

## KEFDAĞ ve SORIDAĞ (GULEMAN) KROMİT KÜTLELERİNİN OLUŞUMU ÜZERİNE YENİ BİR YAKLAŞIM

*A new Approach to the Generation of Chromite Bodies of Kefdağ and Soridağ (Guleman)*

ŞENER ÜŞÜMEZSOY, İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul

**ÖZ:** Kefdağ ve Soridağ (Guleman) krom yatakları birincil oluşum özellikleri iyi korunabilmiş ender podiform tip yataklardır. Yapısal, petrolojik, mineralojik ve kimyasal özellikleri, podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusuna yeni yaklaşımlar geliştirmeye elverişli görünmektedir. Yeni yaklaşımlar ışığında yapılan tartışmalar sonunda Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin diapirik üst manto kalıntı peridotitleri içinde oluştuğu görüşü benimsenmiştir. Bu peridotitler harzburjit ve dunit bileşiminde olup, çok fazlı tüketilmiş üst manto kalıntılarıdır. Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri lerzolitik kökenli pikritik ergiyiğin kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları boyunca yükselimi sürecinde oluşmuştur. Kromit taneleri magma kanallarındaki boşluklarda, konveksiyon akıntılarını kontrolünde birikmiştir.

**ABSTRACT:** Kefdağ ve Soridağ chromite bodies were occurred in the diapiric upper mantle residual peridotites. These are consist of harzburgite and dunite which are residuals of the multi stage depleted upper mantle. Kefdağ and Soridağ chromite bodies were occurred during the rising of the picritic melts of the fertile Iherzolititic origin through the residual upper mantle diapir along the magma conduits. Chromite grains were deposited in the caves of the magma conduits under the control of the convection currents.

### GİRİŞ

Alpin tip podiform kromit kütlelerinin oluşumu üzerine görüşler; okyanusal yayılım ve magma türeyişi üzerine görüşlerimizin gelişimi ile giderek gelişmektedir.

Jackson (1961) tarafından tanımlanan, Stilwater stratiform kompleksini oluşturan kümülatik süreçlerin alpin tip ofiolitlere ve jeosenkinal teorisine uyarlayan Thayer (1960), podiform kromit kütlelerinin üst mantonun kısmi ergimesi ile oluşan magmanın alt kabukta veya üst mantoda yer alan magma odasında kristalizasyon farklılaşması ürünü kromit kristallerinin kümülatik süreçler sonucu magma odası tabanında birikmeleri ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Bunu takip eden evrede alt kabukta oluşan kromit katmanlarının jeosenkinalerin kıvrımlanması sürecinde üst kabuğa yerleştiğini ileri sürmüştür. Kıvrımlanma sürecinde kromit katmanlarının parçalandığı ve podiform kütleler şeklinde yeniden yerleştiklerini savunmuştur. Yeniden yerleşim sürecinde silikatik minerallerin yeniden kristallendiğini, ikincil bantlaşmanın oluştuğunu, kromit tanelerinin ezildiğini, parçalandığı ve pull aparat dokularının geliştiğini savunmuştur (Thayer, 1964).

Thayer'in podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusundaki görüşleri, Greenbaum (1972) tarafından okyanusal yayılım modeline uyarlanmıştır. Thayer'in varsaydığı magma odasının okyanusal yayılma merkezi altında yer aldığını, kromit kütlelerinin bu magma odasında kümülatik süreçler sonucu oluştuğunu ileri

sürmüştür. Kromit kütlelerinin içinde yer aldığı dunitik kümülatların çökeldiği magma odası tabanındaki düzensizlikler nedeniyle, dunitik kümülatlar ve içerdikleri kümülatik kromit kütlelerinde çökeltme ile eş zamanlı deformasyon yapılarının geliştiğini ve giderek magma tabanının plastik deformasyonu sürecinde, kalıntı üst manto harzburjitlerinin ve kümülat istifinin tabanındaki dunitik düzeyleri etkileyen kapalı kıvrımlanmaların oluştuğunu savunmuştur. Bu derin kıvrımlanma sonucu dunitik kümülatlar ve kromit katmanları kıvrımlanarak kalıntı üst manto harzburjitleri ile girişimli yapıları oluşturduğunu kabul etmiştir.

Dickey (1975) podiform kromit kütlelerinin okyanusal yayılma merkezleri altında, kabuk manto arasında yığılan magma segregasyonlarının kümülatik süreçler sonucu kristallenmesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür. Bunu takip eden dönemde magma segregasyonlarının tabanında oluşan kromit kütlelerinin yoğunluk farkı nedeniyle plastik üst manto harzburjitleri içine battığını ileri sürmüştür.

Thayer (1964), Greenbaum (1972), Dickey (1975) tarafından podiform kromitlerin oluşumu konusunda ileri sürülen kümülatik oluşum ve kalıntı üst mantoya yeniden yerleşim modeline karşı, Peters ve Kramer (1974) ve Neary ve Brown (1978) podiform kromit kütlelerinin okyanusal yayılım merkezleri boyunca yükselen lerzolitik diapirlerin kısmi ergimesi ürünü pikritik magmanın, tüketilmiş harzburjitik diapirleri içinde

yükselimi sürecinde soğuması ve kristallenmesi sonucu podiform kromit segregasyonlarının oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Bu görüş, Boudier ve Coleman (1981) ve Nicolas ve Violette (1982) tarafından savunulan astenosferik diapirlerin okyanusal yayılım merkezleri boyunca yükselimsel, okyanusal yayılımı gerçekleştirdiği tezi ile desteklenmiştir.

Lago ve diğerleri (1982) ise diapirik yükselimi sürecinde, kısmi ergime ürünü magmanın diapirler içinde akışkan basıncı etkileri nedeniyle açılan kanallar boyunca yükseldiğini savunmuştur. Aynı yazar yükselen magma ile çevre diapirik peridotitlerin ısı farkı nedeniyle magma kanallarında konveksiyon akımları oluştuğunu, magma içinde erken evrede kristallenmiş kromit ve olivin tanelerinin konveksiyon akımları denetiminde kanallar içindeki boşluklarda biriktiğini ve podiform kromit kütleleri ve dunitik kılıflarının bu yolla oluştuğunu ileri sürmüştür. Diapirik yayılım sürecinde uyumsuz olarak oluşan podiform kromit kütleleri, astenosferik yayılımın diapirden yataya dönüşmesi sonucu yarı uyumlu ve uyumlu podiform kromit kütlelerine dönüştüğünü varsaymıştır. Cassard ve diğerlerinin (1981) podiform kromit kütleleri ve çevre peridotitlerde yaptıkları detaylı yapısal çalışmalarda podiform kromitlerin manto peridotitleri içinde uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olarak yer aldıklarını ortaya koymaları Nicolas ve Violette (1982), Lago ve diğerlerinin (1982) podiform kromitlerin oluşumu konusundaki görüşlerine önemli saha kanıtları getirmiştir.

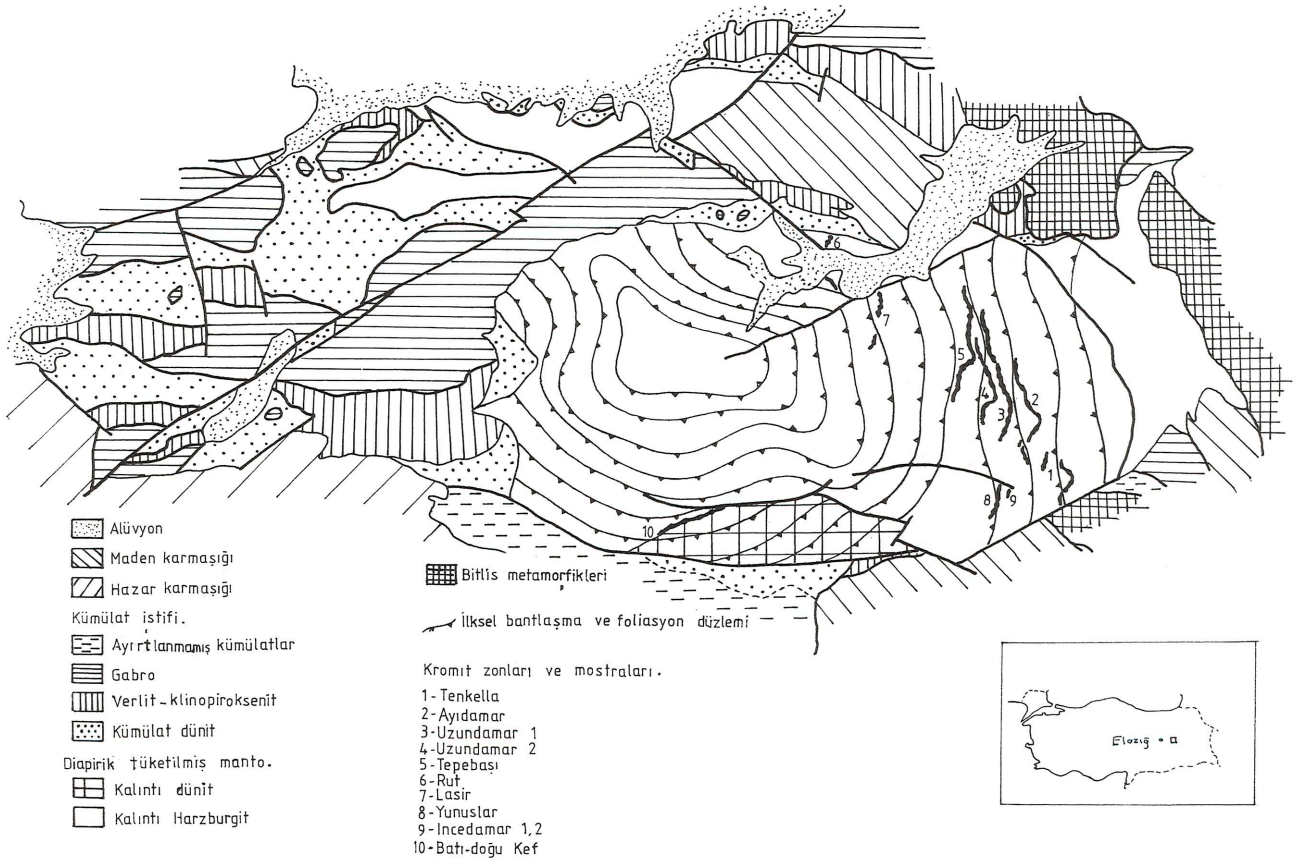
Podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusundaki bu iki uç görüş sahipleri, manto-kabuk bir başka deyişle tektonit-kümülat geçişi konusunda iki ayrı yorum savunurlar. Greenbaum (1977), George (1978) kalıntı üst manto harzburjitleri ile geçişli deforme dunitik kütleleri kümülatik kökenli olarak yorumlamaktadırlar. Greenbaum (1977) sinkümülatik derin kapalı kıvrımlanma sürecinde kalıntı üst manto harzburjitleri ile kümülatik istifin alt düzeylerini oluşturan kümülat dunitlerinin birlikte kıvrımlandıklarını ve girik yapıların bu yolla oluştuğunu savunmuştur. Bu görüşe karşın Nicolas ve Prinzhofer (1983) kalıntı üst manto harzburjitlerinin dunitlere geçişlerinin yapısal olmadığını, kökensel olduğunu savunarak, kalıntı üst manto harzburjitlerindeki ortopiroksenlerin tüketilmesi sonucu dunitik kütlelere dönüştüğünü ileri sürmüştür. Keza Boudier ve Coleman (1981) diapirik astenosferik yayılım modelini savunarak, manto diapirlerinin en az iki kez tüketildiklerini, ilk tüketimde Lertzolitik mantonun kısmi ergimesi sonucu pikritik magmanın türediğini ve kalıntı harzburjitlerin oluştuğunu, bu harzburjitlerin diapirik yükselimi ve okyanusal yayılma merkezlerinin altında ikinci kez tüketilmesiyle kısmi ergime sonucu, olivince fakir toleyitik bazaltların türediğini ve dunitik, harzburjitik manto peridotitlerinin kalıntı olarak oluştuğunu ileri sürmüştür.

Podiform kromit kütlelerinde etkin pull apart dokusu yanısıra izlenen nodular, anti nodular, bantlı, saçılmış, occluded silikat ve kromit ağı gibi dokular, çoğunlukla kümülatik kökeni işaret eden kalıntı kümülatik dokular olarak yorumlanmalarına (Thayer, 1964, Green-

baum, 1977) karşın, Lago ve diğerleri (1982) bu dokuların ancak magmatik akıntıların ve sirkülasyonların etkin olduğu bir ortamda gelişebileceğini savunmuştur. Özellikle kümülatik oluşumlu stratiform tip kromitlerde görülmeyen nodüler kromit dokularının oluşumlarını Lago ve diğerleri (1982) diapirik oluşum modeli verilerinden biri olarak ileri sürerler. Diapirler içinde yükselen magmada kanallar boyunca genişlemiş kesimlerde konveksiyon akımlarının geliştiğini, konveksiyon akımları ile magma kanallarındaki boşluklarda sirküle olan magma içindeki kromit taneleri, konveksiyon akımları denetiminde, magma ile kromit taneleri arasındaki yoğunluk, sirkülasyon hızı farkı nedeniyle kromit taneciklerinin bir araya toplanarak nodüler kromit tanelerini oluşturduğunu savunurlar. Bu yazarlara göre magma içindeki iri olivin kristalleri çevresinde ince kromit taneleri kümelenmeleriyle de olivin kristallerinin kromitçe sarıldığı occluded silikat dokusu oluşur. Olivin kristallerinin birbirleriyle bağıntılı kromit ağı ile çevrenmeleri sonucu kromit ağı dokusu gelişir. Kromit taneleri ile olivin kristallerinin konveksiyon akımları içinde farklı sirkülasyon hızları nedeniyle, bantlı kromit dokuları oluşur. Diapirik yükselme sürecinde uyumsuz olarak oluşan podiform kromit kütleleri, astenosferik yatay yayılım sürecinde mantodaki makaslama kuvvetleri etkisiyle uyumlu kütlelere dönüşür. Bu süreçte gerilim kuvvetleri nedeniyle uzayan kromit kütlelerinde gerilme yönüne dik çekme çatlakları oluşur. Bu çatlakların silikat mineralleri ile doldurulması sonucu pull apart dokuları gelişir.

Podiform kromit kütlelerinin oluşumuna açıklık getirmek için irdelenen dokusal, yapısal ve petrolojik verilerin bu konudaki ikili yorumdan hangisinin daha geçerli olduğunu çözüme yetersiz görünmektedir. Bu nedenle sözü edilen verilerin yanında kromit kimyası verilerinin de irdelenmesi gerekmektedir.

Brown (1979) kalıntı üst mantoda yer alan podiform kromit kütlelerinde kromit bileşimlerinin derinlikle değiştiğini, Cr, Cr/Fe oranlarının, kümülat istifin tabanında mantoya doğru derinleştikçe arttığını, buna karşın Al içeriğinin azaldığını göstermiştir. Bu veriler Dickey (1975)'in podiform kromit kütlelerinin kümülatik süreçlerde kabukta oluştuğu ve yoğunluk nedeniyle mantoya battığını savunan modeli ile çelişmektedir. Keza podiform kromit kütlelerinin dunitik bir kılıf içinde yer almasını da Dickey (1975) in batma modeli ile açıklama gücüne sahiptir. Burgath ve Weiser (1979) podiform kromit kütlelerinin Cr ca zengin ve Al'ca zengin bimodal karakterinin oluşum modeli ile denetlendiğini savunmuştur. Okyanus ortası rift kuşağı altında manto peridotitlerinin kısmi ergimesi ile oluşan magmanın yükselimi sürecinde zengin kromit kütleleri oluşurken, Al'ca zengin kromit kütlelerinin ise, kalıntı peridotitlerindeki spinaller ile bazaltik mağma segregasyonlarının reaksiyonları sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Leblanc ve Violette (1983), podiform kromit kütlelerinde Cr'ca zengin ve Al'ca zengin bimodal oluşumu, diapirik astenosferik yayılım ve yatay astenosferik yayılım kavramları temelinde açıklamışlardır. Cr'ca zengin podiform kromit kütlelerinin



Şekil 1. Soridağ ve Kefdağ kromit kütlelerinin ve Guleman ofiolitinin Jeoloji Haritası (Özkan 1982 ve Engin vd. 1983'den yorumlanmıştır.

Figure 1. Geological map of the Soridağ and Kefdağ chromitite bodies and Guleman ophiolite (Interreted from Özkan 1982, Engin et al., 1983)

diapirik yayılım sürecinde lerzolit, harzburgit geçiş zonlarında, Al'ca zengin kromit kütlelerinin ise yatay yayılım sürecinde dunit, harzburgit geçiş zonlarında oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Ahmet (1984) podiform kromit kütlelerinin bimodal karakteri konusunda Thayer'in kümülatif oluşum modeline bağlı olarak, Dickey ve Yoder'in (1972) deneysel verileri temelinde açıklama getirmiştir. Cr'ca zengin kromitlerin yüksek ısıda, Al'ca zengin kromitlerin ise görece düşük ısıda, toleyitik magmanın kristalizasyon ayrımlanması ile kümülatik süreçlerde oluştuğunu savunmuştur. Erken evrede yüksek ısıda çökelen Cr'ca zengin kromitlerin kümülat istifinin alt düzeylerinde, geç evrede görece düşük ısıda çökelen Al'ca zengin kromitlerin ise kümülat istifinin üst kesimlerinde yer almasını bu savına kanıt olarak göstermiştir.

Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütleleri, birincil oluşum özellikleri korunabilmiş ender podiform tipi yataklardır. Yapısal, petrolojik, mineralojik ve kimyasal özelliklerinin ayrıntıları tanımlanmış olan bu kütlelerin (Özkan, 1982, 1985; Engin ve diğerleri 1983, 1985; Engin ve Sümer 1986; Özkan ve Öztunalı, 1984) oluşumları podiform kromit kütlelerinin oluşumu konus-

laşımaları getirebilecek özellikleri içermektedir. Bu yazıda Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin oluşumunu, özellikle petrolojik, yapısal, dokusal ve mineral kimyası verileri tartışılarak ele alınacaktır.

## SORIDAĞ KROMİT KÜTLELERİ

Soridağ kromit kütleleri K-G uzanlı B'ya eğimlidir. D'dan B'ya sıralanan bu kütlelerin başlıcaları Tenkella, Ayıdamar, Uzundamar, Tepebaşı, Rut Lasir kütleleridir (Şekil 1) (Zengin 1960). Bu kütlelerin en karakteristik özellikleri doğrultu ve eğim yönünde devamlılıklarıdır. Yırtılma fayları ile kopmuş bu kütleler birleştirildiğinde Tenkella 650 m, Ayıdamar 1350 m, Uzundamar I 1600 m, Uzundamar II 900 m, Tepebaşı'nın ise 1300 m uzanımına sahip olduğu görülür. 400 m uzanımı olan Yunuslar kütlelerinin ise Tenkella veya Ayıdamarı ana kütlelerinden yırtılarak kopmuş, keza kuzeydeki 500 m uzunluktaki Rut dağı ve 200 m uzunluktaki Lasir kütleleri de güneydeki ana kütlelerden yırtılma fayları ile koparılmış olduğu düşünülür. (Engin ve diğerleri 1983, Engin 1984)

Kromit kütlelerinin eğim yönündeki uzanımı, doğrudan yönündeki uzanımı ile orantılıdır. Tepebaşı kütlelerinin eğim yönünde 500 m. kadar uzanımı sondaj verileri ile saptanmıştır. (Zengin, 1960).

Kromit kütleleri birkaç cm'den 50 m'ye değişen kalınlıklara sahiptir. Bu kalınlık değişimleri çok kısa mesafelerde oluşabilir ve kütlelerin doğrudan ve eğim yönünde tüm uzanımı boyunca sık sık kalınlık değişimleri izlenebilir. Büyük merceklerin 200 m. uzunlukta ve 50 m. genişlikteki boyutlara varabilmesine karşın ortalama mercek boyutları 20 m. uzunlukta 1,5 m. kalınlıktadır. Kromit kütlelerinin devamlılığı ile kalınlıkları arasında bir ilişki görülmez. Sahanın güney kesiminde İncedamar I ve İncedamar II doğrudan boyunca 50 m. ile 220 m. arasındaki kesiksiz uzanımına karşın kalınlıkları genellikle 2-3 cm. kadardır (Engin ve diğerleri 1983).

### GULEMAN KROMİT YATAKLARI

Guleman ofiolitinde alpin tip kromit yataklarının oluşan olmayan doğrudan ve eğimde uzanımlara sahip olan kromit kütleleri yer almaktadır. Bu yatakların en önemlileri Guleman tektonitinin güney kesiminde D-B uzanımlı Kefdağ kromit kütlesi ile doğu kesiminde K-G uzanımlı Soridağ kromit kütleleridir (Şekil 1).

Bu yatakların kökeni konusunda birçok yazar; stratiform yatakların oluştuğu yolla, farklılaşma ürünü olarak oluştuğunu ve post magmatik faylanma ile bugünkü mercek şeklini aldığını ileri sürmüştür. Helke (1962) Guleman kromit yataklarının gerçek stratiform yataklarının kalıntıları olduğunu savunmuştur. Kovenko (1949) Guleman yataklarının kromitçe zenginleşmiş kalıntı magmanın injeksiyonu ile oluştuğuna işaret eden magmatik akıntılar ile oluşmuş birçok özelliği tanımlamıştır. Zengin (1960) ise Soridağ yataklarında ayırtladığı dokuz seviyenin (Rut, Tepebaşı, Uzundamar, Ayıdamar, Tenkele Yunus) kromitçe zengin kalıntı magmanın inteksiyonu ile oluştuğunu savunmuştur. Thayer (1964) Guleman yataklarının doku ve yapılarının stratiform yataklardan farklı olduğunu, stratiform yataklarda görülmeyen nodüler kromitlerin ve pull apart dokularının Guleman kromit yataklarında yaygın olarak izlendiğini ileri sürmüştür. Guleman yataklarının alpin tip podiform kütleler olduğunu savunmuştur. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağ kromit kütlelerinin tektonik harzburjit ile dunitin dokanağına yakın kesimde dunit içinde, Soridağ kromit kütlelerinin ise tektonik harzburjitler içinde kümülatik olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Soridağ kromit kütleleri dunit bantları ile ardalan ortopiroksence fakir harzburjit kütleleri içinde yer alır. Kromit kütleleri dunitik bir kılıf ile sarılmıştır. Bu kılıfın kalınlığı 2-3 cm. ile 3,5 m. değişebilir de genellikle 10-15 cm. kalınlıktadır. Dunitik kılıfın kalınlığı ile kromit kütlelerinin kalınlığı arasında sistematik bir ilişki izlenemez.

Kromit kütleleri ile dunitik kılıf ve çevre harzburjitler arasında keskin fakat birincil dokanak ilişkileri görülür. Kromit kütlelerindeki bantlaşma ile dunitik kılıf

ve harzburjitlerdeki bantlaşma uyumlu olup, K-G uzanımlı, 35° B'ya eğimli yapılar oluştururlar.

### KEFDAĞI KROMİT KÜTLELERİ

Kefdağ kromit kütlesi Guleman tektoniğinde harzburjit dunit dokanağına yakın yer alır. D-B uzanımlı bu kromit kütlesi Doğu Kefdağı ve Batı Kefdağı kromit kütlelerine ayrılır. Bat Kefdağı kromit kütlesi yüzeyde 1000 m kadar izlenebilmektedir. 50° ile güneye eğimlidir. Kromit kütlelerinin altında (kuzeyinde) harzburjit, üstünde (güneyinde) ise dunit yer almaktadır. Kromit kütlesi kalınlığı 40-50 cm. arasında olan yersel olarak 4-5 m. kalınlığa varan dunitik bir kılıf ile sarılmıştır. Kromit kütlelerinin tavanında 2500 m. kalınlıkta Kefdağ duniti yer alır. Kefdağ kromit kütlesi yüzeylenimi batıda saçılmış bir kuşak ile başlamakta doğuya doğru giderek 50 m. kalınlığa varabilmektedir. Merkezi kesimde masif ve bantlı cevherin yer aldığı kromit kütlesi çevreye doğru saçılmış cevhere dönüşür. Cevher yüzeylenimi doğuya doğru tekrar inceler ve saçılmış cevhere dönüşerek son bulur (Engin ve diğerleri 1983).

Engin (1984-1985) kromit kütlesi, yeraltı çalışmalarından derlenen verilere göre 50° GD'ya eğimli olup, eğim yönünde 500 m. uzanıma ve 45 m. kalınlığa sahip olabilmektedir. Batı Kefdağı kromit kütlelerinin çevre dunit ve harzburjitler ile olan dokanak ilişkisi birincildir. Harzburjiteki piroksen olivin bantlaşması, dunitteki olivin dizilimleri ve kromit kütlelerindeki bantlı yapılar uyumludur (Engin ve diğerleri 1983, Engin ve Sümer, 1986).

### PETROLOJİK VERİLER

Soridağ kromit kütleleri Guleman harzburjiti içinde yer almaktadır. Guleman harzburjiti ortopiroksence fakir (% 10) dunitik eğilimli petrografik özellikler gösterir. Harzburjite, uyumlu dunitik bantlar yaygındır. Bunların yanında uyumsuz dayklar da izlenebilir (Özkan, 1982).

Soridağ kromit kütleleri dunitik bir kılıf içinde harzburjit içinde uyumlu olarak yer alır. Harzburjit çevre kayacında, dunitik kılıfta ve kromit kütlelerinde birincil bantlanma yapıları uyumlu olup, herhangi bir kıvrımlanma veya batma özellikleri göstermediği nedenle Engin ve diğerleri (1983) Soridağ kromit yataklarının bugünkü buldukları konumları ile harzburjit içinde birincil olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Kefdağ kromit kütlesi harzburjit dunit geçişinde yer almaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında harzburjit, tavanında ise 2500 m. kalınlıkta Kefdağ duniti yer almaktadır. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağ dunitinin kümülat dokulu olduğunu ve tektonik deformasyonların kümülat doku üzerine üstlendiğini ileri sürmüş, Kefdağ dunitinin tektonik-kümülat geçiş zonunda yer aldığını savunmuştur. Özkan (1982) ise Guleman harzburjitlerindeki olivinler ile Kefdağ dunitindeki olivinlerin özdeş oranda fosterit içerdiklerini (% 90 Fo) Kefdağ dunit ve harzburjitlerinin kalıntı kökenli olduklarını ve yüksek ısıda homojenleştiklerini savunmuştur. Keza Guleman harzburjiti ile Kefdağ dunitindeki birincil bantlaşma (S<sub>0</sub>) ve foliasyon

(S<sub>1</sub>) düzlemlerinin uyumlu olmasını da bu görüşü destekleyen bir veri olarak belirtmiştir. Guleman tektonitinin harita örneği konsantrik bir dizilim sunar ve diapirik bir yapıyı gösterir (Özkan, 1985). Guleman tektoniti üzerine gelen kümülat istifinin birincil bantlaşma (S<sub>0</sub>) yapıları ise D-B uzanımlı ve konsantrik bir yapı örneği sunan tektonikler ile uyumsuzdur (Özkan, 1985).

Anlaşılabileceği gibi, Kefdağı duniti ile Guleman harzburjiti arasındaki geçişin manto, kabuk geçişi mi yoksa kalıntı harzburjit ile kalıntı dunit geçişi mi olduğu sorunu Kefdağı kromit kütlelerinin kökenini belirleyen ana sorundur. Bu soruna, bugünkü bilgilerimiz ışığında yetmişli yıllardaki bakışımızdan farklı bir yaklaşıma sahibiz. Bir başka deyişle, yetmişli yıllarda harzburjitik üst manto kayaçları üzerine gelen dunitik kayaçları stratiform komplekslerde olduğu gibi, kümülat istifin alt düzeylerini oluşturduğunu ve kromit kütlelerinin de strotiform komplekslerde olduğu gibi, dunitik kümülatlar içinde kümülatik süreçlerle oluştuğu kabul edilmekteydi. Oysa günümüzde kalıntı üst manto harzburjilerinin geçişli olduğu dunitlerin kümülatik kökenli olmayıp tam tersi harzburjilerin tüketilmesi ürünü kalıntı kökenli dunitler olduğu tartışmasız kabul edilmektedir (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Prinzhofer (1983) harzburjilerde ortopiroksenlerin kaybolması ile hızlı bir şekilde dunitlere geçildiği ve geçiş kuşağının düzensiz bir geometriye sahip olduğunu tanımlamışlardır. Keza harzburjilerdeki uyumlu harzburjit bantları olağan ve yaygındır. Bu olgu, Guleman tektonitinde de karakteristiktir. Özellikle Kefdağı dunit, harzburjit geçişinde dunit-harzburjit bantları ardalanması yaygın olarak gözlenir (Özkan, 1982). Ek olarak, Guleman harzburjilerinin ortopiroksen içeriklerinin son derece düşük olması (% 10) ve yaygın olarak uyumlu dunitik bantları kapsamı (Özkan, 1982), Guleman harzburjilerindeki ortopiroksenlerin ileri derecede tüketildiğini, bu nedenle sık sık dunitlere dönüştüğünü gösterir. Kefdağı duniti Guleman harzburjisinin tüketiliminin ileri aşamasını temsil eder.

Yapısal ve petrolojik veriler bizi Kefdağı dunitinin kümülatik istifin tabanını oluşturmadığı, tam tersi harzburjilerin tüketilmesi ile oluşmuş kalıntı manto kökenli olduğu sonucuna götürür. Bu bağlamda Kefdağı kromit kütlelerinin ve Soridağ kromit kütlelerinin kümülatik kökenli olarak oluşumunu savunabilmek olanaksızlaşmaktadır. Bu olgu bizi Kefdağı ve Soridağı kromit kütlelerinin oluşumunu diapirik astenosferik yayılım modeli içinde tartışmaya götürür.

Boudier ve Coleman (1981) Semail ofiolitinin verileri ışığında, okyanusal yayılım sürecinde manto diapirlerinin yükselimi ve çok fazlı ergime olgularının geliştiğini ileri sürmüştür. Yayılma merkezlerinin altında 50 km. kadar derinlikler de lerzolitik manto diapirlerinin tüketilmesi ile pikritik magmanın türediğini, bu magmanın lerzolitik diapirlere göre büyük bir hızla yükselerek daha önce tüketilmiş ve yayılma merkezi altına yükselmiş kalıntı harzburjitik diapirler içinde kanallar boyunca ilerlediğini kabul etmiştir. Bu süreçte, yükselen magmanın soğuyarak kanallar boyunca kristal-

lendiğini kalıntı üst manto harzburjit diapirleri içinde uyumsuz dunit dayklarının oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu model, Guleman tektoniti içindeki uyumsuz dunitik daykların (Özkan, 1982) oluşumunu açıklamada yetkindir. Yükselmiş üst manto kalıntı harzburjit diapirlerinin ikinci kez tüketilmesi sonucu olivince fakir toleyitik magma harzburjit ve dunitik kalıntı üst manto diapirleri geçerek sırt altında magma odasına ulaşır ve kümülat istifi oluşturur (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Violette (1982) tarafından diapirik astenosferik yayılma tipi olarak tanımlanan bu olgu, giderek yatay astenosferik yayılma dönüşür. Guleman tektoniğinin birincil bantlaşma (S<sub>0</sub>) ve foliasyon (S<sub>1</sub>) ların harita örneği (Özkan, 1985) diapirik yükselme sürecinde oluşmuş yapı örneğini gösterir.

Yayılma merkezi altında lerzolitik diapirlerin ergimesi ile oluşan pikritik magmanın üst mantoda harzburjitik diapirler içinde yükselmesi sürecinde magma kanallarında konveksiyonel akıntılar oluşur. Bu süreçte magma içinde kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntıları oluşur. Bu süreçte magma içinde kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntıları denetiminde magma kanallarındaki boşluklarda birikir. Çekirdekte masif ve bantlı cevherin oluştuğu kromit kütleleri dışa doğru saçılmış kromite dönüşür ve dunitik kılıf ile sarkılır. Kovenko (1949) Soridağ kromit kütlelerinin Cr ca zengin kalıntı magmanın peridotitler içine injeksiyonu ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Soridağ kromit kütlelerindeki dokuları ayrıntıları ile inceleyerek bu dokuların magma injeksiyonları sürecindeki akıntıların etkisinde geliştiğini savunmuştur. Kırk yıl öncesi büyük bir ileri görüşlülükle ileri sürülmüş bu görüşler, Boudier ve Coleman (1981) in okyanusal yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgath ve Weiser (1979), Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kromitlerin oluşumunu açıklamak için geliştirilmiş modellerle iyi bağdaşmaktadır. Boudier ve Coleman (1981) in okyanusal yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgath ve Weiser (1979) , Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kromitlerin oluşumunu açıklamak için geliştirilmiş modellerle iyi bağdaşmaktadır. Boudier ve Coleman (1981) tarafından okyanusal sırt altında 50 km kadar derinliklerde Cr diopsit içeren lerzolitik mantonun tüketilmesi ile türkedildiğini ileri sürdükleri, Cr ca zengin pikritik ergiyik yükselerek Kovenko (1949) ve kromit kütlelerini oluşturduğunu varsaydığı "Cr ca zenginleşmiş artık magmayı" oluşturmuştur. Nicola ve Violette (1982) astenosferik diapirik yayılım modelini ileri sürerek derin diapirik yayılım sürecinde pikritik ergiyiğin üst manto diapirleri içinde kanalları boyunca yükseldiğini savunmuşlardır. Bu olgu Kovenko (1949) tarafından ileri sürülen peridotitler içine Cr ca zengin magmanın injeksiyonunu açıklayabilir. Keza Kovenko (1949) un Guleman kromit yataklarındaki dokuların Cr ca zengin magmanın injeksiyonları sürecinde gelişen magma akıntıları etkisinde oluştuğunu kabul eden görüşü Lago ve diğerleri (1982) tarafından geliştirilerek magmanın kanalları bo-

yunca yükselimi sürecinde ısı farkı nedeniyle konveksiyon akıntılarının oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

## YAPISAL VERİLER

Podiform kromit kütlelerinin iç yapısı ve çevre peridotitlerin iç yapısı ve dokanak ilişkileri uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olabilir. Birincil bantlanma ( $S_0$ ) peridotit kütlelerinde olivin ve piroksen bantlaşması ile, kromit kütlelerinde ise olivin, kromit bantlaşması ile temsil edilir. Peridotit kütlelerinde manto deformasyonları sürecinde genellikle birincil bantlaşma ( $S_0$ ) ile uyumlu olan foliasyon ( $S_1$ ) silikat minerallerinin yassılaşması ile gelişir. Kromit kütlelerinde ise silikat ve olivin nodüllerinin yassılaşması ile tanımlanır.

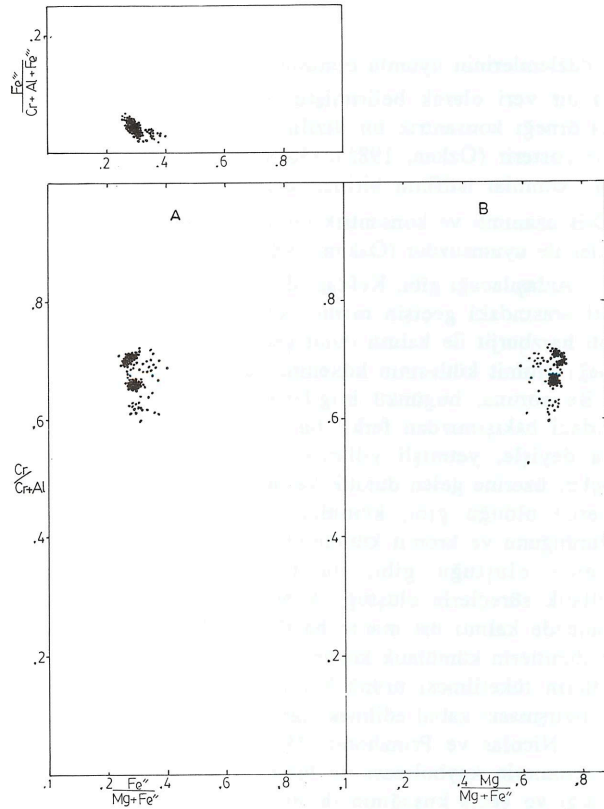
Lineasyonlar ( $L_1$ ) foliasyon düzlemlerinde uzamış minerallerin yönü ile tanımlanır. Peridotit kütlelerinde lineasyonlar, özellikle krom spinel yığılımlarının veya peroksen yığılımlarının uzanımları ile belirlenir. Kromit kütlelerinde ise, iki tip lineasyon oluşabilir: a) Saçılmış cevherde kromit tanelerinin uzaması ve yönlenmesi, b) Masif cevherde ise gerilme kuvvetleri etkisinde kalan kromit kütlelerinde çekim kuvvetleri yönüne dik yönde gelişen çatlakların silikatik minerallerle doldurulması sonucu oluşan pull apart lineasyonları.

Uyumlu kromit kütleleri genellikle merceksidir ve dunitik bir kılıf ile çevrilidir. Uyumlu kütlelerin iç yapısı ile peridotitlerin iç yapısı paraleldir. Bu tip kütlelerin uzanımı makaslama düzlemi ile  $20^\circ$  açı yapar. Lineasyonların sistematik incelenimi ile kromit kütlelerinin uzama yönü belirlenebilir. Kromit kütlelerinin yanal ucunun ani yuvarlağımsı mı sona erdiği, yoksa çevre kayacın yapısı ile dereceli ve girik olarak geçişli mi olduğunu bilmek bu anlamda gereklidir. Uyumlu kütlelerin yanal geçişleri çevre harzburjitlelerdeki bantlaşma ile uyumlu uzanımlar oluşturur. Yanal geçiş zonunda kromit kütlelerini çevreleyen dunit kılıfı ile harzburjitik yan kayaç mezoskopik girik yapılar oluşturur. Bu yapılar harzburjitlelerdeki bantlaşma ile uyumludur. Kromit kütlelerinin tavanında yer alan dunit kılıfı içinde harzburjitik inklüzyonları yer alır. Bu inklüzyonların iç yapısı ile dunitik kılıfın iç yapısı uyumludur.

Yarı uyumlu kromit kütlelerinin iç yapısı ile dunitik kılıf ve çevre peridotitlerin yapısal öğeleri arasında doğrultu ve eğimde  $25^\circ$  den küçük bir açı gözlenirse de yer yer uyumludur. Çevre kayacıdaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanımını işaret ederler. Bu tip yataklarda merceksel şekilli olup, uyumlu kütlelere göre daha az deformasyon geçirmişlerdir.

Uyumsuz kütlelerde kromitin iç yapısı ile çevre peridotitin iç yapısı açıkça uyumsuzdur. Deformasyonların zayıf olması nedeniyle kromit kütlelerinde lineasyon gelişmemiştir ve uzanımı çevre kayacı yapıları ile obliktir. Çevre kayacıdaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanım yönünü gösterir (Cassard vd., 1981).

Bu bağlamda, 1000 m. uzunlukta, eğim yönünde 500 m.'ye ulaşan kalınlığa sahip merceksel Kefdağ kromit kütleleri peridotitler içinde uyumlu olarak yer alır. Tavanda yer alan Kefdağ dunitindeki olivin kromit bantlaşmaları tabanda yer alan Guleman harzburjitledeki pi-



**Şekil 2.** Kefdağ kromit kütlelerinden 100 kromit analizinin Stevens spinel bileşim prizması (A) ve Johnston spinel bileşim prizması (B) üzerinde dağılımı

**Figure 2.** Plots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromite body in the Steven spinel c and in the Johnstone spinel compositional prism (B)

roksen-olivine bantlaşmaları paraleldir.

Kefdağ kromit kütlelerinin batı ucu saçılmış ince bir kromit kuşağı ile başlamakta, ortaya doğru kalınlaşmakta (maksimum 45 m) doğuya doğru tekrar incelmekte ve saçılmış cevhere dönüşerek sona ermektedir. Her iki uçta da incelenerek dunitik kılıf içinde harzburjitlelerdeki ( $S_1$ ) düzlemlerine uyumlu olarak kamalanmaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında dunitik kılıf içinde yer alan harzburjitik çubuklar, petrografik olarak harzburjitik dunit geçişinden çok uyumlu podiform kütlelerinde yaygın olarak görülen deformasyon sürecinde gelişen yapısal bir özelliktir.

Soridağ kromit kütlelerinin, dunitin ve çevre harzburjitlelerin iç yapıları uyumludur. Dokanak ilişkileri de iç yapılar ile uyumludur. Kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde oldukça fazla devamlılığı, fakat kalınlıklarının sık sık kısa mesafelerde büyük farklılıklar göstermesi, Soridağ kromit kütlelerinin karakteristik özelliğidir. Soridağ kromit kütlelerinin kalınlıklarının sık sık değişmesi nedeniyle, cevher kütlelerinin yüzeyindeki düzensizlik hem taban hem de tavanda gelişmiştir.

Soridağ kromit kütlelerindeki pull apart lineasyonları doğrultu yönünde geliştiği ve  $5-10^\circ$  güneye daldığı görülür. Bu olgu kromit kütlelerinin D-B yönünde gerilme kuvvetleri etkisinde kaldığını ve pull apart dokularının

gelişimi sürecinde doğrultuya dik yönde genişlediğini gösterir. Kromit kütlelerindeki K-G doğrultulu uzanımın birincil olduğu ve deformasyon ile gelişmediğini kanıtlar (Thayer, 1964).

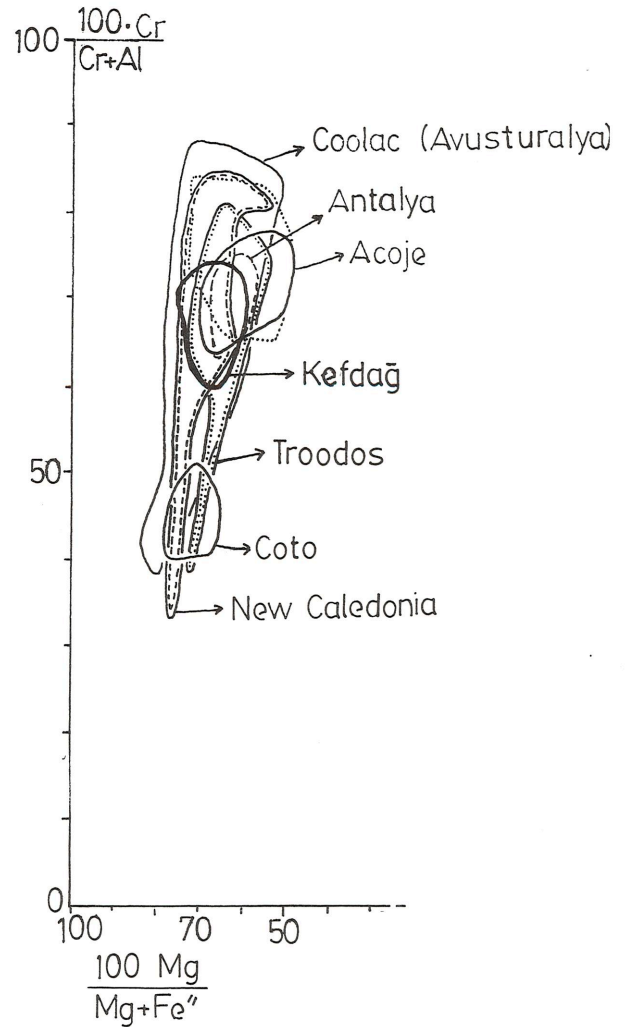
Manto peridotitler içinde yer alan dunitik bir kılıf ile sarılı podiform kromit külelerinin oluşumunu, Thayer'in (1964) kümülatik oluşum ve derin kapalı kıvrımlanma ile mantoya girişim ve Dickey'in (1975) kümülatik oluşum ve mantoya batma olguları ile açıklayabilmek, Kefdağı ve Soridağ kromit kütleleri için olanaklı görülmemektedir. Keza Thayer ve takipçilerinin ileri sürdükleri oluşum modelleri ile kalıntı üst manto peridotitlerinde dunitik kılıf ile sarılı uyumsuz podiform kromit kütlelerini açıklayabilmek de olanaksızdır. Oysa diapirik yayılım modeline göre, pikritik magmanın yayılma merkezleri altına yerleşmiş üst manto peridotitleri içinde yükselimi sürecinde kristallenmesi ile uyumsuz podiform kromit kütleleri ve dunitik kılıflarının oluşumunu açıklamada bir çelişki görülmemektedir. Başlangıçta uyumsuz olan kromit kütleleri, deformasyon süreçlerinde gelişen yeni yapı ögesi foliasyon(S<sub>1</sub>)ların kromit kütlelerinde, dunitik kılıfta ve çevre harzburjitlerde paralel olarak gelişmesi sonucu uyumlu kütlere dönüşebilir.

Bu evrim modeli Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin oluşumunu somut bir şekilde açıklayabilmektedir. Fakat Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin içinde yer aldığı Guleman tektonitinde birincil bantlaşma ve foliasyonlar diapirik yayılım sürecinde gelişmiş yapılarıdır. Yatay yayılım sürecinde gelişmiş yatay ve yarı yatay yapılar Guleman tektonitinde izlenemez. Bir başka deyişle Guleman tektoniti diapirik yükselimi sonrası önemli bir yataya yayılım sürecinden geçmemiştir. Bu nedenle Soridağ ve Kefdağı kromit kütlelerinin Guleman tektonitinin diapirik birincil bantlaşma ve foliasyon yapıları ile uyumlu oluşu ilksel ve kökenseldir. Yatay yayılım sürecinde üstlenmiş bir olgu değildir. Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecinde gelişen yapıları ile uyumlu olarak açılan magma kanalları boyunca yükselen Cr'ca zengin pikritik magmanın diapirik yayılım sürecinde kristallenmesiyle oluşan Kefdağı ve Soridağı kromit kütleleri ile çevre peridotitlerin ilksel bantlaşma ve foliasyon yapıları uyumlu olarak gelişmiştir.

Sori kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde uzun mesafeler kesiksiz devam etmeleri, buna karşılık kalınlıklarının çok kısa mesafelerde büyük değişiklikler göstererek devam etmesi bu kütlelerin diapirik yükselimi sürecinde magma kanallarındaki boşlukların doldurulması ile oluştuğunun geometrik bir kanıtıdır. Bu özelliği, kümülatik oluşum mekanizması ile açıklayabilmek olanaksızdır. Çünkü Soridağ kromit kütlelerinin doğrultulu ve eğim yönünde sürekliliği buna karşın kalınlıklarının kısa mesafelerde sık sık büyük değişiklikler göstererek devam etmesi ve kromit kütlelerinin kalınlık değişiminden oluşan yüzey düzensizlikleri kromit kütlelerinin hem tavanında hem de tabanında gelişmesi ile ortaya çıkan geometriyi kümülatik süreçler ile açıklayamayız. Bir başka deyişle düzensiz magma tabanı üzerinde çökeltme olgusu ile yalnızca kromit kütlelerinin tabanındaki düzensizliği

açıklayabiliriz fakat tavadaki düzensizliği açıklayamayız. Bunun yanında cevher kütlelerinin tavan ve tabanındaki, kalınlık farkından oluşan düzensizlikleri oluşturacak derin plastik kıvrımlanmalar kesinlikle söz konusu değildir.

Bu olgu ancak diapirik yükselimi modeli olguları ile açıklanabilir. Harzburjitik diapirikler içinde yükselen piritik magmanın iç basıncı nedeniyle yan kayaç içinde sık sık genişleyen ve daralan magma kanalları açılır. Bu kanallarda magma yükselimi sürecinde egemen olan konveksiyon akıntıları etkisinde kalan kromit taneleri



Şekil 3. Kefdağ kromit külesinden 100 kromit analizinin 100 Cr/Cr Al 10 g/ Mg Fe karşı dağılım ve yüksek Al kromitleri (Coto) ve yüksek Cr kromitleri (Acoje) ile karşılaştırılması.

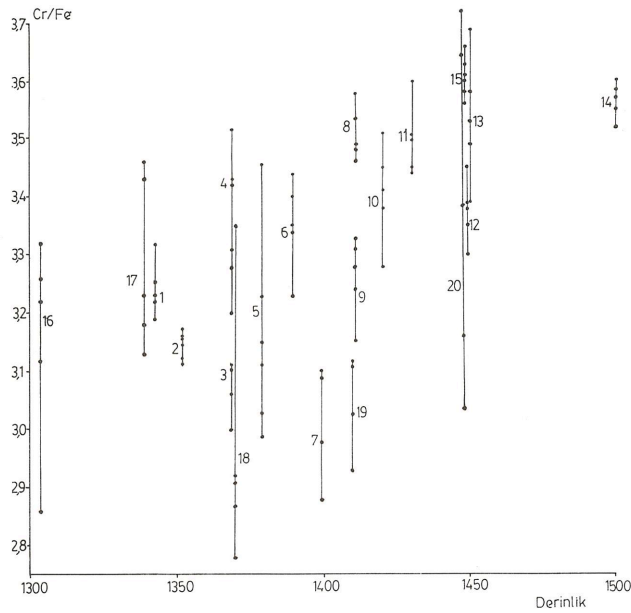
Figure 3. Plots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromitite body the 100 Cr/Cr Al against 100 Mg/Mg Fe diagram. Comparison between the high Al Chromite (Coto and high Cr Chromite (Acoje)

boşluklarda birikir ve giderek boşlukları doldurur ve podiform kromit kütlelerini oluşturur. Boşlukları birbirine bağlayan dar kanallar içinde de kromit tanelerinin birikmesi ve kanalların doldurulması sonucu oluşan kromit kütlelerinin geometrisi Soridağ kromit kütlelerinin geometrisini verir. Keza kalınlıkları 50 m'ye varabilen kütleler arasında ancak birkaç cm kalınlıklardaki kromit köprülerinin oluşumu bu model içinde açıklanabilir ve bu model için tipik bir veridir.

## DOKUSAL ÖZELLİKLER

Kefdağ kromit kütlesi de başlıca masif, bantlı nüdüler ve saçılmış cevher tiplerini içerir. Kromit kütlelerinin kalınlaştığı kesimlerde çekirdekte masif ve bantlı cevher yer alır, dışa doğru saçılmış cevhere dönüşür. Soridağ kromit kütlelerinde ise nodüler ve saçılmış cevher yer yer izlense de esas cevher masif tiptir.

Nodüler kromit dokuları, stratiform yataklarda görülmeyen, podiform kromitlere özgü bir özelliktir (Thayer, 1964). Nodüler kromit dokusu, dunitik matriks içinde kromitçe zengin elipsoid şekilli yuvarlak iri tanelerden oluşur. Nodüllerin paketlenme sıklığı çeşitlidir. Genellikle komşu peletler birbirlerine değeri. Nodüller ince taneli anhedril kromit agregatlarının bir araya toplanması sonucu oluşur. Bazı örneklerde nodüller, silikatik bir



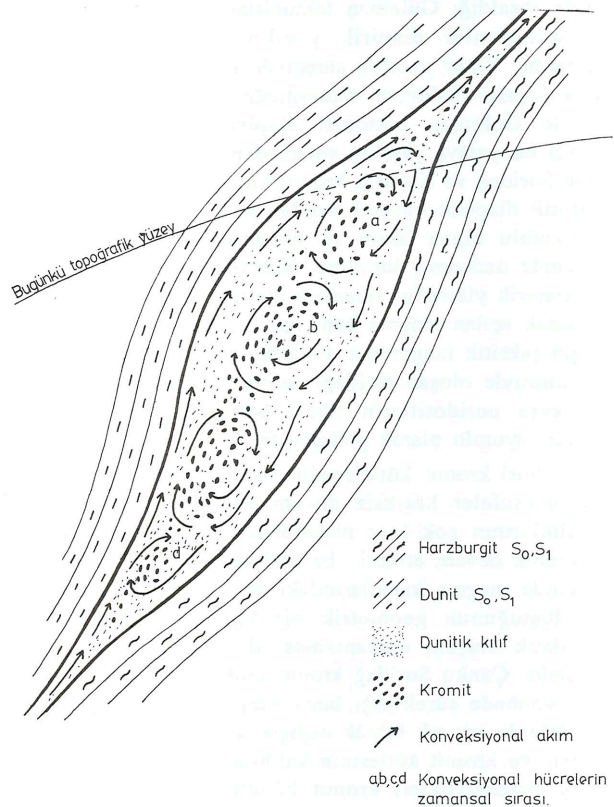
Şekil 4. Kefdağ kromit kütlesinden 100 kromit analizinin Cr/Fe oranının derinliğe karşı dağılımı.

Figure 4. Plot Cr/Fe rate of 100 chromite analyses from Kefdağ chromitite body against depth

çekirdek üzerinde kromit taneciklerinin yığılması sonucu oluşmuştur. Borchert (1964) nodüler kromitlerin, kromit kristallerinin daha önce katılaştığı silikat bankından aşağıya yuvarlanması sürecinde pelletizasyon etkisi ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Kaaden (1970) ise kromit

kristallerinin viskoz magma tarafından aşın-dırılması ile oluştuğunu savunmuştur. Dickey (1975) ise nodüler kromitleri magma segragasyonu zonlarında bulantı akıntıları etkisinde oluşan "kartopu" dokuları olarak yorumlar. Thayer (1964) ise nodüllerin, magma içinde kromit kristallerinin serbestçe asılı kaldığı süreçte çekirdeklenmelerini ve büyüdüklerini ileri sürerek kümülatik oluşumu ileri sürer.

Nodüler kromit oluşumları için kümülatik süreçler çerçevesinde ileri sürülen bu yorumlar magma akıntıları içinde oluşum tezini de taşırlar. Oysa kümülatik süreçlerde magma akıntıları çok sınırlı olgulardır. Diğer taraftan diapir modelinde manto peridotitlerinde kanallar boyunca yükselen magmada etkin olarak gelişen konveksiyon akıntıları etkisiyle kromit tanecikleri bir araya toplanarak nodülleri oluşturabilir. Konveksiyon akımları etkisinde magma içindeki kromit taneleri ile magmanın farklı sirkülasyon hızına sahip olması nedeniyle, kromit tanecikleri çekirdeklenerek bir arada toplanıp nodülleri oluşturur. Keza bu nodüller magmadaki sirkülasyon etkisinde bir araya gelerek paketlenir. Soridağ, kromit kütlelerinde dünyanın en tipik nodüler kromitleri izlenir (Thayer, 1964). Bu nodüllerin yaygınlığı Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin kümülatik oluşum süreçlerinden farklı bir süreç sonucu oluştuğunu gösterir. Kovenko (1949) Guleman kromit yataklarındaki doku ve yapıları,



Şekil 5. Kefdağ kromit kütlesinin ilerleyen akıntı modeline göre oluşumu  
Figure 5. Formation of the Kefdağ chromitite body according to suggested progressive convection currents model



kromit yataklarının Cr ca zengin magma injeksiyonları sürecinde gelişen magmatik akıntılar etkisinde oluşumuyla açıklanmıştır.

Nodüler kromitlerin sıkı paketlenmesi sonucu masif tip cevherleşmeleri oluşur. Olivin ve kromit tanelerinin farklı yoğunluğa sahip olması nedeniyle konveksiyonel akım etkisinde olivince zengin bantlar ile kromca zengin bantların ardalanmasıyla Kefdağ kromit kütlelerinde yaygın olarak izlenen birincil bantlı dokular gelişir.

## MİNERAL KİMYASI

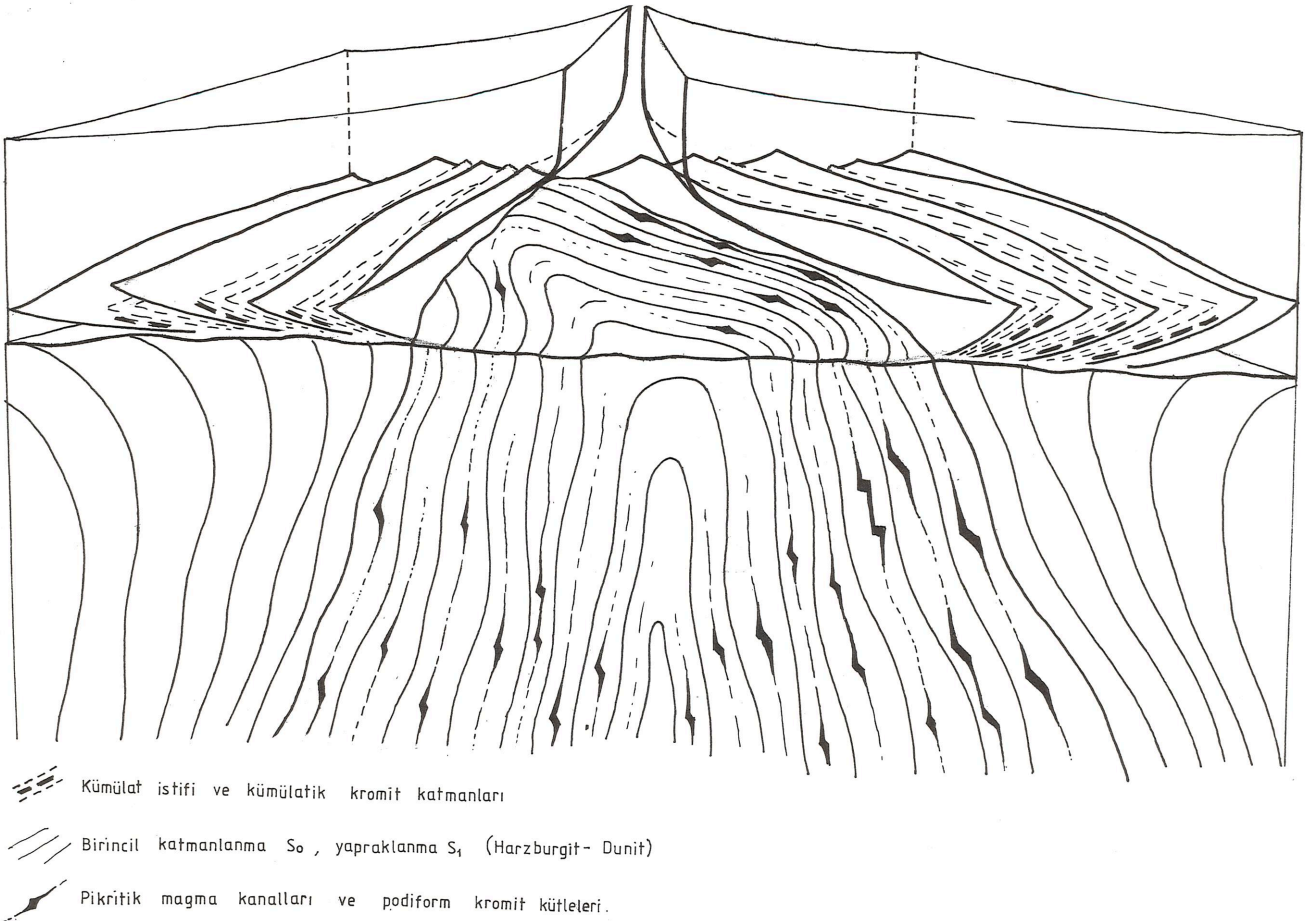
Podiform kromitlerin kimyasal bileşimi ve oluşumu arasındaki ilişki, özellikle kromitlerin Al ca zengin ve Cr'ca zengin bimodal karakteri gözönüne alınarak sistemleştirilmiştir.

Burgart ve Weiser (1980) Selanik kromit yataklarını Al'ca zengin (Tsanglı) ve Cr'ca zengin (Chalkidi, Vourinos) tiplere ayırtlamıştır. Tsanglı Al'ca zengin yuvareklaşmış kromit kütlelerinin, mobil harzburjit kristal lapasının yığılmasında Al'ca zengin kromit tanelerinin çökelişi ile oluştuğunu kabul etmiştir. Cr'ca zengin Chalkidiki ve Vourinos kütlelerinin çok fazlı olgular sonucu oluştuğunu, okyanusal rift kuşağı altında manto malzemesinin ergimesi ile Mg'ca zengin pikritik magma

türediğini ve yükselerek soğuduğunu bu süreçte pikritik eriyikte olivin ve kromitin kristallendiğini ve bu kristallerin viskozite farkı nedeniyle gelişen konveksiyonel karakterin etkisinde ortamda birikerek kromit yataklarının oluştuğunu ileri sürmüştür.

Nicolas ve Violette (1982) Al'ca zengin kromit kütlelerinin yarı yatay astenosferik yayılım sürecinde oluştuğunu, kalıntı üst manto harzburjit dunit geçişinde yer aldığını ileri sürmüştür. Cr'ca zengin kromit kütlelerinin ise diapirik astenosferik yükselim sürecinde oluştuğunu ve manto lerzolit-harzburjit geçişinde yer aldığını savunmuştur.

Kefdağ kromit kütlelerinin dunit harzburjit geçişinde yer almasına karşın, yatay yayılım sürecinde değil de diapirik yükselim sürecinde oluştuğu, petrolojik ve yapısal verilerin ışığında açıkça görülmektedir. Bu olgu Nicolas ve Violette'in (1982) şemalaştırdığı modele uymamaktadır. Bu anlamda Kefdağ kromit kütlelerinin köken sorununa yaklaşım için kromit kimyası verileri gerekli olmaktadır. Bu nedenle Kefdağ kromit kütlelerinin 1300 kotu ile 1500 kotu arasında sistematik olarak alınan 20 örnekten 100 kromit tanesinin mikroprobtta yapılan analiz (Arman ve Aydın, 1983) sonuçları, Stevens (1944) ün spinel prizmasına yerleştirilerek, Kefdağ kromitlerini



Şekil 6. Guleman diapirinin ve kümülat istifinin yapısal konumu, podiform kromit kütleleri ve kümülatik kromit katmanları

Figure 6. Structural position of the Guleman diapir and cumulate sequence, podiform chromite bodies and cumulate chromite layers

Örnek No:	Cr <sup>+3</sup>	Al <sup>+3</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Cr/(Cr+Al)	Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	Fe <sup>+2</sup> /(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	Fe <sup>+3</sup> /(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	Cr/Fe	Kot No:
	1.248	0.656	0.734	0.291	0.096	0.655	0.716	0.283	0.048	3.22	
	1.247	0.649	0.746	0.278	0.104	0.657	0.728	0.271	0.052	3.26	
1	1.249	0.671	0.712	0.306	0.080	0.650	0.699	0.300	0.040	3.23	1343
	1.247	0.658	0.751	0.280	0.095	0.654	0.728	0.271	0.047	3.32	
	1.250	0.655	0.733	0.296	0.095	0.656	0.712	0.279	0.047	3.19	
	1.203	0.713	0.724	0.295	0.084	0.627	0.710	0.289	0.042	3.17	
	1.187	0.733	0.719	0.298	0.080	0.618	0.706	0.293	0.040	3.14	
2	1.190	0.715	0.736	0.287	0.095	0.624	0.719	0.280	0.047	3.11	1352
	1.189	0.718	0.741	0.283	0.093	0.623	0.723	0.276	0.046	3.16	
	1.201	0.708	0.737	0.288	0.091	0.629	0.718	0.280	0.045	3.16	
	1.265	0.643	0.711	0.314	0.092	0.662	0.693	0.306	0.046	3.11	
	1.274	0.629	0.727	0.301	0.097	0.669	0.707	0.292	0.048	3.20	
3	1.255	0.644	0.723	0.309	0.101	0.660	0.700	0.299	0.050	3.06	1369
	1.248	0.656	0.704	0.319	0.096	0.655	0.688	0.311	0.048	3.00	
	1.270	0.641	0.705	0.319	0.089	0.664	0.688	0.311	0.044	3.11	
	1.296	0.597	0.743	0.288	0.107	0.684	0.720	0.279	0.053	3.28	
	1.306	0.601	0.738	0.287	0.093	0.684	0.720	0.280	0.046	3.43	
4	1.273	0.623	0.750	0.280	0.104	0.671	0.728	0.271	0.052	3.31	1369
	1.291	0.615	0.750	0.272	0.094	0.677	0.733	0.266	0.047	3.52	
	1.293	0.609	0.751	0.275	0.098	0.678	0.731	0.268	0.049	3.46	
	1.367	0.551	0.643	0.351	0.082	0.712	0.646	0.353	0.041	3.15	
	1.345	0.592	0.645	0.353	0.063	0.694	0.646	0.353	0.091	3.23	
5	1.326	0.599	0.669	0.351	0.075	0.688	0.655	0.344	0.037	3.11	1379
	1.371	0.538	0.673	0.356	0.091	0.718	0.654	0.345	0.045	3.06	
	1.150	0.580	0.637	0.381	0.070	0.699	0.625	0.374	0.035	2.99	
	1.266	0.642	0.740	0.287	0.092	0.663	0.720	0.279	0.046	3.34	
	1.248	0.659	0.736	0.293	0.093	0.654	0.715	0.284	0.046	3.23	
6	1.260	0.652	0.742	0.282	0.088	0.658	0.724	0.275	0.044	3.40	1390
	1.258	0.651	0.753	0.274	0.091	0.659	0.733	0.266	0.045	3.44	
	1.271	0.637	0.734	0.287	0.092	0.666	0.718	0.281	0.046	3.35	
	1.263	0.632	0.714	0.318	0.105	0.666	0.691	0.308	0.052	2.58	
	1.266	0.641	0.710	0.315	0.093	0.664	0.692	0.307	0.046	3.10	
7	1.283	0.621	0.703	0.318	0.096	0.673	0.690	0.303	0.048	3.09	1400
	1.266	0.634	0.707	0.308	0.100	0.666	0.695	0.303	0.050	3.10	
	1.253	0.639	0.704	0.326	0.108	0.662	0.683	0.316	0.054	2.88	
	1.296	0.585	0.733	0.252	0.113	0.685	0.744	0.255	0.059	3.45	
	1.295	0.573	0.727	0.248	0.126	0.691	0.745	0.254	0.063	3.46	
8	1.374	0.563	0.633	0.320	0.063	0.709	0.664	0.335	0.031	3.58	1411
	1.312	0.567	0.719	0.249	0.121	0.698	0.742	0.257	0.060	3.54	
	1.313	0.566	0.726	0.256	0.121	0.699	0.739	0.260	0.060	3.48	
	1.281	0.629	0.720	0.305	0.090	0.671	0.702	0.297	0.045	3.24	
	1.290	0.625	0.717	0.304	0.085	0.673	0.702	0.297	0.042	3.31	
9	1.285	0.617	0.730	0.293	0.098	0.675	0.713	0.286	0.049	3.28	1411
	1.285	0.617	0.722	0.297	0.088	0.672	0.708	0.291	0.044	3.33	
	1.266	0.635	0.725	0.302	0.099	0.665	0.705	0.294	0.049	3.15	

Çizelge 1. Kefdağ Kromitlerinin elektron mikroprob analizleri

Örnek No:	Cr <sup>+3</sup>	Al <sup>+3</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Cr/(Cr-Al)	Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	Fe <sup>+2</sup> /(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	Fe <sup>+3</sup> /(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	Cr/Fe	Kot No:
10	1.324	0.576	0.750	0.277	0.100	0.696	0.730	0.263	0.050	3.51	1420
	1.303	0.606	0.736	0.291	0.091	0.682	0.716	0.283	0.045	3.41	
	1.310	0.601	0.723	0.290	0.089	0.685	0.715	0.284	0.044	3.45	
	1.305	0.600	0.722	0.302	0.095	0.685	0.705	0.294	0.047	3.28	
	1.312	0.597	0.721	0.297	0.091	0.687	0.708	0.291	0.045	3.38	
11	1.322	0.579	0.737	0.284	0.099	0.695	0.718	0.278	0.048	3.45	1430
	1.333	0.568	0.744	0.281	0.099	0.701	0.725	0.294	0.048	3.50	
	1.329	0.571	0.746	0.279	0.100	0.699	0.727	0.272	0.050	3.50	
	1.323	0.568	0.757	0.275	0.109	0.699	0.733	0.266	0.054	3.44	
	1.334	0.570	0.751	0.284	0.096	0.700	0.733	0.267	0.048	3.60	
12	1.336	0.547	0.720	0.256	0.117	0.709	0.737	0.262	0.058	3.39	1448
	1.320	0.564	0.730	0.262	0.116	0.700	0.735	0.264	0.058	3.30	
	1.325	0.562	0.691	0.277	0.113	0.702	0.713	0.286	0.056	3.45	
	1.326	0.558	0.707	0.259	0.116	0.703	0.7318	0.269	0.058	3.38	
	1.346	0.557	0.716	0.267	0.097	0.707	0.728	0.271	0.048	3.35	
13	1.346	0.542	0.696	0.285	0.112	0.712	0.709	0.290	0.056	3.58	1448
	1.337	0.542	0.686	0.283	0.121	0.711	0.707	0.232	0.060	3.49	
	1.349	0.535	0.703	0.274	0.116	0.716	0.719	0.280	0.058	3.39	
	1.343	0.551	0.697	0.291	0.106	0.709	0.705	0.294	0.053	3.53	
	1.334	0.538	0.698	0.280	0.128	0.712	0.821	0.278	0.064	3.69	
14	1.390	0.529	0.704	0.313	0.081	0.724	0.692	0.307	0.040	3.52	1500
	1.372	0.546	0.818	0.304	0.082	0.715	0.702	0.297	0.041	3.55	
	1.363	0.554	0.726	0.295	0.083	0.711	0.711	0.288	0.041	3.60	
	1.364	0.551	0.726	0.295	0.085	0.712	0.711	0.288	0.042	3.58	
	1.385	0.539	0.704	0.311	0.076	0.719	0.693	0.306	0.038	3.57	
15	1.368	0.542	0.688	0.283	0.090	0.716	0.708	0.291	0.045	3.66	1448
	1.362	0.535	0.687	0.272	0.103	0.717	0.716	0.283	0.051	3.63	
	1.357	0.541	0.697	0.276	0.102	0.714	0.716	0.283	0.051	3.58	
	1.345	0.546	0.690	0.269	0.103	0.711	0.719	0.280	0.054	3.56	
	1.350	0.542	0.700	0.265	0.108	0.713	0.725	0.274	0.054	3.61	
16	1.198	0.763	0.625	0.379	0.039	0.610	0.622	0.377	0.019	2.87	1304
	1.306	0.643	0.644	0.367	0.051	0.670	0.636	0.363	0.025	3.12	
	1.224	0.734	0.669	0.337	0.042	0.625	0.665	0.3349	0.021	3.22	
	1.193	0.746	0.711	0.298	0.061	0.615	0.704	0.295	0.030	3.32	
	1.189	0.751	0.704	0.304	0.060	0.612	0.698	0.301	0.030	3.26	
17	1.248	0.700	0.690	0.311	0.052	0.640	0.689	0.310	0.026	3.43	1340
	1.233	0.720	0.700	0.309	0.047	0.631	0.693	0.306	0.023	3.46	
	1.198	0.731	0.700	0.305	0.071	0.621	0.696	0.303	0.035	3.18	
	1.196	0.740	0.691	0.318	0.064	0.617	0.684	0.315	0.032	3.13	
	1.222	0.709	0.704	0.309	0.069	0.598	0.694	0.305	0.034	3.23	
18	1.333	0.603	0.633	0.391	0.064	0.525	0.618	0.381	0.032	2.92	1369
	1.314	0.608	0.699	0.314	0.078	0.683	0.690	0.309	0.039	3.35	
	1.332	0.606	0.608	0.412	0.062	0.687	0.596	0.403	0.031	2.78	
	1.228	0.692	0.683	0.341	0.080	0.639	0.663	0.336	0.040	2.51	
	1.246	0.681	0.663	0.360	0.073	0.646	0.648	0.351	0.036	2.87	
19	1.330	0.599	0.650	0.361	0.077	0.689	0.642	0.357	0.038	3.03	1411
	1.290	0.646	0.636	0.375	0.064	0.666	0.629	0.370	0.032	2.93	
	1.327	0.599	0.669	0.351	0.074	0.688	0.655	0.344	0.037	3.12	
	1.315	0.611	0.667	0.348	0.074	0.682	0.657	0.342	0.037	3.11	
	1.344	0.580	0.663	0.360	0.076	0.698	0.648	0.351	0.038	3.08	
20	1.314	0.621	0.692	0.322	0.065	0.679	0.682	0.317	0.032	3.39	1448
	1.339	0.580	0.669	0.342	0.081	0.697	0.661	0.338	0.040	3.16	
	1.336	0.583	0.679	0.291	0.081	0.696	0.699	0.300	0.040	3.59	
	1.363	0.597	0.673	0.326	0.040	0.695	0.683	0.326	0.020	3.72	

Table 1. Electron microprob analyses of Kefdağ chromitites

kimyasal bileşimleri iki boyutta resmedilmiştir (Şekil 2).

Leblanc ve Violette (1983) in 100 Cr/Cr Al ve Mg/mg±Fe diyagramına yerleştirilen Kefdağ kromitleri A coje ve Cota kromitleri ile kıyaslanmıştır (Şekil 3).

Bu kıyaslamadan çıkan sonuç, Kefdağ kromit kütlelerinin, dunit-harzburgit geçiş zonunda oluşmasına karşın, lertzolit-harzburgit zonunda oluşan Cr'ca zengin Acoje kromitleri ile üstelenmesi dikkati çeken bir olgudur. Oysa kümülat istifinin hemen altında yer alan kalıntı harzburgit-dunit geçişinde yatay yayılım sürecinde oluşan kromit yatakları, tipik olarak Al'ca zengin kütlelerden oluşmaktadır. Bu olgu Kefdağ kromit yataklarının, malını dunit-harzburgit geçiş zonunda yer almasına karşın, yatay yayılım sürecinde değil de tam tersi diapirik yükselme sürecinde oluştuğunun kanıtıdır.

Batı Kefdağ kromit kütlelerinin 1200 m kotu ile 1500 m kotu arasında derlenen 20 örneğin her birinden 5'er kromit tanesinin mikro prob analiz sonuçlarını (çizelge-1) Cr/Fe oranlarının derinliğe göre değişimi (Şekil 4) görülmektedir. Bu dizimde izlendiği gibi Cr/Fe oranları 1300 m kotunda 2.80'den 1500 m kotunda 3.70'e artan bir gidişi göstermektedir. Bu olgu Kefdağ kromit kütlelerinin üst seviyelerindeki kromitlerin alt seviyelerdeki kromitlere göre erken evrede ve daha yüksek sıcaklıkta kristallendiğini ve bu nedenle Cr/Fe oranlarının üst seviyelerde alt seviyelere göre daha yüksek olduğunu gösterir. Bu bağlamda Kefdağ kromit kütlelerinin oluşumunu kümülatik yol ile açıklayabilmek olanaksız görülmektedir. Çünkü kümülatik süreçlerde kromit kristalleniminin bileşimi (Cr/Fe), kromit katmanının tabanından tavanına doğru kalınlık boyunca değişiklik gösterir, katmanlanma doğrultu ve eğim yönünde bir değişiklik görülmez.

Kefdağ kromit kütlelerinin 200 m kot aralığında, eğim yönünde 500 m uzanımında Cr/Fe oranları 3.70'da 2.80'e düşmesi olgusu, ilerleyen konveksiyon akıntıları modeli ile açıklayabilir. Erken evrede yüksek ısıda kristallenen yüksek Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin magma kanalları içindeki boşluklarda gelişen konveksiyon akıntılarının üst kesimlerindeki konveksiyon hücreleri içinde paketlenmesi ve giderek konveksiyon hücrelerinin aşağıya doğru ilerlemesi sürecinde soğuyan ve alt kesimlerde yer alan magma içinde görece düşük ısıda kristallenen görece düşük Cr/Fe oranına sahip kromit taneleri aşağı kesimlerdeki konveksiyon hücrelerinde paketlenir (Şekil 5). Aşağıya doğru ilerleyen konveksiyon akımları denetiminde Cr/Fe oranları aşağıya doğru giderek azalır.

Bunun yanında aynı kot içinde yer alan kromit örneklerinde Cr/Fe oranlarında genel gidişten ani saptamalar gösteren örnekler ancak konveksiyon akıntıları denetiminde farklı ısılarda oluşmuş farklı Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin bir arada paketlenmesi olgusu ile açıklanabilir. Çünkü kümülatik süreçlerde Cr/Fe oranları kümülatik katmanın tabanından tavanına doğru soğuma nedeniyle düzenli bir düşme gösterebilir, fakat farklı ısılarda oluşmuş farklı Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin bir arada oluşması olanaksızdır.

## SONUÇ

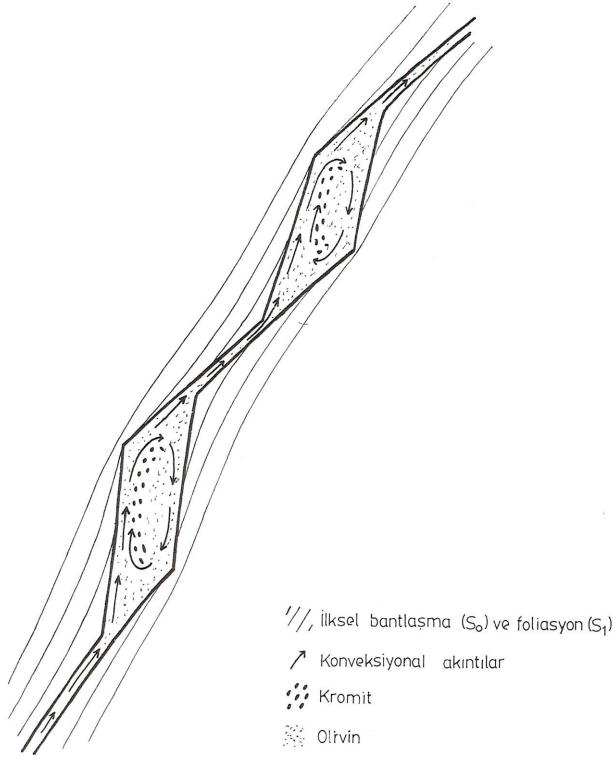
Diapirik Guleman tektonitinin güney kenarında kalıntı harzburgit dunit geçişinde uyumlu olarak yer alan Kefdağ kromit kütleleri ile tektonitin doğu kenarında uyumlu olarak yer alan Soridağ kromit kütleleri Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecini takip eden evrede diapirik çeper kesimlerinde gelişen magma kanallarının yükselen pikritik ergiyiğin kristalleşmesi ile oluşmuştur. Guleman tektoniti okyanusal yayılım merkezi altında diapirik olarak yükselmiş kalıntı mantonun 10 km daha sığ derinliklerde son kez tüketilmesi ile oluşmuş kalıntı dunit, harzburgit, dunit bantlı harzburgit ve harzburgitlerden oluşur (Şekil 6).

Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri, Cr diopsit içeren lertzolitik manto malzemesinin yayılım merkezlerinin altında 50 km kadar derinliklerde tüketilmesi ile oluşan Cr'ca zengin pikritik ergiyiğin hızla yükselerek, dah önce yayılma merkezi altına sığ derinliklere ulaşmış ve yeniden tüketilmiş kalıntı üst manto harzburgit-dunitik Guleman diapirinin çeper kesimlerinde hidrostatik basınç etkisi ile foliasyon veya bantlaşma düzlemleri ile uyumlu olarak açılan ve genişleyen kanallar boyunca ilerlemesi sürecinde oluşmuştur. Pikritik ergiyik, ikinci kez tüketilmiş ve soğumuş Guleman diopirinin çeperlerinde açılmış kanallar boyunca yükselirken, ergiyik ile çevre peridotitinin ısı farkı nedeniyle ergiyik içinde etkin konveksiyon akıntıları etkisinde magma kanallarındaki boşluklarda birikir (Şekil 7). Boşluğun kromitçe doldurulması sürecinde yoğunluk farkı nedeniyle kromit taneleri ile olivin tanelerinin sirkülasyon hızının farkı nedeniyle kromit taneleri bir arada depolanarak masif kromit oluşur. Olivin kristallerinin pikritik ergiyikte görece zenginleşmesi sonucu olivin ile kromit konveksiyon akıntıları etkisinde bileşim bantlaşmaları oluşturarak bantlı kromit dokusu gelişir..

Ergiyik içinde olivinin mutlak zenginleşmesi sürecinde kromit taneleri olivin matrisi içinde saçılmış olarak yer alır ve saçılmış kromitler oluşur. Giderek mutlak olivin kristalleri yığılarak kromit kütleleri çevresinde dunitik kılıf oluşturur ve magma kanallarındaki boşluklar bu yolla doldurulur. Kefdağ kromit kütlelerindeki düzey farkı ile Cr/Fe oranının değişimi kromit birikimi ile kromit oluşumunun bileşiminin değişiminin ilerleyen evrimini gösterir.

Soridağ kromit kütlelerinde kalınlık farkının sık sık değişerek 1,5 km gibi uzunluklarda devam etmesi, kanalların içindeki boşlukların sık sık açılıp kapanmalarının sonucudur. Zira iri kromit kütleleri arasındaki kromit köprülerinin kesilmeksizin devam etmesi kanallar arasındaki boşlukların doldurulmasını takip eden geç evrede kanalların kendilerinin de kromit ve olivin ile doldurulması ile oluşur.

Uyumlu podiform kromit kütleleri diapirik yayılım sürecinde başlangıçta uyumsuz olarak oluştuğunu fakat giderek yatay yayılım sürecinde mantoda makaslama kuvvetleri etkisinde uyumlu kütlelere dönüşmesine karşın Guleman diapirinde yatay yayılım etkisinin görülmediği halde Guleman diapiri içinde çeperdeki magma kanalları



**Şekil 7.** Kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları ve boşlukların açılışı, pikritik ergiyin bu kanallar içinde yükselimi ve kromit tanelerinin konveksiyon akıntıları kontrolunda birikimi

**Figure 7.** Opening of the magma condituts and caves in the residual upper mantle peridotite rising of the picritic melts along these conduits and deposition of the chromite grains in the caves under the convection currents

boşluklarında diapirik yayılım sürecinde oluşan Soridağ ve Kefdağ kromit kütleleri uyumlu olarak oluşmuştur.

Diğer taraftan dunit, harsburjit geçişinde yer alan ve yatay yayılım sürecinde oluşan Al'ca zengin kromit kütlelerine karşı, Kefdağ kromit kütlesi tipik olarak dunit harzburjit geçişinde yer aldığı halde, yatay yayılım sürecinde değil de diapirik yayılım sürecinde oluştuğu için Cr'ca zengin tipi karakterize eder.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışmada ileri sürülen görüşlerin oluşmasına katkıları nedeniyle Sayın Hocam Prof. Dr. Önder Öztunalı'ya minnettarım. Kefdağ kromit yatağının 1300 m. kotu ile 1500 m. kotu arasında her 10 m. kotundan derlenen 20 örnekte 100 kromit tanesinin mikro prob analizini yapan ve bunu bu yazıda kullanmamızı sağlayan Sayın Bülent Arman'a teşekkür borçluyum. Gerek Dr. Tandoğan Engin, gerekse Dr. Yusuf Zuya Özkan'ın Guleman kromit yataklarında yıllardır sürdürdükleri çalışmalarını olmasaydı, yazarın bu yazıdaki görüşleri kaleme alması mümkün olmayacaktı. Dr. Tandoğan Engin ve Dr. Yusuf

Ziya Özkan'a yayım öncesinde yazıyı okuyup eleştir-dikleri için ayrıca teşekkür ederim.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahmet Z., 1984, Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhat Qila Complex, Pakistan, *Econ. Geol.* 79, 1334-1359.
- Arman, B. ve Aydın, 1983, Guleman Kefdağı kromit cevheri örneklerindeki maden ve gang minerallerinin elektron mikroprob ve mineralojik analizleri, Araştırma Merkezi, T.Şişe ve Cam Fabrikaları A.Ş., yayınlanmamış S. 27.
- Brown, M., 1979, Textural and Geochemical evidtence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In: A. Panayiotou (ed.) ophiolites, *Proced. Internat. Ophiolite. Symp.*, Cyprus, 714-721.
- Boudier F., ve Coleman R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Semail ophiolite, Southeastern Oman Mountains, *J. Geophys. Res.* 86. 2573-2592.
- Burgath, K. ve Weiser, T. 1979, Primary feature and genesis of Greek podiform chromite deposits, In: A Panayiotou (ed.) Ophiolites, *Proced. Internat. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 6175-690,
- Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch, M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A., 1981, Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caladonia. *Econ. Geol.* 76, 805-831.
- Dickey, J.S., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 1061-1074.
- Dickey, J.R. ve Yoder H.S., 1972, Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, 71, 384-392.
- Engin, T., 1984, Petrology and structural characteristics of the Rut. Taşlıtepe chromite deposits in Guleman Eastern Taurus region, In: *Geology of the taurus belt.* 303-308.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite and structural setting of the Batı Kef-Doğu Kef chromite deposits, Guleman - Elazığ eastern Turkey In *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks.* Edinburg I.M.M. p. 229-240.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1983, Guleman (Elazığ) Krom yatakları ve peridotit birimin genel jeoloji konumu ve yapısal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi* 96, 77-100.
- Engin, T. ve Sumer, L., 1986, Kefdağ-Kerpin (Guleman Elazığ) yöresinin jeolojisi ve Batı Kef-Doğu Kef krom yataklarının maden jelojisi raporu. M.T.A. Raporu (yayınlanmamış) 161 s.

- Gass, I.G., Lippard S.J. ve Shelton A.W., 1985, Ophiolite in the Oman: The Open University Project. Episodes, 8, 13-20.
- George, R.P., 1978, Structural petrology of the Olympus Ultramafic complex in the Troodos ophiolite Cyprus: Geol. Soc. Am. Bull. 89, 845-865.
- Greenbaum, D., 1972, The geology and evolution of the Troodos Plutonic complex and associated chromite deposits. Cyprus: Doktora tezi Leeds Univ. (yayınlanmamış)
- Greenbaum, D., 1977, The chromiteiferous rocks of the Troodos ophiolite complex. Cyprus. Econ. Geol. 72, 1175-1194.
- Helke, A., 1962, The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey, Econ. Geol. 57, 954-962.
- Jackson, E.D., 1961, Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex. Montana U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 358, 106 p.
- Kovenko, V., 1949, Gites des chromite et roches chromiferes de l'Asie Mineure (Turquie) Soc. Geol. France, Mem. 61, s.46.
- Leblanc, M. ve Violette, J.F., 1983, Distribution of aluminium rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. Econ. Geol. 78, 293-301.
- Logo B., Rabinovicz, M., Nicolas, A., 1982, Podiform chromite ore bodies a genetic model, J. Petrol. 23, 103-125.
- Neary, C.R. ve Brown M.A., 1979, Chromites from the Al 'Als complex, Saudi Arabia and the Semail Complex, Oman In Evolution and mineralization of the Arabian-Nubian Shield Symposium. Proc. New York, Pergamon Press, Vol. 2, 193-205.
- Nicolas, A. ve Violette, J.F., 1982, Mantle flow at oceanic spreading center model derived from ophiolites Tectonophysics 81, 319-339.
- Nicolas, A., ve Prinzhofer A., 1983, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites. Structural evidence J. Petrology, 24, 188-206.
- Özkan, Y.Z., 1982, Guleman (Elazığ) ofiolitinin jeolojisi ve petrolojisi, İstanbul Yerbilimleri, 3, 295-312.
- Özkan, Y.Z., 1985, Guleman (Elazığ) ofiolitinin yapısal incelenmesi, Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 78-85.
- Özkan, Y.Z. ve Öztunalı, O., 1984, Petrology of the magmatic rocks of Guleman ophiolite Proc Int Sym on The Geology of the Taurus belt 285-293.
- Peters, J. ve Kramers J.D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman. Mineralium Deposita. 9, 253-259.
- Stevens, R.E., 1944, Composition of some chromites of the western hemisphere, Am. Mineralogist, 29, 1-34.
- Thayer, T.P., 1960, Application of geology in chromite exploration and mining. In symposium on Chrome ore. CENTO, Ankara, 197-234.
- Thayer, T.P., 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridağ district. Turkey. Econ. Geol. 59, 1497-1524.
- Zengin, Y., 1960, The distribution of chromite reserves in successive layers and scattered lenses. In symposium on chrome ore. CENTO, Ankara, 122-136.