil 4.3, 5.9 ve 5.10). Anomali gözlenen Elmaslar yatağının sülfid mineralleri kimyası, diğer bölümlerde de olduğu gibi, detaylı olarak ayrıca ele alınmaktadır.

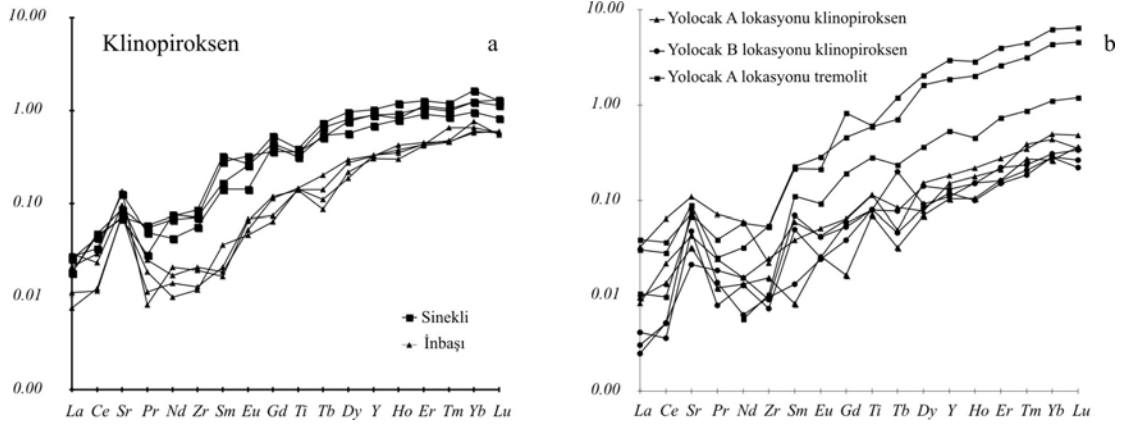
İncelenen diğer dört yatakta gözlenen birincil PGM türleri başlıca IPGE-grubu açısından zengin olup, az sayıda monofaz ve öz/yarı öz şekilli kapanımlar halinde taze krom-spinel içinde yada silikat matrikste gözlenirler. Birincil PGM türlerinden laurit  $[(Ru_{0.5-0.87}Os_{0.03-0.35}Ir_{0.03-0.06}Rh_{0.04-0.06}Fe_{0.01-0.02})S_{1.99-2.01}As_{0.05}]$  ve İrarsit  $[(Ir_{0.44}Ru_{0.35}Rh_{0.07}Os_{0.09}Fe_{0.03}Cu_{0.02})As_{0.50}S_{1.50}]$ , ikincil PGM türlerinden ise sadece nabit paladyum  $[Pd_{0.99}Fe_{0.01}]$  gözlenmiştir. Nabit paladyum özşekilsiz olarak taze krom-spinelin çatlağında bulunmaktadır.

Tablo 5.8 İncelenen kromitit mostra ve yataklarının harzburjitlerinin klinopiroksenlerinin ve amfibollerinin iz element değerleri.

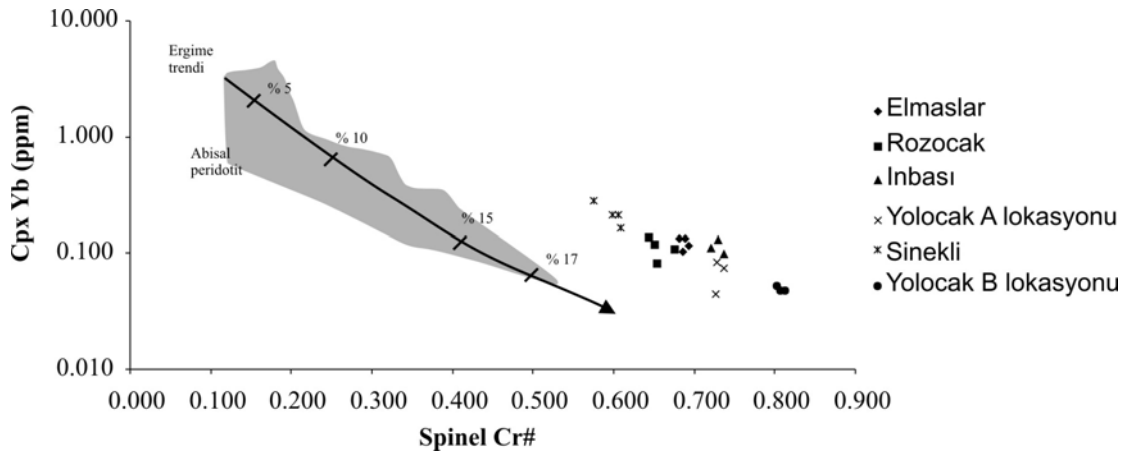
	Elmaslar		Rozocak						İnbaşı			
	101 EMS5-3cpx	102 EMS5-Gecpx2	103 EMS5-Gecpx1	201 EMS5-Gecpx1	301 ROZY1-Bcpx	302 ROZY1-Ccpx	303 ROZY1-Ccpx3	304 ROZY1-Ecpx	401 IN16-6cpx	402 IN16-6cpx	403 IN16-62cpx	404 IN16-6cpx
<i>(ppm)</i>												
Li	5,45	6,03	4,96		3,73	5,48	5,56	4,48	7,93	5,97	5,40	4,22
Ti	111	127	115	109	81	71	72	52	62	63	65	62
Sr	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,09	0,03	0,56	0,54	0,69	0,98
Y	0,51	0,50	0,49	0,50	0,25	0,21	0,20	0,16	0,51	0,52	0,51	0,48
Zr	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,08	0,07
Nb	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05
La												
Ce									0,007	0,008	0,014	0,018
Pr												
Nd												
Sm												
Eu												
Gd									0,015	0,013	0,023	0,024
Tb				0,004					0,005	0,004	0,008	0,003
Dy	0,059	0,053	0,054	0,043					0,070	0,048	0,075	0,055
Ho	0,014	0,016	0,018	0,018					0,024	0,020	0,021	0,017
Er	0,082	0,076	0,088	0,076	0,056	0,049	0,042	0,035	0,075	0,072	0,071	0,069
Tm	0,018	0,012	0,012	0,015	0,010	0,011	0,011	0,009	0,012	0,012	0,017	0,012
Yb	0,133	0,117	0,102	0,133	0,136	0,120	0,108	0,081	0,098	0,130	0,112	0,101
Lu	0,019	0,024	0,018	0,022	0,025	0,020	0,020	0,013	0,015	0,014	0,015	0,015

Tablo 5.8 İncelenen kromitit mostra ve yataklarının harzburjitlelerinin klinopiroksenlerinin ve amfibollerinin iz element değerleri (devam).

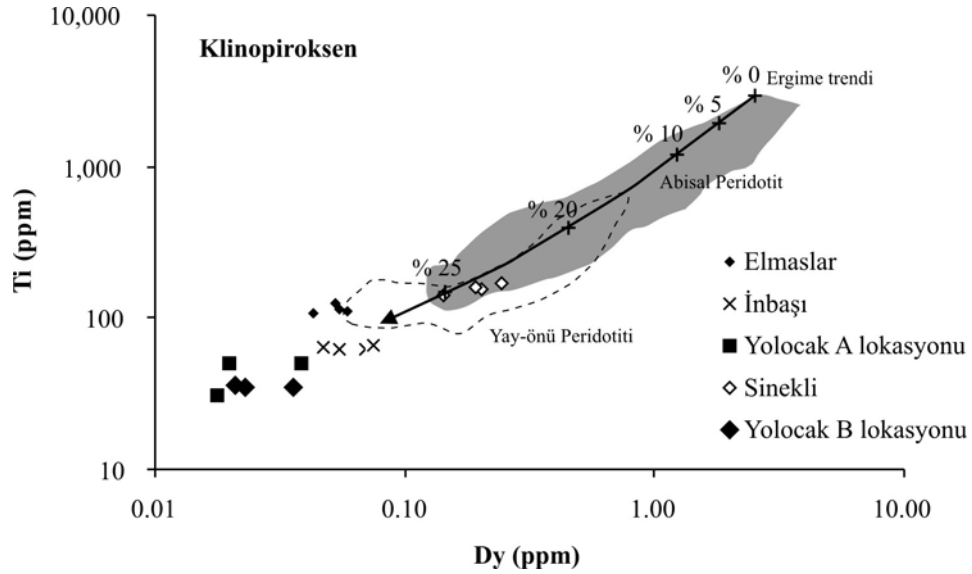
	Yolocak						Sinekli						
	501 YOL17Y1- Bcpx	502 YOL17Y1- Gcpx	503 YOL17Y1- Hcpx	801 YOL15M- 9al	802 YOL15M- 10al	803 YOL15M- 6al	701 YOL3Gcpx6	702 YOL3Gcpx5	703 YOL3Gcpx4	601 SIN10- Bcpx1	602 SIN10-Ccpx	603x SIN10-Depx	604 SIN10-Jcpx
<i>(ppm)</i>													
Li	4,30	6,30	6,61	0,94	16,38	3,03	6,86	7,70	5,87	5,57	4,54	4,84	4,44
Ti	31	51	51	263	268	124	35	36	35	140	153	171	158
Sr	0,24	0,79	0,31	0,64	0,52	0,49	0,35	0,58	0,15	0,92	0,51	0,52	0,63
Y	0,16	0,23	0,28	2,94	4,62	0,84	0,20	0,19	0,17	1,09	1,40	1,61	1,42
Zr	0,06	0,09	0,09	0,21	0,20	0,04	0,03	0,04	0,04	0,22	0,28	0,33	0,27
Nb	0,03	0,06	0,04	0,10	0,09	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,07	0,08	0,07
La		0,008											
Ce		0,039		0,017	0,022	0,006				0,020	0,028	0,026	0,029
Pr		0,007								0,005	0,003	0,006	0,005
Nd		0,028		0,015	0,027	0,003				0,020	0,035	0,034	0,032
Sm				0,035	0,033	0,017				0,022	0,025	0,050	0,043
Eu				0,017	0,012	0,005				0,008	0,015	0,016	0,019
Gd				0,093	0,168	0,039				0,084	0,090	0,109	0,075
Tb				0,026	0,044	0,009				0,020	0,024	0,027	0,019
Dy	0,018	0,020	0,039	0,409	0,518	0,092	0,036	0,021	0,023	0,143	0,204	0,245	0,193
Ho	0,006	0,010	0,012	0,114	0,162	0,025	0,008	0,006	0,009	0,045	0,052	0,068	0,047
Er	0,027	0,035	0,045	0,430	0,657	0,121	0,036	0,025	0,026	0,150	0,176	0,210	0,184
Tm	0,007	0,010	0,009	0,080	0,113	0,022	0,006	0,005	0,005	0,022	0,025	0,030	0,027
Yb	0,045	0,074	0,084	0,740	1,053	0,188	0,052	0,048	0,048	0,163	0,212	0,280	0,211
Lu	0,009	0,009	0,012	0,116	0,165	0,030	0,009	0,007	0,006	0,021	0,033	0,032	0,029



Şekil 5.6 (a) Sinekli ve İnbaşı kromitlerinin klinopiroksenlerinin iz element dağılımları. (b) Yolocak A ve B lokasyonları harzburjit klinopiroksenlerinin ve Yolocak A lokasyonu kromit matrisinde yer alan tremolitlerin kondrit normalize iz element dağılımları (kondrit normalize değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan)



Şekil 5.7 Beraber bulunan klinopiroksen ve spineldeki Yb (ppm)-Cr# diyagramı. “Ergime trendi” ve ergime dereceleri  $F = \ln(\text{Cr\#}_{\text{spinel}}) + 24$  formülünden elde edilmiş (Hellebrand, Snow, Dick ve Hofman, 2001), abisal peridotit alanı Johnson, Dick ve Shimizu (1990), Johnson ve Dick (1992), Dick ve Natland (1996), Ross ve Elthon (1997), Hellebrand ve diğer. (2001), ve Hellebrand, Snow, Hoppe ve Hofmann (2002) dan alınmıştır.



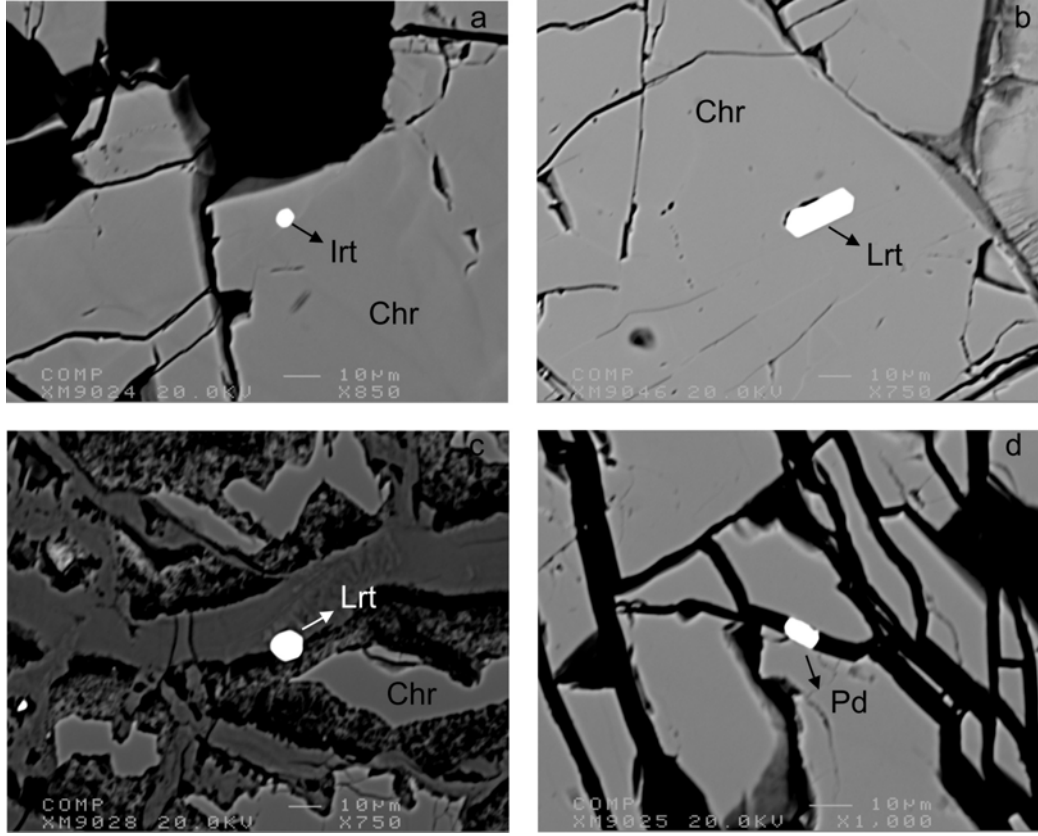
Şekil 5.8 Klinopiroksenlerin LA-IC-MS çalışmaları ile elde edilen Dy (ppm)-Ti (ppm) diyagramı. Kısmi ergime trendi Bizimis, Salters, ve Bonatti (2000) ve Barth, Manson, Davies, Dijkstra ve Drury (2003), abisal peridotit alanı Johnson ve diğer. (1990), Johnson ve Dick (1992), Dick ve Natland (1996), Ross ve Elthon (1997) and Hellebrand ve diğer. (2001, 2002), yay-önü peridotit alanı Parkinson ve diğer. (1992) ve Bizimis ve diğer. (2000)'den alınmıştır.

Analiz edilen lauritler, Os'ca zengin (11,6 atomik % Os) ve fakir (1,1 atomik % Os) olmak üzere iki farklı kimya sunar ve Ru-Os-Ir (at %) üçgen diyagramının Ru-Os kenarında yer alırlar (Şekil 5.10). Lauritte Os-Ru süstitüsyon oranını ifade eden Ru-numaraları  $[Ru\# = Ru/(Ru+Os)]$  0,59 ve 0,96 olarak hesaplanmıştır. S değerleri oldukça sabit değerler sunar (66,3-66,9 at % S) ve az oranda As süstitüsyonu görülür (0,3-1,8 at % As). Yine az oranda Rh (0,6-1,2 at % Rh) ve Fe (0,8 at %) içerirler. Irarsit ise yüksek Ru (11.6 at %) süstitüsyonu ve az oranda Os, Rh, Fe ve Cu süstitüsyonu ile karakterize olur.

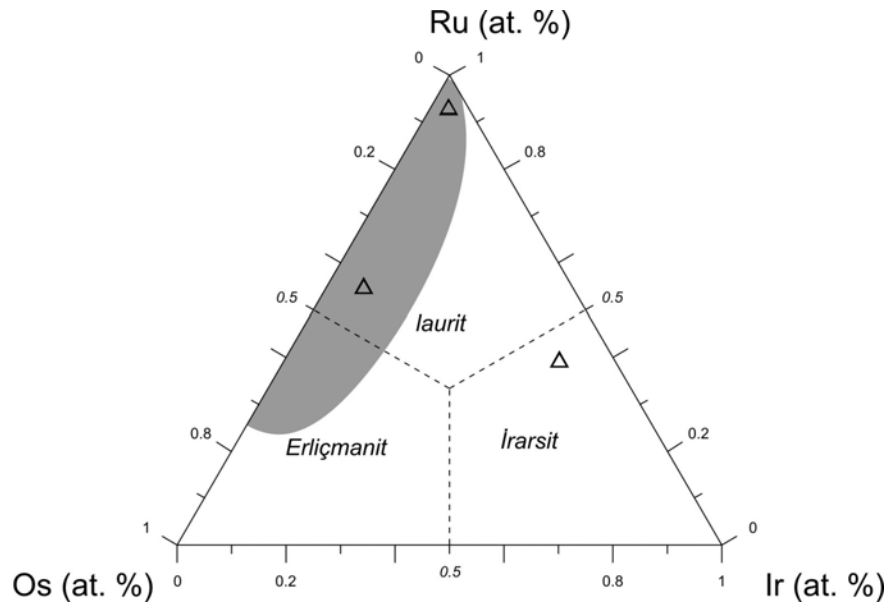


Tablo 5.9 Güneybatı Anadolu kromitlerinde gözlenen birincil ve ikincil PGM kapanımlarının analiz sonuçları.

	<i>Birincil</i>		<i>İkincl</i>	
	<i>Laurit</i> <i>IN8-7</i>	<i>Laurit</i> <i>SIV4-4</i>	<i>İrsarsit</i> <i>IN8-1</i>	<i>Nabit Pd</i> <i>IN8-3</i>
<i>wt %</i>				
<i>Pt</i>	0,07	0,07	0,20	0,08
<i>Pd</i>	0,13	0,00	0,00	97,61
<i>Rh</i>	0,99	2,19	2,85	0,00
<i>Ru</i>	25,23	51,59	14,67	0,00
<i>Ir</i>	5,77	3,35	35,50	0,02
<i>Os</i>	32,93	3,69	6,98	0,00
<i>Fe</i>	0,63	0,37	0,74	0,50
<i>Ni</i>	0,01	0,10	0,00	0,00
<i>Co</i>	0,00	0	0,00	0,02
<i>Cu</i>	0,06	0,09	0,43	0,00
<i>S</i>	31,74	37,79	20,15	0,04
<i>As</i>	1,99	0,34	15,79	0,10
<i>Se</i>	0,00	0,07	0,00	0,00
<i>Total</i>	99,53	99,65	97,30	98,37
<i>at. %</i>				
<i>Pt</i>	0,023	0,021	0,080	0,042
<i>Pd</i>	0,079	0,000	0,000	98,674
<i>Rh</i>	0,642	1,206	2,206	0,000
<i>Ru</i>	16,718	28,954	11,568	0,000
<i>Ir</i>	2,010	0,990	14,727	0,013
<i>Os</i>	11,599	1,100	2,928	0,000
<i>Fe</i>	0,764	0,379	1,052	0,965
<i>Ni</i>	0,006	0,098	0,000	0,000
<i>Co</i>	0,000	0,000	0,000	0,027
<i>Cu</i>	0,061	0,079	0,537	0,000
<i>S</i>	66,316	66,871	50,097	0,127
<i>As</i>	1,782	0,255	16,806	0,151
<i>Se</i>	0,000	0,047	0,000	0,000
<i>Total</i>	100,000	100,000	100,000	100,000
<i>Ru#</i>	0,59	0,96		



Şekil 5.9 Elmaslar yatağı dışındaki dört yatakta saptanan PGM fazlarının geri yansıtımlı elektron (BSE) imajları (a) taze krom-spinel içinde monofaz kapanım şeklinde birincil İrsit (Irt) (İnbaşı zuhuru), (b) taze krom-spinel içinde monofaz kapanım şeklinde birincil laurit (Sivan yatağı), (c) Silikat matris içinde yarı-özşekli birincil laurit (İnbaşı zuhuru), (d) krom-spinelin çatlağında özşekilsiz ikincil nabit paladyum (İnbaşı zuhuru).



Şekil 5.10 Güneybatı Anadolu Kromitlerinden bu çalışmada analiz edilen PGM kapanımlarının Ru-Os-Ir (at. %) diyagramında dağılımı. Üçgenler: analiz edilen mineral kompozisyonlarını gösterir. Güneybatı Türkiye Kromitleri için gri referans alanı Uysal, Tarkian, Sadıklar ve Şen (2007)'den alınmıştır.

### 5.3.4 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) ve Çevre Kayaçlarının Mineral Kimyası

#### 5.3.4.1 EKY Kromititleri ve Peridotitlerinin Spinel Bileşimleri

EKY'den alınan harzburjit, iki farklı (BM-zengin ve BM-fakir) dünit zarf, ve masif ve dissemine kromititleri temsil eden krom spinel analizlerinden seçilmiş olanlar Tablo 5.10'da verilmektedir. EKY'nin hem peridotitleri hem de kromititlerinin krom-spinelleri, Güneybatı Anadolu Kromititlerinde tipik olduğu üzere, magnesiokromit-kromit serisinin üyeleridir. Kromitit spinelleri  $Cr/R^{3+}-Al/R^{3+}-Fe^{3+}/R^{3+}$  üçgeninde podiform kromitit alanında yer alır (Şekil 5.11a) ve podiform kromititler için tipik olan  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  ve  $TiO_2$  değerleri sunarlar.

Detaylı incelendiğinde, PPGE- ve BM- zengin kromititlerin (DK1BT ve DK1A) PPGE-fakir kromititlere göre  $Cr_2O_3$  ve  $TiO_2$  açısından daha zengin, ve  $Al_2O_3$  açısından ise daha fakir olduğu görülmektedir (Tablo 5.10, Şekil 5.11b ve c). NiO değerleri de, PPGE- ve BM- zengin masif kromitit (DK1BT) spinellerinde hem masif hem dissemine PPGE-fakir kromititlere göre daha yüksektir (Tablo 5.10).

EKY harzburjitlerinin spinelleri yüksek-Cr'lu bileşim ( $Cr\#= 0,667-0,709$ ) ve ortaç Mg# ( $Mg\#= 0,467-0,584$ ) sunarlar ( $n=10$ ). BM-fakir dunit zarfın refrakterliği hafifçe daha yüksektir ( $Cr\#= 0,688-0,730$ ;  $Mg\#= 0,485-0,567$ ;  $n=10$ ). Kromitit spinelleri ise harzburjit ve dünit spinelleri arasında ortaç  $Cr\#$  ( $0,680-0,702$ ) ve daha yüksek Mg# ( $0,64-0,659$ ) sunarlar ( $n=20$ ). BM-zengin dünitik zarfın (DK1BD) ve PPGE- ve BM-zengin kromititlerin (DK1BT ve DK1A) spinellerinin  $Cr\#$ 'ları ( $0,724-0,759$ ;  $n=14$ ) BM-fakir dünit ve PPGE-fakir kromititlere göre yüksektir (Şekil 5.11d). Dünitlerde PPGE- ve BM-zengin dünitik zarfa benzer, kromititlerinde ise daha düşük Mg#'ları göze çarpar.

Genel olarak bakıldığında, EKY'de çevre harzburjitlerin krom-spinelleri,  $Cr\#-Mg\#$  diyagramında (Şekil 5.11d) yay-önü peridotit alanının üst kısmına düşer. Tüm dünit zarf spinelleri yay-önü peridotiti ve bonitit alanlarının kesişiminde yayılım sunar. Kromititlerin krom-spinelleri ise bonitit alanı içinde yer alır.

Hem harzburjit, hem de dünit zarfların olivin bileşimleri  $Fe_{91.03}-Fe_{92.93}$  aralığındadır. Olivin  $Fe$  değerleri ve beraber bulunan spinellerin  $Cr\#$  birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 5.11e) örneklerin OSMA alanının üst kısmında, aşırı tüketilmiş yay-önü peridotitleri alanına düştüğü görülür. Yine burada çizilen hipotetik ergime trendine göre, dünitlerde ergime derecesi % 40, harzburjitlerde ise ~% 35 olarak yorumlanabilir.

EKY kromitlerinin kristalleştiği ergiyiğin  $Al_2O_3$  içeriği ve  $FeO/MgO$  oranı, sırası ile, 11,13-12,68 wt. % ve 0,96-1,05 olarak, Maurel ve Maurel (1982), ve Maurel (1984) denklemleri yardımı ile hesaplanmıştır (Auge, 1987; Zhou ve diğer., 1996; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007). Hesaplama kullanılan denklemler (1) ve (2) numaraları ile verilmiştir:

$$(wt. \% Al_2O_3)_{spinel} = 0,035(wt. \% Al_2O_3)_{ergiyik}^{2,42}$$

(1)

$$\ln(FeO/MgO)_{spinel} = 0,47 - 1,07Al\#_{spinel} + 0,64Fe^{3+}\#_{spinel} + \ln(FeO/MgO)_{ergiyik}$$

(2)

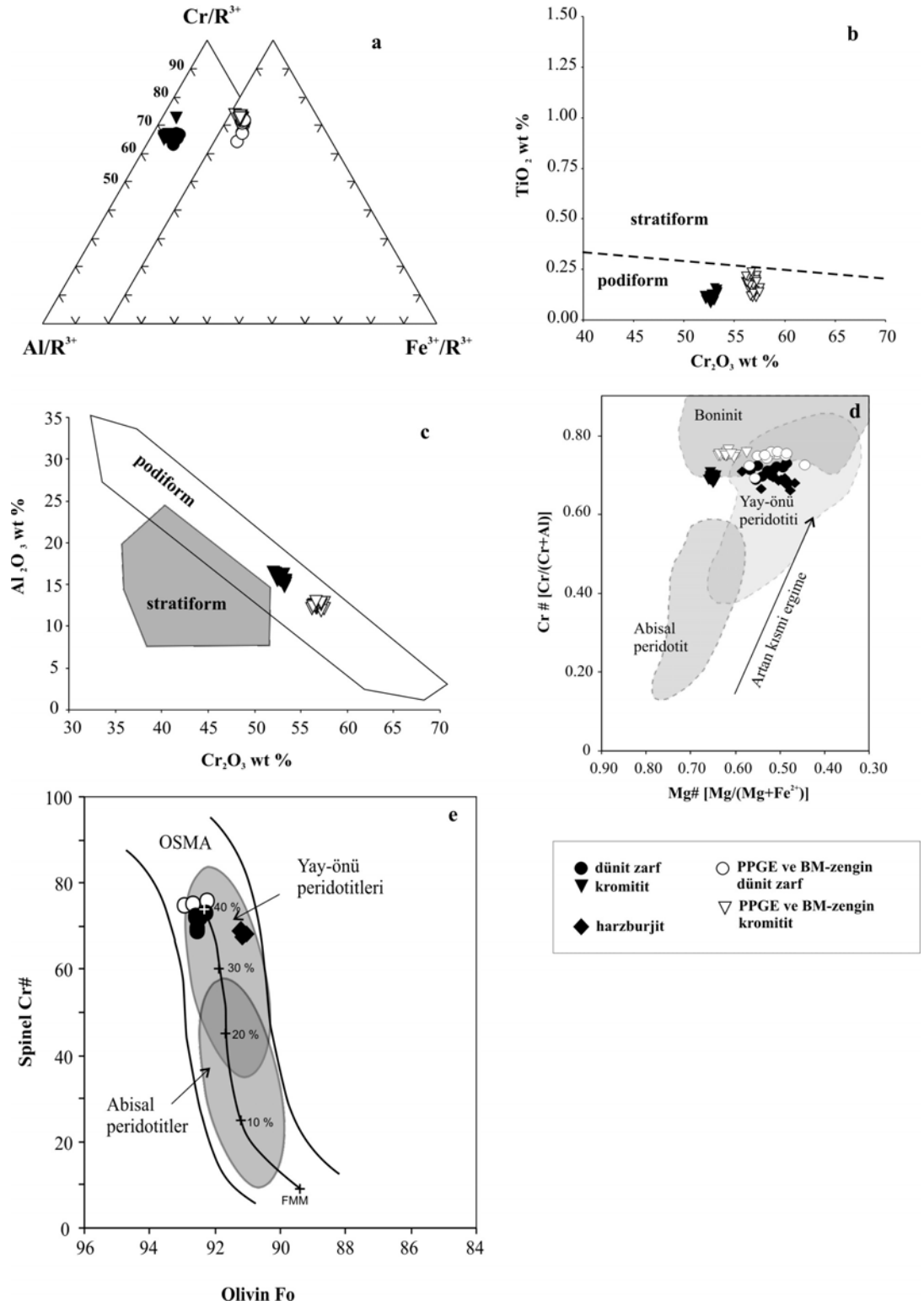
[(2) numaralı formülde  $Al\# = Al/(Cr+Al+Fe^{3+})$  ve  $Fe^{3+}\# = Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 'den hesaplanır.]

$(FeO/MgO)_{ergiyik}$  oranının hesabında kullanılan Maurel (1984) denklemi yeniden dengelenmenin söz konusu olmadığı spinel bileşimleri için kalibre edildiğinden, hesaplamalarda bu koşulları sağlayabilmek için sadece az oranda tane arası silikat içeren masif kromitler dikkate alınmıştır. Hesaplanan  $(wt.\% Al_2O_3)_{ergiyik}$  ve  $(FeO/MgO)_{ergiyik}$  değerleri Kop kromitlerinden (Kuzeydoğu Türkiye; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007) elde edilen veriler ile uyumludur ve boninitik değerler aralığına düşer ( $Al_2O_3$ : 10,6-14,4 wt.%,  $FeO/MgO$ : 0,7-1,4; Wilson 1989; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007).

Tablo 5.10 EKY'den alınan harzburjit, dünit zarf ve kromitit örneklerinden seçilmiş olan elektron mikroprob analizleri.

	harzburjit		BM-fakir dünit		PPGE ve BM zengin dünit		PPGE-fakir masif kromitit		PPGE- fakir dissemine kromitit		PPGE ve BM zengin masif kromitit		PPGE ve BM zengin dissemine kromitit	
	EMS5-7spc	EMS5-8spc	CAM2A-6spc	CAM2A-8spc	DK1BD-1spc2	DK1BD-4spc	CAM2B-1spc	CAM2B-5spc	CAM2C-2spc	CAM2C-3spc	DK1BT-7spc2	DK1BT-13spc	DK1A-4spc	DK1A-6spc2
SiO <sub>2</sub> wt, %	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,17	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10	0,11	0,14	0,15	0,16	0,14	0,21	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,77	15,12	13,40	14,59	12,45	12,04	16,35	16,20	15,17	15,38	12,15	12,87	12,61	12,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,96	51,10	52,39	50,68	55,84	54,83	52,20	53,01	53,30	53,31	57,53	57,46	56,61	56,31
FeO*	21,56	22,26	21,78	22,99	20,78	22,35	16,45	16,79	16,91	17,30	17,17	16,06	16,91	17,17
MnO	0,27	0,27	0,31	0,34	0,34	0,34	0,24	0,26	0,28	0,27	0,24	0,22	0,30	0,30
MgO	11,44	10,70	11,40	10,73	11,13	10,43	13,85	13,86	13,89	13,80	12,82	12,53	12,94	13,06
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	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
NiO	0,08	0,04	0,06	0,08	0,03	0,04	0,06	0,10	0,09	0,08	0,15	0,17	0,05	0,09
Total	100,16	99,54	99,47	99,52	100,67	100,16	99,47	100,37	99,79	100,32	100,24	99,48	99,63	99,47
Si <i>apfu</i>	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ti	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005
Al	0,626	0,575	0,511	0,556	0,473	0,462	0,605	0,596	0,563	0,568	0,459	0,489	0,477	0,467
Cr	1,252	1,303	1,339	1,295	1,423	1,412	1,296	1,309	1,328	1,321	1,457	1,464	1,437	1,431
Fe <sup>3+</sup>	0,114	0,116	0,140	0,140	0,095	0,116	0,084	0,085	0,098	0,099	0,072	0,035	0,072	0,087
Fe <sup>2+</sup>	0,457	0,484	0,449	0,481	0,465	0,493	0,348	0,354	0,347	0,355	0,388	0,398	0,382	0,375
Mn	0,007	0,007	0,009	0,009	0,009	0,009	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,006	0,008	0,008
Mg	0,541	0,514	0,549	0,517	0,534	0,506	0,649	0,645	0,652	0,645	0,612	0,602	0,619	0,626
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,001	0,002
Total	3,002	3,002	3,002	3,003	3,002	3,002	3,001	3,002	3,002	3,003	3,002	3,003	3,002	3,002
Fe <sup>2+</sup> #	0,458	0,485	0,450	0,482	0,465	0,493	0,349	0,354	0,347	0,355	0,388	0,398	0,382	0,374
Mg#	0,542	0,515	0,550	0,518	0,535	0,507	0,651	0,646	0,653	0,645	0,612	0,602	0,618	0,626
Cr#	0,667	0,694	0,724	0,700	0,751	0,753	0,682	0,687	0,702	0,699	0,761	0,750	0,751	0,754
Cr/R <sup>3+</sup>	0,628	0,654	0,673	0,651	0,715	0,710	0,653	0,658	0,667	0,664	0,733	0,736	0,723	0,721
Al/ R <sup>3+</sup>	0,314	0,288	0,257	0,279	0,237	0,232	0,305	0,300	0,283	0,286	0,231	0,246	0,240	0,235
Fe <sup>3+</sup> /R <sup>3+</sup>	0,057	0,058	0,070	0,070	0,048	0,058	0,042	0,043	0,049	0,050	0,036	0,018	0,036	0,044

Spinel stokiyometrisi 4 oksijen atomu üzerinden hesaplanmıştır; *apfu*: formül birimi başına atom miktarı; Cr# = Cr/(Cr+Al); Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>); Fe<sup>2+</sup># = Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Fe<sup>2+</sup>); R<sup>3+</sup> = Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>; FeO\*: FeO olarak toplam demir; Fe<sup>3+</sup> ve Fe<sup>2+</sup> hesabı spinel stokiyometrisinden yapılmıştır. Veriler WDS (wave-length dispersion spectrometry) ile elde edilmiştir.



Şekil 5.11 Elmaslar Kromit Yatağı (EKY) krom spinellerinin bileşimleri. Kromitit, dünit ve harzburjit krom-spinellerinin (a) Cr-Al-Fe<sup>3+</sup>/R<sup>3+</sup> üçgen diyagramı; (b) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt. %)-TiO<sub>2</sub> (wt. %); (c) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt. %)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt. %); (d) Cr#-Mg# diyagramlarında dağılımları ve (e) beraber bulunan krom-spinel ve olivinlerin Cr# ve Fo değerlerinin 100Cr#-Fo diyagramında dağılımı. Fertil MORB manto (FMM) Arai (1992)'den, olivin-spinel manto hattı (OSMA) alanı Arai (1994a)'den, abisal peridotit alanı Dick ve Bullen (1984) ve yay-önü peridotitleri alanı Pearce ve diğer. (2000)'den alınmıştır.

### 5.3.4.2 EKY Kromititlerinde gözlenen Platin Grubu ve Baz Metal Fazlarının Kimyası

EKY'nin dünit zarf, harzburjit, masif ve dissemine kromititlerinde tane arası silikatlarda/matrikste veya krom-spinel taneleri içinde izole kapanımlar halinde gözlenen sülfid, arsenid ve alaşımlar analiz edilmiştir (n=157; Tablo 5.11, 5.12 ve 5.13).

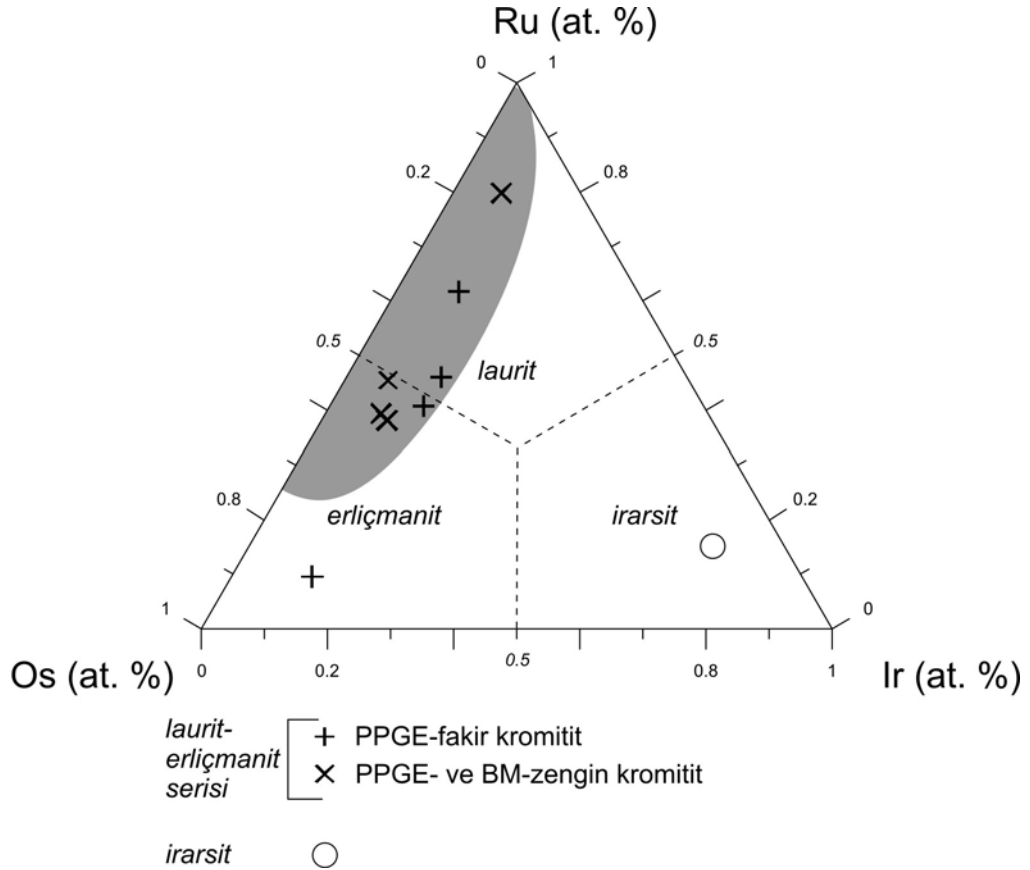
5.3.4.2.1 *Laurit-Erliçmanit Serisi ve Irarsit*. EKY'de saptanan laurit-erliçmanit serisi analizleri, Ru-Os-Ir (at %) üçgen diyagramının Ru-Os kenarına yığılım gösterir (Şekil 5.12) ve önceki ve bu çalışmada saptanan diğer Güneybatı Anadolu kromititlerinin laurit-erliçmanit bileşimleri ile uyumludurlar. Ru#'ları geniş bir aralıkta yer alır (0,11-0,86) ve yine önceki çalışmalarda saptanan değerler ile uyumludur (0,36-0,97; Uysal ve diğer., 2005; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007). Analiz edilen laurit taneleri, genelde Os açısından zengindir (3,82-11,58 at. % Os) ve hem laurit, hemde erliçmanitler belirgin ve ortaç miktarda Ir substitüsyonu içerirler (2,68-4,45 at. % Ir). Analiz edilen tüm laurit tanelerinin Ir içerikleri As değerleri ile kuvvetli pozitif korelasyon sunar ( $r=0,843$ ). Bu durum, laurit-erliçmanit serisine ek olarak, laurit-irarsit katı çözelti serisinin varlığını da düşündürür (Torres-Ruiz, Garuti, Gazzotti, Gervilla ve Fenoll Hach-Ali, 1996; Gutierrez-Narbona, Lorand, Gervilla ve Gros, 2003; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007). Laurit ve erliçmanitlerde As konsantrasyonları aynı zamanda Os ile de kuvvetli ve dikkate değer korelasyonlar sunar (sırası ile  $r = 0,985$  ve  $0,627$ ).

Laurit-erliçmanit tanelerinin çoğu çekirdek ve sınır arasındaki kimyasal farklılıkları ölçmek için çok küçüktür. Ancak, bir silikat minerali ile beraber kromit içinde poli-faz bir kapanım olarak saptanan ve görece daha büyükçe olan bir laurit tanesinde (Şekil 4.4e, f, Tablo 5.11, AK2A-2S2c: çekirdek ve AK2A-2S2r: sınır analizleri) çekirdekten mineralin sınırına doğru Os (8,47'den 9,27 at. %'e), Fe (0,57'den 1,56 at. %'e) ve Ni (0,04'den 2,45 at. %'e) artışı, ve Ru (18,47'den 15,57 at. %'e) ve S'de (66,99'den 64,56 at. %'e) azalma gibi hafif değişimler saptanmıştır.

Tablo 5.11 EKY'den analiz edilen birincil (Erl: erliçmanit; Lrt: laurit; Irt: irarsit) ve ikincil (Pd: nabit paladyum; Spr: sperrilit; Pd-Sb-Te: Pd-Sb tellürid) PGM.

		<i>PPGE fakir kromitler</i>					<i>PPGE ve BM zengin kromitler</i>									
		<i>Erl</i>	<i>Erl</i>	<i>Lrt</i>	<i>Lrt</i>	<i>Lrt</i>	<i>Pd</i>	<i>Erl</i>	<i>Erl</i>	<i>Erl</i>	<i>Lrt</i>	<i>Irt</i>	<i>Spr</i>	<i>Spr</i>	<i>Pd-Sb-Te</i>	
		CAM2B1	AK2A6	CAM2B4	AK2A2S2c	AK2A2S2r	AK2A5G	DK1A41	DK1A102	DK1BT76	DK1A11	DK1BT76b	DK1BT21	DK1BT78	DK1BT49	
<b>Pt</b>	<i>wt. %</i>	0,04	0,20	0,26	0,18	0,28	0,00	0,00	0,02	0,27	0,00	4,69	52,95	51,62	0,00	
<b>Pd</b>		0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	93,18	0,55	0,52	0,15	1,21	0,01	0,06	0,00	32,03	
<b>Rh</b>		0,91	0,24	0,99	1,29	1,17	0,00	0,39	0,45	0,58	1,05	2,56	0,62	0,03	0,02	
<b>Ru</b>		17,07	3,54	19,86	28,86	23,77	0,00	15,19	17,26	19,64	41,55	4,24	0,12	0,00	0,01	
<b>Ir</b>		11,80	8,97	12,25	8,90	9,34	0,00	7,72	7,29	5,68	7,56	40,24	0,00	0,00	0,13	
<b>Os</b>		34,91	53,92	31,57	24,90	26,63	0,00	40,17	42,74	38,62	12,25	6,23	-	0,01	0,43	
<b>Fe</b>		1,25	0,85	0,95	0,49	1,31	1,46	1,28	0,92	0,36	0,51	0,36	0,66	0,55	3,07	
<b>Ni</b>		0,00	0,00	0,00	0,04	2,17	0,05	0,03	0,00	0,24	0,06	0,21	0,04	0,14	9,61	
<b>Co</b>		0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	
<b>Cu</b>		0,15	0,27	0,17	0,14	0,85	0,03	0,07	0,12	0,05	0,09	0,42	0,00	0,00	1,20	
<b>Sb</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	6,84	
<b>Au</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,13	
<b>Ag</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,01	0,05	0,02	0,00	0,09	0,06	0,00	
<b>Pb</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4,55	0,00	n.a.	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
<b>S</b>		29,08	25,10	30,44	33,21	31,26	0,02	27,99	29,42	29,04	36,09	14,00	0,36	0,25	10,55	
<b>As</b>		2,29	3,40	1,98	1,69	1,78	0,15	1,29	0,00	2,86	0,04	20,55	42,66	40,80	0,02	
<b>Se</b>		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,12	0,21	0,34	0,30	0,08	
<b>Te</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	31,61	
<b>Hg</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,12	n.a.	0,10	n.a.	0,09	0,00	
<b>Toplam</b>		97,54	96,48	98,50	99,70	98,65	94,89	99,26	98,85	97,76	100,55	93,83	98,24	93,89	95,75	
<b>Pt</b>	<i>apfu</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,93	0,95		
<b>Pd</b>		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00		
<b>Rh</b>		0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,02	0,00		
<b>Ru</b>		0,37	0,09	0,41	0,55	0,47	0,00	0,33	0,36	0,42	0,73	0,12	0,00	0,00		
<b>Ir</b>		0,13	0,12	0,13	0,09	0,10	0,00	0,09	0,08	0,06	0,07	0,59	0,00	0,00		
<b>Os</b>		0,40	0,70	0,35	0,25	0,28	0,00	0,47	0,48	0,44	0,11	0,09	0,00	0,00		
<b>Fe</b>		0,05	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04		
<b>Ni</b>		0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01		
<b>Co</b>		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		
<b>Cu</b>		0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00		
<b>Sb</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
<b>Au</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
<b>Ag</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
<b>Pb</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,05	n.a.	0,01	n.a.	n.a.	n.a.		
<b>S</b>		1,96	1,93	1,99	2,01	1,94	0,00	1,94	1,94	1,95	2,00	1,23	0,04	0,03		
<b>As</b>		0,07	0,11	0,06	0,04	0,05	0,00	0,04	0,04	0,08	0,01	0,77	1,95	1,96		
<b>Se</b>		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01		
<b>Te</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
<b>Hg</b>		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	n.a.	0,00	n.a.	0,00		
<b>Ru#</b>		0,48	0,11	0,54	0,69	0,63	-	0,42	0,43	0,51	0,86	-	-	-		
<b>ΣKayton</b>		0,97	0,96	0,96	0,95	1,02	1,00	1,02	1,02	0,96	0,99	0,99	1,01	1,00		
<b>ΣAnyon</b>		2,03	2,04	2,04	2,05	1,98	0,00	1,98	1,98	2,04	2,01	2,01	2,00	2,00		
<b>Toplam</b>		3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	1,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00		





Şekil 5.12 EKY kromititleriden analiz edilen birincil laurit-erliçmanit serisi kapanımların Ru-Os-Ir (at. %) diyagramında dağılımı. Güneybatı Türkiye Kromititleri için gri referans alanı Uysal, Tarkian ve diğer. (2007)'den alınmıştır.

PPGE-fakir kromititlerin erliçmanitleri PPGE- ve BM-zengin kromititlerdekilere göre Cu açısından çok hafif zenginleşme, ve belirgin Ir ve As süstitüsüyonu sunarlar. PPGE fakir kromititlerde 4,43 at. % Ir ve 3,73 at. % As, PPGE- ve BM-zengin kromititlerde ise 2,98 at.% Ir ve 2,93 at.% As gözlenir. PPGE-fakir kromititlerdeki taneler Pd içermezler. PPGE- ve BM-zengin kromititlerdeki erliçmantilerin Pd içerikleri ise genelde çok az miktarda artmıştır. PPGE-fakir kromititlerdeki lauritlerin Ru atomik yüzdeleri (at. %) (13,71-18,46 at. %) PPGE- ve BM-zengin kromititlerinde saptanan türüne göre (24,39 at. %) bir miktar düşüktür. Buna karşın lauritlerin Os içerikleri PPGE-fakir kromititlerde daha yüksek (8,47-11,58 at. %), PPGE- ve BM-zengin kromititlerde ise düşük (3,82 at. %) değerlerle rutenyum'a zıt bir durum sergiler. PPGE-fakir kromititlerin Ru/Os oranı 1,18-2,18 arasında değişirken, bu oran PPGE- ve BM-zengin kromititin lauritinde 6,38'dir. As içerikleri de Os içerikleri gibi PPGE-fakir kromititlerde daha yüksek (1,46-1,84 at.% As), PPGE- ve BM-zengin kromititte ise daha düşüktür (0,32 at.%).

Bütün bu değerler ilk bakışta bileşimsel sistematik bir farklılık olduğunu düşündürse de, ofiyolitik laurit-erliçmanit serilerinin genelde Os, Ru ve Ir süstitüsüyonu açısından geniş bir spektrumda dağılım gösterdiği unutulmamalıdır. EKY'nin kromititlerinden analiz edilen tanelerde bahsi geçen geniş spektrumla ve Uysal, Tarkian ve diğer. (2007) tarafından bazı Güneybatı Türkiye kromititleri için rapor edilen sonuçlar ile paralellik göstermektedir.

Laurit-erliçmanit serisi minerallere ek olarak, EKY'da saptanan tek irarsit tanesi yine erliçmanit ile poli-faz bir birliktelik olarak gözlenmiştir.  $(\text{Ir}_{0.61}\text{Ru}_{0.11}\text{Pt}_{0.07}\text{Rh}_{0.07}\text{Os}_{0.09}\text{Fe}_{0.02}\text{Ni}_{0.01}\text{Cu}_{0.02})\text{As}_{0.76}\text{S}_{1.23}\text{Se}_{0.01}$  yapısal formülündedir ve diğer incelenen Güneybatı Anadolu kromititlerinde saptanan irarsit bileşimi  $[(\text{Ir}_{0.44}\text{Ru}_{0.35}\text{Rh}_{0.07}\text{Os}_{0.09}\text{Fe}_{0.03}\text{Cu}_{0.02})\text{As}_{0.50}\text{S}_{1.50}]$  ile uyumludur.

*5.3.4.2.2 İkincil PGM Bileşimleri.* EKY'de gözlemlenen sperrilit ( $\sim 5 \mu\text{m}$ ,  $n=2$ )  $[(\text{Pt}_{0.93-0.95}\text{Rh}_{0.01-0.02}\text{Fe}_{0.04}\text{Ni}_{0.00-0.01})_{\Sigma=0.99-1.01}(\text{As}_{1.95-1.96}\text{S}_{0.02-0.04}\text{Se}_{0.01})_{\Sigma=1.99-2.00}]$  yapısal formülünü sunar. Sperrilit, tüm dünyada PGM türleri arasında en sıklıkla bulunanlardan biri olmakla beraber bu çalışma, Güneybatı Anadolu podiform kromititlerinden gerçekleştirilen ilk *in-situ* gözlem kayıdır. Daha önce bu bölgede sadece MTA-Snia ve Techint-Rimin-Geoexpert çalışmasında (1991) Dalaman Çayı'ndan alınan dere sedimanı örneklerinde Ru-Ir-Os, Fe-Pt, Pd-Sb-Hg alaşımları, stibiopaladinit ve laurit-erliçmanitle beraber plaser olarak saptanmıştır (c.f. Uçurum, Koptagel ve Lechler, 2006). Sperrilite Likya kuşağının Yunanistan'daki devamında, Korydallos kromititlerinin parlak kesitlerinde (Tarkian, Economou-Eliopoulos ve Sambanis, 1996;  $n=2$ ) ve son zamanlarda yapılan çalışmalarda Pefki (Pindos) kromititlerinin hidroseparator konsantrelerinde (Grammatikopoulos ve diğer., 2007;  $n=1$ ) rastlanmıştır.

EKY'de saptanan sperrilit türleri özşekilsiz monofaz oluşuklar ve polifaz birliktelikler şeklinde gözlenir (Şekil 4.5e ve i). Polifaz birliktelikte tanımlanan (Pt, Se) alaşımı (?) sadece X-Ray elementel dağılım haritalamasından saptanmıştır ve bu fazın net kantitatif verisi yoktur (Şekil 4.5f, g ve h).

Analiz edilen nabit paladyum (n=1) ise içerdiği 96,68 at.% Pd; 2,89 at.% Fe ve sırası ile 0,092; 0,059; 0,62 ve 0,217 at.% Ni, Cu, S ve As ile hemen hemen mono-metalik bir bileşimdedir.

EKY'de anomali gösteren örneğin masif kromitit kısmında saptanan ve polidimit ile poli-mineralik bir birliktelik sunan Pd-Sb tellürid fazı ortalama 31,22 wt. % Pd, 6,62 wt. % Sb ve 31,16 wt. % Te içermektedir. Analiz sonuçlarında gözlenen Fe, Ni ve S içeriği analiz sırasında beraber bulunduğu polydimitten kaynaklanan girişimin sonucu olarak yorumlanmıştır.

EPMA çalışmaları sırasında gözlenen iki farklı Pd-içerikli ikincil faz, belirgin Pd içerikleri (31,40-38,92 ve 62,15-62,96 wt. % Pd) nedeniyle potarit [PdHg] ve naldretit [Pd<sub>2</sub>Sb] olarak tanımlanmıştır. Ancak EPMA cihazında önceden hazırlanmış olan veri setinde Hg ve Sb'un dahil edilmemiş olması ve bu fazların analizlerinin düşük toplamlar vermesi kesin kompozisyonların saptanmasını engellemiştir.

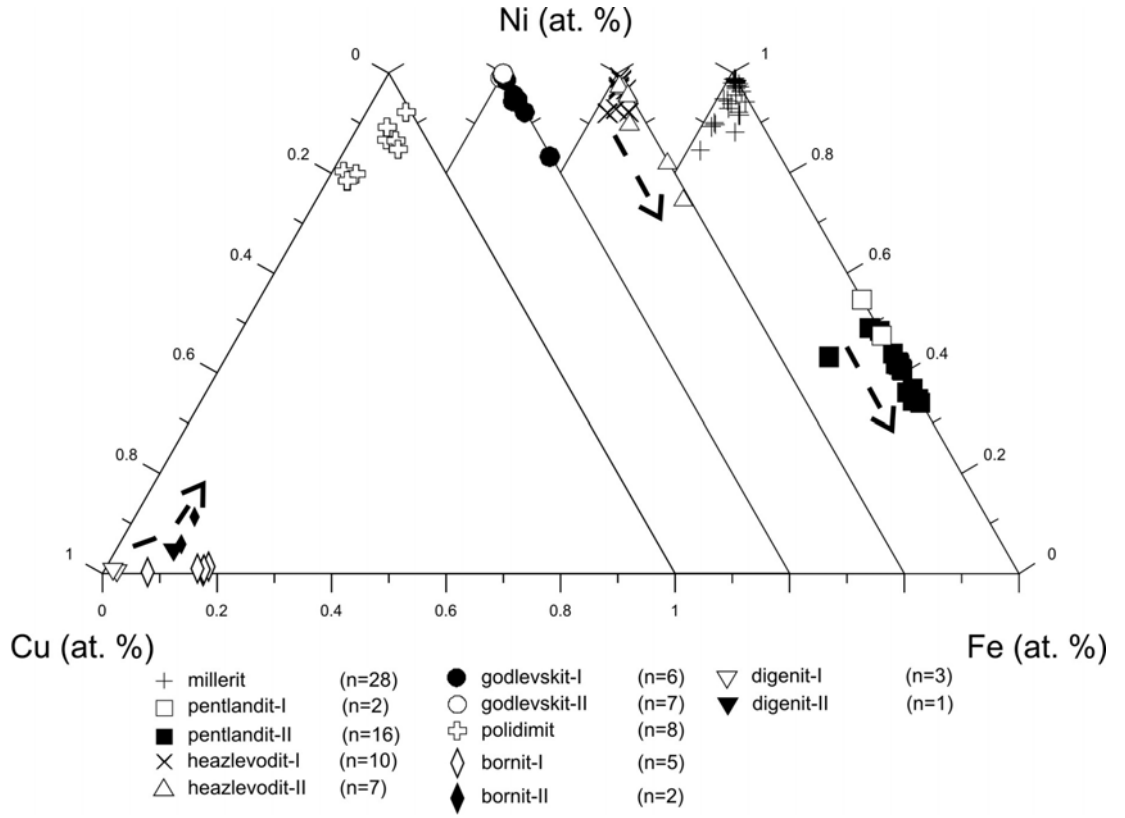
*5.3.4.2.3. Baz Metal Sülfid ve Alaşımları ve Nabit Metaller.* EKY'den analiz edilen tüm BM türleri PGE açısından fakirdir ve çoğu değerler deteksiyon limitlerinin altında olmak üzere, <1 wt.% PPGE içerir. Örneğin birincil millerit kapanımları en fazla 0,207 wt. % Pd, sadece ikincil bir faz olarak gözlenen ve oldukça stabil bir bileşim sunan (70,41-73,30 wt. % Ni ve 20,92-26,36 wt. % Fe) avaruit ise tali miktarda Pd ve Rh içerir. Bazı baz metal sülfitlerde gözlemlenen Os içeriği ise bu elementin aslında uyumlu olması ve ilk kristallenen minerallerle beraber tüketilme yönündeki tercihi nedeni ile oldukça sıradışıdır. Bu nedenle analizlerde gözlenen Os değerleri elektron mikroprobun kalibrasyonundan ve Os'un başka bir element ile çakışmasından kaynaklanmış olabilir (Tablo, 5.12 ve 5.13).

Bazı birincil ve ikincil BM-fazlarının majör element bileşimlerinde hafif sistematik farklılıklar gözlenmektedir. Örneğin, heazlevodit II Fe açısından heazlevodit I'e göre hafifçe zenginleşmiştir (hz I: 1, 156 wt % Fe; hz II: 5,011 wt % Fe, Şekil 5.13). Benzer şekilde perntlandit I'in Fe/Ni atomik oranı ~1:1 (0,83-1,10)

iken, pentlandit II’de bu oran 1,06-1,94 arasında değişir ve daha Fe’ce zengin bir kimya sunar (Şekil 5.13).

DK1BT’nin taze krom-spinelleri içinde saptanan bir Cu-Fe-Ni sülfid kapanımı, adlandırılmamış bir Cu-Fe-Ni türü olarak kaydedilmiştir. EPMA ile elde edilen kimyasal bileşim talnakit  $[\text{Cu}_9(\text{Fe},\text{Ni})_8\text{S}_{16}]$  mineralinin bileşimine bir miktar benzemekteyse de, talnakit stokiyometrisine göre hesaplanan yapısal formül  $[\text{Cu}_{9.60}(\text{Fe}_{0.50}\text{Ni}_{8.43})_{\Sigma=8.93}(\text{S}_{14.45}\text{Se}_{0.01}\text{Te}_{0.01})_{\Sigma=14.47}]$  ve  $[\text{Cu}_{11.96}(\text{Fe}_{0.32}\text{Ni}_{4.61}\text{Co}_{0.01}\text{Rh}_{0.01})_{\Sigma=4.95}(\text{S}_{16.03}\text{As}_{0.01}\text{Se}_{0.01})_{\Sigma=16.05}]$  arasında değişmektedir. Bu kimyasal bileşim, Rusya’daki Talnakh ve Noril’sk bölgelerinde bu mineralin isimlendirildiği tip lokalitelerdeki bileşimlerinden ( $[\text{Cu}_{9.00}(\text{Fe}_{8.03}\text{Ni}_{0.20})_{\Sigma=8.20}\text{S}_{16.00}]$  ve  $[\text{Cu}_{8.74}(\text{Fe}_{8.05}\text{Ni}_{0.16})_{\Sigma=8.21}\text{S}_{16.00}]$ ; Anthony, Bideaux, Bladh ve Nichols, 1990) formül ünitesi başına daha yüksek Cu içeriği ve Fe and Ni oranlarındaki net zıtlıklarla farklılıklar gösterir.

İncelenen örnekler içinde, sadece bir adet nabit nikel tanesi (95,16 wt. % Ni) PPGE- ve BM-zengin örneğin masif kromitit kısmında (DK1BT) tane arası silikatları içinde ikincil bir faz olarak saptanmıştır. 97, 40 wt. %’e varan Cu içeriği sunan nabit bakır ise PPGE- ve BM-zengin dünit zarfta (DK1BD), poli-faz birlikteliklerin önemli bir bileşeni olarak gözlenir. Nadir gözlenen kalkozin  $[(\text{Cu}_{2.04}\text{Fe}_{0.02}\text{Ni}_{0.02})\text{S}_{0.92}]$  nabit bakır, dijenit II ve bornit II’yi saran zarflar halinde gözlenmektedir. Dijenit II ve bornit II aynı zamanda EKY’nin çevre peridotitleri olan harzburjitlerde de görülür. PPGE- ve BM- zengin örneğin dissemine kromitinin (DK1A) tane arası matriksinde saptanan bir adet kalkopirit tanesi  $[(\text{Fe}_{0.92}\text{Cu}_{0.88}\text{S}_{2.07})]$  mono-faz bir oluşum olarak kaydedilmiştir. Benzer şekilde, bir adet izokübanit  $[\text{Cu}_{1.07}(\text{Fe}_{1.84}\text{Ni}_{0.01})_{\Sigma=1.85}\text{S}_{2.93}]$  tanesi PPGE- ve BM-zengin dünitik zarfta (DK1BD) manyetit içinde gözlenmiştir.



Şekil 5.13 EKY'den alınan PPGE- ve BM-zengin örnekte saptanan birincil ve ikincil BM-fazlarının Ni-Cu-Fe (at. %) üçgeninde dağılımı.

Tablo 5.12 EKY'den alınan PPGE- ve BM-zengin örneğin kromitit ve dünit zarfında saptanan baz metal fazlarından seçilmiş elektron mikroprob analizleri (ml: millerit; hz-I: heazlevodit-I; hz-II: heazlevodit -II; pn-I: pentlandit-I; pn-II: pentlandit-II; gd-I: godlevskit-I; gd-II: godlevskit-II; pdy: polidymit).

	<i>ml</i>	<i>ml</i>	<i>ml</i>	<i>ml</i>	<i>hz-I</i>	<i>hz-I</i>	<i>hz-II</i>	<i>hz-II</i>	<i>pn-I</i>	<i>pn-I</i>	<i>pn-II</i>	<i>pn-II</i>	<i>gd-I</i>	<i>gd-II</i>	<i>pdy</i>	<i>pdy</i>
<i>wt. %</i>	<i>DK1BT2-2-1</i>	<i>DK1BT2-14E</i>	<i>DK1BT3-8d</i>	<i>DK1BT3-18m</i>	<i>DK1BT3-4A</i>	<i>DK1BT-1</i>	<i>DK1BT-7</i>	<i>DK1BD-11S5</i>	<i>DK1BT3-1</i>	<i>DK1BT2-15</i>	<i>DK1BT-11</i>	<i>EMS5-11S3cc</i>	<i>DK1BT-9</i>	<i>DK1BT2-15A</i>	<i>DK1BT3-5A</i>	<i>DK1BT2-14D</i>
<b>Pt</b>	0,03	0,09	0,03	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,03	0,03
<b>Pd</b>	0,03	0,17	0,04	0,04	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,09	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,00	0,00
<b>Rh</b>	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,09	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,07	0,09
<b>Ru</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00
<b>Ir</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00
<b>Os</b>	0,61	0,40	0,30	0,61	0,67	n.a.	n.a.	n.a.	0,25	0,25	n.a.	n.a.	n.a.	0,36	0,55	0,57
<b>Fe</b>	1,22	1,33	0,90	0,83	1,03	0,58	1,01	5,01	33,02	28,29	32,21	43,57	3,10	3,70	1,32	3,46
<b>Ni</b>	60,89	59,95	63,14	62,52	69,28	72,13	71,52	68,18	31,50	35,80	31,84	23,63	59,48	59,68	51,76	49,79
<b>Co</b>	0,15	0,09	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,10	0,40	0,77	0,68	0,47	0,11	0,09	0,05	0,02
<b>Cu</b>	0,39	0,57	0,25	0,09	0,03	0,02	0,50	2,25	0,12	0,00	0,02	0,11	0,07	0,06	12,20	4,32
<b>S</b>	34,87	34,97	35,66	35,90	28,30	27,10	26,37	25,84	34,07	32,68	34,53	32,98	33,62	33,99	33,84	37,43
<b>As</b>	0,00	0,00	0,04	0,13	0,14	0,23	0,11	0,06	0,06	0,07	0,10	0,13	0,02	0,06	0,13	0,02
<b>Se</b>	0,08	0,07	0,10	0,07	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,09	0,00
<b>Total</b>	98,31	97,63	100,60	100,34	99,53	100,05	99,51	101,43	99,56	98,18	99,37	100,88	96,40	97,99	100,05	95,75
<b>atomic %</b>																
<b>Pt</b>	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,01	0,01
<b>Pd</b>	0,01	0,07	0,02	0,02	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,00	0,00
<b>Rh</b>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,03	0,04
<b>Ru</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00
<b>Ir</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00
<b>Os</b>	0,15	0,10	0,07	0,14	0,17	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,06	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,13	0,14
<b>Fe</b>	1,01	1,11	0,73	0,67	0,88	0,49	0,88	4,28	26,85	23,52	26,11	35,10	2,62	3,08	1,09	2,88
<b>Ni</b>	48,02	47,49	48,59	48,21	56,53	58,87	58,91	55,45	24,37	28,33	24,56	18,12	47,79	47,33	40,83	39,45
<b>Co</b>	0,11	0,07	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,08	0,31	0,60	0,52	0,36	0,09	0,07	0,04	0,02
<b>Cu</b>	0,29	0,42	0,18	0,07	0,02	0,02	0,38	1,69	0,09	0,00	0,01	0,08	0,05	0,04	8,89	3,16
<b>S</b>	50,33	50,69	50,22	50,66	42,26	40,47	39,76	38,46	48,23	47,32	48,74	46,27	49,44	49,32	48,85	54,28
<b>As</b>	0,00	0,00	0,03	0,08	0,09	0,15	0,07	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08	0,01	0,04	0,08	0,01
<b>Se</b>	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,05	0,00

Tablo 5.13 EKY'den alınan PPGE- ve BM-zengin örneğin kromitit ve dünit zarfında saptanan baz metal fazlarından seçilmiş elektron mikroprob analizleri (aw: avaruit; ni: nabit nikel; dg-I: dijenit-I; dg-II: dijenit-II; bn-I: bornit-I; bn-II: bornit-II; cu: nabit bakır).

	aw	ni	dg-I	dg-II	bn-I	bn-II	cu
<i>wl. %</i>	DK1BT2-4	DK1BT3-2ec	DK1BT3-18l	EMS5-11Sb	DK1BT-2l	DK1BD-3SF	DK1BD-3SE
<b>Pt</b>	0,00	0,10	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Pd</b>	0,17	0,00	0,06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Rh</b>	0,12	0,04	0,15	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Ru</b>	0,02	0,00	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Ir</b>	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Os</b>	0,00	0,51	0,19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Fe</b>	25,10	1,06	0,98	8,53	11,55	7,18	0,63
<b>Ni</b>	73,87	95,16	0,55	3,94	0,87	8,21	2,46
<b>Co</b>	0,21	1,15	0,00	0,08	0,04	0,29	0,04
<b>Cu</b>	0,57	0,06	76,63	81,40	59,33	61,38	97,40
<b>S</b>	0,01	0,02	20,98	4,06	26,56	23,25	0,02
<b>As</b>	0,16	0,16	0,03	0,02	0,08	0,07	0,07
<b>Se</b>	0,08	0,00	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Total</b>	100,30	98,25	99,68	98,04	98,42	100,38	100,62
<i>atomic %</i>							
<b>Pt</b>	0,00	0,03	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Pd</b>	0,09	0,00	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Rh</b>	0,07	0,02	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Ru</b>	0,01	0,00	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Ir</b>	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Os</b>	0,00	0,16	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Fe</b>	26,03	1,14	0,93	9,38	10,42	6,54	0,71
<b>Ni</b>	72,88	97,27	0,49	4,12	0,74	7,12	2,64
<b>Co</b>	0,21	1,17	0,00	0,08	0,03	0,25	0,04
<b>Cu</b>	0,51	0,05	63,76	78,63	47,03	49,16	96,51
<b>S</b>	0,02	0,03	34,59	7,77	41,72	36,89	0,05
<b>As</b>	0,13	0,13	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06
<b>Se</b>	0,06	0,00	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

## BÖLÜM ALTI

### TARTIŞMA

#### 6.1 Podiform Kromititlerin Genel Özellikleri ve Oluşum Modeli

Alp tipi (ofiyolitik) ultramafik komplekslerin (e.g., Küba, Filipinler, Türkiye ve Amerika'nın sahil kısımları) ultramafik tektonitlerinde yer alan podiform kromitler, pod benzeri, mercek veya iğ şeklinde yapılar halinde çok düzensiz şekilli, süreksiz ve sınırlı miktarda yayılım sunarlar (e.g., Thayer, 1964; Jackson, 1969; Arai, 1997). Boyut, şekil ve dokularına bağlı olmaksızın, hepsi bir dünitik bir zarf ile çevrili olarak bulunur (Thayer, 1964; Gervilla ve Leblanc, 1990; Arai, 1997) ve dünitik zarfın kalınlığı kromitit podunun hacmine bağlı değildir (Arai, 1997).

Bu pod veya mercek şekilli yapılar içinde buldukları konak peridotitin (e.g. spinel harzburjit) bileşimsel bandlaşma ( $S_0$ ), foliasyon ( $S_1$ ) ve lineasyon ( $L_1$ ) gibi yapısal öğeleri ile ilişkileri dikkate alınarak (Nicolas, Bouchez, Boudier ve Mercier, 1971; Nicolas, Bouchez ve Boudier, 1972; Nicolas ve Poirier, 1976 ve Cassard ve diğer., 1981) üç temel yapısal sınıfta tanımlanmaktadır: (i) konkordant (uyumlu) kromititler, (ii) subkonkordant (yarı-uyumlu) kromititler, (iii) diskordant (uyumsuz) kromititler. Konkordant kromititler genelde tablamsı, nadiren kalem şekilli yapılar sunar. Bu yataklarda krom-spinelli seviyelerinin iç foliasyon ve lineasyonları çevre peridotitinki ile uyumludur. Subkonkordant kromititlerde cevher gövdesi ve iç yapıları dünit zarf ve konak peridotit ile düşük bir açı yapar ( $\leq 25^\circ$ ). Genelde tablamsı şekillidirler. Diskordant kromititler ise bu iki tipin aksine çevre kayanın foliasyonunu net olarak keser şekilde çok değişken yapısal ilişkiler sunar.

İlginç olan bir nokta, bazı uyumsuz kromitit podlarının magmatik dokularının iyi korunmuş olması ve bu podların deformasyon izleri taşımaması, uyumlu podların ise genelde göreceli olarak daha deforme olmasıdır (Cassard ve diğer., 1981; Nicolas, 1989; Arai, 1997). Bu nedenle podiform kromitit kütlelerinin genel olarak diskordant

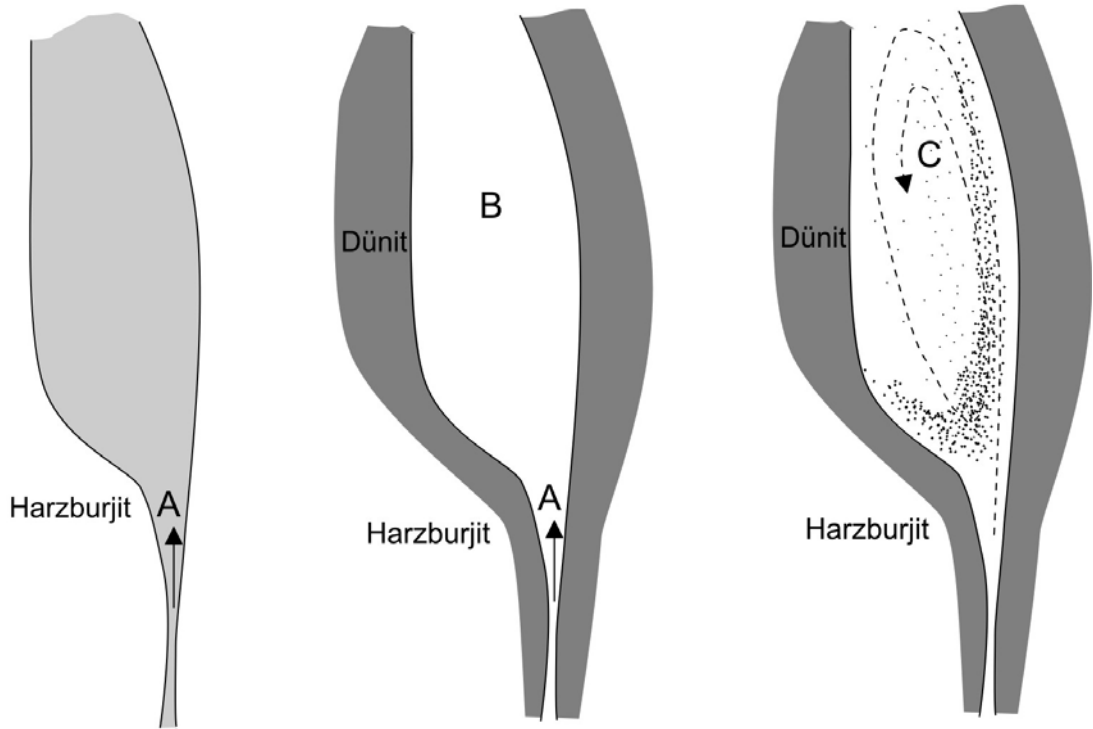


olarak oluştukları, ve daha sonra subkonkordant ve konkordant hale geldikleri belirtilmektedir (Cassard ve diğer., 1981; Lago ve diğer. 1982).

Peridotit çevre kaya içinde kromitit ve dünitik zarfın oluşumu ergiyik/peridotit etkileşimi ve bununla ilişkili ergiyik karışım işlevlerine bağlanmakta (Zhou, Robinson ve Bai, 1994; Arai ve Yurimoto, 1994; Arai, 1997), dünitik zarf bir çok yazar tarafından ornatım (replacive) kökenli olarak tanımlanmaktadır (Zhou ve diğer., 1994; Arai ve Yurimoto, 1992, 1994; Arai, 1997). Kromitit ve dünitik zarf spinellerinin benzer kimyaları ve çevre kayaç spinellerinden farklılıkları kromitit-dünit çiftlerinin oluşumuna peridotit yan kayaç içinde yükselen egzotik (yabancı) bir ergiyiğin (veya kısmi bir ergiyiğin) neden olduğu kanısını sonuçlamaktadır (Arai, 1997).

Arai (1997) tarafından özetlenen ergiyik-kayaç etkileşim modelinde üst manto kayacı (e.g., harzburjit) içinde türeyen akışkan yolları (kırıklar/çatlaklar) boyunca yükselen bir ergiyik (A), çevre kayaç ile etkileşim sonucu yan kayacın ortopiroksenlerini çözmekte ve olivin çökeline neden olmaktadır (Kelemen, 1990; Arai, 1997; Şekil 6.1). Bu şekilde ergiyik kütlelerini çevreleyen dünitik bir zarf oluşturmaktadır. Bu replasif (veya reaktif) dünitik zarfın oluşumu, ergiyiğin  $\text{SiO}_2$ , Cr, uyumsuz element içeriğine etki eder. Çözünen ortopiroksenler ergiyiğin krom içeriğini arttırırken (Arai ve Abe, 1995), kristallenen olivinler nedeni ile ergiyiğin  $\text{SiO}_2$  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  $\text{H}_2\text{O}$ ) açısından da zenginleşir (e.g., Arai ve Matsukage, 1996; Arai, Matsukage, Isobe ve Vysotskiy, 1997; Arai, 1997). Bu değişikliklere uğrayan ergiyik (B), hemen ardından, ilkel bileşimini koruyan magma ile takviye olursa spinel bileşenleri açısından aşırı derecede doymuş bir karışım (C) oluşturacaktır (Arai, 1997). Bu şekilde krom-spinel çökelişi gerçekleşecektir. Benzer mekanizma, Irvine (1975, 1977) tarafından tabakalı kromititlerin kökeni üzerine yaptığı çalışmalarda da tartışılmıştır (Noller ve Carter, 1986; Arai ve Yurimoto, 1992, 1994; Zhou ve diğer., 1994; Arai, 1997). Bu nedenle, podiform kromititler, magma odalarını besleyen dik/dike yakın konumlu akışkan yolları boyunca yukarı doğru

süzülen kısmı (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 çökeliyorlar (Lago ve diğer., 1982; Arai, 1997). Çökelişimin 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 çökelişimini sağlayacaktır (Arai ve diğer., 1997; Arai, 1997). Bu işlemlerin sonucunda ilksel olarak diskordant bir podiform kromitit oluşacaktır.



Şekil 6.1 Podiform kromitit oluşum mekanizması modeli (Lago ve diğer., 1982 ve Arai, 1997'den birleştirilerek).

Mantoda yükselen ergiyiğin yükselme hızı üst kesimlere doğru giderek azalmakta ve kendi itici gücü ile parçalayıp yükselebileceği yolu açamamaktadır. Bu kesim çoğunlukla manto-kabuk geçiş sınırına denk gelmektedir (Nicolas, 1989). Bu durum, podiform kromitlerin kümülat – tektonik sınırından (MTZ-Moho Transition Zone) itibaren ilk 1000 m'lik kısımda tektonit harzburjitler içerisinde buldukları gözlemleri ile uyumludur (Thayer, 1967; Moutte, 1982; Stowe, 1987). Dik ve dike yakın şekilde oluşan diskordant kromititler oluşumlarından itibaren üst manto diapirizmi ile yukarı doğru hareketleri sırasında giderek çıkış kanallarından

uzaklaşırlar ve dikten yatay konuma geçerler. Bu şekilde çevre peridotitin foliasyonu ile uyumlu bir yapı kazanırlar ve konkordant veya subkonkordant podiform kromititleri oluştururlar.

Podiform kromititlerin bu şekilde oluşabileceği, belirli bir hızla yükselen bazaltik bir ergiyik ve etkileşimde bulunabileceği bir çevre manto kayacının bulunduğu, ortamlar, okyanus ortası sırtlarında, yay-altı yitim kuşaklarında 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 Cr-numaraları ( $Cr\# < 0,6$ ) ile karakterize olmaktadır (e.g., Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994a, b; 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-numaraları ( $Cr\# > 0,7$ ) ile karakterizedir (e.g., Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994b; Arai ve Yurimoto, 1995; Arai ve Matsukage, 1998) ve  $TiO_2$  içeriği açısından fakirdirler ( $TiO_2 < 1$  wt. %). Levha içi toleyitik sokulumlarda yine yüksek Cr# spinel kristallendirirler, ancak bunların spinellerinde  $TiO_2$  miktarı da yüksektir ( $> 1$  wt. %) (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 açılma sırtları-fast spreading ridges) podiform kromititler oluşabilmektedir.

Üst mantoda podiform bir kromitit podunun oluşumu ve boyutları aynı zamanda, kuvvetli bir şekilde çevre peridotitin kimyasına da bağlıdır (eg., Nicolas ve Al Azri, 1991; Roberts, 1992; Arai, 1997). Alpin tipi peridotitlerde büyük kromitit 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 kayaçlarda ise ( $Cr\# > 0,7$ ) genelde küçük kromitit podları ve daha kalın dünitik zarflar söz konusudur

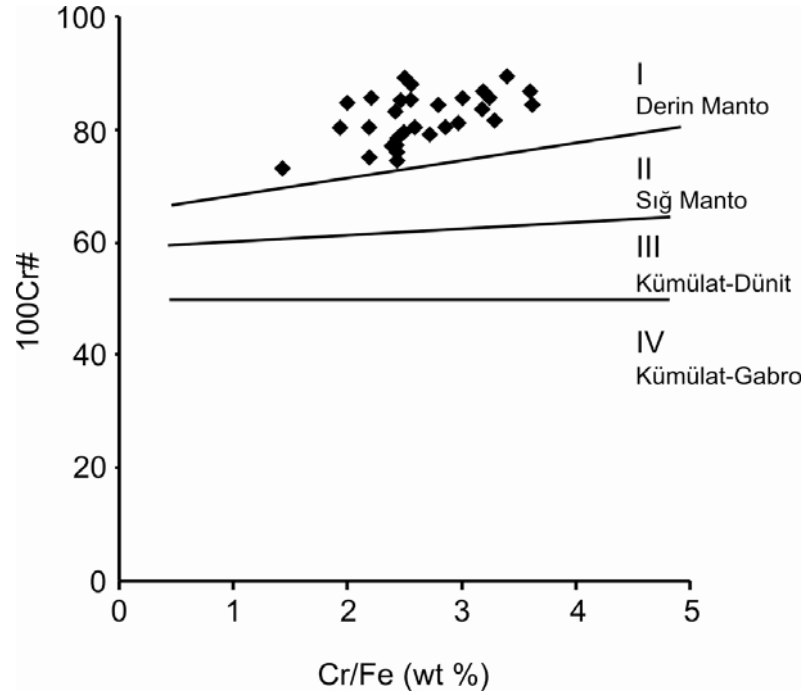
(Arai, 1997) ve bu durumun istisnaları nadiren görülür. Arai (1997), manto peridotitlerinin spinellerinin Cr#'ları ile ortopiroksenlerinin Al+Cr miktarının ters orantılı olduğunu göstermiştir. Kayacın refrakterliği (spinelin Cr#) arttıkça, ortopiroksenlerinin Cr#'ları artar ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt. %) içerikleri azalır. Ayrıca, yüksek derecede refrakter olan kayaçta zaten piroksen miktarı da az olacaktır. Manto kayacının ergiyik ile etkileşimi sırasında çözülerek kromititin ana bileşenlerini besleyen az sayıda ortopiroksende Al ve Cr miktarında az olması, ergiyik karışımında yeterli doygunluğun sağlanamamasına neden olacaktır. Bu nedenle ancak küçük kromitit podları oluşabilecektir. Bunun tam zıttı bir protolitin bulunduğu durumda, yani düşük Cr#'lı (genelde ~Cr#<0,3) olan fertil lerzolitik çevre kayaçlarda, kromitit bulunmaması ise ortopiroksen kimyasının farklı olması ve Al'ca zengin olan bu sistemde olivin-spinel faz sınırının geometrik kısıtlamaları nedeni ile ergiyik karışımında spinel doygunluğunun yeterince sağlanamamasına bağlanmaktadır (Arai, 1997).

## 6.2 İncelenen Güneybatı Anadolu Podiform Kromititlerin Kökeni

Bu çalışmada örneklenen Güneybatı Anadolu kromititlerinin toplam-kayaç 100Cr#-Cr/Fe (wt %) değerleri bu kromititlerin stratigrafik olarak ofiyolitik sekansın tektonitlerinin derin kısmında, kümülat – tektonik sınırının (MTZ-Moho Transition Zone) uzağında yer aldığını gösterir (Şekil 6.2).

İncelenen kromititlerin çevre harzburjitlelerinde gözlenen kinklenmiş olivin ve eksolüsyon lamelli ortopiroksen porfiroklastları ilksel manto dokusunun kalıntıları olarak yorumlanmıştır. Neoblastlar şeklinde porfiroklastlara eşlik eden olivinler ise matriksin dokusal olarak yenilendiğine (rekristalizasyon) işaret eder. Ortopiroksenler porfiroklastlarının girintili sınırları ve bu sınırlarda gözlenen ikincil ve küçük manto mineralleri (olivin ve klinopiroksen neoblastları) güncel çalışmalarda peridotit içinde ergime-sonrası ergiyik süzülümü ile gelişen ergiyik-kayaç reaksiyon dokuları olarak yorumlanmaktadır (c.f., Suhr ve Edwards, 2000; Zanetti ve diğer., 2006; Piccardo, Zanetti ve Müntener, 2007). Benzer şekilde, olivin porfiroklastlarının üçlü birleşimlerinde gözlenen özşekilsiz tane arası olivinler ve yine olivin ve ortopiroksen

porfiroklastları dokanağında gelişen yeni olivin kristalleri replasman/reaksiyon dokuları olarak yorumlanabilir. Bu dokusal deliller incelenen kromitlerin çevre manto kayaçlarının bir ergiyik-kayaç etkileşimi işlevine maruz kaldığını işaret etmektedir.



Şekil 6.2 İncelenen kromitlerin toplam kayaç 100Cr#-Cr/Fe (wt %) diyagramında dağılımı. I-IV alanları Rammlmair (1986)'dan alınmıştır.

Örneklenen kromitler genelde rastlanılanın aksine, ortaç tüketilmiş bir karakter ( $Cr\#_{\text{spinel}}=0,4-0,6$ ) yerine yüksek Cr-numaralı ( $Cr\#_{\text{spinel}}=0,6-0,8$ ) ve tamamen yay-önü peridotiti karakteristiği sunan harzburjitler içinde yer alırlar. Bölge peridotitlerindeki diğer çalışmalarda (e.g., Ortaca ve Ağla bölgeleri, Muğla) incelenen podiform kromit ve dunitlerin çevre harzburjit spinellerinin Cr-numaraları çok daha düşük değerlerdedir ( $Cr\# \sim 0,2-0,6$ ; Ortaca peridotitleri-Uysal, Kaliwoda ve diğer., 2007;  $Cr\# \sim 0,3-0,4$ ; Ağla peridotitleri- Akbulut ve diğer., 2009) ve baskın olarak abisal peridotit özelliklerini gösterirler. Bu değerler, adı geçen yazarlar tarafından, Ortaca ve Ağla harzburjitlerinin ekstansiyonel bir tektonik rejimde (e.g., okyanus ortası sırtı-MOR) oluşan fertil peridotitlerin düşük dereceli kısmi ergimesinin ürettiği Al-zengin (MORB tipi) ergiyiklerin ortamdan ayrılması ve geride az tüketilmiş (spinel Cr# düşük) manto restitleri (kalıntıları) bırakmasının bir sonucu olarak yorumlanmıştır

(c.f., Zhou ve diğer., 1996; Melcher ve diğer., 1997). Bu çalışmada, podiform kromitlerin harzburjitlerin spinellerinden elde edilen Cr-numaralarının bu iki bölgeye göre çok yüksek olması kısmi ergimenin olduğu tektonik ortamın ve dolayısıyla ergime sırasında üretilen ergiyiğin karakterinin farklılığından (Al-zengin MORB tipi ergiyik yerine daha refrakter bir ergiyik üretilmesi) ileri gelebilir.

Bu çalışmada örneklenen kromitlerin düşük Ti içerikli (<1 wt. %) ve yüksek Cr-numaralı (Cr#~0,7-0,8) spinel kimyaları ile boninitik bir karakter sunması, örneklenen kromitlerin bir yitim kuşağı ortamında (supra-subduction zone-SSZ) oluştuğuna işaret eder. Bu tip boninitik magmalar, bir yitim zonu altında dalan kabuktan serbestlenen akışkan girdisi ile gelişen manto metasomatizması ile oluşabilmektedir (c.f. Zhou ve diğer., 1996; Melcher ve diğer., 1997; Uysal ve diğer., 2005).

Yitim zonlarındaki manto kaması, dalan kabuk parçasından gelen H<sub>2</sub>O ve/veya Fe'ce zengin sediman girişi nedeniyle, genel olarak diğer tektonik rejimlerdeki mantoya göre daha okside olarak kabul edilmektedir (e.g., Parkinson ve Arculus, 1999; Uysal, Kaliwoda ve diğer., 2007; Akbulut ve diğer., 2009). Bu nedenle, yitim zonu peridotitlerinin en önemli özelliği FMQ (fayalit-manyetit-kuvars oksijen tamponu;  $3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2$ ) +1'den büyük  $f\text{O}_2$  değerleridir. Parkinson ve Pearce (1998) yitim zonu peridotitlerinin okyanusal ortam eşleniklerine göre ~2 log birimi daha fazla okside olduklarını ve dünitlerin aynı ortamdaki diğer peridotitlere göre daha fazla okside olduğunu rapor etmişlerdir (Akbulut ve diğer., 2009).

Tablo 6.1'de, mineral kimyası çalışmaları yürütülen 5 yatağın harzburjit ve dünit zarfından seçilmiş olivin-spinel çiftlerinden hesaplanan oksijen fugasitesi ( $\Delta\log(f\text{O}_2)^{\text{FMQ}}$ ) ve çeşitli mineral çiftlerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları (°C) verilmektedir. Çalışma alanından alınan örneklerden seçilen mineral çiftlerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları 1,5 GPa (15 kbar) basınç için hesaplanmıştır. Ortopiroksen-klinopiroksen çiftlerine ve piroksen bileşimine dayanan jeotermometreler birbirleri ile yaklaşık uyumlu sonuçlar ve nisbeten yüksek

sıcaklıklar vermektedir (>800-900 °C). Olivin-spinel Fe-Mg alışverişi termometreleri ise 625-781 °C arasında yine kendi içlerinde uyumlu fakat daha düşük sıcaklıklar sunar. Bu durum, olivin ile spinel arasında Fe-Mg alışverişinin çok düşük sıcaklıklara kadar devam ettiğini gösterir. Alp tipi peridotitlerin yitim sırasındaki su girdisi nedeni ile abisal peridotitlere göre daha düşük dengelenme ısıları sundukları birçok çalışmada belirtilmektedir (Koepke, Seidel ve Kreuzer, 2002; Parkinson, Arculus ve Eggins, 2003; Uysal, Kaliwoda ve diğer., 2007). Çalışma alanından elde edilen sıcaklıklar bu çalışmalar ile uyumludur ve bir yitim kuşağı ortamına işaret eder.

İncelenen yatakların dünitik zarflarının  $\Delta \log(fO_2)^{FMQ}$  değerleri +0,98 ile +2,31, çevre harzburjitlerinin ki ise -0,52 ile +1,75 arasında değişmektedir (Tablo 6.1). Buradan, kromititlerin dünitik zarflarının oksidasyon durumunun çevre harzburjitlere göre daha yüksek olduğu görülmektedir. Ayrıca hesaplamaların yapıldığı peridotitlerin geneline bakıldığında tüm değerlerin tipik yitim kuşağı peridotitleri alanında yer aldığı görülür (Şekil 6.3).

Dikkat edilmesi gereken diğer bir diğer nokta, örneklenen Güneybatı Anadolu kromititlerinin çevre kayaçlarında beraber bulunan olivinin Fo ve spinelin Cr# değerlerinin tipik OSMA trendinin dışında değerler sunmasıdır: olivinlerin Fo değerleri spinelin Cr# artışı ile artmamakta, aksine azalan bir eğilim sunmaktadır. Bir başka çelişki de, harzburjitleri en yüksek Cr-numaralarına sahip (en fazla tüketilmiş) spinellerin (Yolocak B lokasyonu), normalde tam tersi beklenirken, en düşük  $Yb_N^{cpx}$  değerleri içermesi, yani HREE açısından fakirleşmesidir.

Ishimaru ve diğer. (2007), benzer olivin Fo-spinel Cr# trendinin ve  $Yb_N^{cpx}$  davranışlarının görüldüğü Avacha peridotit ksenolitlerinde (Güney Kamçatka) bu özellikleri ergimenin bir ergiyik veya akışkan eşliğinde geliştiği “akışkan girdili ergime” (influx melting) işlevi ile açıklamışlardır. Bu tip ergimede, ergimeyi tetikleyen sıvı veya ergiyik girdisinin Fe miktarı Mg’a göre fazladır ve bu nedenle spinelin Cr numarası (yada ergime derecesi) arttıkça, olivinin Fo içeriği azalır (Ishimaru ve diğer., 2007). Hirose ve Kawamoto (1995) ve Matsukage ve Kubo

(2003) yüksek Cr<sup>#</sup>'lı spinellere sahip peridotitleri, H<sub>2</sub>O-zengin bir ergiyik (veya akışkan) girdisi tarafından indüklenerek veya kuru koşullarda aşırı derecede yüksek sıcaklıklara maruz kalarak oluşmuş yüksek dereceli kısmi ergimenin kalıntıları olarak tanımlarlar (Ishimaru ve diğer., 2007). Bir yitim kuşağı üstünde oluşacak manto kamasının H<sub>2</sub>O girdisine olanak sağladığı için uygun koşulları oluşturacağı açıktır. Güneybatı Anadolu kromitlerinin çevre peridotitleri, hem krom-spinel (Cr<sup>#</sup>, Mg<sup>#</sup>, TiO<sub>2</sub>), hemde eşlik eden olivinlerin (Fo) kimyası açısından, bu tip bir oluşum açısından uygun koşulları sağlamaktadır. Ek olarak, Yolocak A lokasyonunda, dissemine kromitit matriksi içinde gözlenen aşırı miktarda tremolit kristalizasyonun varlığı da, bu kromitit podunu üretmek üzere harzburjit içinde ilerleyen ergiyiğin H<sub>2</sub>O girdisinin olduğu bir ortamda (e.g., bir yitim kuşağı) gelişmiş kısmi bir ergiyik olduğunu gösterir.

Yitim kuşaklarında oluşan sulu akışkanlar veya H<sub>2</sub>O-zengin ergiyikler önemli metasomatizma ajanlarıdır ve kayaçlarda ikincil metasomatik minerallerin oluşumuna yol açarlar (Ishimaru ve diğer., 2007). H<sub>2</sub>O metasomatik bir ajan olarak birincil olivinin ornatımını ve metasomatik ortopiroksenin çökelimini sağlayabilir (Nakamura ve Kushiro, 1974; Ishimaru ve diğer., 2007). İncelenen Güneybatı Anadolu kromitlerinden örneklenen Yolocak çevresi peridotitlerinde (B lokasyonu) birincil ortopiroksenlere eşlik eder halde bulunan bu ikincil ortopiroksenler özşekilsiz ve düzensiz oluşuklar (agregatlar) olarak karşımıza çıkar. Bu çevre kayaçların klinopiroksenleri de Yb açısından aşırı derecede tüketilmiştir.

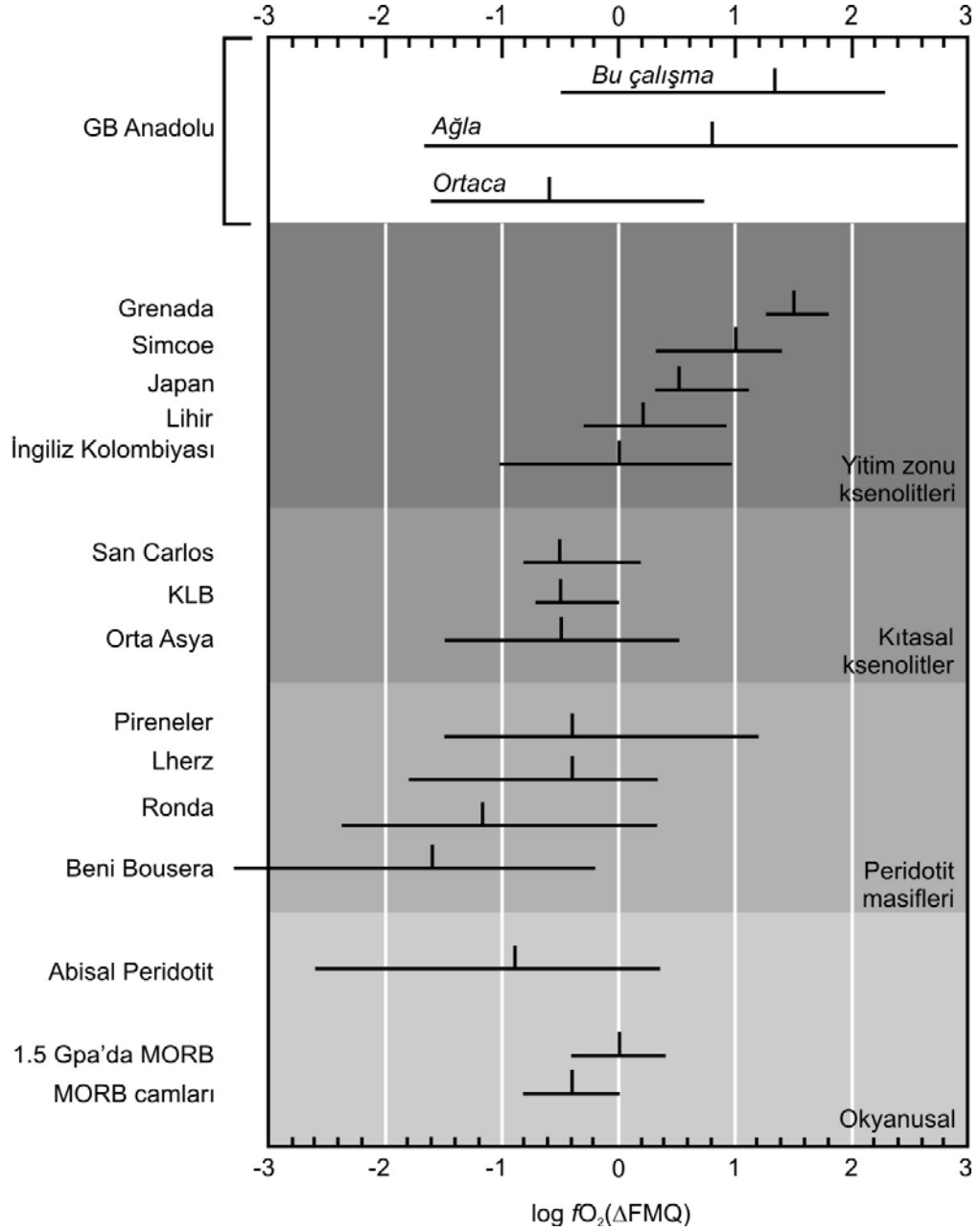
Sonuç olarak, bu veriler ışığında, incelenen podiform kromit yataklarının bir yitim kuşağında yay altındaki manto kamasında gelişen erigiyiklerin halihazırda fakirleşmiş çevre peridotit ile reaksiyonu ile geliştiği düşünülmektedir. Okyanusal litosferin yay altına dalımı sırasında ortama H<sub>2</sub>O girişi mümkün olmuştur. Ek olarak, incelenen bazı yatakların çevre kayaçlarının klinopiroksenlerinde gözlenen düşük HREE konsantrasyonları sisteme adakitik bir bileşen girdisine de işaret etmektedir. Bu adakitik bileşen katkısı, litosferin dalımı sırasında veya dalımı takiben okyanusal kabuğun ergiyik oluşumuna dahil olması sonucunda gelişebilir.



Tablo 6.1 Mineral kimyası çalışmaları yürütülen 5 yataktan seçilen olivin-spinel çiftlerden hesaplanmış oksijen fugasitesi ( $\Delta \log(fO_2)^{FMQ}$ ) ve çeşitli mineral çiftleri ve bileşimlerinden hesaplanmış dengelenme sıcaklıkları ( $^{\circ}C$ ). Hesaplamalarda  $P = 1,5$  GPa alınmıştır.

Kayaç	Ocak	T ( $^{\circ}C$ )						$\Delta \log fO_2^{FMQ}$					
		BK90	We77	BM85	BKb90	BKc90	T98						
Sp. Hz.	INBASI							875	755	693	-0,19		
								819	764	701	-0,52		
		946	949	918	1206	1449	1130	831	781	718	0,20		
	SINEKLI							840	779	716	-0,18		
								859	725	672	0,56		
								887	722	669	0,33		
								876	743	688	0,20		
								882	712	660	0,30		
								813	704	651	1,39		
	ELMASLAR	832	870	810	1164	1361	1034	854	727	672	1,75		
									712	659	1,69		
		ROZOCAK							842	700	647	0,81	
									868	687	635	0,87	
									871	732	676	0,87	
		YOLOCAKA								735	678	0,41	
							834	775	713	0,61			
YOLOCAKB								759	758	694	0,53		
							783	716	657	1,38			
								751	688	0,88			
Du. Hz.	INBASI							751	687	687	1,43		
								751	687	687	1,34		
								719	657	657	1,50		
	SINEKLI								718	656	656	1,67	
									681	631	631	2,31	
									730	673	673	1,80	
	ELMASLAR								762	703	703	1,39	
									724	672	672	2,16	
									714	661	661	2,20	
									762	707	707	2,03	
		ROZOCAK								733	678	678	1,52
										747	688	688	1,04
									746	686	686	0,98	
	YOLOCAKA								702	643	643	1,47	
		YOLOCAKB							711	651	651	1,40	
									683	625	625	1,46	

\*Sp. Hz.: spinel harzburjtit, Du. Hz.: dünitik harzburjtit, Du.: dünit. \*\* Jeotermometreler: (BK90) Brey ve Köhler (1990), (We77) Wells (1977), (BM85) Bertrand ve Merrier (1985) Opx-Cpx Solvus; (BKb90) Brey ve Köhler (1990) Ca-in-Opx; (BKc90) Brey ve Köhler (1990) Na-in-Px; (T98) Taylor (1998) Opx-Cpx Solvus; (WS91) Witt-Eickschen ve Seck (1991) Al-in-Opx; (OW87) O'Neill ve Wall (1987) Fe-Mg Ol/Sp; (Ba91) Ballhaus, Berry ve Green (1991) Fe-Mg Ol/Sp; Jeobarometre: Ballhaus, Berry ve Green (1990) oksijen barometresi



Şekil 6.3 Farklı tektonik ortamlardan spinel peridotit birlikteliklerinin oksijen fugasiteleri (aralık ve medyan değeri). Benzer tektonik ortamlara ait ölçümler aynı renk tonu içinde gruplandırılmıştır. Altan üste: okyanusal (Bryndzia ve Wood, 1990), peridotit masifleri (Woodland, Kornprobst ve Wood, 1992; Woodland, Kornprobst, McPherson, Bodinier ve Menzies., 1996; Woodland, Kornprobst ve Tabit, 2006), kıtasal litosfer ksenolitleri (Ionov ve Wood, 1992), ve yitim zonu ksenolitleri (Wood ve Virgo, 1989; Canil, Virgo ve Scarfe, 1990; Brandon ve Draper 1996; McInnes, Gregoire, Binns, Herzig ve Hannington, 2001; Parkinson ve diğer., 2003). Okyanusal gruba, MORB camlarının  $fO_2$  ölçümleri (Bézos ve Humler, 2005) ve aynı örneklerin 1.5 GPa için düzeltilmiş sonuçları eklenmiştir (Kress ve Carmichael, 1991) (Frost ve McCammon, 2008'den değiştirilerek). En üstteki beyaz zon içinde bu çalışmada ve önceki çalışmalarda Güneybatı Anadolu peridotitlerinden elde edilen değer aralıkları ve medyanları verilmiştir (Ortaca verileri Uysal, Kaliwoda ve diğer., 2007; Ağla verileri Akbulut ve diğer., 2009).

### 6.3 Türkiye Kromititlerinde PGE ve PGM: Literatürün Kısa Bir Özeti ve Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Tüm-Kaya PGE Dağılımlarının Önemi

Türkiye'nin hem Kuzey, hemde Torid Ofiyolit Kuşakları önemli podiform ve nadir stratiform kromitit oluşumları içeren büyük peridotit kütlelerine ev sahipliği yapmaktadır. Yüksek-Cr'u ( $Cr\#_{spinel} > 0,60$ ) ve yüksek-Al'lu ( $Cr\#_{spinel} < 0,60$ ) podiform kromititlerde ve çevre kayaçlarında PGE dağılımları mineral ve tüm-kaya PGE kimyaları bakımından son otuz yılda bir çok yazar tarafından tartışılmıştır. Bu çalışmalarda genelde podiform kromititler için ekonomik olmayan  $\Sigma$ PGE konsantrasyonları ve klasik negatif-eğilimli kondrit normalize PGE dağılım paternleri rapor edilmektedir (e.g., Page, Engin ve Haffty, 1979; Page, Engin, Singer ve Haffty, 1984; Yaman ve Ohnenstetter, 1991). Bununla beraber, bazı yataklardan nadirde olsa rapor edilmiş anormal PGE-zenginleşmeleri de vardır (e.g., Uçurum ve diğer., 2000, 2006; Kozlu-Erdal, 2007; Kozlu-Erdal ve Melcher 2006a, b, 2007a, b). Maalesef, bu çalışmaların bir kısmı podiform kromititler içinde saptanan bu anomalilere yönelik gerçekleştirilmiş kalitatif veya kantitatif mineral kimyası verileri (PGM ve ilişkili fazlardan) içermemektedir. Ancak, Bergmann (1988) ve Cabri, Harris ve Weiser (1996) tarafından Kazıkkaya-Ortakale'de (Kars), ve MTA ve Snia Techint-Rimin-Geoexpert (1991) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda Dalaman Çayı'nda (Muğla) plaser PGE mineralleri saptanmıştır (c.f., Uçurum ve diğer., 2006).

Uçurum ve diğer. (2000) tarafından yürütülen çalışmalarda, Güney ve Kuzeybatı Türkiye'deki 10 temel alanda bir çok yüksek-Cr'lu podiform kromitit yatağından alınan örneklerin tüm-kayaç analizi gerçekleştirilmiş ve bu yataklarda çok düşük (çoğu seçilen analiz metodunun deteksiyon limiti altında) PGE bollukları saptamıştır. Bir istisna olarak aynı çalışmada Dalaman-Harmancık (Muğla, GB Türkiye) kromitit yatağında, çok yüksek Pt ve Pd değerleri (iki örnek ortalaması; Pt: 4115 ppb ve Pd: 14950 ppb) saptamışlardır. Burada, bu çalışmada yürütülen örneklemeler sırasında da aynı ocağın örneklendiğini ve elde edilen tüm-kayaç verilerinin yazarların değerleri ile çelişmekte olduğunu belirtmek gerekir. Bu çalışmada, aynı ocaktan sadece Ir-grubu PGE'de hafif bir zenginleşme (Ru: 93-105 ppb, Os: 148-156 ppb and Ir: 131-146 ppb) ve düşük  $\Sigma$ PGE (387 and 426 ppb) değerleri elde edilmiştir. Bu ocakla aynı

bölgede ve oldukça yakın olan Dikmen ocağında da benzer hafifçe zenginleşmiş IPGE değerleri saptanmıştır (117 ppb Ru, 163 ppb Os ve 191 ppb Ir).

Karaburhan (Sivrihisar, KB Türkiye; Sendir ve Sarıiz, 2005) ve Ortaca (yüksek Cr'lu kromitit, Muğla, GB Türkiye; Uysal ve diğer., 2005) kromititlerinde daha düşük  $\Sigma$ PGE (63.75-126.59 ppb) değerleri saptanmıştır. Karaburhan kromititlerinde sadece bir adet mono-faz laurit tanesi saptanmışken, Ortaca'da mono-faz laurit, erliçmanit ve bunların Os-Ir alaşımları ile beraber poli-faz kapanımları kaydedilmiştir.

Güneydoğu ve kuzeydoğu Türkiye podiform kromititlerinde son zamanlarda gerçekleştirilen bazı daha yeni çalışmalar da benzer düşük  $\Sigma$ PGE bolluklarına benzer veri setleri sunmuştur (Kahramanmaraş kromititleri,  $\Sigma$ PGE=28-541 ppb-Uysal, Zaccarini ve diğer., 2007; Guleman kromititleri-Başpınar, Akgül, ve Sağıroğlu, 2007; Kop kromititleri,  $\Sigma$ PGE=87-520 ppb-Uysal, Tarkian ve diğer., 2007). Ancak bu kromititlerde yürütülen mikro kimya çalışmalarında çok sayıda ve çeşitli PGM/BM kapanımlarına rastlanmıştır. Kahramanmaraş kromititlerinde PGM kapanım türleri olarak mono- ve poli-faz laurit, irarsit, iridyum, nadir hollingvortit ve isimlendirilmemiş bir Ir-Pt-Rh-Fe-Cu sülfid kaydedilmiştir. Kop kromititlerindeki baskın PGM kapanımları ise mono-faz laurit'tir. Ancak, bu fazın silikatlar, ve PGM ve/veya BM (e.g., isimlendirilmemiş Ru-Ir sülfid, Os-Ir-Ru alaşımı ve nabit Pt) ile birlikte poli-faz kapanımları da saptanmıştır. Burada aynı zamanda hollingvortit'in isimlendirilmemiş bir Ru-Ni sülfid, Pd-Sb tellürid, ve nabit Pt ile yaptığı bir poli-faz kapanımda gözlenmiştir. Buna ek olarak, yine poli-faz bir kapanımda, isimlendirilmemiş bir Ru-Ir sülfid, nabit Pt, Os- zengin ve As- zengin laurit birlikteliği, Os-Ir-Ru alaşımları ve isimlendirilmemiş bir PGM-BM fazı [(Os,Ru,Ir)(Ni,Fe)<sub>2</sub>] ve Ni-Fe alaşımları saptanmıştır.

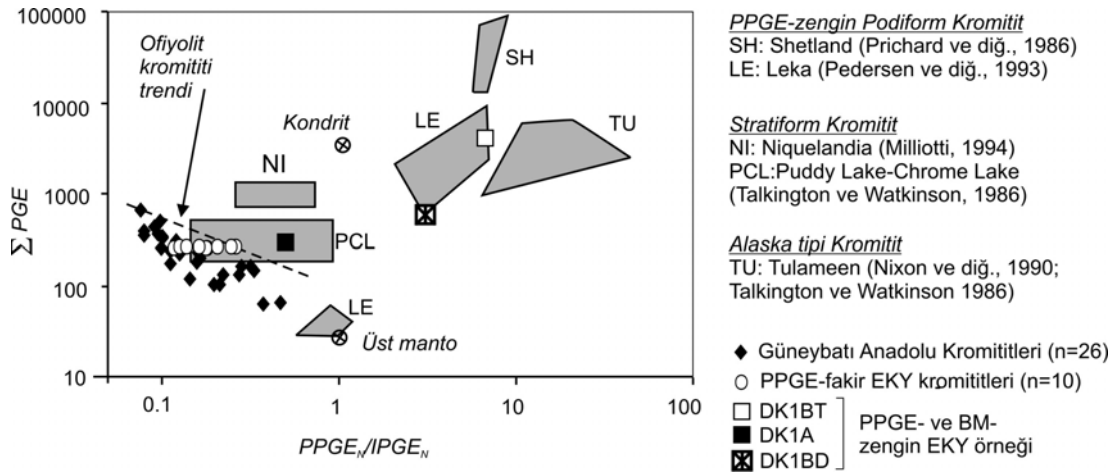
Bu düşük PGE bolluklarına zıt olarak, Berit Meta-ofiolit Masifi'nin (Kahramanmaraş, GD Türkiye) rutil içeren yüksek Al'lu kromititlerinde oldukça yüksek bir PPGE zenginleşmesi (1155 ppb ve 2518 ppb'ye varan Pt ve Pd) rapor edilmiştir (Kozlu-Erdal 2007; Kozlu-Erdal ve Melcher 2007b). Aynı bölgedeki

yüksek Cr'lu örnekler de yine ortağ derecede yüksek (783 ppb'ye varan) Ru içeriği sunar. Yüksek Cr'lu kromititler baskın olarak laurit'in birincil mono- ve silkatlar, irarsit, erliçmanit, Ni-sülfid ve nadiren Ru-oksitler ile poli-faz kapanımlarını içerir. Yüksek Al'lu kromititlerde ise Pt-Pd tellüridlerin (merenskit-monşeit) ana olarak pentlandit ve kalkopirit, daha az oranda pirit, pirotin, bornit, ve nadiren altın ile yaptığı çok küçük poli-faz sülfid damlacıkları gözlenmiştir.

Bu çalışmada incelenen Güneybatı Anadolu Kromititlerinin tüm-kayaç PGE bolluk değerleri, bahsedilen Türkiye'nin çeşitli bölgelerindeki çalışmalarda gözlemlenen bolluklar ile uyumludur (düşük  $\Sigma$ PGE ve IPGE'den PPGE'ye negatif eğilim sunan kondrit normalize PGE paternleri). Sadece Elmaslar kromit yatağında (EKY) ortalama PGE bollukları ve  $\Sigma$ PGE içerikli hafifçe zenginleşmiştir fakat ekonomik olarak önemli görünmemektedir. Toplam-kayaç verileri ile uyumlu olarak, Güneybatı Anadolu kromititlerin parlak kesitlerden *in-sitü* olarak yapılmış analizlerde, laurit içerikli klasik bir birincil sülfid parajenezi görülür. Bazı yataklarda birincil irarsit ve ikincil nabit paladyum gibi türlere de rastlanır. Bu yataklardan daha detaylı olarak incelenen EKY'nin kromititlerinin birincil sülfid parajenezide benzer şekilde konvansiyonel laurit-erliçmanit serisi ve irarsitten oluşur. Gözlenen klasik PGM parajenezine tek istisna bu yataktan alınan PPGE ve BM zengin örnekte gözlenen tüm-kayaç ve PGM/BM zenginleşmesidir. Bu örnekte, kondrit normalize paternler aşırı derecede yüksek pozitif eğilimli trendler sunsa da, mikroskopi çalışmalarında gözlenen ikincil PGM parajenezi çok sınırlıdır. Bunun nedeni, temelde, bu çalışmada tüm parajenezi saptamaya yönelik ağır metal konsantrasyon tekniklerinden (e.g, hidroseparatorasyon) faydalanılmaması ve bunun yerine parlak kesitlerde minerallerin *in-sitü* olarak saptanıp incelenmesi olabilir.

Güneybatı Anadolu Kromititlerini (EKY dahil) literatürde geçen çeşitli podiform, stratiform ve Alaska tipi kromititler ile tüm-kayaç PGE bollukları açısından kıyasladığımızda ( $\Sigma$ PGE-PPGE<sub>N</sub>/IPGE<sub>N</sub> diyagramı; Şekil 6.4), Güneybatı Anadolu Kromititlerinin (EKY'deki Anomali sunan örnek dışında) tipik ofiyolitik kromitit trendi takip ettiği (PPGE<sub>N</sub>/IPGE<sub>N</sub><1) görülmektedir. Burada, toplamda ele alınan 13 kromitit lokasyonu birer veya ikişer örnek ile temsil edilmektedir (n=26).

Ancak, detaylı olarak incelenen ve örneklenen EKY'nin örneklerinin dağılımı bu diyagramdaki en dikkat çekici konuyu oluşturur. Buradan alınan çok sayıda örnekte ( $n=10$ ), oldukça sabit olan  $\Sigma PGE$  değerlerine göre  $PPGE_N/IPGE_N$  oranındaki varyasyon dikkat çekicidir. Buradan alınan örnekler ana cevher gövdesindeki farklı lokasyonları temsil ettiği için, bu durum kromitit podunun oluşumu sırasında PPGE ve IPGE'nin yatak içinde lokal olarak fraksiyonlaştığını ve dağılım sunduğunu ifade eder.

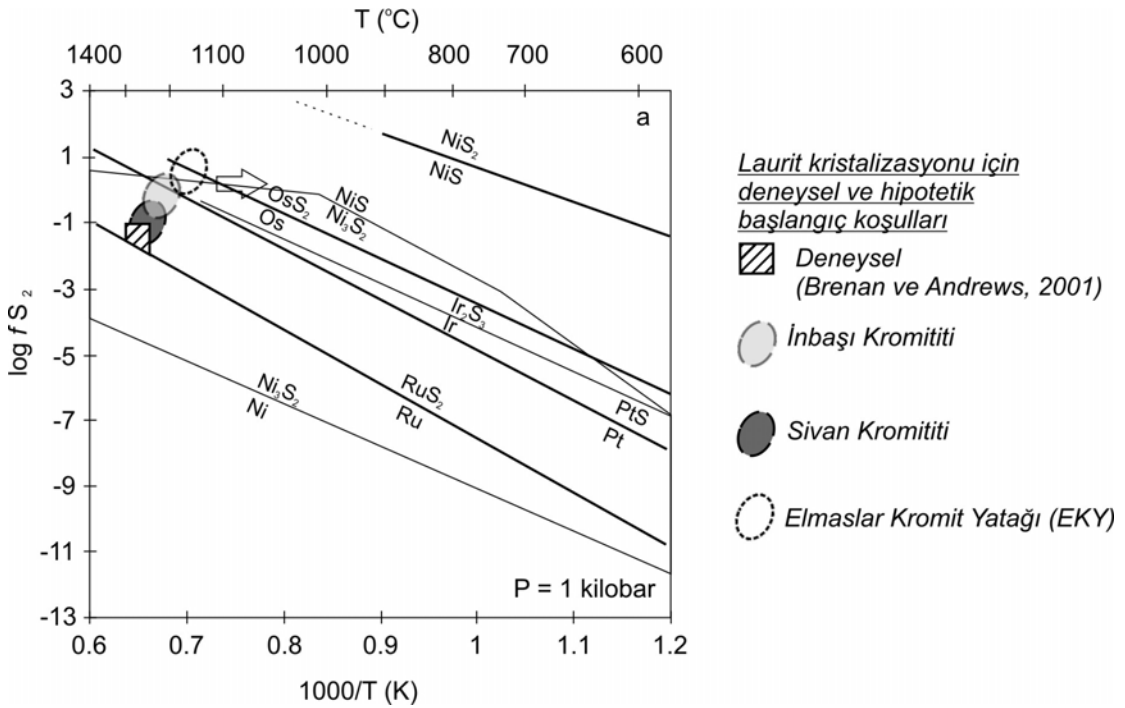


Şekil 6.4 Güneybatı Anadolu Kromititlerinin  $PPGE_N/IPGE_N$ - $\Sigma PGE$  (ppb) diyagramında yerleşimi. EKY'den alınan çok sayıda örnekte sabit  $\Sigma PGE$  değerlerine göre PPGE ve IPGE fraksiyonlaşmasına dikkat ediniz.

#### 6.4 Güneybatı Anadolu Kromititlerinde Gözlenen PGM Fazlarının Kökeni

Güneybatı Anadolu Kromititlerinde gözlenen birincil PGM kapanımlarının kökeni için magmatik bir oluşum işlevi önerilebilir. PGM, bazaltik ergiyiklerden uygun T (sıcaklık), P (basınç),  $fO_2$  (oksijen fugasitesi) ve  $fS_2$  (kükürt fugasitesi) koşullarında fenokristal fazlar şeklinde çökebilirler ve doğal krom-spineller içinde kapanımlar oluştururlar (Peck, Keays ve Ford, 1992; Cabri, 1992; Mungall, 2005). Bu çökelim krom-spinelin çökelişi öncesinde veya sırasında gelişebilir. Laurit, sıcaklığı 1250-1300°C ve kükürt fugasitesi ( $\log fS_2$  olarak) -2 ile -1,3 arası değerlerde olan bazaltik ergiyiklerden direkt olarak kristallenebilir (Brenan ve Andrews, 2001; Zaccarini, Pushkarev, Fershtater ve Garuti, 2004; Şekil 6.5, Ru-RuS<sub>2</sub> tamponunun hemen üstünde çapraz taramalı dörtgen).

Brenan ve Andrews (2001) son yaptıkları deneysel çalışmalarda, lauritin yüksek sıcaklıklarda ve düşük  $\log f_{S_2}$ 'de neredeyse saf  $RuS_2$  bileşimi sunduğunu ve çok az Os ve Ir içerdiğini saptamışlardır. Yazarlara göre Os-zengin laurit ve erlichmanit ( $OsS_2$ ) oluşumu Ru-zengin laurit oluşumundan daha yüksek  $f_{S_2}$  gerektirmektedir. Ayrıca, Os için laurit-silikat ergiyük dağılım katsayısı düşen sıcaklıkla beraber belirgin şekilde artar bu nedenle daha geç kristallenen laurit Os açısından daha zengin bir kimya sunar (Brenan ve Andrews, 2001; Ahmed ve Arai, 2003). Bu nedenle Ru-zengin laurit oluşumu için magmanın hızla soğuyup oluşan krom-spinellerin içinde lauriti çabuk şekilde hapsedmesi gerekir; bu şekilde lauritte Ru-Os ve Ru-Ir süstitüsyonunun önüne geçilecektir (Ahmed ve Arai, 2003). Kısaca, laurit'in Os içeriği kristallendiği ergiyüğün sıcaklığı ve kükürt fugasitesinin bir fonksiyonudur.



Şekil 6.5  $\log f_{S_2}$ -1000/T (K) diyagramında PGM ve BM fazlarının stabilite alanları ve bu çalışmada incelenen kromititler için önerilen başlangıç kristalizasyon kükürt fugasitesi ve sıcaklık koşulları.

Bu çalışma kapsamında incelenen kromititlerden (EKY dışındaki) ikisinde (İnbaşı ve Sivan) saptanan birincil PGM fazları irarsit ve laurittir. İnbaşı yatağında sadece irarsitten ibaret bir adet monofaz kapanım taze krom-spinel içinde saptanmıştır (Şekil 5.9a). Ayrıca, birincil laurit kapanımlarından biri Os-fakir (Sivan) diğeri Os-zengin

(İnbaşı) kimya vermektedir. Os-fakir laurit özşekillidir ve taze krom-spinel içinde kapanlanmıştır (Sivan ocağı, Şekil 5.9b). Os-zengin laurit ise yarı-özşekilli olarak silikat matris içinde gözlenmiştir (İnbaşı ocağı, Şekil 5.9c). Bu gözlemler, her iki kromitit podunun birincil PGM fazlarının oluşumunun farklı termodinamik koşullarda gerçekleştiğine işaret eder. Buna göre de Sivan kromititi, İnbaşı kromititine göre daha düşük  $fS_2$  ve daha yüksek T koşullarında oluşumuna başlamıştır (Şekil 6.5). Ayrıca, Sivan kromititinin daha hızlı soğuduğu ve bu nedenle krom-spinelin kristallenmesi sırasında lauriti çabucak hapsediği öne sürülebilir. İnbaşı kromititi ise Sivan ocağının aksine daha yüksek  $fS_2$  ve daha düşük T koşullarında, daha yavaş soğuyarak kristallenmeye başlamış, bu nedenle birincil fazların oluşumu sırasında Ru-Ir ve Ru-Os süstitüsüyonu mümkün olmuştur. Buna bağlı olarak, irarsit ve Os-zengin laurit fazlarının oluşumu gerçekleşmiştir.

Ancak, detaylı olarak incelenen EKY'nin PGM parajenezinde, Os-zengin laurit'e ek olarak erlichmanit'in varlığı, EKY'nin PGM'lerinin yukarıda tartışılan kromititlerinkinden daha yüksek başlangıç  $fS_2$  koşullarında oluştuğunu gösterir (Şekil 6.5; e.g., Stockman ve Hlava, 1984; Garuti, Zaccarini ve Economou-Eliopoulos, 1999; Brenan ve Andrews, 2001; Ahmed ve Arai, 2003; Bochart, Ballhaus ve Holzheid, 2004; Zaccarini, Proenza, Ortega-Gutiérrez ve Garuti, 2005; Uysal, Tarkian ve diğer., 2007). Yine de, ortamda Os-Ir-Ru alaşımlarının eksikliği nedeni ile, başlangıç  $fS_2$  koşullarının erlichmanit'in duraylılık alanını geçip geçmediği tartışılabilir. Ancak, Os-Ir-Ru alaşımlarının bulunmaması, ortamın termodinamik koşullarına bağlı olabileceği gibi, sadece bu fazların incelenen örneklerde az sayıda bulunması ve gözlenememesinden de kaynaklanabilir. Bu belirsizlik nedeni ile EKY için hipotetik başlangıç koşulları alanı, Os-OsS<sub>2</sub> tamponunun hem altında hem de üstünde kalan bir alan olarak çizilmiştir (Şekil 6.5). Bir istisna olarak gözlenen PPGE- ve BM- zengin örnekte taze krom-spinel taneleri ve silikatlarda birincil BM zenginleşmesinin bulunuşuda yine ortamın yüksek kükürt fugasitesine ( $fS_2$ ) ve kükürt doygunluğuna bağlıdır. EKY'nin geneli için önerilen hipotetik başlangıç koşulları hali hazırda NiS-Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> tamponu ile çakışmaktadır. Ancak bu örnekte taze krom-spinel tanelerinde yoğun şekilde birincil heazlevodit ile beraber millerit ve pentlandit kapanımlarının varlığı, kromititin kristallenmesi ve soğuması sırasında podun belirli



bazı kısımlarında kükürt fugasitesinin ( $fS_2$ ) artmayarak bir şekilde stabil kaldığını, bu kısımlarda lokal olarak sülfid doygunluğuna ulaşıldığını ve ortam koşullarının millerit ve heazlevodit duraylılık alanı boyunca ( $NiS-Ni_3S_2$  tamponu boyunca) sabitlenerek bu minerallerin beraber çökelimine neden olduğuna işaret eder (Şekil 6.5).

Nurali Kompleksi'nde yer alan (Güney Urallar) PGE-zengin kromititlerde çalışan Zaccarini ve diğer. (2004), bu kromititlerde gözledikleri birincil ve ikincil PGM fazlarının baskın olarak PPGE grubu olduğunu gözlemlemişlerdir. Yazarlar, bu nedenle burada gözlenen yüksek PPGE-içerikli faz oluşumu için bu çalışmada EKY için önerilen koşullardan çok daha yüksek başlangıç  $fS_2$  koşulları önerirler. Çünkü erigiyikteki tüm PGE'nin mono-sülfid katı çözeltiler halinde çökebilmesi için magmanın sülfid-doygunluğuna ulaşması gerekir (Barnes ve Naldrett, 1986; Naldrett, Pesseran, Asif ve Li, 1994; Li, Chusi, Naldrett, Coats ve Johannessen, 1992; Li ve diğer., 1998; Brenan ve Andrews, 2001; Andrews ve Brenan, 2002; Ahmed ve Arai, 2003). EKY'de ise birincil ve ikincil PGM parajenezleri birbirleri ile direkt bağlantılı görülmemektedir. Birincil parajenezde IPGE, ikincisinde ise PPGE fazları baskındır. Ayrıca, sadece bir örnekte ciddi bir zenginleşme görülür. Bu nedenle, EKY'nin genelinde (en azından laurit ve erliçmanit kristalizasyonu aşamasında) sülfid-doygunluğuna tam olarak ulaşamadığı, bu durumun sadece lokal olarak gerçekleştiği söylenebilir.

PPGE-fakir ve PPGE- ve BM-zengin EKY kromititlerinde gözlenen birincil laurit ve erliçmanit bileşimleri Ru-Os ve Ru-Ir süstitüsyonları sunmaktadır. PPGE-fakir kromititlerin erliçmanitlerinde diğerlerine göre daha yüksek Ru-Ir süstitüsyonu, lauritlerinde ise dikkat çeken oranda Ru-Os süstitüsyonu gözlenmiştir. Ayrıca her iki türde de belirgin S-As süstitüsyonları saptanmıştır. Ancak, çok iyi bilinen ve detaylı çalışılmış diğer ofiyolitik kromititlerde de bu miktarlarda süstitüsyon olaylarının sıklıkla görülmesi, ve analiz edilen PGM sayısının bu açıdan anlamlı bir korelasyon yakalamak için az olması nedeniyle sistematik bir modifikasyondan söz etmek mümkün değildir.

Bununla beraber, PPGE-fakir kromitit içinde bir silikat ile beraber polifaz kapanım halindeki nispeten daha iri bir laurit tanesinde çekirdekten sınıra doğru gözlenen bileşimsel varyasyon (Os, Fe ve Ni artışı; Ru ve S'de azalma), ve benzer şekilde birincil ve ikincil BM fazlarında saptanan minör element varyasyonları (örn., ikincil heazlevoditte ve pentlanditte Fe zenginleşmesi), sülfid bileşimlerini modifiye eden ikincil bir olaya işaret etmektedir.

Bazı yazarlar (e.g., Krishnarao, 1964; Sinton, 1976) heazlevodit-pentlandit-avaruit birlikteliğini serpantinleşmeye özel bir oluşum olarak yorumlamaktadır, ve Peretti, Dubessy, Mullis, Frost ve Trommsdorff (1992) kuvvetli indirgen koşullar altında metamorfizmaya uğrayan bir peridotitte oluşan pentlandit-avaruit-manyetit-nabit bakır ve silikatlardan ibaret bir birliktelik tanımlamışlardır (Augé, Cabri, Legendre, McMahon ve Cocherie, 1999). Ek olarak, Tarkian, Economou-Eliopoulos ve Eliopoulos (1992) Skyros Adası (Yunanistan) serpantinize ofiyolitik kayaçlarında iki farklı PGM ve BM sülfid birlikteliği evresi tanımlamışlardır; krom-spinel içinde erken evre Ni-Fe sülfidler ve Os-zengin laurit kapanımları ve PGE-fakir manyetit içinde ikinci evre Cu-Fe- ve saf Cu sülfidler, sperrilit, tetraauriküprit ve grafit.

EKY'de, yüksek derece BM- ve PPGE- zenginleşmesi gösteren örneğin dünit zarfında yer alan ve krom-spineli ornatan manyetit oluşumları ve silikatlarla ilişkili olarak gözlenen ikincil BM ve PGM parajenezi, yukarıda anlatılan serpantinleşme ile gelişen parajenezlerle uyumludur. Pan ve Wood (1994) PGE'nin ortaç derecede indirgen, neredeyse nötr hidrotermal akışkanlarda bisülfid kompleksleri olarak taşınabildiğini belirtmişlerdir. Ortama bisülfid türlerinin girişi, ortamın  $fO_2$  and  $fS_2$  koşullarını düşüren ve Fe ve Ni'i olivinden serbestleştiren serpantinleşme işlevi ile sağlanabilir (Gervilla, Gonzales-Jimenez, Kerestedjian ve Proenza, 2008). Bu şekilde magmatik olarak oluşmuş ve Mg-Fe silikatlarla dokanağı bulunan birincil bir laurit bu akışkanlar etkisi ile çeperleri boyunca kükürtü bırakıp Fe ve Ni toplayacaktır. Benzer şekilde ikincil olarak oluşan ve yine silikatlar ile dokanağı bulunan BM fazlarında Fe açısından zenginleşecektir.

EKY'den alınan PPGE- ve BM-zengin kontak zonu örneğinde, düşük sıcaklıkta oluşabilecek ikincil BM türlerinin (e.g. digenit II, bornit II, izokübanit) varlığı düşük ısıyı, nabit metallerin (Pd, Ni ve Cu) varlığı ise indirgen koşulları vurgular. Yine bu örneğin masif kromitit kısmında gözlenen özellikle sperrilit ( $PtAs_2$ ), Pd-Sb tellürid ve Pt-Se alaşımı(?) gibi fazların bulunması da Pan ve Wood (1994) tarafından öne sürülen indirgen ve düşük ısılı hidrotermal işlevlerle PGE'nin ikincil olarak hareketlenmesine işaret eder. Sonuç olarak, bu minerallerin, bisülfid kompleksleri olarak taşınan Pt ve Pd'un yine hidrotermal sıvının taşıdığı As, Se, Sb ve Te gibi elementlerle bileşik yapması sonucu oluştuğu söylenebilir.

İnbaşı kromititinde ikincil olarak krom-spinelin çatlakta görünen nabit paladyumun varlığı da yukarıda bahsedilen indirgen koşullara bağlı oluşmuş olmalıdır. Tüm bu argümanlar, EKY'deki PPGE- ve BM-zengin örnekte dahil olmak üzere, Güneybatı Anadolu kromititlerinde gözlenen ikincil sülfid, alaşım ve nabit fazların serpantinleşme sırasında gelişen düşük sıcaklık hidrotermal işlevlerle ilişkili olarak oluştuğu sonucunu ortaya koyar.

Yine de, serpantinleşme işlevinin nasıl ve neden sadece EKY'deki bir örnekte lokal olarak bu kadar zenginleşme sağladığı ve özellikle sperrilit ( $PtAs_2$ ), Pd-Sb tellürid ve Pt-Se alaşımı(?) gibi PPGE fazlarının çökelişini sonuçladığı konusu sorunludur.

Haughton, Roeder ve Skinner (1974), mantodan yükselen ve bu hareketi sırasında soğuyup basıncını kaybeden bir magmanın sülfid-doygunluğuna ulaşabileceğini ve karışmaz (immiscible) sıvı oluşumunu başlatabileceğini belirtirler. Yazarlar, magma'nın devamlı hareketi nedeni ile, ayrılan sülfidlerin büyük olasılıkla ergiyik içinde asılı kalacağını ve çökmeye fırsat bulamayacağını söylemektedirler. Diğer tüm örneklenen Güneybatı Anadolu kromititlerinde olduğu gibi, EKY'nin de bir yitim kuşağı (supra-subduction zone-SSZ) yay önü ortamında geliştiği görülmüştür. Böyle bir ortamda, yükselen bir ergiyiğin sürekli hareketi bu şekilde ergiyik içinde oluşacak ve asılı kalacak karışmaz sülfid damlacıklarının heterojen dağılımını sağlayabilir. Bu sülfid damlacıkları, PGE ve BM'leri lokal olarak hem toplayacak

hemde konsantre edecektir. EKY kromititlerinin hepsinde gözlenen PPGE ve IPGE fraksiyonlaşması bu heterojen dağılım hipotezini destekler niteliktedir.

Bu lokal bölgelerde gelişen birincil magmatik konsantrasyon işlevini takiben, serpantinleşmeyi gerçekleştiren ikincil hidrotermal akışkanlar, oluşmuş olan kromitit podundaki silikat mineralleri ve seyrek çökelmiş birincil sülfid fazları ile reaksiyona girerek ikincil PGM, BM-sülfidler ve nabit metalleri bazı noktalarda zenginleştirebilirler.

Alternatif olarak, hidrotermal akışkanın kökeni için serpantinleşme yerine, egzotik bir hidrotermal akışkan da önerilebilir. EKY'nin ikincil PGM parajenezinde saptanan potarit ve naldretit veri setindeki Hg ve Sb eksikliği yüzünden net olarak ortaya konulamamıştır, ancak Pd içerikleri literatürdeki verileri ile uyumludur. Bu tarz ikincil oluşukların iz miktarda varlığı kanallar boyunca gelişen post-magmatik hidrotermal aktiviteye (e.g. Merensky Reef ve U-2 chromitite seviyesi; Kinloch, 1982; McLaren ve De Villiers, 1982) veya bölge yakınındaki granitik bir intrüzyon varlığına bağlanmaktadır (Shetland ofiyoliti; Lord, Prichard ve Neary, 1994; Neary ve Prichard, 1985). Arai, Prichard, Matsumoto ve Fisher (1999) Inazumi-yama ultramafik kompleksinde (GB Japonya) termal metamorfizmaya uğramış bir dünitte potarit oluşumları tanımlamışlardır. Yazarlar, bu potaritin oluşumunu fakirleşmiş (spinel Cr# ~0,5) bir okyanus ortası sırt peridotitine sokulum yapan granitik magmanın oluşturduğu hidrotermal akışkanlara bağlamakta, içindeki Hg'nın çevre sedimenter kayalardan, Pd'un ise dünit protolitin birincil sülfidlerinden sağlandığını öne sürmektedirler. Arai ve diğer. (1999), bu açıdan bakıldığında fakirleşmiş ve metamorfize olmuş yitim kuşağı (supra-subduction zone-SSZ) ultramafik kayalarının (spinel Cr#  $\geq$  0,7) potarit ve ortaç sıcaklıklarda (500-650 °C) oluşan diğer ikincil PGM oluşumları için daha uygun alanlar olduğu sonucuna varmışlardır.

EKY peridotitinin yüksek derecede fakirleşmiş karakteri bu yoruma uygun görülsede, ne yatak çevresinde granitik bir kütle ne de peridotitlerde termal metamorfizma izleri bulunmaktadır. Aynı durum tüm Güneybatı Anadolu için

geçerlidir. Ancak yine de EKY'nin içinde bulunduğu peridotit kütlelerinin oldukça altında hidrotermal sıvı üretmiş bir sıcaklık kaynağının varlığı da tartışmaya açıktır.

## BÖLÜM YEDİ

### SONUÇLAR

Bu çalışmada örneklenen Güneybatı Anadolu kromititleri stratigrafik olarak ofiyolitik sekansın tektonitlerinin derin kısmında, kümülat – tektonik sınırının (MTZ-Moho Transition Zone) uzağında yer almaktadır.

İncelenen kromititler özellikle, düşük Ti içerikli (<1 wt. %) ve yüksek Cr-numaralı ( $Cr\# \sim 0,7-0,8$ ) spinel kimyaları ile dikkat çekerler. Ancak, genelde rastlanılan aksine, ortaç tüketilmiş bir karakter ( $Cr\# = 0,4-0,6$ ) yerine yüksek Cr-numaralı ( $Cr\# = 0,6-0,8$ ) aşırı refrakter bir kimya sunan harzburjitler içinde yer alırlar.

Kromititlerin krom-spinelleri boninitik karakter sunarken, çevre kayaçların krom-spinel ve beraberinde bulunan silikatları, yay-önü peridotiti karakteristiklerini gösterir. Benzer karakteristik bu yatakların silikat minerallerinin iz element dağılımlarında da yakalanmıştır. Bu nedenlerle, örneklenen kromititlerin bir yitim kuşağı ortamında (supra-subduction zone-SSZ) ergiyik/yan kayaç etkileşim işlevleri ile oluştuğu söylenebilir. Çevre kayaçların (spinel harzburjit) spinellerinin Cr-numaralarının genelde gözlenen değerlere göre yüksek olması ise bu kayaçları etkileyen kısmi ergimenin oluştuğu tektonik ortamın farklılığından (e.g., okyanus ortası sırtı-MOR yerine yay-önü bölgesi) ve dolayısıyla ergime sırasında üretilen ergiyiğin karakterinin farklılığından (Al-zengin MORB tipi ergiyik yerine daha refrakter bir ergiyik üretilmesi) ileri gelebilir.

Yitim kuşağı karakteristikleri çeşitli mineral çiftlerinden gerçekleştirilen jeotermometre ve oksijen fugasitesi hesaplarında da gözlenmiştir. Ayrıca, kromititlerin çevre kayaçlarında beraber bulunan olivinin Fo ve spinelin Cr# değerlerinin tipik OSMA trendine aykırı olarak negatif bir trend sunması ve en yüksek Cr#’lı spinellere sahip harzburjitlerin en düşük  $Yb_N^{cpx}$  değerleri göstermesi (yani HREE fakirleşmesi göstermesi) bu peridotitlerin “akışkan girdili ergime”

(influx melting) etkisi altında kaldıklarını gösterir. Diğer bir deyişle, bu peridotitler H<sub>2</sub>O-zengin bir ergiyik (veya akışkan) girdisi ile indüklenmişlerdir. Bu durum ise manto içinde sadece yitim kuşağındaki manto kamasının altında gelişebilir. Bu varsayım çevre kayaların aşırı refrakterliği ile uyumludur. Ayrıca incelenen bazı yatakların klinopiroksenlerinde gözlenen düşük HREE konsantrasyonları ancak sisteme adakitik bir bileşen girdisine bağlı olarak, yani okyanusal kabuğun ergiyik oluşumuna dahil olması sonucu, gelişebilir. Böylece, incelenen kromitlerde kromit podunu üretmek üzere harzburjit içinde ilerleyen ergiyiğin yitim kuşağında gelişen bir kısmi ergiyik olduğu açıktır.

İncelenen tüm kromitlerin tüm-kayaç PGE bolluk değerleri, Türkiye'nin çeşitli bölgelerindeki çalışmalarda gözlemlenen bolluklar ile uyumludur (düşük  $\Sigma$ PGE ve IPGE'den PPGE'ye negatif eğilim sunan kondrit normalize PGE paternleri) ve genel anlamda PGE madenciliği açısından günümüzde ekonomik bir önem taşımamaktadır. Sadece Elmaslar Kromit Yatağında (EKY) ortalama PGE bollukları ve  $\Sigma$ PGE içeriği hafifçe zenginleşmiştir fakat yine de ekonomik olarak önemli değildir. Ancak bu yatakta pozitif eğilimli patern sunan ve yüksek PPGE,  $\Sigma$ PGE ve BM içeriği ile dikkat çeken bir örnek saptanmıştır.

Genel olarak bakıldığında, Güneybatı Anadolu kromitlerinde Ir, Os ve Ru değerlerinin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve  $\Sigma$ PGE ile pozitif korelasyon, ve SiO<sub>2</sub> ile negatif bir korelasyon sunduğu görülür. Bu durum, ana PGE içerikli fazların genelde krom-spineller içinde Ir-Os-Ru içerikli türler olarak konstantre olduğunu ifade etmektedir. Pd/Ir oranları SiO<sub>2</sub> ile belirgin bir pozitif korelasyon ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri ile de negatif korelasyon sunar. Bu durumda sırası ile krom-spineller ile tane arası silikatları ve/veya matriksleri arasındaki Pd- ve Ir- grubu fraksiyonlaşmasını destekler niteliktedir. EKY'den alınan aşırı derecede PGM/BM zengin örneğin ise özellikle masif kromitit (DK1BT) bandı anormal derecede yüksek  $\Sigma$ PGE değeri sunar. Bu masif bantta ana zenginleşme Pt ve Pd lehinedir. Bu kısımda Ir, Ru, Os ve Rh değerleride yüksektir. Örneğin sülfid içerikli dünitik zarfı (DK1BD) hafif yüksek Pt, Pd ve  $\Sigma$ PGE değeri

sunar. Bu kısımda Rh değeri hafif şekilde genel ortalamalardan yüksek, Ir-grubu elementler ise oldukça düşüktür. Diğer yandan, örneğin dissemine kromit kısmı (DK1A) olağan  $\Sigma$ PGE değerleri sunar ve sadece Pt ve Pd 'da hafif bir zenginleşmeye işaret eder. Dünitik zarfta Ni ve Cu değerleri de tipik peridotit değerlerinin çok üstündedir. Masif kromititte de Ni değerleri anormal şekilde, As değerleri de hafifçe zenginleşmiştir.

Güneybatı Anadolu Kromititlerini (EKY dahil) literatürde geçen çeşitli podiform, stratiform ve Alaska tipi kromititler ile tüm-kayaç PGE bollukları ( $\Sigma$ PGE -  $PPGE_N/IPGE_N$ ) açısından karşılaştırıldığında Güneybatı Anadolu Kromititlerinin (EKY'deki Anomali sunan örnek dışında) yine tipik ofiyolitik kromitit trendini takip ettiği ( $PPGE_N/IPGE_N < 1$ ) saptanmıştır. Toplamda ele alınan 13 kromitit lokasyonu birer veya ikişer örnek ile temsil edilmiştir (n=26). Ancak, detaylı olarak incelenen ve örneklenen EKY'nin örneklerinin (n=10), oldukça sabit olan  $\Sigma$ PGE değerlerine karşı gözlenen  $PPGE_N/IPGE_N$  varyasyonu, alınan örnekler ana cevher gövdesindeki farklı lokasyonlarını temsil ettiği için, kromitit podunun oluşumu sırasında PPGE ve IPGE'nin yatak içinde lokal olarak fraksiyonlaştığını göstermektedir. Bu önemli sonuç, Uçurum ve diğer. (2000) tarafından yapılan çalışmada Dalaman-Harmancık (Muğla) kromit yatağında saptanan çok yüksek Pt ve Pd değerlerini ve bu çalışma kapsamında aynı ocaktan alınan örneklerde sadece Ir-grubu PGE'de hafif bir zenginleşme ve düşük  $\Sigma$ PGE değerleri elde edilmesine de açıklık getirmektedir. Dünyada ve Türkiye'de podiform kromititlerde yürütülen PGE çalışmalarında yöntem hemen her zaman çok sayıda podun az sayıda (bir veya iki) ve rastgele örneklerle taranması olmuştur. Bu çalışmada ortaya çıkan PGE'nin pod boyunca fraksiyonlaşma eğilimi, her podun kendi içinde çok sayıda örnekle sistematik şekilde örneklenmesi gerektiğini gösterir. Bu şekilde podun en zengin kısmının saptanarak bu bölgelerde daha detaylı çalışmalarla lokal olarak daha zengin zonlara ulaşılacağı düşünülmektedir.

Bu çalışmada incelenen tüm yataklarda platin-grubu mineraller (PGM) ve baz-metal (BM) sülfid ve alaşımlarının az sayıda olmalarına karşın iki jenerasyon olduğu dokusal ve kimyasal veriler ile saptanmıştır. Birincil mineraller genelde taze krom-



spinel taneleri içinde izole ve homojen kapanım veya kapanım dizileri halinde öz/yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır. Daha nadiren silikatlar içinde de gözlenirler. İkincil olanlar ise daha çok ferritkromit içinde, manyetitler ile ilişkili olarak ve/veya taze krom-spinellerin kırıkları ve çatlakları boyunca yerleşmiş, ya da silikatlarla ilişkili halde bulunmuşlardır. PGM parajenezleri klasik olarak Os-fakir (spinel içinde) ve Os-zengin (silikat içinde) laurit  $\pm$  irarsit şeklinde gözlenmiştir. Bunun yanında ikincil olarak nabit Pd'a rastlanmıştır. Elmaslar Kromit yatağında ise birincil PGM parajenezi Os açısından zengin laurit, erliçmanit ve irarsitten oluşur. İkincil parajenezinde ise nabit Pd, sperrilit, isimlendirilmemiş bir (Pt,Se) alaşımı(?), Pd-Sb tellürid, potarit(?) ve naldretit(?) gözlenir. Bu ikincil minerallerden sperrilit, (Pt,Se) alaşımı(?) ve Pd-Sb tellürid sadece anomalinin saptandığı EKY örneğine özgüdür. Bu örnekte aynı zamanda heazlevodit, millerit, polidimit, godlevskit, pentlandit, bornit, dijenit, kalkopirit, kalkozin, izokübanit, avaruit, nabit bakır ve nikel'den oluşan yoğun bir BM sülfid mineralizasyonu da gözlenmiştir. Kimyasal açıdan incelendiğinde özellikle birincil ve ikincil BM sülfid ve alaşımlarında minör element varyasyonları da net biçimde gözlenmektedir (e.g., ikincil heazlevodit ve pentlanditte Fe zenginleşmesi).

Birincil sülfid parajenezlerinde hemen her zaman gözlenen laurit'in Os içeriği incelenen yataklardan Sivan, İnbaşı ve EKY kromitlerinin laurit kristalleşmesi sırasındaki hipotetik  $fS_2$  koşullarına yaklaşımı mümkün kılınmıştır. Buna göre Os-fakir laurit içeren Sivan kromititi, Os-zengin laurit içeren İnbaşı kromitidine göre daha düşük  $fS_2$  ve daha yüksek T koşullarında oluşumuna başlamıştır. Ayrıca, Sivan kromitinin daha hızlı soğuduğu ve bu nedenle krom-spinelin kristallenmesi sırasında lauriti çabucak hapsettiği öne sürülebilir. İnbaşı kromititi ise Sivan ocağının aksine daha yüksek  $fS_2$  ve daha düşük T koşullarında, daha yavaş soğuyarak kristallenmeye başlamış, bu nedenle birincil fazların oluşumu sırasında Ru-Ir ve Ru-Os sübstitüsyonu mümkün olmuştur. Buna bağlı olarak, irarsit ve Os-zengin laurit fazlarının oluşumu gerçekleşmiştir. EKY'nin birincil PGM parajenezinde de, Os-zengin laurit'e ek olarak erliçmanit'in varlığı, EKY'nin yukarıda tartışılan kromitilerinkinden daha yüksek başlangıç  $fS_2$  koşullarında ve daha düşük sıcaklıkta oluştuğunu gösterir. Yatağın geneli için önerilen bu yüksek başlangıç  $fS_2$  ve düşük

sıcaklık kombinasyonu EKY'nin anomali gözlenen örneğindeki birincil sülfid fazlarının oluşumu içinde uygun bir koşuldur ve hali hazırda NiS-Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> tamponu ile çakışmaktadır. Ancak bu örnekte taze krom-spinel tanelerinde yoğun şekilde birincil heazlevodit ile beraber millerit ve pentlandit kapanımlarının varlığı, kromititin kristallenmesi ve soğuması sırasında podun belirli bazı kısımlarında kükürt fugasitesinin ( $fS_2$ ) artmayarak bir şekilde stabil kaldığını, bu kısımlarda kükürt doygunluğuna ulaşıldığını ve ortam koşullarının millerit ve heazlevodit duraylılık alanı boyunca (NiS-Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> tamponu boyunca) sabitlenerek bu minerallerin beraber çökeline neden olduğunu gösterir.

EKY'de birincil ve ikincil PGM parajenezleri birbirleri ile direkt bağlantılı görülmemektedir. Birincil parajenezde IPGE, ikincisinde ise PPGE fazları baskındır. Ayrıca, sadece bir örnekte ciddi bir zenginleşme görülür. Bu nedenle, EKY'nin genelinde (en azından laurit ve erliçmanit kristalizasyonu aşamasında) sülfid-doygunluğuna tam olarak ulaşamadığı, bu durumun sadece lokal olarak gerçekleştiği söylenebilir.

EKY'nin PPGE-fakir kromititlerin erliçmanitlerinde PPGE- ve BM-zengin örneğinde gözlenenlere göre daha yüksek Ru-Ir süstitüsüyonu, lauritlerinde ise dikkat çeken oranda Ru-Os süstitüsüyonu gözlenmiştir. Ayrıca her iki gruptaki türlerde belirgin S-As süstitüsyonları saptanmıştır. Ancak bu farklılıklar çok iyi bilinen ve detaylı çalışılmış diğer ofiyolitik kromititler ve Güneybatı Anadolu kromititleri için tipik olan bir alanda değişim sunmakta, analiz yapılan tane sayısı anlamlı bir korelasyon yapılmasını mümkün kılmamaktadır.

PPGE-fakir kromitit içinde bir silikat minerali ile poli-faz bir kapanım olarak gözlemlenen nispeten daha iri bir laurit tanesinde çekirdek ve sınır arasında saptanan bileşimsel varyasyon, ve anomali gösteren örnekte birincil-ikincil BM fazları arasındaki minör element varyasyonları, birincil mineral bileşimlerini modifiye eden ikincil bir olaya işaret etmektedir.

Elde edilen kimyasal veriler, anomali gösteren EKY de dahil diğer tüm örneklenen Güneybatı Anadolu kromitlerinin bir yitim kuşağı (supra-subduction zone-SSZ) yay önü ortamında geliştiğini göstermektedir. Böyle bir ortamda, yükselen bir ergiyiğin sürekli hareketi ergiyik içinde oluşan ve asılı kalan karışmaz sülfid damlacıklarının heterojen dağılımını sağlayabilir. Bu sülfid damlacıkları, PGE ve BM'leri lokal olarak hem toplayacak hemde konsantre edecektir. EKY'den alınan tüm kromit örneklerinde gözlenen PPGE ve IPGE fraksiyonlaşması bu heterojen dağılım hipotezini destekler niteliktedir. Bu lokal bölgelerde gelişen birincil magmatik konsantrasyon işlevini takiben, oluşmuş olan kromit podunda, serpantinleşmeyi gerçekleştiren ikincil hidrotermal akışkanlar silikat mineralleri ve seyrek çökelmiş birincil sülfid fazları ile reaksiyona girip ikincil PGM, BM-sülfidler ve nabit metalleri bazı noktalarda zenginleştirebilirler.

**KAYNAKLAR**

- Ahmed, A.H. ve Arai, S. (2002). Unexpectedly high PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petro.*, 143, 263-278.
- Ahmed, A.H. ve Arai, S. (2003). Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Can. Mineral.*, 41, 597-616.
- Ahmed, A.H., Arai, S. ve Attia, A.K. (2001). Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. *Mineral. Deposita*, 36, 72-84.
- Akbulut, M., Çolak, M., Oyman, T., Gnos, E. ve Pişkin, Ö. (2009). Formation of podiform dunites in the Lycian peridotite nappes (Ağla-Köyceğiz, SW Turkey). *Ofoliti*, 34 (1), 1-15.
- Andrews, D.R.A. ve Brenan, J.M. (2002). Phase equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite + Ru-Os-Ir alloy. *Can. Mineral.* 40, 1705-1716.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. ve Nichols, M.C. (1990): *Handbook of Mineralogy (Volume I - Elements, Sulfides, Sulfosalts)*. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona, 588 p.
- Arai, S. (1980). Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *J. Petro.* , 21, 141-165.
- Arai, S. (1992). Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag* , . 56, 173-184.
- Arai, S. (1994a). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geo.*, 113, 191-204.

- Arai, S. (1994b). Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 279–293.
- Arai, S. (1997). Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitite as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geol.*, 47(4), 177–187.
- Arai, S. ve Abe, N. (1994). Podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, Southwest Japan arc. *Mineral. Deposita*, 29, 434–438.
- 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. *Am. Mineral.*, 80, 1041–1047.
- Arai, S. ve Matsukage, K. (1996). Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: Implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proc. ODP, Sci. Results*, 147, pp.135–155.
- Arai, S. ve 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. ve Yurimoto, H. (1992). Origin of podiform chromitites from Southwestern Japan as a melt-mantle interaction. *Abstr. 29<sup>th</sup> Intern. Geol. Congr., Kyoto*, 1, 176.
- Arai, S. ve Yurimoto, H. (1994). Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, 89, 1279–1288.

- Arai, S. ve Yurimoto, H. (1995). Possible sub-arc origin of podiform chromitites. *The Island Arc*, 4, 104-111.
- 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., Prichard, H.M., Matsumoto, I ve Fisher, P.C. (1999). Potarite (Pd-Hg) in thermally metamorphosed dunite from the Inazumi-yama ultramafic complex, southwestern Japan: ana implication for the behaviour of mercury in PGE mineralization in peridotite. *Mineral. Mag.*, 63(3), 369-377.
- Arculus, R.J., Delano, J.W. (1981). Siderophile element abundances in the upper mantle: Evidence for a sulphide signature and equilibrium with the core. *Geochim. Cosmochim Acta*, 55, 1159-1172.
- Augé, T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite. *Mineral. Deposita*, 22, 1-10.
- Augé, T., Cabri, L.J., Legendre, O., McMahon, G. ve Cocherie, A. (1999). PGE distribution in base-metal alloys and sulfides of the New Caledonia ophiolite. *Can. Mineral.*, 37, 1147-1161.
- Ballhaus, C., Berry, R.F., ve Green, D.H., (1990). Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, 348, 437-440.
- Ballhaus C., Berry R.F. ve Green D.H. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 27-40.

- Başpınar, G., Akgül, M. ve Sağıroğlu A. (2007). Guleman (Elazığ) ofiyoliti kromit yataklarının ve yan kayaçlarının platin grubu element (PGE) içerikleri ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 16-22 Nisan 2007, Ankara, pp. 215-218 .
- Barnes, S.-J., Naldrett, A.J., 1986. Variations in platinum-group element concentration in the Alexo mine komatiite, Abitibi greenstone belt, northern Ontario. *Geol. Mag.*, 123, 515-524.
- Barth, M.G., Manson, P.R.D., Davies, G.R., Dijkstra, A. ve Drury, M.R. (2003). Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization? *J. Petrol.*, 44, 1759-1785.
- Bergmann, H.B. (1988). *Report on gold/PGM placer prospecting and exploration in the Kazıkkaya area, Eastern Anatolia, Turkey*. Hannover, Germany, Republic of Turkey/Federal Republic of Germany, Technical Cooperation Project No. 86.2546.9.
- Bézos A, Humler E. 2005. The  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  ratios of MORB glasses and their implications for mantle melting. *Geochim. Cosmochim., Acta* 69,711–25.
- Birgili, Ş., Erdem, B., Andiç, T., Şahan, Ş. ve Gültaşlı, Ö.F. (1988). *Büyük Karadoru, Küçük Karadoru, Aslan ve Karanfilli Krom Yatakları (Karaismailler-Acıpayam/Denizli) Maden Jeolojisi Raporu*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Rapor No. 8397 (yayınlanmamış).
- Birgili, Ş., Erdem, B., Şahan, Ş., Dilek, S. ve Karol, B. (bt). *Ilıkdere-Kaymakam (Köyceğiz/Muğla) Krom Ocakları ve Çevresinin Jeoloji Haritası-I*. Eti Elektrometalurji A.Ş. Tesisi (Fethiye/Muğla) Arşivi.

- Bizimis, M., Salters, V.J.M. ve Bonatti, E. (2000). Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotite. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chem. Geol.*, 165, 67-85.
- Bertrand, P. ve Merrier, J.-C.C. (1985). The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.
- Bochart, C., Ballhaus, C. ve Holzheid, A. (2004). Stabilities of laurite RuS<sub>2</sub> and monosulfide liquid solution at magmatic temperature. *Chem. Geol.*, 208, 265-271.
- Boyd, F. R. (1989). Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 15-26.
- Brandon, A.D., Draper, D.S. (1996). Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an example from Simcoe, Washington, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1739-49.
- Brenan, J.M. ve Andrews, D. (2001). High-temperature stability of laurite and Ru-Os-Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas. *Can. Mineral.*, 39, 341-360.
- Brey, G.P. ve Koehler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Bryndzia L.T., Wood B.J. (1990). Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and C-O-H volatile composition of the Earth's suboceanic mantle. *Am. J. Sci.*, 290, 1093-1116.
- Büchl, A., Brüggemann, G. ve Batanova, V.G. (2004). Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic



- compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Chem. Geol.*, 208, 217-232.
- Cabri, L.J. (1981). Nature and distribution of platinum-group elements deposits. *Episodes*, 2, 31-35.
- Cabri, L.J. (1992). The distribution of trace precious metals in minerals and mineral products. *Mineral. Mag.*, 56, 289-308.
- Cabri, L.J., Harris, D.C. ve Weiser, T.W. (1996). Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the World. *Exploration and Mining Geology*, 5(2), 73-167.
- Canil D., Virgo D. ve Scarfe C.M. (1990). Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104,453–62.
- 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.
- Collins, A.S. (1997). *Tectonic Evolution of the Lycian Taurides*. PhD thesis, University of Edinburgh, Edinburgh, UK.
- 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.
- Czamanske, G. ve Zientek, M. (1985). The Stillwater Complex, Montana: Geology and guide, Reprint 2002, *Montana Bureau of Mines and Geology: Special Publication*, 92, 396 p., 4 sheet(s).
- Dick, H.J.B. ve Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dick, H.J.B. ve Natland, J.H. (1996). Late-stage melt evolution and transport in shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In C. Mével, K. M. Gillis, J. F. Allan ve diğ. (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 147., (103-104).College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Dickey J.S. Jr., Yoder, H.S. Jr., Schairer, J.F. (1971). *Chromium in silicate-oxide systems*. Carnegie Institute of Washington Yearbook ,70, 118–122.
- Dickey, J.S. (1975). A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 1061-1074.
- Dixon, C.J. ve Pereira, J. (1974). Plate tectonics and mineralization in the Tethyan region. *Mineral. Deposita*, 9, 185-198.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., (1972). Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien: Un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne taurique. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, 123, 385-409.

- Dürr, S., (1975). *Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins SW-Anatolien und seine aquivalente in der mittleren Agäis*. Habilitationsschrift, Marburg/Lahn.
- Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. ve Seidel, E., (1978). The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In H. Cloos, D. Roeder, ve K. Schmidt, (Ed.), *Alps, Apennines. Schweizerbart'sche Verlagsbuch-handlung* (455-477), Stuttgart.
- Engin, T. ve Hirst, D.M. (1970). The Alpine chrome ores of the Andızlık-Zımparalık area, Fethiye, SW Turkey. *Mineral. Mag.*, 38, 76–82.
- Erdem, B., Birgili, Ş. ve İzmir, M. (1987). *Kazandere Krom Ocakları (Sultaniye-Köyceğiz/Muğla) ve Çevresinin Jeoloji Haritası (1/2000)*. Eti Elektrometalurji A.Ş. Tesisi (Fethiye/Muğla) Arşivi.
- 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.
- Frost, D.J. ve McCammon, C.A. (2008). The redox state of Earth's mantle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 389-420.
- 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., Zaccarini, F. ve Economou-Eliopoulos, M. (1999). Paragenesis and composition of laurite from chromitites of Othrys (Greece): implications for Os-Ru fractionation in ophiolitic upper-mantle of the Balkan peninsula. *Mineral. Deposita*, 34, 312-319.
- 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., Gonzales-Jimenez, J.M., Kerestedjian, T. ve Proenza, J.A. (2008). Origin of Ruthenian pentlandite by desulphurization reaction of laurite during alteration of ophiolite chromitites. *33<sup>rd</sup> International Geological Congress Abstracts CD, August 6-14<sup>th</sup> 2008, Oslo.*
- Gökçe, A. (2000). *Maden Yatakları*. (Yeniden düzenlenmiş 2. baskı). Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları, No: 59, Sivas.
- Görür, N. ve Okay, A.I. (1996). A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. *Geol. Rundsch*, 85, 662-668.
- Görür, N. ve Tüysüz, O. (2001). Cretaceous to Miocene palaeogeographic evolution of Turkey: Implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24 (2), 119-146.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkok, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidler'de Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler. *Geological Society of Turkey Bull.*, 26(1), 11-20.

Görür, N., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Sakıncı, M., Yiğitbaş, E., Akkok, R., Barka, A., Oktay, F.Y., Sarıca, N., Yalıtırak, C., Yılmaz, B., Ersoy, S., Elmas, A., Orçen, S., Ercan, T., Saroğlu, F. ve Akyürek, B. (1998). *Triassic to Miocene palaeogeographic atlas of Turkey*. MTA Enstitüsü (General Directorate of Mineral Research and Exploration) , Ankara.

Graciansky, P.C. DE (1967). Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne; relations avec les autres unités charriées *et al.* avec terrains autochtones (Province de Muğla, Turquie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 264, 2876–2879.

Graciansky, P.C. DE (1972). *Recherches géologiques dans le Taurus Lycien Occidental*. Thèse 1<sup>er</sup> gr., Univ. Paris-Sud Centre D'Orsay, 309 pp., (yayınlanmamış, Fransızca).

Grammatikopoulos, T.A., Kapsiotis, A., Zaccarini, F., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Garuti, G., 2007. Investigation of platinum-group minerals (PGM) from Pindos chromitites (Greece) using hydroseparation concentrates. *Minerals Engineering*, 20, 1170–1178.

Greenbaum, D. (1977). The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ. Geol.* , 72, 1175-1194.

Gutierrez-Narbona, R., Lorand, J.-P, Gervilla, F. ve Gros, M. (2003). New data on base metal mineralogy and platinum-group minerals in the Ojén chromitites (Serranía de Ronda, Betic Cordillera, southern Spain). *Neues. Jahrb. Mineral., Abh.*, 179, 143-173.

Haughton, D.R., Roeder, P. L. ve Skinner B.J. (1974). Solubility of sulphur in mafic magmas. *Econ. Geol.*, 69, 451-467.

- Hayward, A.B. ve Robertson, A.H.F. (1982). Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, southwest Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 68–75.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B. ve Hofman, A.W. (2001). Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites *Nature*, 410, p.677-681.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Hoppe, P. ve Hofmann, A. (2002). Garnet-field melting and late-stage re-equilibration in 'residual' abyssal peridotites from the Central Indian Ridge. *J. Petrol.*, 43, p.2305-2338.
- Hetzl, R. (1995). *The Alpine tectono-metamorphic evolution of the central Menderes Massif, southwestern Turkey*. Doktor der Naturwissenschaften Dissertation. Mainz.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 639–654.
- Hirose, K. ve Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 463-473.
- Ionov DA, Wood BJ. 1992. The oxidation state of subcontinental mantle: oxygen thermobarometry of mantle xenoliths from central Asia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 179–93.
- 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.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. ve Fiske, R. (1992). Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in The Izu-Ogasawara-Mariana forearc, LEG 125. In P. Fryer, J. A. Pearce and L. B. Stokking (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125* (445-485). College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, S., Shirasaka, M. ve Okrugin, M (2007). Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from Avacha volcano, southern Kamchatka. *J. Petrol.* , 48(2), 395-433.
- Jackson, E.D. (1969). Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex, Montana. In H.D.B. Wilson, (Ed.), *Magmatic Ore Deposits* (4,41-71), Econ. Geol. Monogr.

- Jacques, A.L. ve Green, D.H. (1980). Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287–310.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. ve Wanke, H. (1979). The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc 10<sup>th</sup> Lunar Planet Science Conf.*, 2031-2050.
- Johan, Z. (1986). Chromite deposits of New Caledonian ophiolite nappes. In W. Petrascheck, ve diğ.. (Ed.), *Chromites* (311-339), UNESCO's IGCP-197 Project "Metallogeny of Ophiolites" . Athens, Theophrastus.
- Johnson, K.T.M. ve Dick, H.J.B. (1992). Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 97, 9219 -9241.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. ve Shimizu, N. (1990). Melting in the oceanic upper mantle : an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661-2678.
- Kaaden, G. Van Der (1959). On the relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Bülteni (Ankara)*, 52, 1–14.
- 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. *J. Petrol.*, 31, 51-98.
- Kinloch, E.D. (1982). Regional trends in the platinum-group mineralogy of the critical zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Econ. Geol.*, 77, 1328-1247.



Koepke, J., Seidel, E. ve Kreuzer, H. (2002). Ophiolites on the southern Aegean Islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the eastern Mediterranean. *Lithos*, 65, 183-203.

Kozlu-Erdal, H. (2007). Rutil İçeren Kahramanmaraş Berit Metaofiyoliti kromititleri içerisinde belirlenen polifazlı Pd-Pt-Te mineralizasyonları hakkında kısa not. *MTA Dergisi*, 134, 59-64.

Kozlu-Erdal, H. ve Melcher, F. (2006a). First results on unusual platinum group element & mineral enrichments in the chromitites from the Berit metaophiolite (Maraş), south-eastern of Turkey. *Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21<sup>st</sup> Century*, 12<sup>th</sup>. *Quadrennial IAGOD Symposium, abs.*, p. 35.

Kozlu-Erdal, H. ve Melcher, F. (2006b). Berit Metaofiyolit Masifi (Maraş) kromititlerindeki sıradışı platin grubu element ve mineral zenginleşmesine ait ilk bulgular. *II. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Eskişehir Ozmangazi Üniversitesi Müh.-Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl., TÜBİTAK-BUTAL Bursa Test ve Analiz Laboratuvarı Bildiriler ve Özetler Kitapçığı*, s. 8 .

Kozlu-Erdal H. ve Melcher, F. (2007a). Mineralogy and geochemistry of platinum-group element enrichments in Berit (Maraş) chromitites, southeastern Turkey. *European Geosciences Union General Assembly, abs.*

Kozlu-Erdal H., ve Melcher, F. (2007b). Berit (Kahramanmaraş) metaofiyoliti kromititlerindeki platin grubu elementler ve mineral zenginleşmesinin jeokimyası, mineralojisi ve petrolojisi, Güneydoğu Türkiye. *60. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 16-22 Nisan 2007, Ankara, pp. 205-208 .

Kress VC, Carmichael ISE. 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contrib. Miner. Petrol.*, 108:82-92.

- Krishnarao, J.S.R. (1964). Native nickel-iron alloy, its mode of occurrence, distribution and origin. *Econ. Geol.*, 59, 443-448.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. ve Nicolas, A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.*, 23, 103-125.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Prinzhofer, A., Rabinowich, M. ve Routhier, P. (1980). Essai sur la genese des corps podiformes de chromitite dans les peridotites ophiolitiques. In A. Panayiotou, (Ed.), *Etude des chromites de Nouvelle-Caledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale* (691-701). Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp.
- Li, Chusi, Barnes, S.-J., Makovicky, E., Rose-Hansen, J. ve Makovicky, M., 1998. Partitioning of nickel, copper, iridium, rhenium, platinum and palladium between mono-sulfide solid solution and sulfide liquid: effects of composition and temperature. *Geochim. Comochim. Acta*, 60, 1231-1238.
- Li, Chusi, Naldrett, A.J., Coats, C.J.A., ve Johannessen, P., 1992. Platinum, palladium, gold, and copper-rich stringers at the Strathcona mine, Sudbury: their enrichment by fractionation of a sulfide liquid. *Econ. Geol.*, 87, 1584-1598.
- Lord, R.A., Prichard, H.M. ve Neary, C.R. (1994). magmatic PGE concentrations and hydrothermal upgrading in the Shetland ophiolite complex. *Trans. Inst. Min. Metal.*, B103, 87-162.
- Malitch K.N., Junk, S.A., Thalhammer, O.A.R., Melcher, F., Knauf, V.V., Pernicka, E. ve Stumpfl, E.F. (2003). Laurite and ruarsite from podiform chromitites at Kraubath and Hochgrössen, Austria: new insights from osmium isotopes. *Can. Mineral.*, 41, 331-352.
- Matsukage, K. ve Kubo, K. (2003). Chromian spinel during experiments of dry peridotite (KLB-1) at 1.0-2.5 GPa. *Am. Mineral.*, 88, 1271-1278.

- Maurel, C. (1984). Etude expérimentale de l'équilibre spinelle chromifère-liquide silicate basique. *Soc. fr. Minéral. Cristallogr., Congrès "Les spinelles" (Lille)*.
- Maurel, C. ve Maurel, P. (1982). Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bull. Minéral., 105*, 197-202.
- McInnes B.I.A., Gregoire M., Binns R.A., Herzig P.M. ve Hannington M.D. 2001. Hydrous metasomatism of oceanic subarc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett., 188*:169–83.
- McLaren, C.H. ve De Villiers, J.P.R. (1982). The platinum-group chemistry and mineralogy of the UG-2 chromitite layer of the Bushveld Complex. *Econ. Geol., 77*, 1348-1366.
- 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. *J. Petrol., 38*(10), 1419-1458.
- Milliotti, C.A. (1994). *Chromite and Platinum Mineralization at Morro Feio and Niquelandia, Brazil*. Ph. D. thesis, Univ. of Leoben, Leoben, Austria.
- Monod, O. (1977). *Recherches géologique dans le Taurus occidental au Sud de Beysehir (Turquie)*. Thèse, Univ. Paris-Sud (Orsay), 442 pp.
- Moutte, J. (1982). Chromite deposits of the Tiegabhi Ultramafic Massif, New Caledonia. *Econ. Geol., 77*, 576-591.
- MTA, Snia Techint, Rimin, ve Geoexpert (1991). *Geological and mining studies in western Turkey with particular reference to the production of precious and rare metals using hydrometallurgical processes*. Ankara, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA), Final Report, p. 200-288.

- Mungall, J.E. (2005). Magmatic geochemistry of the platinum-group elements. In J.E. Mungall, (Ed.), *Exploration for Platinum-Group Elements Deposits* (1-34). Short Course Series, 35. Mineralogical Association of Canada, Canada.
- Mysen, B.O. ve Kushiro, I. (1997). Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in upper mantle. *Am. Mineral*, 62, 843–856.
- Nakamura, Y. ve Kushiro, J. (1974). *Composition of the gas phase in Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at 15 kbar*. Carnegie Institution of Washington Yearbook, 73, 255-258.
- Naldrett, A.J. (1981). Platinum-group element deposits. In L.J.Cabri (Ed.), *PGE Mineralogy, geology, recovery* (197-231). Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol., 23.
- Naldrett, A.J. ve Duke, J.M. (1980). Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, 1417-1428.
- Naldrett, A.J., Pesseran, A., Asif, M. ve Li, C., (1994). Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE bodies. In P.C. Lightfoot ve A.J. Naldrett, (Ed.) *The Sudbury-Noril'sk Symposium Ontario Geol. Surv., Spec. Publ., 5*, (133-143).
- 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.
- Neary, C.R. ve Prichard, H.M. (1985). Molybdenum mineralization on Unst, Shetland Isles. *Scott. J. Geol.*, 21, 197-204.
- Nicolas, A. (1989). *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 367p.

- 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., Poirier, J. P. (1976). *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley Interscience Publ., London, 444p.
- 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 déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. *Tectonophysics*, 14, 143-171.
- Nixon, G.T., Cabri, L.J. ve Laflamme, J.H.G. (1990). Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia. *Can. Mineral.*, 28, 503-535.
- Noller, J.S. ve Carter, B. (1986). The origin of various types of chromite schlieren in the Trinity peridotite, Klamath Mountains, California. In B. Carter, M.K.R Chowdhury, S. Jankovic, A.A. Marakushev, L. Morten, V.V. Onikhimovksy, G. Raade, G. Rocci, ve S.S. Augustithis (Ed.), *Metallogy of Basic and Ultrabasic Rocks (regional presentations)* (151-178). Theophrastus, Athens, Greece.
- Okay, A.I. (1989). Geology of the Menderes Massif and the Lycien Nappes south of Denizli, western Taurides. *Mineral Research Exploration Bulletin (Ankara)*, 109, 37-51.
- O'Neill, H.St.C. (1991). The origin of the moon and early history of the earth. A chemical model, part 2. The Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1159-1172.

- O'Neill, H.St.C. ve Wall, V.J. (1987). The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. *Journal of Petrology*, 28, 1169-1191.
- 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.
- Özkaya, I. (1990). Origin of the allochthons in the Lycian belt southwest Turkey. *Tectonophysics*, 177, 367–379.
- Özkaya, I. 1991. Evolution of a Tertiary volcanogenic trough in S. W. Turkey -The Alakaya Basins of the Lycien Belt. *Geologische Rundschau*, 80, 657-668.
- Özoktay, M., Yücesan, O. ve Çelik, M. (1979). *Dikmen Jeoloji Haritası (1/1000)*. Eti Elektrometalurji A.Ş. Tesisi (Fethiye/Muğla) Arşivi.
- Özoktay, M., Çelik, M. ve Yücesan, O. (1981). *Kesmelik-Harmancık-Dikmen Kromit Ocakları Çevresi Jeoloji Haritası (1/5000)*. Eti Elektrometalurji A.Ş. Tesisi (Fethiye/Muğla) Arşivi.
- 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.
- Page, N.J., Engin, T. ve Haffty, J. (1979). *Palladium, platinum, and rhodium concentrations in mafic and ultramafic rocks from Kızıldağ and Guleman areas, Turkey, and the Faryab and Esfandagheh-Abdasht areas, Iran*. U.S. Geological Survey Open File Report, 79-840, 15p.

- Page, N.J., Engin, T., Singer, D.A. ve Haffty, J. (1984): Distribution of platinum-group elements in the Batı Kef chromite deposit, Guleman-Elazığ area, Eastern Turkey. *Economic Geology*, 79, 177-184.
- Paktunç, A.D. (1990). Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geol. Rev.*, 5, 211-222.
- Pan, P. ve Wood, S.A. (1994). Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions, II. Results at 200° to 350°C and saturated vapour pressure. *Mineral. Deposita*, 29, 373-390.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Johnson, K.T.M. ve Ingram, G. (1992). Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc. In P. Fryer, J. A. Pearce and L. B. Stokking (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125* (487-506) . College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Parkinson I.J., Arculus R.J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chem. Geol.*, 160: 409-423.
- Parkinson I.J., 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 of Petrology*, 39 (9): 1577–1618.
- Parkinson, I.J., Arculus, R.J. ve Eggins, S.M. (2003). Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles Island Arcs. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146, 241-262.
- 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. Petrol.*, 139, 36-53.

- Peck, D.C, Keays, R.R. ve Ford, R.J. (1992). Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: evidence from western Tasmania. *Austral. Jour. Earth Sci.*, 39, 373-387.
- Pedersen, R.B., Johannesen, G.M. ve Boyd, R. (1993). Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, central Norway. *Econ. Geol.*, 88, 782-803.
- Peretti, A., Dubessy, J., Mullis, J., Frost, B.R. ve Trommsdorff, V. (1992). Highly reducing conditions during Alpine metamorphism of the Malenco peridotite (Sondrio, northern Italy) indicated by mineral paragenesis and H<sub>2</sub> in fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 329-340.
- Piccardo G.B., Zanetti A. ve Müntener O., 2007. Melt/peridotite interaction in the southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94: 181-209.
- Poisson, A. (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)*. Thèse, Univ. Paris-Sud (Orsay), 394 pp.
- Prichard, H.M., Neary, C.R. ve Potts, P.J. (1986) Platinum group minerals in the Shetland ophiolite. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary ve H.M. Prichard, (Ed.), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks Institution of Mining and Metallurgy* (395-414). London, U.K.
- Rammlmair, D. (1986). Chromite in Philippines: Its relationship to the tectonic setting of the host ophiolites: Examples from Zambales and Palawan, In W. Petrascheck, ve diğ.. (Ed.), *Chromites* (199-228). UNESCO's IGCP-197 Project "Metallogeny of Ophiolites" . Athens, Theophrastus.
- Roberts, S. (1988). Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon? *Econ. Geol.*, 83, 1034-1036.



- 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. 1993. Mesozoic–Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, southwest Turkey. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 20: 415–465.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data-evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific ve Technical, Essex, UK.
- Ross, K. ve Elthon, D. (1997). Extreme incompatible trace-element depletion of diopside in residual mantle from south of the Kane F.Z. In J. A. Karson, M. Cannat D. J. Miller ve diğ. (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 153* (277-284). College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Sendir, H. ve Sariiz, K. (2005). Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) yöresi kromitlerinde ve peridotitik yan kayaçlarında platin grubu element dağılımlarının incelenmesi . *Geosound Yerbilimleri*, 46, 61-81.
- Sinton, J.J. (1976). Compositional relationships of Fe-Ni alloy and coexisting phases in serpentinite, Red Mountain, New Zealand. *Mineral. Mag.*, 40, 792-794.
- Spangenberg, K. (1943). Die chromerzlagerstätte von Tampadel am Zobten. *Zeitschrift für praktische Geologie*, 51, 13-36.
- 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 A. D. Saunders ve M. J. Norry (Ed.), *Geological Society Special Publication 42 Magmatism in the Ocean Basins* (312-345). London : Geological Society.

Suhr G., Edwards J.E., 2000. Contrasting mantle sequences exposed in the Lewis Hill massif: evidence for early, arc-related history of the Bay of Islands ophiolite. *Geol. Soc. of Am. Spec. Paper*, 349: 433-442.

Sümerman, K. (2005). Denizli ili Acıpayam ilçesi İR 1683 No'lu Ruhsat Sahasında Güneşlikuyu-Gemideresi-Atıcı Krom Ocakları ve Çevresinin Maden Jeolojisi Raporu., pp. 19.

Stockman, H.W. ve Hlava, P.F. (1984). Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.*, 79, 491-508.

Şenel, Y.M. (1991). Palaeocene-Eocene sediments interbedded with volcanics within the Lycian Nappes: Faralya Formation. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, 113, 1-14.

Şenel, Y.M., Selçuk, H., Bilgin, Z.R., Şen, A.M., Karaman, T., Dinçer, M.A., Durukan, E., Arbas, A., Örcen, S. ve Bilgi, C. (1989). *Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve Dolayının Jeolojisi*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Report No. 9429 (yayınlanmamış).

Şenel, M. (1997a). *1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:1 Fethiye-L7 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 17 pp.

Şenel, M. (1997b). *1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:2 Fethiye-L8 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 17 pp.

Şenel, M. (1997c). *1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:3 Fethiye-L9 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 17 pp.

Şenel, M., ve Bilgin, Z.R. (1997). *1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:19 Marmaris-L6 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 17 pp.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Talkington, R.W. ve Watkinson, D.H. (1986). Whole rock platinum-group element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary ve H.M. Prichard, (Ed.), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks Institution of Mining and Metallurgy* (427-440), London, U.K.
- Tarkian, M., Economou-Eliopoulos, M. ve Eliopoulos, D.G. (1992). Platinum-group minerals and tetraauricupride in ophiolitic rocks of Skyros Island, Greece. *Mineral. Petrol.*, 47, 55-66.
- Tarkian, M., Economou-Eliopoulos, M., Sambanis, G., 1996. Platinum-group minerals in chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 4, 145–160.
- Taylor, W.R. (1998). An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 172, 381-408.
- Thayer, T.P. (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observation on the Guleman-Soridag 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 differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits. *Econ. Geol.*, 4, 132-146.

- Torres-Ruiz, J., Garuti, G., Gazzotti, M., Gervilla, F. ve Fenoll Hach-Ali, P. (1996). Platinum-group minerals in chromitites from the Ojen Iherzolite massif (Serrania de Ronda, Beltic Cordillera, southern Spain). *Mineral. Petrol.*, 56, 25-50.
- 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. Metal.*, B109, 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. *International Geology Review*, 48, 241-254.
- Uysal, İ., Sadıklar, M. B., Tarkian, M., Karşlı, O. ve Aydın, F. (2005). Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineral. Petrol.*, 83, 219-242.
- Uysal, İ., Tarkian, M., Sadıklar, M. B. ve Şen., C. (2007). Platinum-group-element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, Northeastern Turkey. *Can. Mineral.*, 45, 355-377.
- Uysal, İ., Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Tarkian, M., Bernhardt, H.J. Sadıklar, M.B. (2007). Kahramanmaraş (Güneydoğu Türkiye) ofiyolitik kromititlerinin platin grubu mineral (PGM) parajenezleri ve Re-Os izotopik bileşimleri . Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 16-22 Nisan 2007, Ankara, pp. 215-218.
- Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karşlı, O., Tarkian, M., Sadıklar M.B. ve Ottley, C.J. (2007). Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey. *Can. Mineral.*, 45, 1471-1493.
- Von Gruenewaldt, G. (1987). *Platinum-group element deposits in layered intrusions and models for their formation*. Lecture Notes, University of Pretoria, 48p.

- 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.
- Wells, P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, U.K.
- Witt-Eickschen, G.E. ve Seck, H.A. (1991). Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 431-439.
- Wood BJ, Virgo D. 1989. Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of lherzolite spinels by  $^{57}\text{Fe}$  Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 53:1227–91.
- 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.
- Woodland A.B., Kornprobst J., McPherson E., Bodinier J-L. ve Menzies M.A. 1996. Metasomatic interactions in the lithospheric mantle. Petrologic evidence from the Lherz massif, French Pyrenees. *Chem. Geol.*, 134:83–112.
- Woodland A.B., Kornprobst J., Tabit A. 2006. Ferric iron in orogenic lherzolite massifs and controls of oxygen fugacity in the upper mantle. *Lithos*, 89:222–41.
- Woodland A.B., Kornprobst J., Wood B.J. 1992. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. *J. Petrol.*, 33:203–30.

- Yaman, S., Ohnenstetter, M. (1991): Distribution of platinum-group elements of chromite deposits within ultramafic zone of Mersin ophiolite (south Turkey). *Bulletin of the Geological Congress of Turkey*, 6, 253-261.
- Yılmaz, 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*, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, ISBN 3-7281-2425-7.
- Zaccarini, F., Pushkarev, E.V., Fershtater, G.B. ve Garuti, G. (2004). Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite-gabbro complex, southern Urals, Russia. *Can. Mineral.*, 42, 545-562.
- Zaccarini, F., Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F. ve Garuti, G. (2005). Platinum-group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico): implications for post magmatic modification. *Mineral. Petrol.*, 84, 147-168.
- Zanetti A., D'Antonio M., Spadea P., Raffone N., Vanucci R. and Brugeir O., 2006. Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) Forearc. *Ofioliti*: 31(2): 189-206.
- Zhou, M.-F., Robinson, P. T. ve Bai, W.-J. (1994). Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita*, 29, 98-101.
- 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., Robinson, P. T. (1997). Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Econ. Geol.*, 92, 259-262.

**EK-1 – ÇALIŞMA ALANINDAN ALINAN  
KROMİTİT VE YAN KAYAÇ ÖRNEKLERİNİN  
TÜM KAYAÇ ANALİZLERİ**

	<i>ILIK2</i>	<i>ILIK3</i>	<i>ILIK12</i>	<i>ILIK1</i>	<i>KAY3</i>	<i>KAY5</i>	<i>SIV13</i>	<i>SIV14</i>
	<i>do</i>	<i>do</i>	<i>hr</i>	<i>du</i>	<i>hr</i>	<i>du</i>	<i>do</i>	<i>do</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pd</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ir</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Os</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Rh</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ru</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Au</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	48,89	48,68	38,23	38,3	41,83	35,72	42,13	47,4
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,17	15,37	0,8	0,52	1,01	0,57	15,92	15,36
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	11,08	11,42	6,92	6,6	8,57	7,67	11,71	9,81
<i>CaO</i>	9,67	9,12	0,49	0,27	1,01	0,39	12,8	10,93
<i>MgO</i>	6,46	6,44	39,88	38,88	38,35	41,49	8,17	8
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3,34	3,69	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	1,1	2,71
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,1	0,18	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,09	0,22
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,01	0,01	0,27	0,31	0,36	0,33	0,01	0,02
<i>TiO<sub>2</sub></i>	1,35	1,4	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	1,43	1,09
<i>MnO</i>	0,18	0,18	0,09	0,09	0,12	0,1	0,19	0,16
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,09	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,07
<i>SrO</i>	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02
<i>BaO</i>	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<a0,01	0,01
<i>LOI</i>	2,7	2,92	11,45	13,5	7,01	12,5	5,44	3,66
<i>Total</i>	99,07	99,54	98,15	98,4	98,29	98,79	99,11	99,45
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	0,02	0,03	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
<i>Al</i>	4,08	4,21	0,18	0,17	0,1	0,11	5,55	4,73
<i>As</i>	1,2	0,01	<0,01	<0,01	<0,1	<0,01	0,1	0,2
<i>Au</i>	<0,02	<0,2	<0,02	<0,02	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	0,14	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,2	0,11
<i>Bi</i>	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Ca</i>	2,06	1,95	0,11	0,09	0,06	0,1	3,78	2,57
<i>Cd</i>	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,09	0,07
<i>Ce</i>	3,2	3,29	0,03	0,04	0,03	0,06	3,48	2,99
<i>Co</i>	12,9	15	90,6	97,7	96,5	99,2	21,7	18,5
<i>Cr</i>	8	7	328	362	220	90	20	26
<i>Cs</i>	0,09	0,33	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,16
<i>Cu</i>	32,6	63,4	2,5	2,5	13,3	13,2	65	81,8
<i>Fe</i>	1,93	2,04	4,68	4,59	5,34	5,41	3,03	2,21
<i>Ga</i>	7,53	8,1	0,26	0,3	0,21	0,23	6,6	7,74
<i>Ge</i>	0,11	0,12	0,17	321	0,19	0,19	0,18	0,1
<i>Hf</i>	0,13	0,2	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,3	0,12
<i>Hg</i>	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
<i>In</i>	0,009	0,013	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,014	0,01
<i>K</i>	0,02	0,04	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03
<i>La</i>	1,1	1,1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,2	1
<i>Li</i>	6,5	10,5	1,1	3,6	0,4	0,8	23,9	3,3
<i>Mg</i>	0,62	0,77	19,6	19,6	17,4	21,6	2,17	1,36





	<i>SIV9</i> <i>du</i>	<i>SIV14H</i> <i>hr</i>	<i>YOL19</i> <i>prx</i>	<i>SP3</i> <i>prx</i>	<i>SIV19</i> <i>prx</i>	<i>YOL21</i> <i>prx</i>	<i>KAY10</i> <i>n-m chr</i>	<i>A-20</i> <i>n-d chr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	-	-	19	2	45	6	6	2
<i>Pd</i>	-	-	8	3	36	6	5	5
<i>Ir</i>	-	-	2	2	19	2	241	12
<i>Os</i>	-	-	2	2	19	5	255	14
<i>Rh</i>	-	-	2	2	7	2	14	3
<i>Ru</i>	-	-	11	2	30	10	116	27
<i>Au</i>	-	-	10	9	7	14	5	10
<i>wt%</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	35,45	41,63	52,76	54,11	52,39	45,35	2,75	27,5
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,06	0,84	1,67	0,79	1,41	1,11	12,1	6,67
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	7,09	7,71	6,46	6,14	6,28	4,47	13,8	9,61
<i>CaO</i>	0,06	0,67	1,88	0,97	1,15	5,19	0,1	0,05
<i>MgO</i>	40,91	38,85	32,63	33,16	33,98	32,64	17,27	34,96
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,23	0,05	<0,01
<i>K<sub>2</sub>O</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,38	0,4	0,83	0,54	0,62	2,83	51,04	14,01
<i>TiO<sub>2</sub></i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,021	<0,01	0,01	0,18	0,03
<i>MnO</i>	0,09	0,11	0,13	0,12	0,12	0,06	0,5	0,19
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>SrO</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>BaO</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	14,15	8,54	2,57	2,55	2,81	6,32	1,59	5,16
<i>Total</i>	98,2	98,77	98,96	98,39	98,78	98,23	99,41	98,19
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Al</i>	<0,01	0,11	0,08	0,03	0,07	0,02	0,22	0,08
<i>As</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>Ca</i>	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,07	0,01
<i>Cd</i>	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,01	<0,01	<0,01
<i>Ce</i>	0,05	0,03	0,12	0,02	0,12	0,08	<0,02	<0,02
<i>Co</i>	112,5	90,2	40,4	36	43,1	48,3	26,3	83,7
<i>Cr</i>	10	327	267	210	330	323	979	163
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,063	<0,05
<i>Cu</i>	3,1	3,6	2,7	3,3	48,1	8,2	1,8	2,2
<i>Fe</i>	5,16	4,39	1,02	0,89	1,18	2,06	0,43	3,09
<i>Ga</i>	0,12	0,26	0,22	0,11	0,16	0,14	0,29	0,26
<i>Ge</i>	0,22	0,18	0,06	0,05	0,08	0,2	<0,05	21
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	<0,01	0,01	0,01	0,15	0,12	0,12	0,05	0,04
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	0,4	0,7	2,3	3,3	2,3	1,2	2,1	0,6
<i>Mg</i>	21,2	16,55	4,21	3,29	4,8	11,6	1,83	16,15



	<i>KAY6</i>	<i>KAZ10</i>	<i>ILK13</i>	<i>KAZ5</i>	<i>KESER5</i>	<i>SIV6</i>	<i>HAR6</i>	<i>KAYO</i>
	<i>d chr</i>	<i>n chr</i>	<i>m chr</i>	<i>n-d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	5	2	2	2	3	4	3	2
<i>Pd</i>	3	3	4	4	6	3	3	4
<i>Ir</i>	94	23	62	34	42	73	131	83
<i>Os</i>	103	18	80	22	53	102	148	93
<i>Rh</i>	9	5	7	7	6	9	9	10
<i>Ru</i>	121	52	84	64	67	163	93	108
<i>Au</i>	5	5	5	5	5	5	5	5
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	10,26	18,31	3,33	13,28	12,02	3,29	9,77	5,29
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	11,31	9,87	15,7	11,43	10,31	18,06	9,41	13,42
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,83	11,03	16,45	13,39	14,87	17,75	13,81	14,56
<i>CaO</i>	0,14	0,15	0,13	0,13	4,08	0,65	0,21	0,02
<i>MgO</i>	21,09	24,16	16,38	21,27	15,33	14,47	21,08	18,76
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,08	0,02	0,05	0,04	0,29	0,05	0,06	0,04
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,01	<0,01
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	35,46	27,45	45,73	34,09	42,52	44,22	42,45	44,11
<i>TiO<sub>2</sub></i>	<0,01	0,12	0,09	0,07	0,08	0,04	0,03	0,18
<i>MnO</i>	0,42	0,26	0,46	0,34	0,46	0,49	0,42	0,41
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01
<i>SrO</i>	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>BaO</i>	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	5,22	6,96	1,51	4,78	-0,09	0,87	2,69	1,75
<i>Total</i>	99,88	98,35	99,88	98,84	99,96	99,93	99,96	98,56
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,07
<i>Al</i>	0,07	0,06	0,13	0,02	0,07	0,11	0,08	0,12
<i>As</i>	<0,1	0,3	0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
<i>Ca</i>	0,01	0,02	0,05	0,03	0,08	0,06	0,03	0,01
<i>Cd</i>	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
<i>Ce</i>	<0,02	0,05	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,03	0,03
<i>Co</i>	24	44,3	43,1	29,3	23,4	44,7	66,2	36,7
<i>Cr</i>	1380	373	1170	250	471	903	475	673
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Cu</i>	3,3	13,2	1,1	12	1,9	0,8	3,4	3,7
<i>Fe</i>	0,81	1,53	0,48	1	0,13	0,87	0,39	0,29
<i>Ga</i>	0,33	0,14	0,23	0,11	0,14	0,13	0,29	0,21
<i>Ge</i>	0,09	0,14	<0,05	0,12	<0,05	<0,05	0,09	<0,05
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	0,11	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,09	<0,01
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	0,2	0,1	0,4	0,1	1,2	0,9	0,6	0,6
<i>Mg</i>	6,61	9,09	1,6	6,51	0,74	0,68	5,59	3,71



	<i>SP1</i> <i>n chr</i>	<i>ROZY6</i> <i>m chr</i>	<i>YOL15</i> <i>d chr+prx</i>	<i>DIK4</i> <i>m chr</i>	<i>ILK10</i> <i>m chr</i>	<i>BP</i> <i>m chr+prx</i>	<i>IN8</i> <i>d chr</i>	<i>ASL2</i> <i>d chr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	5	3	6	5	4	3	4	2
<i>Pd</i>	5	5	10	4	3	4	7	3
<i>Ir</i>	36	37	35	191	103	63	55	31
<i>Os</i>	38	71	32	163	109	72	65	40
<i>Rh</i>	12	4	8	14	9	7	7	4
<i>Ru</i>	64	54	69	117	92	71	59	38
<i>Au</i>	5	5	9	6	5	5	6	5
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	9,93	11,09	14,83	4,2	2,66	7,42	13,57	19,04
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	7,65	13,87	8,36	9,98	14,86	14,23	11,03	10,58
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	16,28	14,62	14,06	13,68	15,11	15,23	12,99	11,17
<i>CaO</i>	0,04	0,01	0,88	0,04	0,14	1,38	0,26	0,05
<i>MgO</i>	18,5	19,51	21,42	18,04	14,83	14,64	22,24	23,82
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,03	0,04	0,06	0,05	0,05	0,25	0,04	0,01
<i>K<sub>2</sub>O</i>	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	42,48	36,2	36,73	50,32	50,77	44,44	34,43	27,26
<i>TiO<sub>2</sub></i>	<0,01	<0,01	0,01	0,08	0,18	0,05	0,15	0,09
<i>MnO</i>	0,43	0,37	0,34	0,43	0,42	0,43	0,38	0,28
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01
<i>SrO</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
<i>BaO</i>	0,03	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	3,12	4,09	1,95	3	0,88	0,77	4,74	7,62
<i>Total</i>	98,51	99,8	98,67	99,87	99,95	98,91	99,86	99,94
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Al</i>	0,02	0,18	0,07	0,38	0,07	0,12	0,03	0,04
<i>As</i>	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02
<i>Ca</i>	0,03	0,01	0,01	0,01	0,06	0,08	0,04	0,02
<i>Cd</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
<i>Ce</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	0,02
<i>Co</i>	24,2	29,2	35,4	16,1	44,8	12,2	32	34,3
<i>Cr</i>	330	738	437	2240	1130	910	312	498
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Cu</i>	3,7	2,4	1,6	0,9	13,4	0,2	7,8	5,4
<i>Fe</i>	0,75	1,31	0,91	1,17	0,45	0,41	1,13	1,23
<i>Ga</i>	0,15	0,68	0,58	0,59	0,13	<0,05	0,21	0,14
<i>Ge</i>	0,07	0,08	0,06	0,06	<0,05	<0,05	0,11	0,12
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	0,07
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	0,3	0,6	0,7	0,5	0,7	0,3	0,4	<0,1
<i>Mg</i>	5,31	5,43	6,34	2,85	1,08	0,83	8,01	9,48



	<i>HAR5</i>	<i>FK</i>	<i>BP2</i>	<i>SIV3</i>	<i>DK2</i>	<i>ASL3</i>	<i>YOL28</i>	<i>SP2</i>
	<i>m chr</i>	<i>n-o chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>o chr</i>	<i>d chr</i>	<i>d chr+prx</i>	<i>m chr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	4	4	2	2	4	2	7	2
<i>Pd</i>	4	5	8	4	4	5	7	6
<i>Ir</i>	146	9	27	74	10	29	26	56
<i>Os</i>	156	7	32	98	8	32	22	59
<i>Rh</i>	11	5	7	7	4	4	9	9
<i>Ru</i>	105	35	53	156	34	29	72	98
<i>Au</i>	5	10	5	5	5	5	5	5
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	1,39	21,63	9,96	3,34	21,38	19,65	9,5	4,44
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	10,99	5,8	11,06	18,8	7,1	10,95	7,34	10,93
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	16,91	11,6	13,25	17,23	11,35	11,43	18,01	14,96
<i>CaO</i>	0,25	0,03	0,17	0,55	0,13	0,05	0,33	0,02
<i>MgO</i>	15,02	26,68	19,54	15,24	28,65	21,08	17,38	17,3
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,1	<0,01	0,06	0,06	0,03	0,02	0,06	0,05
<i>K<sub>2</sub>O</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	55,05	26,16	43,02	42,89	22,45	25,62	46,05	49,52
<i>TiO<sub>2</sub></i>	<0,01	0,03	0,01	0,11	0,1	0,12	0,01	0,06
<i>MnO</i>	0,53	0,29	0,43	0,46	0,27	0,28	0,5	0,46
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
<i>SrO</i>	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>BaO</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	-0,43	7,5	2,28	0,9	8,39	7,69	0,75	129
<i>Total</i>	99,85	99,74	99,83	99,71	99,86	99,91	99,97	99,04
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Al</i>	0,04	0,02	0,04	0,18	0,02	0,09	0,07	0,09
<i>As</i>	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Ca</i>	0,01	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	<0,01	0,01
<i>Cd</i>	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
<i>Ce</i>	<0,02	0,03	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Co</i>	29,7	56	31,5	32,7	66	27	40,6	40
<i>Cr</i>	728	253	386	1220	204	547	641	745
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Cu</i>	1,5	2,5	2,7	0,5	3,4	4,3	0,8	1,4
<i>Fe</i>	0,13	2,17	0,52	0,82	2,27	1,29	0,69	0,43
<i>Ga</i>	0,09	0,14	0,14	0,13	0,12	0,29	0,33	0,46
<i>Ge</i>	<0,05	0,16	0,07	<0,05	0,13	0,12	<0,05	<0,05
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	0,1	0,2	0,6	2,5	0,4	0,3	0,7	0,5
<i>Mg</i>	0,32	12,1	4,48	1	13,2	9,69	4,38	2,28





	<i>ROZP4</i>	<i>DK1CA</i>	<i>DK1CB</i>	<i>DK1CC</i>	<i>HAR9</i>	<i>HAR1</i>	<i>BUL2b</i>	<i>BUL2a</i>
	<i>n chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>du w/s</i>	<i>du</i>	<i>hr</i>	<i>hr</i>	<i>du-hr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	2	31	1830	171	-	-	-	-
<i>Pd</i>	3	58	1815	288	-	-	-	-
<i>Ir</i>	66	70	216	45	-	-	-	-
<i>Os</i>	98	65	97	64	-	-	-	-
<i>Rh</i>	7	7	42	10	-	-	-	-
<i>Ru</i>	77	62	145	28	-	-	-	-
<i>Au</i>	5	5	30	25	-	-	-	-
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	12,04	18,58	8,18	35,13	37,4	43,05	39,91	39,8
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	9,99	6,29	9,59	0,6	0,19	0,96	0,41	0,45
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,31	13,25	16,87	8,83	7,8	8,98	9,1	8,84
<i>CaO</i>	0,23	0,18	0,08	0,2	0,25	1,21	0,42	0,43
<i>MgO</i>	21,55	25,4	17,1	41,6	41,2	39,53	37,87	38,38
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,04	0,01	0,05	<0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
<i>K<sub>2</sub>O</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,04	0,04	0,04
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	37,81	26,99	42,46	2,43	0,427	0,389	0,318	0,411
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,07	<0,01	0,07	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>MnO</i>	0,4	0,31	0,44	0,11	0,09	0,11	0,1	0,1
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03
<i>SrO</i>	0,01	0,01	0,01	<0,01	-	-	-	-
<i>BaO</i>	0,01	0,01	0,01	<0,01	-	-	-	-
<i>LOI</i>	2,39	7,85	3,75	9,94	12,2	5,4	11,5	11,2
<i>Total</i>	99,88	98,89	98,64	98,86	99,99	100	100	99,99
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	<0,01	<0,01	0,03	0,33	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Al</i>	0,03	0,03	0,04	<0,01	-	-	-	-
<i>As</i>	<0,1	0,4	1,3	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,2	<0,5	<0,05	0,5
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	-	-	-	-
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	3,7	<0,5	<0,5	2,1
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<1	<1	<1	<1
<i>Bi</i>	<0,01	<0,01	0,03	0,04	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Ca</i>	0,05	0,08	0,04	0,08	-	-	-	-
<i>Cd</i>	0,01	<0,01	0,01	0,08	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Ce</i>	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Co</i>	59	15,2	76,7	139	107,5	111,2	117	117,7
<i>Cr</i>	454	299	621	66	-	-	-	-
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Cu</i>	3,1	8,6	28,9	1850	9,9	20,6	3,5	6,5
<i>Fe</i>	1,05	1,59	0,85	5,02	-	-	-	-
<i>Ga</i>	0,19	<0,05	0,16	0,1	0,8	1,3	0,8	0,9
<i>Ge</i>	0,09	<0,05	0,1	0,28	-	-	-	-
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	1,2	<0,5	0,5	<0,5
<i>Hg</i>	<0,01	0,03	<0,01	0,04	<0,1	0,01	0,01	<0,01
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	-	-	-	-
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	-	-
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Li</i>	0,5	<0,1	0,1	0,7	-	-	-	-
<i>Mg</i>	7	10,95	5	22	-	-	-	-

	<i>ROZP4</i>	<i>DK1CA</i>	<i>DK1CB</i>	<i>DK1CC</i>	<i>HAR-9</i>	<i>HAR1</i>	<i>BUL2b</i>	<i>BUL2a</i>
	<i>n chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>du w/s</i>	<i>du</i>	<i>hr</i>	<i>hr</i>	<i>du-hr</i>
<i>ppm</i>								
<i>Mn</i>	122	225	124	694	-	-	-	-
<i>Mo</i>	0,11	0,05	0,24	0,45	0,01	0,01	0,01	<0,1
<i>Na</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	-	-	-	-
<i>Nb</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Ni</i>	1130	1800	3330	6160	2735,2	2244,1	2520,2	2354,9
<i>P</i>	<10	<10	<10	<10	-	-	-	-
<i>Pb</i>	<0,32	<0,2	<0,2	<0,2	0,5	0,2	0,4	0,5
<i>Rb</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Re</i>	0,003	<0,001	0,002	0,012	-	-	-	-
<i>S (%)</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,31	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Sb</i>	<0,05	<0,05	0,16	<0,05	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Sc</i>	2	0,8	1,2	5,7	3	10	6	6
<i>Se</i>	<0,2	<0,2	<0,2	3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Sn</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<2	<1	<1	<1	<1
<i>Sr</i>	0,6	0,6	0,8	0,8	<0,5	<0,5	1,1	0,6
<i>Ta</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Te</i>	<0,01	0,03	0,56	1,14	-	-	-	-
<i>Th</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Ti</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Tl</i>	0,03	<0,02	0,02	<0,02	-	-	-	-
<i>U</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>V</i>	<1	<1	<1	<1	17	47	23	25
<i>W</i>	320	36,8	370	52,7	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
<i>Y</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,2	0,3	0,1	<0,1
<i>Zn</i>	<2	<2	<2	10	23	25	34	30
<i>Zr</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1
<i>Pr</i>	-	-	-	-	0,02	<0,2	0,02	<0,02
<i>Nd</i>	-	-	-	-	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
<i>Sm</i>	-	-	-	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Eu</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Gd</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Tb</i>	-	-	-	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Dy</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Ho</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Er</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Tm</i>	-	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Yb</i>	-	-	-	-	<0,05	0,1	0,05	<0,05
<i>Lu</i>	-	-	-	-	0,01	0,05	<0,01	<0,01







	<i>HAR2</i>	<i>YOL13</i>	<i>ROZY3</i>	<i>KSR6</i>	<i>DO2</i>	<i>DO4</i>	<i>KAZI7</i>	<i>KAZ8</i>
	<i>hr</i>	<i>hr</i>	<i>du</i>	<i>du</i>	<i>do</i>	<i>do</i>	<i>hr</i>	<i>du</i>
<i>ppm</i>								
<i>Mn</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Mo</i>	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	0,1
<i>Na</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nb</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	1,1	<0,5	<0,5
<i>Ni</i>	2049,7	2544,3	2664	2584,7	36	172,5	2250,4	3179,1
<i>P</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pb</i>	0,2	0,3	0,3	0,2	0,9	0,5	0,2	0,2
<i>Rb</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,3	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Re</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>S (%)</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
<i>Sb</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Sc</i>	11	8	7	4	37	33	8	4
<i>Se</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Sn</i>	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Sr</i>	<0,5	0,5	0,8	<0,5	187	42,4	<0,5	1,8
<i>Ta</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Te</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Th</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
<i>Ti</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Tl</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>U</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1
<i>V</i>	50	32	22	12	399	3275	35	14
<i>W</i>	0,1	0,1	114,7	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
<i>Y</i>	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	37,5	37,2	<0,1	0,2
<i>Zn</i>	23	31	25	26	33	18	27	19
<i>Zr</i>	<0,5	1	<0,5	<0,5	86,2	86,7	<0,5	<0,5
<i>Pr</i>	<0,02	0,04	0,02	<0,02	1,78	1,77	<0,02	<0,02
<i>Nd</i>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	10,2	10,3	<0,4	<0,4
<i>Sm</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	3,8	3,5	<0,1	<0,1
<i>Eu</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,31	1,33	<0,5	<0,5
<i>Gd</i>	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	5	4,93	<0,05	<0,05
<i>Tb</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,95	0,97	<0,01	<0,01
<i>Dy</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	5	4,93	<0,05	<0,05
<i>Ho</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,29	1,3	<0,05	<0,05
<i>Er</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	3,83	3,82	<0,05	<0,05
<i>Tm</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,57	0,6	<0,05	<0,05
<i>Yb</i>	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	3,63	3,71	<0,05	0,07
<i>Lu</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,59	0,58	<0,01	<0,01

	<i>INI16</i>	<i>EG2A</i>	<i>EMS7</i>	<i>EEP3</i>	<i>KPIB</i>	<i>GIA</i>	<i>CAM2B</i>	<i>CAM4</i>
	<i>hr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>
<i>ppb</i>								
<i>Pt</i>	-	11	9	27	19	14	10	31
<i>Pd</i>	-	11	8	13	14	10	6	13
<i>Ir</i>	-	58	83	94	81	43	72	94
<i>Os</i>	-	76	141	120	117	54	129	152
<i>Rh</i>	-	6	8	9	8	8	8	13
<i>Ru</i>	-	55	75	83	64	61	66	76
<i>Au</i>	-	81	25	13	10	7	6	6
<i>wt %</i>								
<i>SiO<sub>2</sub></i>	42,3	19,09	6,56	15,15	14,73	16,26	9,57	10,13
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,25	8,17	14,65	10,71	16,04	11,62	13,1	13,01
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	8,84	12,37	14,9	16,72	13,02	13,27	14,26	13,86
<i>CaO</i>	0,36	0,1	0,03	0,31	4,16	0,04	0,23	0,03
<i>MgO</i>	39,91	27,26	20,01	20,83	18,42	22,02	20,96	21,57
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,01	0,1	0,11	0,1	0,4	0,06	0,1	0,09
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,04	0,06	0,02	0,02	0,08	0,03	0,01	0,02
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,402	24,67	40,14	34,13	28,07	30,65	37,29	35,91
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,01	0,06	0,22	0,08	0,08	0,1	0,08	0,19
<i>MnO</i>	0,11	0,31	0,42	0,46	0,35	0,36	0,36	0,39
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,01	0,022	0,011	0,013	0,012	0,011	0,007	0,012
<i>SrO</i>	-	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
<i>BaO</i>	-	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	7,5	7,6	2,68	1,37	3,45	5,35	3,71	4,06
<i>Total</i>	100	99,83	99,77	99,91	98,83	99,78	99,68	99,28
<i>ppm</i>								
<i>Ag</i>	<0,1	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01
<i>Al</i>	-	0,15	0,21	0,04	1,05	0,17	0,16	0,74
<i>As</i>	<0,5	0,1	0,3	<0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
<i>Au</i>	<0,05	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	-	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	1,2	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10
<i>Be</i>	<1	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	<0,1	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
<i>Ca</i>	-	0,08	0,01	0,04	1,42	0,02	0,09	0,01
<i>Cd</i>	<0,1	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03
<i>Ce</i>	<0,5	0,05	0,08	0,04	0,04	0,02	0,02	0,15
<i>Co</i>	113,4	40,7	2	9	3,3	24,2	14,6	2,2
<i>Cr</i>	-	387	1005	302	1685	482	741	4170
<i>Cs</i>	<0,1	<0,05	<0,05	<0,05	0,22	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Cu</i>	4,4	6,3	2,1	5,2	4,3	3,8	1,4	7,7
<i>Fe</i>	-	1,6	1,21	0,99	0,95	1,28	1,3	1,09
<i>Ga</i>	0,5	0,43	0,58	0,15	0,79	0,46	0,45	1,57
<i>Ge</i>	-	0,11	0,05	0,06	0,05	0,08	0,06	0,07
<i>Hf</i>	<0,5	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	0,01	0,1	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,07	<0,01
<i>In</i>	-	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	-	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01
<i>La</i>	<0,5	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	-	0,2	0,1	0,5	10,7	0,2	0,9	0,3
<i>Mg</i>	-	11,9	4,2	5,36	3,41	7,43	5,33	5,6



	<i>INI16</i>	<i>EG2A</i>	<i>EMS7</i>	<i>EEP3</i>	<i>KPIB</i>	<i>GIA</i>	<i>CAM2B</i>	<i>CAM4</i>
	<i>hr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>d chr</i>	<i>m chr</i>	<i>m chr</i>
<i>ppm</i>								
<i>Mn</i>	-	196	69	104	70	140	71	47
<i>Mo</i>	<0,1	0,28	0,26	0,32	0,16	0,2	0,14	0,21
<i>Na</i>	-	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,01
<i>Nb</i>	<0,5	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Ni</i>	2317,7	1715	814	880	402	1160	721	995
<i>P</i>	-	<10	<10	10	<10	10	<10	<10
<i>Pb</i>	0,4	0,3	0,6	0,2	0,5	0,2	0,2	1
<i>Rb</i>	<0,5	<0,1	0,1	<0,1	1,8	0,1	0,1	0,1
<i>Re</i>	-	0,001	0,001	<0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
<i>S (%)</i>	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Sb</i>	<0,1	0,08	0,14	0,07	0,1	0,05	0,07	0,06
<i>Sc</i>	8	2,3	1,2	1,6	3,8	1,8	1,8	2,1
<i>Se</i>	<0,5	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Sn</i>	<1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Sr</i>	1,1	1	1	0,4	1	0,5	1,1	1,4
<i>Ta</i>	<0,1	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Te</i>	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Th</i>	<0,1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Ti</i>	<0,1	<0,005	<0,005	<0,005	0,006	<0,005	<0,005	<0,005
<i>Tl</i>	-	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>U</i>	<0,1	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>V</i>	27	3	4	2	21	3	6	10
<i>W</i>	<0,1	140	0,44	4,7	0,18	119	113	1,97
<i>Y</i>	<0,1	<0,05	<0,05	<0,05	0,32	<0,05	<0,05	0,08
<i>Zn</i>	33	3	2	2	<2	2	<2	3
<i>Zr</i>	<0,5	<0,05	0,6	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Pr</i>	<0,02	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nd</i>	<0,4	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sm</i>	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eu</i>	<0,5	-	-	-	-	-	-	-
<i>Gd</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tb</i>	<0,01	-	-	-	-	-	-	-
<i>Dy</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ho</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Er</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tm</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Yb</i>	<0,05	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lu</i>	<0,01	-	-	-	-	-	-	-

	<i>TM1</i> <i>m chr</i>	<i>KM1</i> <i>m chr</i>	<i>AK2A</i> <i>m chr</i>	<i>GD3A</i> <i>m-d chr</i>	<i>BO2A</i> <i>m chr</i>	<i>KPB2A</i> <i>manyezit</i>	<i>KPB2B</i> <i>prx+amp+chr+hz brc</i>
<i>ppb</i>							
<i>Pt</i>	40	11	20	27	15	11	47
<i>Pd</i>	15	8	15	14	16	7	7
<i>Ir</i>	83	137	103	97	59	<2	114
<i>Os</i>	128	126	146	189	65	<2	111
<i>Rh</i>	16	8	9	11	10	<2	20
<i>Ru</i>	111	78	134	72	99	<2	199
<i>Au</i>	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5
<i>wt %</i>							
<i>SiO<sub>2</sub></i>	5,15	11,5	4,57	12,28	7,14	24,38	45,27
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	11,99	10,36	16,49	10,33	20,84	21,05	6,41
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,01	11,51	14,1	10,66	13,03	0,25	6,89
<i>CaO</i>	1,1	0,06	0,16	0,03	0,08	29,56	4,49
<i>MgO</i>	16,29	25,07	18,21	24,42	19,25	4,75	27,28
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,13	0,05	0,14	0,03	0,1	0,05	0,42
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,09
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	48,65	35,59	43	34,05	36,23	0,02	3,85
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,13	0,19	0,16	0,18	0,13	0,03	0,12
<i>MnO</i>	0,48	0,31	0,48	0,38	0,38	<0,01	0,12
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	<0,001	0,014
<i>SrO</i>	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
<i>BaO</i>	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	0,41	4,99	1,63	7,1	2,66	19,65	4,72
<i>Total</i>	99,38	99,66	98,98	99,49	99,88	99,79	99,68
<i>ppm</i>							
<i>Ag</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Al</i>	0,3	0,08	0,31	0,13	0,87	12,05	1,4
<i>As</i>	0,2	<0,1	2,3	<0,1	0,3	<2	0,3
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10
<i>Be</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05
<i>Bi</i>	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>Ca</i>	0,11	0,04	0,04	0,02	0,03	19,3	1,32
<i>Cd</i>	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>Ce</i>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,07	0,02
<i>Co</i>	21,9	11,9	24,2	6,1	6,9	0,7	13
<i>Cr</i>	2200	492	1480	1100	1565	9	819
<i>Cs</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,11
<i>Cu</i>	1,8	4,4	1,5	2,5	2,6	1,1	7,7
<i>Fe</i>	0,57	0,88	1,15	2,46	1,05	0,11	1,25
<i>Ga</i>	0,91	0,26	0,69	0,35	1,16	1,61	1,78
<i>Ge</i>	<0,05	0,08	<0,05	0,09	<0,05	0,06	0,06
<i>Hf</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02
<i>Hg</i>	0,12	<0,01	0,13	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
<i>In</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
<i>K</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03
<i>La</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	1,5	0,1	0,6	0,2	0,4	2,7	23,5
<i>Mg</i>	2,06	8,15	2,43	8,27	3,7	2,82	4,41

	<i>TM1</i> <i>m chr</i>	<i>KM1</i> <i>m chr</i>	<i>AK2A</i> <i>m chr</i>	<i>GD3A</i> <i>m-d chr</i>	<i>BO2A</i> <i>m chr</i>	<i>KPB2A</i> <i>manyazit</i>	<i>KPB2B</i> <i>prx+amp+chr+hzbrc</i>
<i>Mn</i>	56	93	108	195	104	19	207
<i>Mo</i>	0,1	0,27	0,11	0,2	0,16	0,05	0,15
<i>Na</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,04	0,04
<i>Nb</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Ni</i>	312	1305	403	1290	631	5,7	215
<i>P</i>	<10	10	<10	10	10	<10	<10
<i>Pb</i>	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,7	0,4
<i>Rb</i>	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	1,2
<i>Re</i>	0,002	<0,001	0,002	0,002	<0,001	<0,001	<0,001
<i>S (%)</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<i>Sb</i>	0,07	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,07
<i>Sc</i>	1,2	1,5	1,1	2	1,6	0,9	6
<i>Se</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Sn</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Sr</i>	1,3	0,3	0,9	3,3	0,8	14,4	1,3
<i>Ta</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>Te</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
<i>Th</i>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<i>Ti</i>	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,006
<i>Tl</i>	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>U</i>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
<i>V</i>	8	1	7	6	10	2	25
<i>W</i>	184,5	1,34	202	0,94	41,8	0,77	2,14
<i>Y</i>	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,11	0,35
<i>Zn</i>	3	2	2	3	3	<2	5
<i>Zr</i>	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Pr</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nd</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sm</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eu</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Gd</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tb</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Dy</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ho</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Er</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tm</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Yb</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lu</i>	-	-	-	-	-	-	-

	<i>EDO1</i>	<i>CAM2A</i>	<i>EMS5</i>
	<i>do</i>	<i>du</i>	<i>hz</i>
<i>ppb</i>			
<i>Pt</i>	-	-	-
<i>Pd</i>	-	-	-
<i>Ir</i>	-	-	-
<i>Os</i>	-	-	-
<i>Rh</i>	-	-	-
<i>Ru</i>	-	-	-
<i>Au</i>	-	-	-
<i>wt %</i>			
<i>SiO<sub>2</sub></i>	47,76	35,11	40,14
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,25	0,23	0,39
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	12,77	6,73	8,21
<i>CaO</i>	8,56	0,1	0,49
<i>MgO</i>	5,39	41,01	42,61
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4,26	<0,01	0,01
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,3	0,01	0,02
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,03	0,47	0,43
<i>TiO<sub>2</sub></i>	1,69	0,01	<0,01
<i>MnO</i>	0,2	0,08	0,12
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,133	0,008	0,007
<i>SrO</i>	0,01	<0,01	<0,01
<i>BaO</i>	0,01	<0,01	<0,01
<i>LOI</i>	3,39	16,1	7,48
<i>Total</i>	99,75	99,85	99,9
<i>ppm</i>			
<i>Ag</i>	0,02	0,07	0,03
<i>Al</i>	4,12	0,04	0,05
<i>As</i>	0,3	<0,1	<0,1
<i>Au</i>	<0,2	<0,2	<0,2
<i>B</i>	<10	<10	<10
<i>Ba</i>	10	<10	<10
<i>Be</i>	0,12	<0,05	<0,05
<i>Bi</i>	0,01	<0,01	<0,01
<i>Ca</i>	1,98	0,05	0,07
<i>Cd</i>	0,14	0,01	0,01
<i>Ce</i>	6,61	0,03	0,05
<i>Co</i>	19,4	82,1	91,3
<i>Cr</i>	10	111	108
<i>Cs</i>	0,16	<0,05	<0,05
<i>Cu</i>	47,6	3,1	24,5
<i>Fe</i>	4,22	4,09	4,53
<i>Ga</i>	9,4	0,22	0,17
<i>Ge</i>	0,13	0,18	0,18
<i>Hf</i>	0,18	<0,02	<0,02
<i>Hg</i>	<0,01	0,02	<0,01
<i>In</i>	0,01	<0,005	<0,005
<i>K</i>	0,02	<0,01	0,01
<i>La</i>	2,8	<0,2	<0,2
<i>Li</i>	5,1	0,5	0,9
<i>Mg</i>	0,99	19,75	18,5

	<i>EDO1</i>	<i>CAM2A</i>	<i>EMS5</i>	<i>Açıklamalar:</i>
	<i>do</i>	<i>du</i>	<i>hz</i>	
<i>Mn</i>	397	519	662	<i>do:</i> dolerit
<i>Mo</i>	0,36	0,12	0,18	<i>hr:</i> harzburjit
<i>Na</i>	1,41	0,01	0,02	<i>du:</i> dünit
<i>Nb</i>	0,06	<0,05	<0,05	<i>du-hr:</i> dünitik harzburjit
<i>Ni</i>	42,6	2220	1950	<i>prx:</i> piroksenit
<i>P</i>	590	<10	<10	<i>d chr:</i> dissemine kromitit
<i>Pb</i>	1,1	0,5	0,4	<i>n chr:</i> nodüler kromitit
<i>Rb</i>	1,6	<0,1	0,1	<i>m chr:</i> msaif kromitit
<i>Re</i>	0,001	<0,001	<0,001	<i>o chr:</i> orbiküler kromitit
<i>S (%)</i>	<0,01	<0,01	0,01	<i>prx+amp+chr+hz brc:</i> piroksen, amfibol, kromit ve harzburjit
<i>Sb</i>	0,05	<0,05	<0,05	breşi içeren fay dolgusu
<i>Sc</i>	4	5,3	9,4	<i>du w/s:</i> sülfid içerikli dünit
<i>Se</i>	<0,2	<0,2	<0,2	
<i>Sn</i>	0,3	<0,2	<0,2	
<i>Sr</i>	34	0,5	0,2	
<i>Ta</i>	<0,01	<0,01	<0,01	
<i>Te</i>	<0,01	0,01	0,02	
<i>Th</i>	0,5	<0,2	<0,2	
<i>Ti</i>	0,445	<0,005	<0,005	
<i>Tl</i>	<0,02	<0,02	<0,02	
<i>U</i>	0,08	<0,05	<0,05	
<i>V</i>	189	3	5	
<i>W</i>	0,2	7,4	0,05	
<i>Y</i>	10,6	<0,05	0,05	
<i>Zn</i>	60	9	23	
<i>Zr</i>	8,3	<0,5	<0,5	
<i>Pr</i>	-	-	-	
<i>Nd</i>	-	-	-	
<i>Sm</i>	-	-	-	
<i>Eu</i>	-	-	-	
<i>Gd</i>	-	-	-	
<i>Tb</i>	-	-	-	
<i>Dy</i>	-	-	-	
<i>Ho</i>	-	-	-	
<i>Er</i>	-	-	-	
<i>Tm</i>	-	-	-	
<i>Yb</i>	-	-	-	
<i>Lu</i>	-	-	-	