

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

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

ŞENER ÜŞÜMEZSOY, LÜ. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul

O L J \ Kefdağ, ve Soridağ (Güleman) 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, oluştukları görüşü benimsenmiştir. Bu peridotitler harzburjit ve dunit bileşiminde olup, çok fazlı tüketilmiş üst manto kalıntılarıdır. Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri lezolitik kökenli pikitik ergiyiğin kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları boyunca, yükselimi sürecinde oluşmuştur. Kromit taneleri magma kanallarındaki boşluklarda, konveksiyon akıntıları kontrolünde, birikmiştir.

A f i o I. J v A. I » I / Kefdağ ve Soridağ chromilite bodies were occurred in 'the diapiric upper mantle residual peridotite«. "These are consist of harzburgite and dunit which are residuals of 'the multi stage depleted upper mantle. Kefdağ and Soridağ chromitite bodies, were occurred during 'the rising of the picritic melts of the fertile Ille.rzölltic 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 jeosenklineal teorisine uyarlayan Thayer (1960), podiform kromit kütlelerinin üst mantonun kısmi, ergimesi ile oluşan magmanın alt kabukla 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, jeosenklineallerin 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, bantlaşımının 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 kümülatik çökeldiği magma, odası tabanındaki düzensizlikler nedeniyle, dunitik kümülatlar ve içerdikleri 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 kıvrımlanmalardan 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 segregasyonu onların tabanında oluşan kromit kütlelerinin yoğunluk farkı nedeniyle plastik üst manto harzburjitleri içine battığını ileri sürmüştür.

Thayer. (1964), Greenbaum. (1972), Dickey (1975) tarafından, podiform kromit kütlelerinin 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 lezolitik diapirlerin kısmi ergimesi ürünü, pikitik 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 yükselirlerinin, okyanusal yayılımı gerçekleştirdiği tezi ile de desteklenmiştir.

Lago ve diğerleri (1982.) ise diapirik yükselim, sürecinde-, kısmi ergime ürünü magmama 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

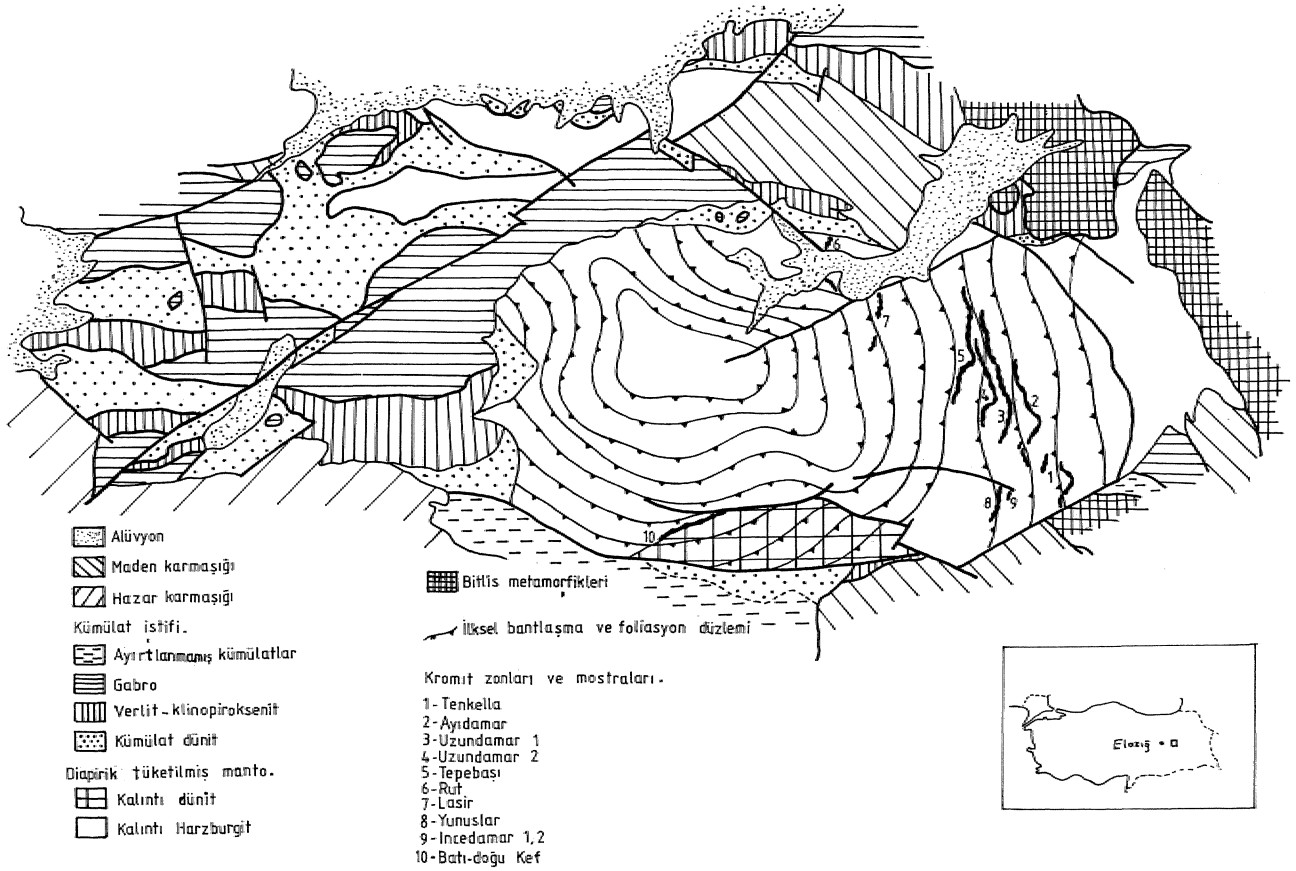
Podiform kromit kütlelerinin oluşumu, konusundaki bu İki uç görüş sahipleri, manto-kabuk bir başka deyişle leptonit-kümülat geçişi konusunda iki ayrı yorumu savunurlar!... Greenbaum (1977), George (1978) kalıntı üst manto harzburjitleri ile geçişli deforme dunitik kütleleri kümülatik kökenli, olarak, 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 ortopirosenlerin 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 tüketilimde Lertzolitik mantonun kısmi ergimesi sonucu pikrilik 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 oluştuklarını, ileri sürmüştür.

Podiform kromit kütlelerinde etkin, pull, apart dokusu yamsıra 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-

bäum, 1977) karşın, Lago ve diğerleri (1982) bu dokuların ancak, magmatik akıntıların ve sirkülasyonların etkin olduğu bir ortamda, gelişebileceğini savunmuştur, özellikle kümülatik oluşumlu s-tratifom tip kroniklerde görülmeyen nodüler kromit dokularının, oluşumları 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 tanelerinin bir araya toplanarak, modüler' 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 çevrelenmeleri. 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 derinleştiğe «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 vardır. 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 kütlelerin ise, kalıntı peridotitlerindeki spinaller ile bazaltik magma 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 chromite bodies and the Guleman ophiolite (inferred 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 ayırımı anması ile kümülatif süreçlerde oluştuğunu savunmuştur. Erken evrede yüksek ısıda çökelen Cr'ca zengin, kromitlerin kümülatif istifinin alt düzeylerinde, geç evrede görece düşük ısıda çökelen Al'ca zengin kromitlerin. ise kümülatif istifinin üst kesimlerinde yer almasını bu savma, 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 konu-

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

## SORIDAĞ KROMİT KÜTLELERİ

Soridağ kromit kütleleri K-G uzanımlı B<sub>2</sub> eğimlidir. D'dan B<sub>2</sub> sıralanan bu kütlelerin başlıcaları Tenkella, Aydamar, 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, Aydamar 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 Aydamar 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 düşünülmektedir. (Engin ve diğerleri 1983, Engin 1984)

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

Kramit kütleleri birkaç cm'den 50 n'ye değin değişik kalınlıklara sahiptir. Bu kalınlık, değişimleri çok fasa mesafelerde oluşabilir ve kütlelerin doğrultu ve eğim yönünde dim. uzanımı boyunca sık sık kalınlık değişimleri izlenebilir. Büyük nerce.kle.rin 200 m.'ftzunlukta ve 50 m. genişlikteki boyutlara varabilmesine karşın ortalama mercek boyutları 20 m. uzunlukta 1,5 m. kalınlıkta.dır. Kromit kütlelerinin devamlılığı ile- kalınlıkları -arasında bir ilişki görülmez. Sahanın güney kesiminde tncedamar I ve Incedamar II doğrultu boyunca 50 m. ile 220 m. arasındaki .kesiksiz uzanımına karşın kalınlıkları genellikle 2-3 cm. kadardır (Engin ve diğerleri 1983).

## GULEMAN KROMİT YATAKLARI

Guleman ofi.oli.tinde. alpin tip krom.it yataklarının olağan olmayan doğrultu ve eğimde uzan.mlara sahip olan kromit kütleleri yer almaktadır. Bu yatakların, en önemlileri Guleman tektonitinin güney kesiminde D-B uzammlı Kefdağ kromit, kütleleri ile doğu kesiminde K-G uzammlı 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 mercekşel .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. Tnayer (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 yerdir,. Kromit kütleleri dunitik bir kılıf ile sınırlanmıştır. Bu kılıfın kalınlığı 2-3 cm. ile 3,5 m. değişebilirce 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, kitlelerindeki bantlaşma ile dunitik kılıf

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

## KEFDAĞI KROMİT KÜTLELERİ

Kefdağ kromit kütleleri. Guleman tektoniğinde harzburjit dunit dokanağına yakın yer alır. D-B uzammlı bu kromit. kütleleri Doğu Kefdağ ve Batı. Kefdağ kromit kütlelerine ayrılır, Bat Kefdağ kromit kütleleri yüzeyde. 1000 nı kadar izlenebilmektedir. 50° ile güneye eğimlidir. Kromit kütlelerinin, altında, (kuzeyinde) harzburjit, üstünde (güneyinde) ise dunit. yer alm.akta.dır. Kromit. kütleleri kalınlığı 40-50 cm. arasında olan yersel olarak 4-5 m. kalınlığa varan dunitik bir kılıf ile sınırlanmıştır. Kromit kütlelerinin tavanında 2500^ m. kalınlıkta Kefdağ dUniti yer alır. Kefdağ kromit kütleleri yüzeylenimi batıda saçılmış bir kuşak ile başlamakta doğuya doğru giderek 50 m. kalınlığa varabilmektedir. .Merkezi kesimde- masif ve bantlı cevherin yer aldığı kromit kütleleri 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 kütleleri, yeraltı çalışmalarından derlenen verilere göre 50° GD\*ya eğimli olup, eğim yönünde 500 m. uzanımına ve 45 m. kalınlığa sahip olabilmektedir. Batı Kefdağ kromit. kütlelerinin. çevre dunit ve harzburjitler ile olan dokanak ilişkisi birincildir. Harzburjittaki piroksen olivin hamlaşması, dunitteki olivin, dizilimleri ve. kromit kütlelerindeki bantlı yapılar uyumludur (Engin ve diğerleri 1983, Engin ve Sümer, 198e).

## PETROLOJİK VEMİLER

Soidağ 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 daylar 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 kıvrımlarla veya batma, özellikleri göstermediği nedenle Engin ve diğerleri (1983) Soridağ kromit yataklarının bugünkü buldukları konumları ile harzburjit içinde birincil olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Kefdağ kromit kütleleri, harzburjit dunit geçişinde yer almaktadır. Kromit kütlelerinin, tabanında harzburjit, tavanında ise. 2500 m, kalınlıkta Kefdağ duniti yer almaktadır. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağ dunitinin kümülat dokulu olduğunu ve tektonik enformasyonların kümülat doku üzerine üstlendiğini ileri, sürmüş, Kefdağ dunitinin tektonik-kümülat geçiş zonunda yer aldığı savunmuştur. Özkan (1982) ise Guleman harzburjilerindeki 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 (So) ve foliasyon

(S1) 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 (SQ) yapıları ise D-B uzanımlı ve konsantrik bir yapı örneği sunan tektonikler ile uyumsuzdur (Özkan, 1985).

Anlaşılabileceği gibi, Kefdağı 'duniti ile Guleman harzburjii arasındaki geçişin manto» kabuk geçişi ni yoksa kalıntı harzburjii ile kalıntı, dasit geçişi ni 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 harzburjii üst manto kay açları üzerine gelen dusitik kay açları stratiform, 'komplekslerde olduğu gibi, kümülat istifin, alt düzeylerini oluşturduğunu ve kromit kitlelerinin de stratiform komplekslerde oluştuğu, gibi dunitik kümülatlar içinde kümülatik süreçlerle oluştuğu kabul, edilmektedir.. Oysa günümüzde kalıntı üst. manto harzburjiiMerinin geçişli olduğu dunitinin kümülatik kökenli olmayıp tam tersi, harzburjii'lerin tüketilmesi ürünü kalıntı kökenli dunkler olduğu, tartışmasız kabul edilmektedir' (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Prinzhofer (1983) harzburjii'lerde ortopiroksenlerin kaybolması ile hızlı bir şekilde, dunitlere geçildiği ve geçiş koşulların düzensiz bir geometriye sahip olduğunu tanımlamışlardır. Keza harzburjii'deki uyumlu harzburjii bantları olağan ve yaygındır. Bu olgu,, Guleman tektonitinde 'de karakteristiktir, özellikle Kefdağı dunit, harzburjii geçişinde dunit-harzburjii bantları ardalanması yaygın olarak gözlenir (Özkan, 1982). Ek olarak» Guleman harzburjii'lerinin ortopiroksen içeriklerinin son derece düşük olması (% 10) ve yaygın olarak uyumlu dunitik bantları kapsamaması (Özkan, 1982), Guleman harzburjii'lerinde ortopiroksenlerin ileri, derecede, tüketildiğini, bu nedenle sık sık dunitlere dönüştüğünü gösteri., Kefdağı duniti Guleman harzburjii'nin tüketiliminin ileri aşamasını temsil eder.

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

Boudier' ve Coleman (1981) Şemail ofiolitinin verileri ışığında, okyanusal yayılım sürecinde manto diapirlerinin yükselimi ve çok. fazla 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 harzburjii diapirler içinde kanallar boyunca, ilerlediğini kabul etmiştir., Bu süreçte, yükselen magmanın soğuyarak kanallar boyunca kristal-

lendiğini kalıntı üst manto harzburjii 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 harzburjii diapirlerinin ikinci kez tüketilmesi sonucu olivince fakir toleyitik magma harzburjii 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. (SQ) ve foliasyon (Sj) ların harita örneği (Özkan, 1985) diapirik yükselimi sürecinde oluşmuş yapı örneğini gösterir.

Yayılma, merkezi, altmda lerzolitik diapirferin ergimesi ile oluşan pikritik magmanın üst mantoda harzburjii diapirler içinde yüksehnesi sürecinde magma, kanallarında konveksiyonel akıntılar oluşur. Bu süreçte magma içinde 'kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon. akıntılar oluşur. Bu süreçte magma, içinde kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntıları denetiminde- magma, kanallarındaki bo.sluklarda birikir. Çekirdekte masif ve bantlı cevherin oluştuğu kromit kütleleri dışa doğru saçılmış kromite dönüşür ve dunitik kılıf ile sarkılır,. Kovenko (1949) Soridağ kromit kitlelerinin Cr ca zengin kalıntı magmanın peridotitler içine injeksiyonu ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Soridağ kromit. kttlelerindeki 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 Burgata 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 okyanusa! yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgata ve Weiser (1979) , Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kroniklerin 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\*1 oluşturmuştur.. Nicola ve Violette (1982) astenosferik diapirik yayılımı. modelini, ileri sürerek derin diapirik yayılım sürecinde pikritik ergiyiğin üst manto diapirleri. içinde kanalları boyunca yükseldiğini savunmuşlardu. Bu\*olgu Kovenko (1949) tarafından ileri sürülen peridotitler içine Cr ca, zengin magmanın Enjeksiyonunu açıklayabilir. Keza Kovenko (1949) un Guleman kromit yataklarındaki dokuların Cr ca zengin magmanın mjeeksiyonları sürecinde gelişen magma akıntıları etkisinde oluştuğunu kabul eden görüşü Lago ve diğerleri (1982) tarafından geliştirilerek magmanın kanalları bo-

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

#### YAPISAL VERİLER

Fodifonn kromit kütlelerinin, iç yapısı ve çevre peridotitlerin iç yapısı ve dokanak ilişkileri uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olabilir. Birincil bantlaşma ( $S_0$ ) peridotit kütlelerinde olivin ve piroksen bantlaşması ile, kromit kütlelerinde ise olivin, kromit bantlaşması ile temsil edilir. Peridotit kütellerinde mantô deforasyonlan 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,

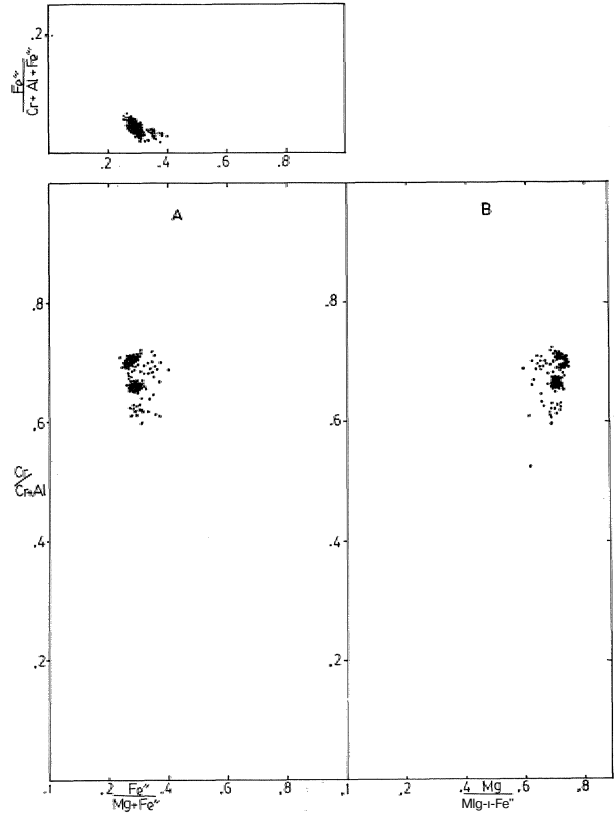
Lineasyonlar (Lf) foliasyon düzlemlerinde uzamış minerallerin yönü ile tanımlanır. Peridotit kütlelerinde lineasyonlar, özellikle krom spinel yığılımlarının veya peroksen yığılımlarının uzanımın ile belirlenir. Kromit kütlelerinde ise, iki tip lineasyon oluşabilir: a) Saçılmış cevherde, kromit tanelerinin 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' anı 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 harzburjiderdeki bantlaşma ile uyumlu uzanımlar oluşturur. Yanal, geçiş zonunda kromit kütlelerini çevreleyen dunit kılıfı ile harzburjitik yan. kayaç mezoskopik girik yapılar oluşturur. Bu yapılar harzburjiterdeki bantlaşma ile uyumludur. Kromit kütlelerinin tavanında yer alan dunit kılıfı içinde harzburjitik inklüzyonlan 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 kayaçtaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanımını işaret ederler. Bu tip yataklarda merceksel şekilli olup, uyumlu kütlere 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 kayaların yapıları ile obliktir. Çevre kayaçlardaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanım yönünü gösterir (Cassard. vd. 1981.),

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



Şdfef 2 Kefdağı kromit kütlelerinden 100° kromit analizinin Stevens spinel bileş prizması (A) ve Johnston; spinel üleşimi prizması (B) üzeriie dağılımı

Figur 2, Plots of 100° euhedral analyses- from Kefdağı chromite body in the Steven spinel co-positional prism (A) and in the Johnston spinel co-positional prism (B)

roksen-olivin bantlaşmaları paraleldir.

Kefdağı 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 harzburjiterdeki ( $S_1$ ) düzlemlerine uyumlu olarak kamalanmaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında dunitik kılıf içinde yer alan harzburjitik çubuklar, petrografik olarak harzburjitik dunit geçişinden çok uyumlu podifonm. Mtlelerin de yaygın olarak görülen deformasyon sürecinde gelişen yapısal bir özelliktir.

Soridağ kromit kütlelerinin,, dunitin ve çevre harzburjiterin 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. Kronit kütlelerindeki K-G doğrultulu uzamın birincil olduğu ve deformasyon ile gelişmediğini kanıtlar (Thayer, 1964).

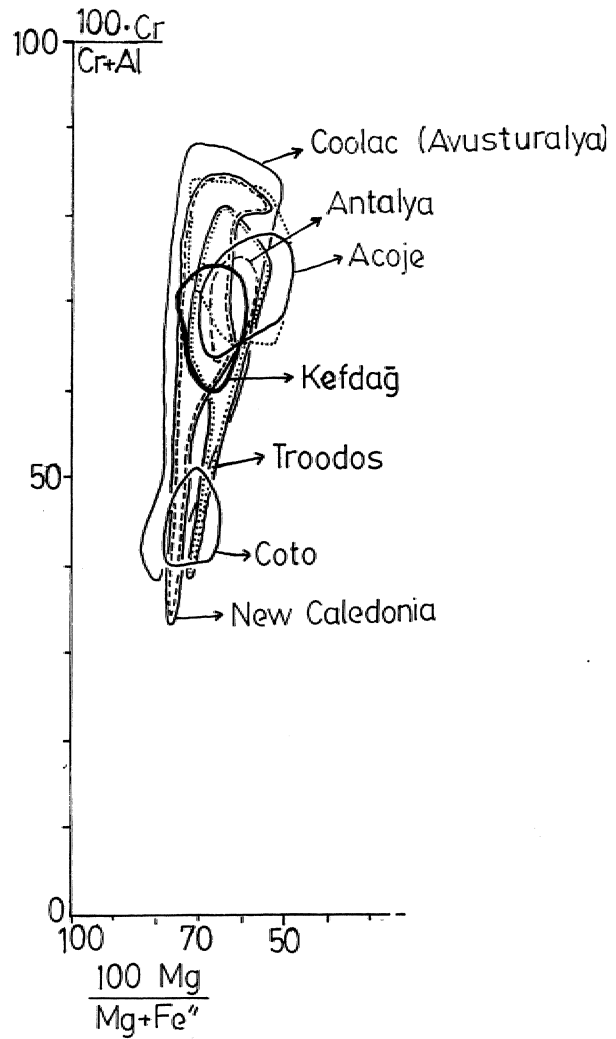
Manto peridotitler içinde yer alan dunitik bir kılıf ile sarılı podiform kromit kitlelerinin oluşumunu, Thayer'in (1964) kümülatik oluşum ve derin kapalı kıvrımları ile mantoya girişim ve Dickey'in (1975) kümülatik oluşum ve mantoya batma olguları ile açıklayabilmek» Kefdağı ve Soridağ kromit kütleleri 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, pikriik magmanın yayılma merkezleri altına yerleşmiş üst manto peridotitlerinde 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 öğesi foliasyon(S)'ların kromit kütlelerinde, dunitik kılıfta, ve çevre harzburjitelde 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 yan-yatay yapılar Guleman tektonitinde izlenemez. Bir başka deyişle Guleman tektoniti diapirik yükselim sonrası önemli bir yataya yayılım sürecinden geçmemiştir. Bu nedenle Soridağ ve Kefdağı kromit kütlelerinin Guleman tektonitmin diapirik birincil bantlaşma ve foliasyon yapıları ile uyumlu, oluşu ilksel ve kökenseldir. Yatay yayılım sürecinde üstlenmiş bir olgu değildir. Guleman tektonitinin diapirik yükselim sürecinde gelişen yapıları ile uyumlu olarak açılan magma kanalları boyunca yükselen Cr'ca zengin pikriik magmanın diapirik yayılım sürecinde kristallenmesiyle oluşan Kefdağı ve Soridağ 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 yükselim sürecinde magma kanallarındaki boşlukların doldurulması ile oluştuğunun geometrik bir kanıtıdır. Bu özelliği, kümülatik oluşum, mekanizması ile açıklayabilmek olanaksızdır. Çünkü Soridağ kromit kütlelerinin doğrultu 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 açıklayanlayız. Bir başka deyişle düzensiz magma tabanı üzerinde çökme 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 yükselim modeli olguları ile açıklanabilir. Harzburjitik diapirler içinde yükselen pikriik 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 kütlelerinden 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.

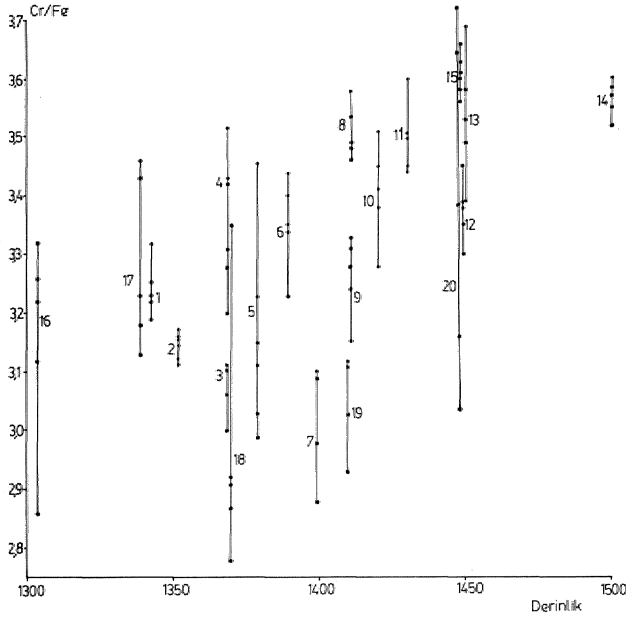
Figure 3. Rots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromitite body the 100 Cr/Cr Al against 100 Mg/Mg Fe diagram. Companion between the high Al Chromite (Coto and high Cr Chromite (Acoje)

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 ÖZELLİKLEM

Kefdağ kromit, kütlesi de başlıca masif,, bandı nüdüler ve saçılmış cevher tiplerini içerir. Kromit kütlelerinin kalınlaştığı kesimlerde çekirdekte, masif ve bantlı cevher- yer alır» dışı doğu 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). Modüler kromit dokusu, dunitik matris içinde kromitçe zengin elipsoid şekilli yuvarlak iri tanelerden oluşur. Modüllerin paketlenme sıklığı çeşitlidir', Genellikle komşu pelletler birbirlerine değer. Nodüler ince taneli anhedril kromit agregadalarının bir araya toplanması sonucu oluşur. Bazı örneklerde modüller, silikatik bir



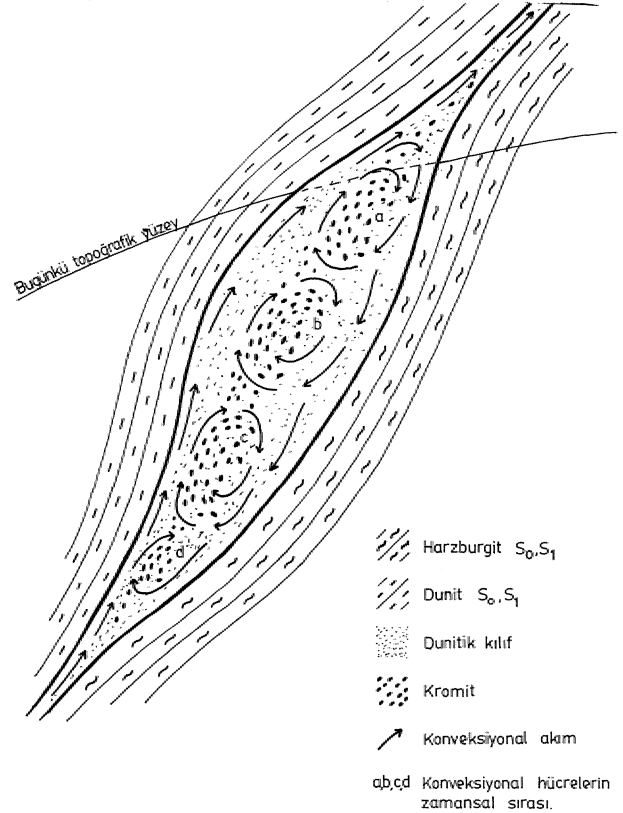
Şekil 4. Kefdağ kromit kütlesinden 100 kromit analizinin Cr/Fe oranının derinliğe karşı dağılımı.

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 katılmış silikat bankından aşağıya yuvarlanması sürecinde pelletizasyon etkisi ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Kaaden (1970) ise kromit

kristallerinin viskoz magma, tarafından aşın-dılması ile oluştuğunu savunmuştur. Dickey (1975) ise nodüler kromitleri magma segragasyonu zonlarında bulantı akıntıları etkisinde oluşan "kartopu" dokuları lar ak 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 akıntılan 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 nodüler magmadaki sirkülasyon etkisinde bir uaya 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 yatakiandaki doku ve yapılan,



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 Enjeksiyonları sürecinde gelişen magmatik akıntılar etkisinde oluşumuyla açıklanmıştır.

Modifier kromitlerin sıkı •paketlenmesi sonucu masif tip cevherleşmeleri, oluşur. Olivin, ve faom.it tanelerinin farklı yoğunluğa sahip olması nedeniyle konveksiyonel akım etkisinde olivince zengin bantlar ile kromca zengin bantların ardalanmasıyla Kefdağ krom.il kütlelerinde yaygın olarak izlenen birincil bantlı dokular gelişir'.

## MİNERAL KİMYASI

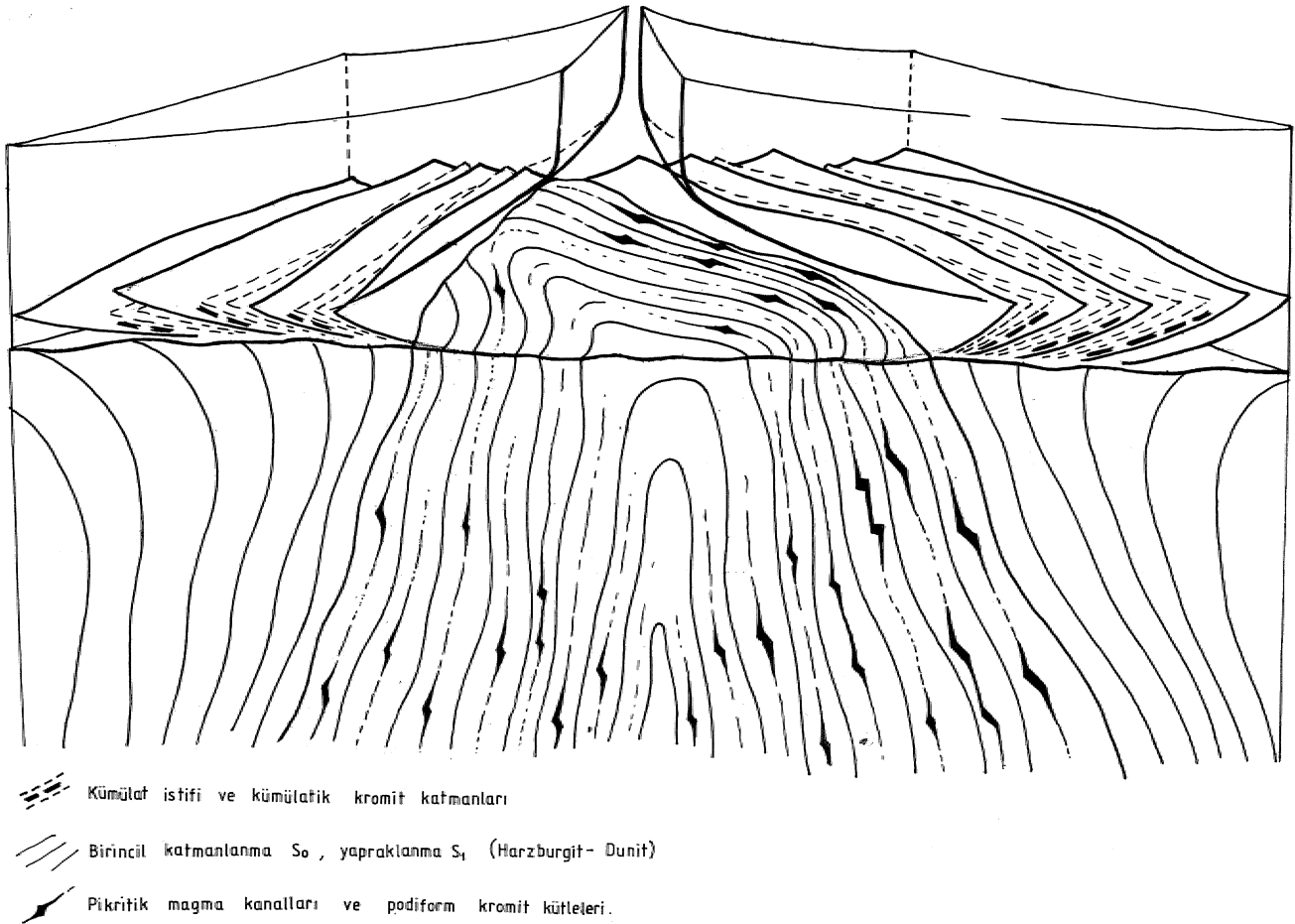
Podiform kroniklerin kimyasal bileşimi ve oluşumu arasındaki ilişki özellikle kromiüerin Al ca zengin ve Cr\*ca zengin bimodal karakteri, gözönüne alınarak sistemleştirilmiştir.

Burgart ve Weiser (1980) Selanik kromit yataklarının Al'ca zengin. (Tsanglı) ve Cr'ca zengin. (Ghalkidi, Vourinos) tiplere ayırtlamıştır. Tsanglı Al'ca zengin yuvarlaklaşmış kromit kütlelerinin, mobil harzburgit kristal lapasının yığılmasında Al'ca zengin kromit tanelerinin çökelişi ile oluştuğunu kabul etmiştir. Cr'ca zengin Chalkidiki ve Vourinos kütlelerinin çok fazla olgular sonucu oluştuğunu, „okyanusa! rift kuşağı altında manto malzemesinin ergimesi" ile Mg'ca zengin, pikritik magma

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

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



Şekil 8. Guleman diapirinin ve kümülat istifinin yapısal tonumu, podiform kromit kütleleri ve kümülatik kromit katmanları

Figure 8. 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	0.705	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	0.099	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	0.096	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	0.050	3.54	
	1.313	0.566	0.726	0.256	0.121	0.699	0.739	0.260	0.050	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 I. Kefdağ İKram itlerinin 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 Kefdağı kromitleri A coje ve Cota kromitleri ile kıyaslanmıştır (Şekil 3).

Bu kıyaslamadan çıkan sonuç» Kefdağ kromit kütlelerinin, dimit-harzburgit geçiş zonunda oluşmasına karşın, lertzolit-harzburgit zonunda oluşan Cr'ca zengin Acoje kromitleri ile listelenmesi. dikkatli çeken bir olgudur. Oysa kümülat istifin, in hemen, altında yer alan kalıntı harzburgit-dunit geçişinde yatay yayılım surecinde oluşan, kromit yatakları, tipik, olarak ATca zengin, kütlelerden oluşmaktadır. Bu olgu Kefdağı kromit yataklarının, malın ti dunit-harzburgit geçiş zonunda yer almasına karşın» yatay yayılım. surecinde değil de tam, tersi, diapirik • yükselme sürecinde, oluştuğunun kanıtıdır.

Batı Kefdağ kromit kütlelerinin 1200 m kotu ile 1500 m kotu, arasından derlenen 20 örneğin, her bilinden 5'er kromit, tanesinin mikro prob analiz, sonuçların (çizelge-1) Cr/Fe oranlarının derinliğe göre değişimi (Şekil 4) görülmektedir. Bu dizim.de 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 akıntılarını model ile açıklayabilir. Erken evrede yüksek ısıda kristallenen yüksek Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin -magma kanallarındaki boşluklarda, gelişen, konveksiyon akıntılarının üst kesimlerindeki konveksiyon hücreleri içinde paketlenmesi ve giderek konveksiyon hücrelerinin aşağıya doğru "İlerlemesi 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 akıntısından denetiminde Cr/Fe oranları aşağıya doğru, giderek azalır.

Bunun yanında aynı kot. içinde yer alan kromit örneklerinde Cr/Fe oranlarında genel, gidişten, ani. sapmalar gösteren örnekler ancak konveksiyon, akıntılarını 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

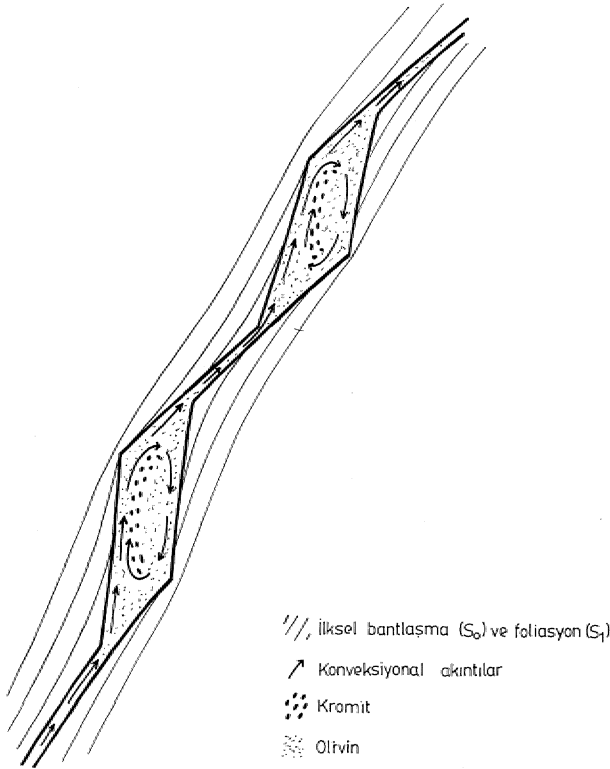
Diapirik Guleman tektonitinin güney kenarında kalıntı harzburgit dunit geçişinde uyumlu, olarak yer alan Kefdağı kromit kütleleri ile tektonitin doğu kenarında uyumlu, olarak, yer alan. Soridağ kromit kütleleri Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecini takip eden evrede diapirik. çeper kesimlerinde 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, dan 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 banüasma düzlemleri ile uyumlu olarak açılan ve genişleyen kanallar boyunca ilerlemesi sürecinde oluşmuştur. Pikritik ergiyik, ikinci kez tüketilmiş ve soğumuş Guleman diopirinin çeperleğinde açılmış kanallar- boyunca yükselirken, ergiyik ile çevre peridotitinin ısı farkı nedeniyle ergiyik için.de. 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 olivin mutlak zenginleşmesi sürecinde kromit taneleri olivin maüiksi 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. Kefdağı '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 ar.asei.daki kromit köprülerinin, kesilmeksizin devam etmesi kanallar arasındaki boşlukların doldurulmasını takip eden geç evrede kanalların •kendilerinin de kromit. ve. olivin ile doldurulması ile oluşur.

Uyumlu podiförm 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 diapiroli içinç magma kanalları ve boşluklara açılmış pikritik ergiyin bu kanallar içinç yükselimi ve kromit tanelerinin konveksiyon akıntılarında birikimi

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

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

Diğer taraftan dunit, harzburjit geçişinde yer alan ve yatay yayılım sürecinde oluşan Al'ca zengin kromit kütlelerine karşı Kefdağ kromit kütleleri tipik olarak dunit harzburjit geçişinde yer aldığı, halde yatay yayılım sürecinde değil de diapiroik 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 üztunalı'ya minnettarım. Kefdağ kromit yatağının 1300 m, kotu ile 1500 m, kotu arasında her 10 m. kotundan, derlenen 20 örnekte 100 kromit tanelerinin 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 çalışmaları 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, Stratigraphie 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 minarekellerinin elektron mikroprob ve minerolojik analizleri. Araştırma Merkezi, T.Şişe ve Cam. Fabrikaları A.Ş.\* yayınlanmamış S. 27.
- Brown, M., 1979, Textural and Geochemical evidence for the origin, of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In: A. Panayiotou (ed.) ophiolites, Proc. Internat. Ophiolite. Symp., Cyprus, 714-721.
- Boudier F., ve Coleman R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Şemail ophiolite, Southeastern. Oman Mountains» I. 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, Proc. Internat. Ophiolite Symp., Cyprus, 6175-690,
- Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch, M., Moutte J» Leblanc M., Pfinzhofer A., 1981, Structural Classification of Chromite. Pods in Southern New Caledonia. 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. Taştepe chromite deposits in Guleman Eastern Taurus region, In: Geology of the taures belt. 303-308.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite, and structural setting, of the Bati Kef-Doğu Kef chromite deposits, Guleman - Elazığ eastern Turkey In Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Edinburgh LM.M. p. 229-240.
- Engin, T., Balcı, M., Sttmer, 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 Sümer» L., 1986, Kefdağ-Kerpin (Guleman Elazığ) yöresinin jeolojisi ve Batı Kef-Doğu. Kef krom yataklarının maden jeolojisi raporu., M.T.A. Raporu (yayınlanmamış) 161 s.

- Gass, L.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, B., 1972, The geology and evolution of the Troodos Plutonic complex, and associated chromite deposits. Cyprus: Doktora tezi Leeds Univ. (yayınlanmamış)
- Greenbaum, D., 1977, The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex. Cyprus. Econ. Geol. 72, 1175-1194.
- Helke, A., 1962, The metallogeny of the chromite deposits of the Güleman 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, Gîtes des chromites et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie) Soc. Geol. France» Mem., 61» s.46.
- Leblanc» M. ve Violette, I.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 Şemail 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.R., 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, Güleman (Elazığ) ofiolitinin jeolojisi ve petrolojisi, İstanbul Yerbilimleri, 3, 295-312.
- Özkan, Y.Z., 1985,, Güleman (Elazığ) ofiolitinin yapısal incelenmesi, Maden. Tetkik ve Arama Enst. Derg. 78-85.
- Özkan, Y.Z., ve Öztanalı, O., 1984» Petrology of the magmatic rocks of Güleman ophiolite. Proc. 1st Symposium on The Geology of the Taurus belt 285-293,
- Peters,, J. ve Kramers I.D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman. Mineralogical Deposits., 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 Güleman-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.