

ANDIZLIK – ZIMPARALIK (MUĞLA) CİVARINDAKİ KROMİTLERİN VE BAZİK DAYKLARIN KÖKENİ

H. Alim BARAN ve Hulusi KARGI

Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kınıklı -DENİZLİ

Makalenin Geliş Tarihi: 09.12.2004

ÖZET: Bu çalışmada arazi gözlemleri, mikroskop çalışmaları ve kimyasal analizler yardımıyla Andızlık-Zımparalık bölgesindeki kromit ve bazik daykların kökeni araştırılmıştır. Bölgedeki ultramafik kayalar tektonit karakterli olup, harzburjit hakim litolojik birimdir. Dünitler harzburjitelere oranla daha az gözlenirken kromit yataklarının bulunduğu yerlerde onları saran bir zarf şeklinde gözlenmektedir. Çalışma alanında yaygın olarak gözlenen dolerit daykları ve piroksenit daykları ise bu birimleri kesmektedir. Kromitler saçınımlı, benekli, katmansı ve masif karakterli olup, harzburjitten masif karakterli kromite doğru saçınımlı-benekli-masif kromit şeklinde bir dizilim sunarlar. Katmansı kromitlerin genel konumları K 50°-70° B doğrultulu ve 60°-70° GB eğimlidir. İnceleme alanındaki dolerit ve piroksenit dayklarının genel konumları birbirine paralel olup 50°-70° B doğrultulu ve 80°-85° KD ya eğimlidirler. Düşük K içeriğine (%0,07- 0,34) ve düşük Nb içeriğine (1,1- 4,4 ppm) sahip dolerit daykları jeokimyasal olarak toleyitik karakterli olup, ayırtman diyagramlarında N tipi MORB'dan ziyade yitim alanlarında yer almaktadır. Piroksenit daykları ise genellikle kromitlere eşlik etmektedir. Andızlık-Zımparalık bölgesinde kromit yataklarının yoğun olarak bulunması, kromitlerin yüksek krom içeriğine sahip olmaları, kromitlere eşlik eden piroksenit dayklarının bulunması ve dolerit dayklarının yitim kökenli olması, bölge kromitlerinin ada yayı ortamında kayaç-eriyik etkileşimiyle oluşmuş podiform kromitler olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Kromit, dolerit daykları, ofiyolit, Andızlık-Zımparalık.

The Origin of Chromites and Basic Dikes Around Andızlık – Zımparalık (Muğla)

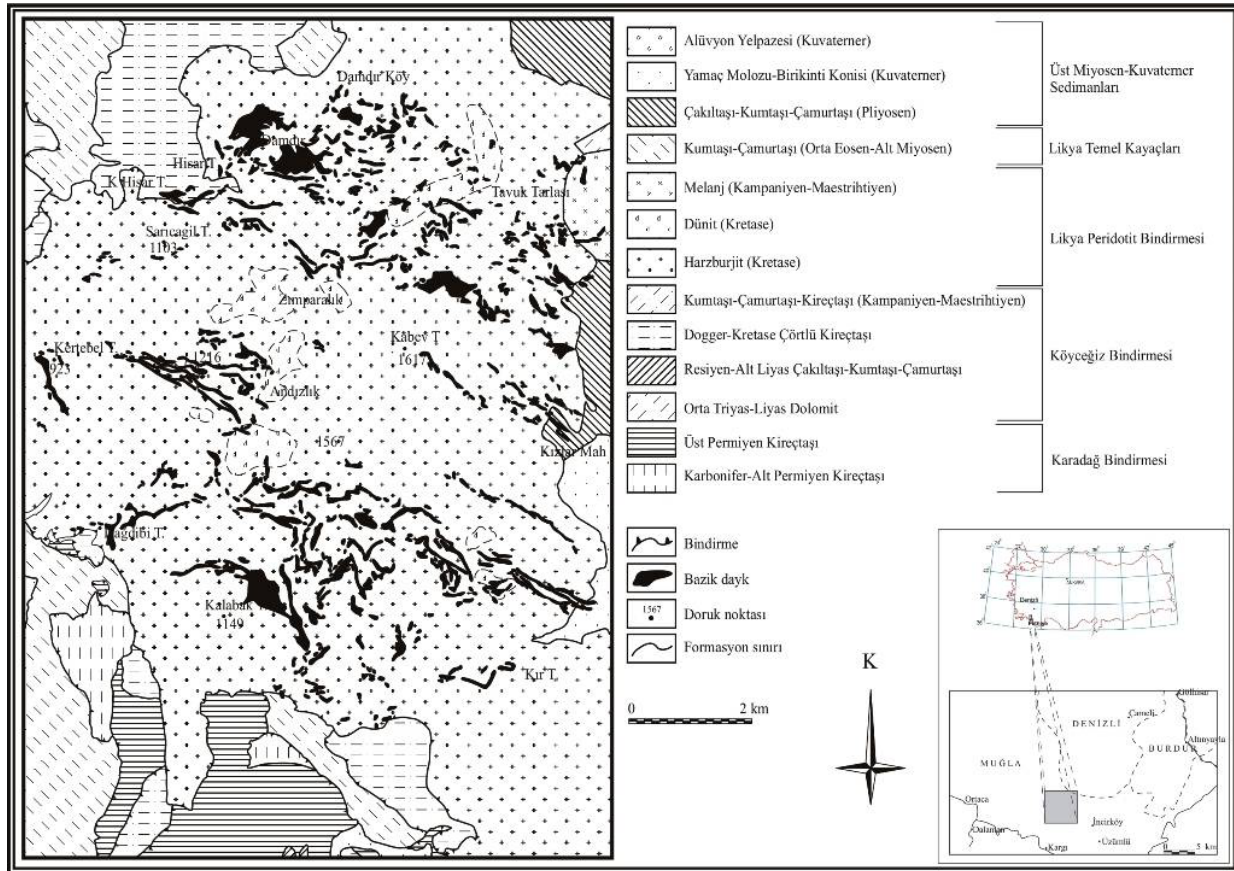
ABSTRACT: In this study, origin of chromite and dolerite dikes in the Andızlık-Zımparalık region was investigated by field observations, microscopic studies and chemical analyses. The ultramafic rocks in the region are tectonites and harzburgite is the dominant lithological unit. Dunite crops around out less than harzburgite. It appears as an envelope chromite deposit if it exists. Basic dikes widespreadly observed in the study area and pyroxenite dikes crosscut these units. Chromites are disseminated, spotted, layered and massive in character and present a serie from harzburgites to massive chromite in the sequence of disseminated-spotted and massive chromite. Layered chromites have a general strike of N 50°-70° W and a dip of 60°-70° SW. General setting of the dolerite and pyroxenite dikes in the study area are parallel to eachother having strike of N 50°-70° W and dip of 80°-85° NE. Dolerit dikes having low K content (0,07%- 0,34) and low Nb content (1,1- 4,4 ppm) are geochemically toleitic in character and plot on subduction fields rather than N-MORB in the discriminating diagrams. Pyroxenites dikes usually accompany to chromites. Presence of intense chromite deposits in the Andızlık-Zımparalık region, high chromium contents of chromites, pyroxenite dikes occurrences accompanying to chromites, being subduction related origin of dolerite dikes show that podiform chromites of the region formed in a island-arc environment by rock-melt interaction.

Key Words: Chromite, dolerite dikes, ophiolite, Andızlık-Zımparalık.

GİRİŞ

Çalışma alanı 1/25 000 ölçekli Fethiye O22-a1 paftasında, Fethiye'nin 40km kadar kuzeyinde, Gürleyik Köyü'nün kuzeydoğusunda kalan yaklaşık 100km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1). Andızlık-Zımparalık bölgesi çok sayıda kromit yatağına ev sahipliği yaparak Türkiye'nin kromit potansiyel alanları içerisinde ilk sıralarda yer almaktadır. Bölgedeki kromit yatakları çok uzun yıllardan beri işletilmekte olup, bölge jeolojisi eskiden beri araştırmacıların ilgisini çekmiştir (Colin, 1962; Brunn ve diğ., 1970; Bremmer, 1971; Engin, 1972; Brunn, 1974; Poisson, 1977, 1984; Ersoy, 1990, 1991; Collins ve Robertson, 1998; Baran, 2003). Önceki araştırmacılar tarafından jeolojisi ayrıntılı bir şekilde incelenen bölge, son yıllarda gerek ofiyolitlerin kümülatlarını oluşturan magma konusundaki gelişmeler (Benn ve diğ., 1988; Gudmundsson, 1990; Bédard ve

Constantin, 1991; Bédard, 1993; Boudier ve diğ., 1996; Kelemen, ve diğ., 1997, Beyarslan ve Bingöl, 1999) gerekse kromit oluşum ortamı konusundaki gelişmeler (Arai ve Yurimoto, 1994; Stowe, 1994; Zhou ve Robinson, 1997) ışığında yeniden ele alınmıştır. Bu amaçla özellikle bazik daykların yaygın olarak gözlemlendiği ve büyük kromit cevherleşmelerinin bulunduğu O22-a1 paftası seçilmiş ve bu paftanın jeolojisi kromitlerin kökenine odaklanarak ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Bu kapsamda önce bölge 1/25 000'lik jeoloji haritası (MTA, 2002) revize edilerek peridotitler ayrıntılı olarak haritalanmış, sonra 95 adet kayaç örneğinin ince kesitleri ve 27 adet kromit örneğinin parlak kesitleri hazırlanarak mikroskop altında incelenmiş ve daha sonra bazik dayklarının jeokimyasal analizi yapılarak kromitlerin kökeni araştırılmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Baran, 2003; MTA, 2002).

Figure 1. Geological map of the study area (Baran, 2003; MTA, 2002).

İNCELEME ALANININ STRATİGRAFİSİ VE PETROGRAFİSİ

İnceleme alanı en altta Likya temel kayaları, bunların üzerinde birbirleriyle tektonik dokanaklı olan Karadağ Bindirmesi, Köyceğiz bindirmesi ve Likya Peridotit bindirmesi ve bütün birimleri uyumsuz olarak örten Üst Miyosen-Kuvaterner yaşlı sedimanlarından meydana gelmiştir (Collins ve Robertson, 1998) (Şekil 1, 2). İnceleme alanında gözlenen birimler aşağıda özetlenmiştir:

| ZAMAN | FORMASYON | LİTOLOJİ | AÇIKLAMALAR |
|-----------------------------|--------------------------------|----------|--|
| Kuvaterner | | | Alüvyon yelpazesi Yamaç molozu |
| Üst Miyosen Pliyosen | Çameli | | Çakıltaş-Kumtaşı-Çamurtaşı ardalanması |
| Üst Jura - Alt Kretase | Üçköprü Peridotit Masifi | | Melanj Tektonik Dokanak Dünitik kılflarla sarılı kromit kütleleri, harzburjit ve dünitleri kesen dolerit ve piroksenit bileşimli mafik dayklar gözlenen Harzburjit |
| Orta Triyas- Üst Kretase | Köyceğiz Bindirmesi | | Kumtaşı-Çamurtaşı-Kireçtaşı ardalanması Çörtlü Kireçtaşı Çakıltaş-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması Tektonik Dokanak |
| Karbonifer- Üst Permiyen | Karadağ Bindirmesi | | Dolomit Kireçtaşı Tektonik Dokanak |
| Orta Eosen- Alt Miyosen | Likya Temel Kayaçları | | Kumtaşı-Çamurtaşı Tektonik Dokanak |

Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Collins ve Robertson, 1998).

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the study area (Collins and Robertson, 1998).

Likya Temel Kayaçları

Bu birim Graciansky (1968) tarafından Otokton, Ersoy (1990) tarafından Alt Tektonik Dilim olarak adlandırılırken Collins ve Robertson (1998) tarafından Likya Temel Kayaçları olarak tanımlanmıştır. Birim Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlıdır. Birim altta kireçtaşlarıyla başlayıp üste doğru kırıntılı kayaçların hakim olduğu bir litolojiye sahiptir. İnceleme alanında bu temel kayaçların üst kısmına ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanması

gözlenmektedir. Formasyon rengi kirli yeşil ve gri renklerde olup belli zonlarda kırmızı ton hakimdir.

Karadağ Bindirmesi

Graciansky'nin (1968) Karadağ serisi ve Ersoy'un (1990) Üst Tektonik Diliminin bir kısmı, Collins ve Robertson'ın (1998) Karadağ Bindirmesiyle özdeş birimlerdir. Bu birim Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı biyoklastik karakterli kireçtaşlarından oluşmaktadır ve inceleme alanının güneybatısında yüzlek vermektedir.

Köyceğiz Bindirmesi

Collins ve Robertson (1998) tarafından Köyceğiz bindirmesi olarak tanımlanan birim Graciansky (1968) tarafından tanımlanmış Haticeana Dağ serisi ve Ersoy (1990) tarafından tanımlanmış Üst Tektonik Dilim ile benzerlikler göstermektedir. Birim çalışma alanında kalınlığı birkaç metreyi geçmeyen dolomitler, çakıltaş-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, çörtlü kireçtaşı ve kumtaşı - çamurtaşı - kireçtaşı ardalanmalarından oluşur ve Orta Triyas-Üst Kretase yaş aralığında oluşmuştur (Graciansky, 1968).

Likya Peridotit Bindirmesi

Collins ve Robertson (1998) tarafından Likya Peridotit Bindirmesi olarak tanımlanan birim, Graciansky (1968) tarafından Üçköprü Peridotit Masifi, Ersoy (1990) tarafından tanımlanan Dolukızlar Ofiyoliti ile özdeştir. Bu birim, tektonitler (harzburjit, dünit), bunları kesen bazik dayklardan ve podiform kromit kütlelerinden oluşmaktadır.

Harzburjitler

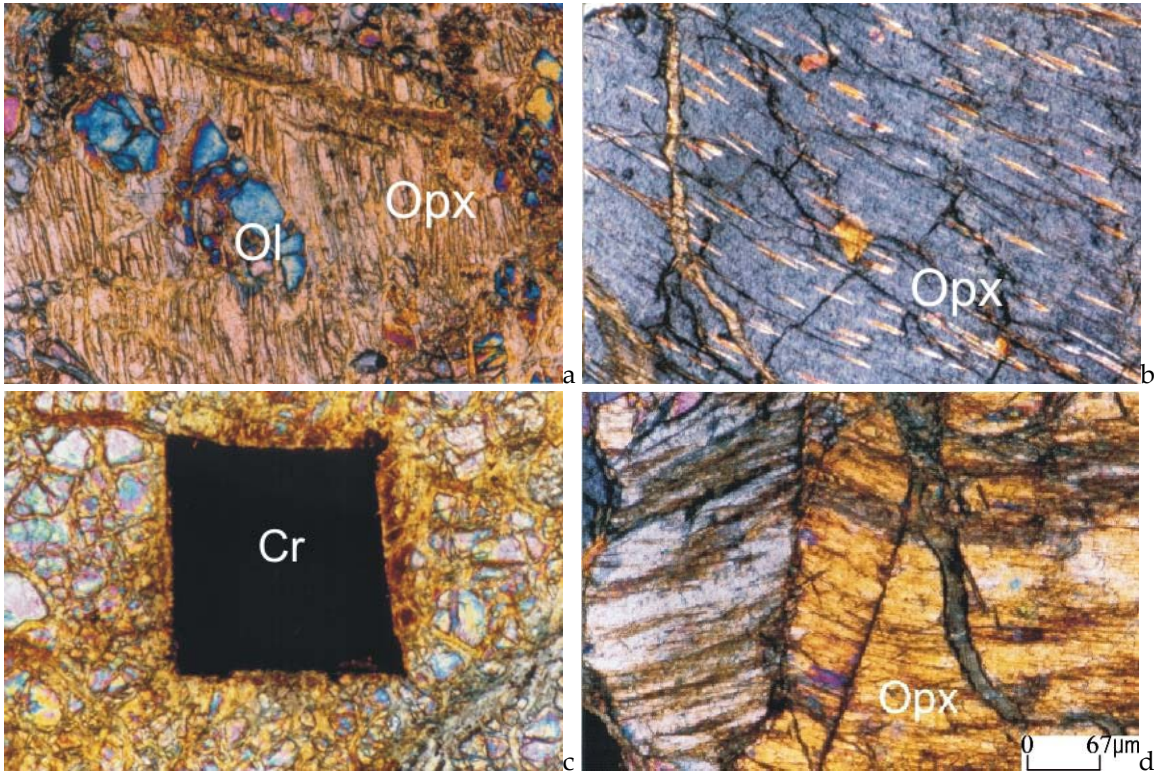
İnceleme alanındaki peridotitlerde yaygın olarak gözlenen kayaç türü harzburjittir ve inceleme alanının önemli bir kısmını oluştururlar. Dünitlerin mostra verdiği birkaç lokasyon dışında peridotitlerin görüldüğü hemen her yerde mostra veren litolojik birimdir. Arazide kırmızımsı turuncu-turuncumsu sarı renklerle temsil edilirler. İnce kesitlerinde zaman

zaman magmatik folyasyonla karakterize olan tektonit dokusunu görmek mümkündür (Şekil 3d). Ortopirosenlerin en azından bir kısmının olivin-magma etkileşimi ile oluştuğu ortopirosenler içerisindeki kalıntı olivinlerden (Şekil 3a) ve bu oluşumun yüksek basınç altında olduğu ortopirosen içerisindeki klinopirosen eksolüsyon lamellerinden anlaşılmaktadır (Şekil 3b). Harzburjitler içerisinde yer yer öz şekilli kromitlere (Şekil 3c) ve ikincil manyetitlere rastlanmaktadır. Diğer yaygın olarak gözlenen ikincil mineraller ise klinoklor türü klorit ve bastitlerdir.

Dünitler

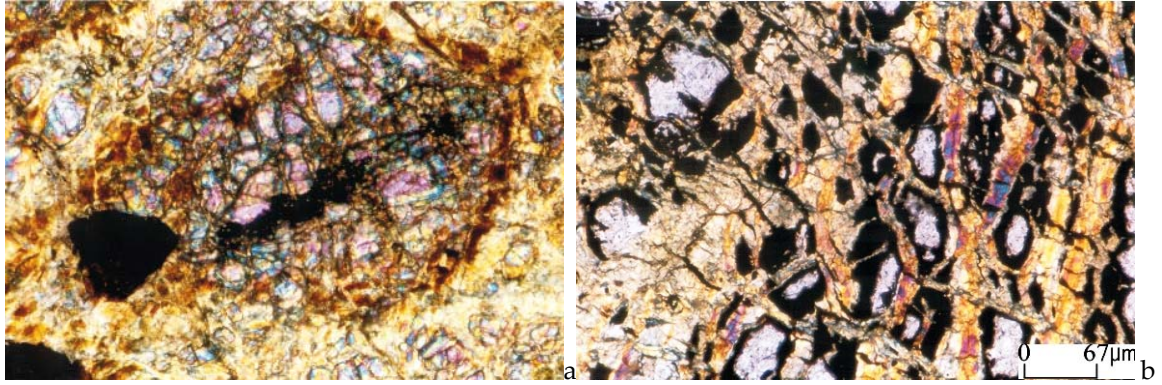
İnceleme alanında harzburjitlere oranla daha az bulunan dünitler, Andızlık-Zımparalık kromit sahasında, Eren Sırtı, Karataş tepe, Topuklubaş

Sırtı, Ericek Sırtı ve Tavuktarlası damları mevkiinde mostra vermektedir. Dünitler, tektonitler içerisinde kalınlığı değişkenlik sunan bant veya mercekler ve genellikle kromit yataklarının bulunduğu bölgelerde kromit kütlelerini saran kılıf şeklindedirler. Dünitlerin ayrıntılı olarak haritalanması, harzburjitlerle dünitler arasındaki sınırın keskin değil geçişli olduğunu göstermiştir. Dünitler harzburjitlere nazaran daha yumuşak bir topografyaya sahiptirler. Mikroskobik incelemeler yaygın serpantinleşme sonucu elek dokusunun hakim doku olduğunu göstermiştir. Yapılan incelemeler sonucunda, olivin + ortopirosen (çoğunlukla bastitleşmiş) + serpantin mineralleri + kromit + manyetit (serpantinleşmiş kısımlar içinde) ± klorit minerallerinin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 4).



Şekil 3. Harzburjitlerin ince kesit görünüşleri, a) iri olivin kapanımı içeren ortopirosen (ÇN); b) ortopirosendeki eksolüsyon lamelleri (ÇN); c) özşekilli kromit tanesi (ÇN); d) ortopirosenlerde gözlenen kırıklı king band dokusu (ÇN); (Ol: Olivin, Opx: Ortopirosen, Cr: Kromit).

Figure 3. Microphotos of harzburgites, a) orthopyroxene including large olivine inclusion (CN), b) orthopyroxene exsolution lamellae (CN), c) idiomorph olivine grain (CN), d) King banding texture observed in orthopyroxenes



Şekil 4. Dünitlerin ince kesit görünümüleri (ÇN).

Figure 4. Microphotos of dunites (CN).

Serpantinitleler

İnceleme alanında görülen serpantinitleler, dünitlerin olduğu bölgelerde, tektonik hatlar boyunca, cevher yan kayaç dokanaklarında ve bazik daykların sınırları boyunca gözlenir. Bazik daykların sınırlarında gözlenen serpantiniler yapraklanmalı, şisti bir yapı göstermektedir. Çalışma alanından alınan serpantin örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucu serpantinlerin elek dokusuna sahip oldukları ve serpantin mineralleri + kromit + klorit + manyetit ± kalıntı piroksen (genellikle ortopiroksen) minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir.

Bazik Dayklar

Dolerit: Çalışma alanında peridotitler içerisinde yaygın olarak gözlenen doleritler genellikle KB-GD ve KD-GB doğrultuludurlar (çoğunlukla K 50-70° / 80-85° KD duruşludur). Kalınlıkları 3-5 m arasında değişen bu kayaçlar yer yer 1000 m 'ye kadar arazide takip edilebilmektedir. Yan kayaçla olan sınırları boyunca gelişmiş pişme zonu ve şisti yapı oluşumu gözlenmiştir. Çoğunlukla çatlaklı olarak gözlenen bu kayaçlar yer yer kalınlığı 1-1,5 cm 'ye varan beyaz renkli prehnit damarları içermektedirler. Yapılan mikroskobik incelemeler sonucu doleritlerin; ince-orta kristalli, hipidiyomorf tanesel doku ve subofitik dokuya sahip oldukları belirlenmiştir. İncelemeler sonucunda mineral parajenezinin, plajiyoklaz (çoğunlukla labrador, ama altere olmuşlarında andezin) + piroksen (yer yer uralitleşmiş) + klorit + ilmenit ± manyetit ±

prehnit ± olivin ± epidot şeklinde olduğu tespit edilmiştir ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği belirlenmiştir.

Piroksenit: Dolerit dayklarına nazaran arazide daha az gözlenirler ve daha küçük boyutludurlar. Kalınlıkları birkaç santimetreden birkaç desimetreye kadar değişen piroksenitler, birkaç metreden birkaç on metreye kadar değişen uzanımına sahiptirler. Harzburjitlelerdeki süreksizlik yüzeylerinde ince damarlar halinde gözlenen piroksenitlerin Andızlık maden sahasına doğru ilerledikçe kalınlıklarında gözle görülen bir artış belirlenmiştir. Yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda mineral parajenezinin, ortopiroksen (enstatit) + klinopiroksen (diyopsitik ojit) + olivin ± manyetit şeklinde olduğu tespit edilmiştir.

Üst Miyosen-Kuvaterner Çökelleri

Çalışma alanının kuzeydoğusunda mostra veren bu birimler, Likya Peridotit bindirmesi üzerinde gelişmiş olan karasal çökellerden meydana gelmiştir. Altta Çameli formasyonuna ait çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması şeklinde gözlenen Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı (Alçıçek ve diğ., 2005) birimler yer alır. Bunların üzerine açılal uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyon yelpazesi gelir. Çameli formasyonu, irili ufaklı çakıl ve bloklardan oluşan bir düzeye başlar. Bu düzeyin üzerine iyi tabakalanmalı, yer yer çakıllı, bazen killi kireçtaşları gelmektedir. Bunların içinde ofiyolit parçaları da gözlenir. Bu düzeyde makro çapraz tabakalanmalar bulunur.

En üstte yuvarlak çakıllı konglomeralar yer almaktadır. Konglomera, kristalin kireçtaşı, kuvarsit çakılları, koyu renkli magmatik kayaç çakılları ve peridotit çakılları içermektedir.

Yamaç molozları ise, gravitatif olarak oluşan, irili-ufaklı blok ve parçalar içeren kötü boylanmalı, gevşek yapılı birikintilerdir. Gevşek, çimentosuz ve kötü boylanmalıdır.

İNCELEME ALANINDAKİ CEVHERLEŞMELER

Çalışma alanında dokuz adet kromit cevherleşmesi bulunmaktadır. Bu cevherleşmeler genellikle büyük kromit yatakları olup hepsi eskiden işletilmişlerdir. Bu yataklardan en önemlileri Andızlık, Zımparalık, Üç Köprü ve Kumocağı ocaklarıdır. Bu yataklardan sadece Andızlık kromit ocağında üretime devam edilmektedir. Çalışma alanı yakınında yer yer küçük boyutlu manyezit oluşukları da mevcuttur.

Bölgedeki kromit yatakları ülkemiz genelinde de yaygın olan podiform tip yataklardır. Genellikle mercek şeklinde veya düzensiz şekilli kütleler halinde gözlenmekte ve belirli bir yönde devamlılık göstermemektedirler. Bölgedeki yatakların çoğunda kromit cevherleri masif, katmansız, nodüler, benekli ve saçınımlı yapılar göstermektedir (Şekil 5).

Kromit kütleleri genellikle dünitik bir kılıf tarafından sarılmıştır. Cevher yan kayaç ilişkisi çoğunlukla geçişli, yer yer keskindir. Bu keskin zonlar genellikle tektonik kontrollüdür. Bu dokanaklar boyunca ezilme zonlarında çoğunlukla serpantinleşme gözlenmektedir. Kromit kütlelerinin kalınlığını da etkileyen bu faylar genellikle KB, yer yer KD doğrultulu ve yüksek eğimli (50-70) normal ve ters faylardan oluşmaktadır.

Andızlık başta olmak üzere cevher kütleleri aşırı tektonizmaya maruz kaldıklarından, çoğunlukla faylarla ötelenmişler, genellikle düzensiz olan cevher daha da kırıklı ve kompleks bir şekle sahip olmuştur. Yapılan cevher mikroskopisi incelemelerinde de kromit tanelerinde gözlenen kataklastik dokular maruz kaldığı tektonizmayı gösterir niteliktedir.

Masif kromitlerin parlak kesitlerinde,

çoğunlukla kromit mineralinden meydana geldiği, yer yer çatlaklar boyunca demiroksit minerallerinin (genellikle manyetit) varlığı ve gang olarak da serpantin minerallerinin varlığı gözlenmiştir. İnceleme alanındaki cevher kütlelerinin yan kayaçla dokanakları genellikle serpantinleşmiştir (Şekil 5d). Cevher kütlelerini öteleyen fay zonlarında serpantinleşme yaygın olmasına karşın yer yer manyezit oluşumları da izlenmiştir. Kromit yataklarında kromit mineraline bazen eşlik eden diğer krom minerallerinden kemererite, birkaç oluşumda rastlanmıştır, uvarovite ise rastlanmamıştır.

TARTIŞMA - DOLERİT DAYKLARININ VE KROMİTLERİN KÖKENİ

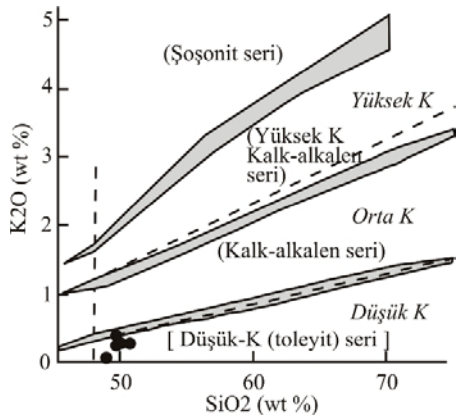
Çalışma alanında yaygın olarak dolerit daykı mostrası gözlenmektedir (Şekil 1). Bu daykların içinde buldukları ofiyolitik kayaçlarla birlikte ana tektonik hatlardan etkilenmiş olmaları, daykların ofiyolit yerleşiminden önce geliştiğinin bir göstergesidir (Engin ve Hirst, 1970). Bu daykların yaşı konusunda sağlıklı bir bilgi bulunmamaktadır. Ancak daykların konumu itibarıyla (tektonitlerin üstünde, kromit cevherleşmeleriyle aşağı yukarı aynı stratigrafik seviyede bulunması), son zamanlarda yapılan çalışmalarla belirlenen manto-kabuk sınırına yerleşmiş dayk ve siller olabileceği (Kelemen ve diğ., 1997) ve kromit cevherleşmesinin jeotektonik konumunu açıklamaya yardımcı olacağı düşüncesiyle inceleme ihtiyacı duyulmuştur. Bu amaçla daykların ince kesitleri ve kimyasal analizleri yapılmıştır. Çalışma alanından alınan dayk örnekleri içerisinden seçilen beş örneğin ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri ACME Analytical Lab.ta (Kanada) ICP-MS ile yapılmıştır (Çizelge 1).

Dayk örneklerinin potasyum içeriği oldukça düşüktür (%0,07 - 0,34). Le Maitre ve diğ., (1989) tarafından hazırlanmış olan K_2O-SiO_2 diyagramında örneklerin tamamı düşük potasyumlu toleyit serisi alanına düşmektedir (Şekil 6). Benzer şekilde örneklerin Zr ve P_2O_5 değerleri de düşüktür. Bu düşük değerler örneklerin P_2O_5-Zr diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976) tamamının toleyitik bazalt alanına düşmesine neden olmuştur (Şekil 7).



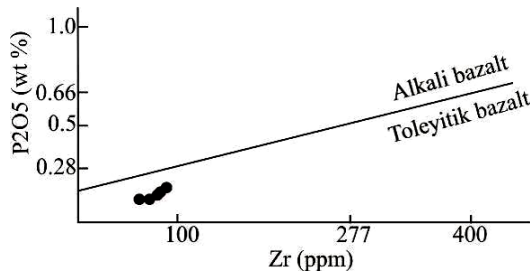
Şekil 5. Andızlık kromit ocağına ait cevher örnekleri, a) saçınımlı, benekli ve masif kromit, b) benekli ve katmansı kromit, c) katmansı kromit, d) 1166 galerisindeki katmansı kromit.

Figure 5. Ore samples belonging to the Andızlık chromite mine: a) disseminated, nodular and massive chromites, b) nodular and layered chromites, c) layered chromite, d) layered chromite in the 1166 gallery.



Şekil 6. K₂O-SiO₂ diyagramında (Le Maitre ve diğ., 1989) örneklerin dağılımı.

Figure 6. K₂O-SiO₂ plot (Le Maitre et al., 1989) of the samples.



Şekil 7. P₂O₅-Zr diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976) örneklerin dağılımı.

Figure 7. P₂O₅-Zr plot (Winchester and Floyd, 1976) of the samples.

Bazik daykların toleyitik karakteri bunların kökensel olarak peridotitlerle ilişkili olduğu hipotezini güçlendirmektedir. Diğer bir ifadeyle bunlar herhangi bir zaman ve jeotektonik konumda ofiyolitler içerisinde sokulmuş ofiyolitlerden bağımsız dayklar değil tam tersine ofiyolit kabuk kayaların oluşumu esnasında oluşan ve ofiyolit bir parçası olan dayklar olma olasılığı yüksektir. Dolayısıyla bu daykların jeotektonik konumlarının belirlenmesi hem bölge ofiyolitlerinin kabuk kayaların hem de kromitlerin kökenine ışık tutacaktır. Bu amaçla dayk örnekleri Zr-Zr/Y (Pearce, 1980) diyagramına düşürüldüğünde örneklerin ada yayı toleyitik bazaltları (IAT) ile Okyanus ortası sırtı bazaltlarının (MORB) kesişim alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 8).

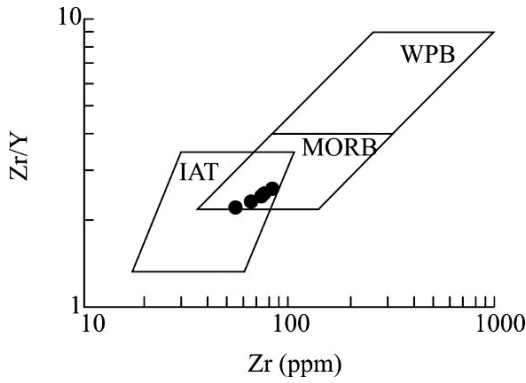
Th/Yb – Ta/Yb diyagramında (Pearce, 1982) dayk örneklerinin üç tanesi diyagram alanına düşmüştür. Diğer ikisinde Ta miktarı deteksiyon limitinin altındadır. Bu değerler 0 veya çok düşük değerler olarak alınıp Th/Yb değerleri y ekseninde gösterilse örneklerin hiçbirinin N tipi MORB alanına düşmediği, diğer toleyitik ve kalkalkali bazaltlar içerisinde düştüğü görülür (Şekil 9).

Çizelge 1. İnceleme alanındaki bazik dayk örneklerinin ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri. Not: K4D örneği altere olduğu için analiz sonuçları diğerlerinden oldukça farklıdır.

Table 1. Major oxide, trace and rare earth elements analyses of the basic dikes in the study area.

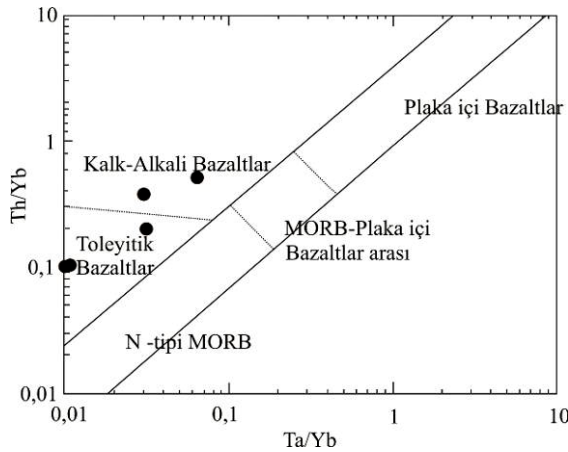
Note: Results of analysis for the sample K4D are quite different from those of the others.

| | A1 11 (Dolerit) | A1 17 (Dolerit) | A1 25 (Dolerit) | A1 54 (Dolerit) | K4D (Altere Dolerit) |
|------------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------------------|
| SiO ₂ (%) | 49,09 | 50,04 | 49,04 | 50,52 | 40,03 |
| Al ₂ O ₃ (%) | 15,28 | 14,69 | 14,96 | 15 | 13,22 |
| Fe ₂ O ₃ (%) | 11,72 | 11,26 | 10,71 | 11,4 | 12,54 |
| MgO (%) | 5,57 | 5,37 | 5,83 | 5,44 | 5,59 |
| CaO (%) | 8,9 | 9,44 | 10,69 | 9,66 | 16,31 |
| Na ₂ O (%) | 3,91 | 4,34 | 3,45 | 3,95 | 1,22 |
| K ₂ O (%) | 0,34 | 0,26 | 0,21 | 0,26 | 0,07 |
| TiO ₂ (%) | 1,41 | 1,44 | 1,3 | 1,44 | 1,79 |
| P ₂ O ₅ (%) | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,16 |
| MnO (%) | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,19 |
| Cr ₂ O ₃ (%) | 0,01 | 0,014 | 0,007 | 0,013 | 0,013 |
| Ateş Kaybı (%) | 3,1 | 2,9 | 3,3 | 2,1 | 8,7 |
| TOPLAM (%) | 99,61 | 100,07 | 99,81 | 100,08 | 99,85 |
| Ba (ppm) | 48 | 55 | 49 | 54 | 31 |
| Sc (ppm) | 36 | 37 | 39 | 36 | 38 |
| Co (ppm) | 38,7 | 38,9 | 37,5 | 37,1 | 44,9 |
| Cs (ppm) | 0,2 | 0,1 | < 0,1 | 0,3 | < 0,1 |
| Ga (ppm) | 18,1 | 18 | 16,6 | 17,5 | 13,5 |
| Hf (ppm) | 2,2 | 2,3 | 1,6 | 2,3 | 2,5 |
| Nb (ppm) | 1,1 | 2,6 | 1,2 | 2,7 | 4,4 |
| Rb (ppm) | 5,9 | 5,4 | 2,6 | 4,1 | 2,8 |
| Sn (ppm) | < 1 | 1 | 2 | 2 | 5 |
| Sr (ppm) | 178,4 | 125,6 | 137,8 | 135,9 | 364,5 |
| Ta (ppm) | < 0,1 | 0,1 | < 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| Th (ppm) | 0,3 | 0,9 | 0,3 | 0,6 | 1,5 |
| U (ppm) | 0,1 | 0,2 | < 0,1 | 0,2 | 0,3 |
| V (ppm) | 384 | 368 | 363 | 352 | 439 |
| W (ppm) | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 |
| Zr (ppm) | 65,7 | 76,4 | 55,3 | 74,5 | 83,4 |
| Y (ppm) | 28,5 | 31,1 | 25,1 | 29,3 | 32 |
| Mo (ppm) | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,3 |
| Cu (ppm) | 50 | 45,4 | 25,6 | 46,1 | 112,5 |
| Pb (ppm) | 0,5 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 1 |
| Zn (ppm) | 47 | 47 | 56 | 35 | 69 |
| Ni (ppm) | 38,5 | 15,8 | 8,5 | 15,1 | 36,8 |
| As (ppm) | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | 0,6 | < 0,5 |
| Cd (ppm) | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | 0,1 |
| Sb (ppm) | 0,1 | < 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| Bi (ppm) | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 |
| Ag (ppm) | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 |
| Au (ppm) | 0,5 | 1,1 | < 0,5 | 0,9 | < 0,5 |
| Hg (ppm) | < 0,01 | < 0,01 | < 0,01 | < 0,01 | < 0,01 |
| Tl (ppm) | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 |
| Se (ppm) | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 |
| La (ppm) | 3,5 | 6,6 | 2,8 | 6,3 | 9,5 |
| Ce (ppm) | 9,3 | 15,2 | 8 | 14,4 | 19,9 |
| Pr (ppm) | 1,68 | 2,2 | 1,33 | 2,11 | 2,81 |
| Nd (ppm) | 8,6 | 11,5 | 7,4 | 10,4 | 14,1 |
| Sm (ppm) | 3 | 3,5 | 2,5 | 3,3 | 3,9 |
| Eu (ppm) | 1,19 | 1,3 | 1,06 | 1,19 | 1,4 |
| Gd (ppm) | 3,89 | 4,13 | 3,37 | 4,06 | 4,94 |
| Tb (ppm) | 0,87 | 0,91 | 0,75 | 0,9 | 1 |
| Dy (ppm) | 4,94 | 5,39 | 4,16 | 4,93 | 5,55 |
| Ho (ppm) | 1,07 | 1,19 | 1 | 1,09 | 1,23 |
| Er (ppm) | 2,82 | 3,13 | 2,47 | 2,91 | 3,16 |
| Tm (ppm) | 0,46 | 0,5 | 0,41 | 0,5 | 0,58 |
| Yb (ppm) | 2,81 | 3,19 | 2,68 | 2,97 | 3,15 |
| Lu (ppm) | 0,49 | 0,5 | 0,45 | 0,46 | 0,53 |



Şekil 8. Çalışma alanındaki örneklerin analiz sonuçlarının Zr-Zr/Y diyagramındaki (Pearce, 1980) dağılımları. (IAT: Ada yayı toleyitik bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltlarını, WPB: Plaka içi bazaltları yansıtmaktadır).

Figure 8. Zr-Zr/Y plot (Pearce, 1980) of the samples. (IAT: Island arc tholeiitic basalts, MORB: Mid-ocean ridge basalts, WPB: Within plate basalts).



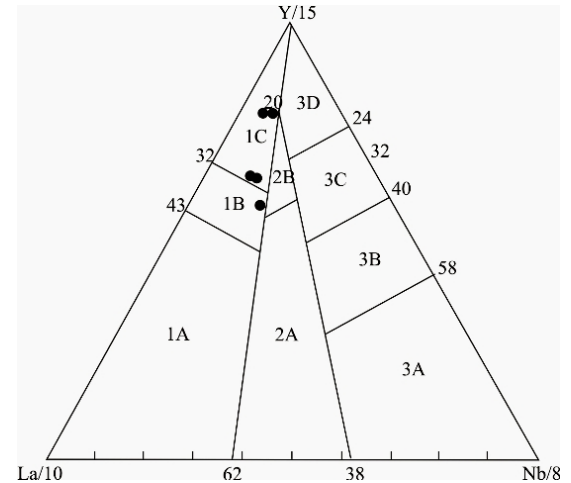
Şekil 9. Çalışma alanı örneklerinin Th/Yb-Ta/Yb diyagramındaki (Pearce, 1982) dağılımları.

Figure 9. Th/Yb-Ta/Yb plot (Pearce, 1982) of the samples.

Örneklerin düşük Nb içeriği (1,1 - 4,4 ppm) nedeniyle, La/10-Y/15-Nb/8 üçgen diyagramında (Cabanis ve Lecolle, 1989) ise dayk örneklerinin yine N tipi MORB alanına değil yitimle ilişkili volkanik yay toleyitleri alanına düştüğü gözlenmektedir (Şekil 10).

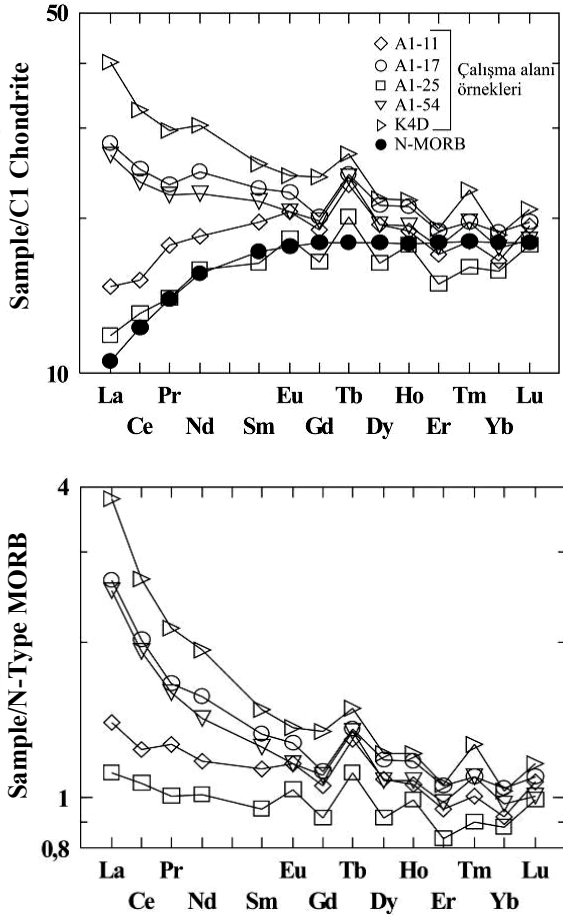
Daykların kondrite normalize nadir toprak element içeriklerine bakıldığında A1-25 örneğinin N tipi MORB'unkine benzediği ama diğer örneklerin hafif nadir toprak element içeriklerinin N tipi MORB'dan daha fazla olduğu gözlenmektedir (Şekil 11). Bu durum N tipi MORB'a normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) nadir toprak element grafiğinde daha

belirgin olarak görülmektedir (Şekil 11). Nadir toprak element grafiğinde bazı örneklerin hafif nadir toprak elementlerindeki nispeten yüksek değerler bu daykların magmasının türediği köken kayacının ve magmanın türediği jeoteknik konumunun N tipi MORB'larinkinden farklı olduğunu göstermektedir (Şekil 11). Bu görüş daha önce bahsedilen ayırtman diyagramlarda örneklerin yitimle ilişkili magmatik yay bölgelerine düşmesiyle desteklenmektedir. Gerçekte Türkiye ve çevresindeki ofiyolitlerin kabuk kayalarının (kümülatlar, yarı derinlik kayaçları ve yüzey kayaçları) mineralojisinin ve kimyasının klasik anlamdaki açılmayla ilişkili ofiyolit ortamında değil, olgunlaşmamış yay ortamında oluştuğu ve bu ofiyolitlerin "Suprasubduction" ofiyolitleri olarak tanımlanması gerektiği birçok yazar tarafından öne sürülmüştür (Beyarslan ve Bingöl, 2000; Parlak ve diğ., 2000).



Şekil 10. La/10-Y/15-Nb/8 üçgen diyagramında (Cabanis ve Lecolle, 1989) örneklerin dağılımı. (Diyagramdaki alanlar; 1A: Kalk-alkali bazaltlar, 1C: Volkanik yay toleyitleri, 1B: 1A ve 1C alanları kısmen kapsar, 2A: Kıtasal bazaltlar, 2B: Yayıncı havzası bazaltları, 3A: Kıta içi rifti alkali bazaltları, 3B,C: E tipi okyanus ortası sırtı bazaltları, 3D: N tipi okyanus ortası sırtı bazaltları).

Figure 10. La/10-Y/15-Nb/8 triangular plot (Cabanis and Lecolle, 1989) of the samples (Fields, 1A: Calc-alkalic basalts, 1C: Volcanic arc tholeiites, 1B: Partially includes 1A and 1C, 2A: Crustal basalts, 2B: Backarc basin basalts, 3A: Crustal rift alkalic basalts, 3B,C: E type MORB, 3D: N type MORB).



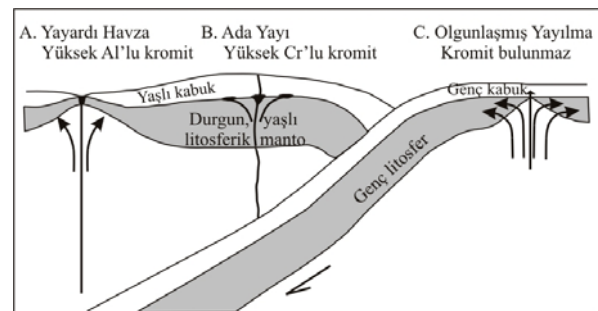
Şekil 11. İnceleme alanındaki doleritlerin nadir toprak element içeriklerinin kondrit ve N tipi MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) normalize değişimleri.

Figure 11. Chondrite and N type MORB (Sun and McDonough, 1989) normalized rare earth elements plots of the samples.

Diğer taraftan podiform kromitlerin hemen hepsinin yay önü ve yay ardı ortamları kapsayan ada yayı ortamında oluştuğu son yıllarda geçerlilik kazanan bir hipotezdir (Arai ve Yurimoto, 1994). Yüksek Cr'lu kromitler ada yayları altında yaşlı ve kalın litosferik mantonun içerisine sokulan refrakter eriyiğin yan kayaçla reaksiyonu sonucu oluşurken, yüksek Al'lu kromitler yay ardı havza bölgesinde yaşlı ama daha ince litosferik mantonun içerisine sokulan magmanın yan kayaçla etkileşimi ile oluşur (Şekil 12). Olgunlaşmış yayılma sırtlarında ise kromit oluşumu beklenmez çünkü eriyik ile tüketilmiş peridotitler denge halindedir ve yaşlı litosferik manto yoktur (Zhou ve Robinson, 1997). Ayrıca yüksek Cr'lu kromitlerle birlikte

bulunan piroksenit dayklarının yüksek Mg'lu bazaltik bir magmanın yüksek basınç altında kristalizasyonu ile oluşmuş olabileceği Casey ve diğ. (1983) ve Elthon (1989) tarafından ifade edilmiştir.

İnceleme alanında kromitlerin yaygın olarak bulunması ve bu kromitlerin yüksek Cr içerikli olması (Cr/Fe 3.12-4.45, Engin ve Hirst, 1970), kromit cevherlerine yüksek basınç altında oluşan piroksenit dayklarının eşlik etmesi ve inceleme alanındaki daykların kökeniyle de uyumlu olmasından yola çıkılarak, bu yataklar adayayı altındaki yaşlı bir litosferik manto ile ona sokulum yapan eriyiklerin yan kayaç-eriyik reaksiyonu sonucu oluştuğu söylenebilir. Bu yan kayaç-eriyik etkileşimi kromitlerin etrafını sırasıyla saran dünitik kılıf (ortopirokseni ve klinopirokseni ergimiş lerzolit) ve harzburjitlerin (klinopirokseni ergimiş lerzolit) oluşmasına neden olmuş olabilir. Ancak harzburjitlerin tamamının bu şekilde oluşmadığı ve ortopiroksenlerin yay ardı ortamlarını kapsayan ada yayı ortamında bir kısmının olivinle magmanın yeniden etkileşimi sonucunda oluştuğu, ortopiroksenler içindeki kalıntı olivinden anlaşılmaktadır. Ayrıca inceleme alanında lerzolitlerin görülmemesi, peridotitin önceden kısmi ergimeye uğramış olabileceğini veya kayaç-eriyik etkileşim modelinin bilinenden daha karmaşık olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 12. Podiform kromitlerin oluşum ortamlarını gösteren plaka tektoniği modeli (Zhou ve Robinson, 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 12. A plate tectonics model showing environments of the podiform chromite formations (modified from Zhou and Robinson, 1997).

SONUÇLAR

İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen dolerit daykları ile ofiyolit kümülatlarını oluşturan magmanın aynı magma olduğu ve bu magmanın manto-kabuk sınırına periyodik şekilde dayk ve silller şeklinde sokularak (Kelemen ve diğ., 1997) kümülatları oluşturduğu düşünülmektedir. Ancak bu görüşün izotop verileri ve daykların ayrıntılı geometrik yapısının ortaya çıkarılmasıyla desteklenmesi gerekir (süren çalışma). Bu daykların jeokimyasal özellikleri N tipi MORB'unkinden

farklı olup magmalarının yitimle ilişkili olarak oluştuğunu göstermektedir. Ada yayı ortamında oluşan bu magma yaşlı litosfer içerisine sokularak, litosferik lerzolit özellikle klinopiroksenini bazen ortopiroksenini eriterek magmanın kromit kristallenme alanına girmesine ve yüksek krom içerikli kromitlerin oluşmasına neden olmuştur. İnceleme alanındaki kromitleri oluşturan magmanın yüksek basınç altında kristallendiği kromitlere eşlik eden piroksenit daykları ile desteklenmektedir.

KAYNAKLAR

- Alçıçek, M.C., Kazancı, N., Özkul, M., 2005, Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey, Kelling, G., Robertson, A. H. F. Ve Van Buchem, F. (ed), *Sedimentary Basins of South Central Turkey, Sedimentary Geology, Special Publication*, 173, 409-431.
- Arai, S. ve Yurimoto, H., 1994, Podiform chromites of the Tari-Misaka ultramafic complex southwestern Japan, as mantle-melt Interaction products, *Econ. Geol.*, **89**, 1279-1288.
- Baran, H. A., 2003, Andızlık-Zımparalık (Fethiye-Muğla) civarındaki ultramafik kayaların ve kromitlerin kökeni, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 82s.
- Bédard, J.H., 1993, Oceanic crust as a reactive filter: Synkinematic intrusion, hybridization and assimilation in an ophiolitic magma chamber, western Newfoundland, *Geology*, **21**, 77-80.
- Bédard, J.H. ve Constantin, M., 1991, Syn-and post-kinematic intrusions of gabgro and peridotite into layered gabbroic cumulates in the Bay of Islands ophiolites Newfoundland: genesis of anorthosite by reaction, and troctolite by hybridization, *Geol. Survey Can.*, **D91**, 1, 79 – 88.
- Benn, K., Nicolas, A. ve Reuber, I., 1988, Mantle-crust transition zone and region of weherlitik magmas: evidence from the Oman ophiolite, *Tectonophysics*, **151**, 75-85.
- Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F., 2000, Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey), *Can. J. Earth Sci.*, **37**, 1411-1424.
- Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F., 1999, Pozantı-Karsantı Ofiyoliti'ndeki diyabaz dayklarının jeotektonik anlamı, *S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fak.Dergisi*, **14**, 2, 51-63.
- Blumenthal, M., 1963, Le système structural du Taurus sud-anatolien, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, *Mém. H.s. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 611-622.
- Boudier, F., Nicolas, A., and Idefonse, B., 1996, Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **144**, 239-250.
- Bremmer, H., 1971, Geology of the Coastal regions of SW Turkey: Geology and History of Turkey (ed. A. S. Campbell), *The Petr. Exp. Soc. of Libya Tripoli*, 257-73.
- Brunn, J.H., Graciansky, P. Ch. De., Gutnic, M., Juteau, Th., Lefèvre, R., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1970, Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides Occidentales, *B. Soc. Geol. Fr.*, **12**, 515-524.
- Brunn, J.H., 1974, Le problème de Porigine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales, *B. Soc. Geol. Fr.*, **16**, 101-106.
- Cabanis, B. ve Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale, *C. R. Acad Sci. Ser. 2*, **309**, 2023-2029.

- Casey, J. F., Karson, J. A., Elthon, D., Rosencrantz, E. ve Titus, M., 1983, Reconstruction of the geometry of accretion during formation of the Bay of Islands ophiolite complex, *Tectonics*, **2**, 509-528.
- Colin, H. J., 1962, Fethiye–Antalya–Kaş–Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeolojik etüdler, *MTA Dergisi*, **59**, 19-59.
- 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, *J. Geol. Soc. London*, **155**, 759-772.
- Elthon, D., 1989, Pressure of origin of primary mid-ocean ridge basalts, *Geological Society of London Special Publication*, **42**, 125-136.
- Engin, T. ve Hirst, D. M., 1970, The Alpine chrome ores of the Andızlık-Zımparalık area, Fethiye, southwest Turkey, *Applied Earth Science*, **79**, 16-30.
- Engin, T., 1972, Andızlık-Zımparalık sahası (Fethiye, Güneybatı Anadolu) ultramafik kayaların petrolojisi ve bölgenin genel jeolojik konumu, *MTA Dergisi*, **78**, 1-20.
- Ersoy, Ş., 1989, Fethiye (Muğla)- Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının jeolojisi, Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 246s.
- Ersoy, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi, *Jeoloji Mühendisliği*, **37**, 5-16.
- Ersoy, Ş., 1991, Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği, *TJB*, **34**, 1-14.
- Graciansky, P. Ch. De., 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Toroslar'daki yeri, *MTA Dergisi*, **71**, 73-92.
- Gudmundsson, A., 1990, Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries, *Tectonophysics*, **176**, 257-275.
- Kelemen, P. B., Koga, K. ve Shimizu, N., 1997, Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **146**, 475-488.
- Le Maitre R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, B. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. ve Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford.
- MTA, 2002, 1/25 000 ölçekli sayısal jeoloji haritaları.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2000, Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti Ophiolite (Southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates: Tectonics and Magmatism in Turkey and The Surrounding Area, eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester ve J.D.A. Piper, *Geological Society of London Special Pub.*, **173**, 219 – 234.
- Pearce, J. A., 1980, Geochemical evidence for the genesis and eruptive settings of lavas from Tethyan Ophiolites: Proc. Int. Ophiolite Semposium Cyprus 1979 (ed. Panayiotou A. Cedi), 261-272.
- Pearce, J. A., 1982, Trace Elements Characteristic of Lavas from Destructive Plate Boundaries, Thorpe, R. S., (ed.), *Andesites*, Wiley, Chichester, p525-548.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Torides occidentales (Turquie), Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, 795p.
- Poisson, A., 1984, The extension of the Ionian Trough into southwestern Turkey: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (eds J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson), *Geological Society of London Special Publication*, **17**, 241-251.
- Stowe, C.W., 1994, Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time, *Econ. Geol. Bull. Soc.*, **89**, 528-546.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989, Chemical isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. A.D. Saunders ve M.J. Norry), *Geological Society of London Special Publication*, **42**, 313-345.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P. A., 1976, Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **28**, 459-469.
- Zhou, M.F. ve Robinson P., 1997, Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits, *Econ. Geol.*, **92**, 259-262.