

ANDIZLIK-ZIMPARALIK SAHASI (FETHİYE, GÜNEYBATI ANADOLU)  
ULTRAMAFİK KAYAÇLARININ PETROLOJİSİ YE BÖLGENİN  
GENEL JEOLJİK KONUMU

Tandoğan ENGİN

*Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZET. — Andızlık-Zımparalık ultramafik kayaçları<sup>1</sup> başlıca harzburgitten meydana gelmiş olup, yer yer dünit karakteri taşırlar. Piroksenit ve tremolit damarları son safhada teşekkül etmiş oluşumlardır.

Ultramafikler her dereceden serpantinleşme gösterirler. Serpantinleşme özellikle peridotitin tortul kayaçlarla olan sınırı boyunca ve kendi içindeki kırılma zonları boyunca ileri safhadadır.

Harzburgitler başlıca olivin ve ortopiroksenlerden meydana gelmiş olup, çeşitli analizler olivin bileşiminin  $Fe_{88}-Fe_{91}$  ve ortopiroksenlerin de  $En_{89}-En_{99}$  arasında değiştiğini göstermiştir. Aynı şekilde ortopiroksenit damarlarındaki ortopiroksenlerin bileşiminin  $En_{85}-_{91}$ , klinopiroksnit damarındaki klinopiroksenlerin bileşimi ise  $Ca_{41}: Mg_43: Fe_{34}$  olarak hesaplanmıştır. Belli başlı serpantin minerali lizardit olmakla beraber krizotil de mevcuttur.

GENEL DURUM

Andızlık Zımparalık sahası Güneybatı Anadolu'da Fethiye'nin 40 km kadar kuzeyinde olup, batıda Datça yarımadasından doğuya doğru uzanan büyük bir peridotit kütlelerinin doğu ucunda yer almaktadır. Sahanın güney sınırında Çal deresi ve Gürleyik köy. kuzeyinde Damdır köy, doğusunda Kızlan mahallesi ve kuzeybatı kenarında da Dalaman çayı bulunur (Şek. 1).

Bu bölgede peridotitler kuzey ve güney birimleri olarak ikiye ayrılırlar. Kuzey peridotit birimi Datça yarımadasından başlar ve 2100 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplar. Güney peridotit birimi ise Fethiye'nin kuzeyinde ve Köyceğiz'in güneydoğusunda olup, 700 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplar.

Bilindiği gibi bu bölgedeki peridotitler, Balkanlar'dan ve Yunanistan'dan geçip Anadolu'nun güney kenarı boyunca devam edip, doğuda İran'a geçen büyük peridotit kuşağının bir parçasıdır (Wijkerslooth, 1942; Hiessleitner, 1954; Borchert, 1958; İlhan, 1962; Engin, 1969).

Peridotitler Güney Anadolu boyunca oldukça yeknesak görünüşte olmasına rağmen, çeşitli yazarlar tarafından bu kuşak üzerinde çeşitli yerlerdeki peridotitlere değişik yaşlar verilmiştir. Bu meyanda Hiessleitner (1954) Balkanlar'daki ve Yunanistan'daki peridotitlere Alt Paleozoik yaşını ve mekle ve bunları Güneybatı Anadolu'daki peridotitlerle birleştirerek Güney Anadolu peridotit kuşağını da Alt Paleozoik olarak yaşlandırmaktadır. Halbuki Borchert (1958) Balkanlar'daki ve Yu-

<sup>1</sup> Ultramafik kayaç terimi, Wyllie'nin (1967) izah ettiği gibi, renk indisi % 70 ten fazla kayaçlar için kullanılan bir terim olup, kayacın içindeki minerallerin % 70 ten fazlasının mafik mineral olması gerekmektedir. Ultrabazik kayaç terimi ise bileşiminde % 45 ten az SiO<sub>2</sub> ihtiva eden kayaçlar için kullanılır. Anlaşılabacağı gibi, çoğu ultramafik kayaçlar ultrabazik ve çoğu ultrabazik kayaçlar da ultramafiktir, fakat bu her zaman böyle değildir. Ultramafik kayaçlar başlıca koyu renkli ferromagnezyen ve mafik mineraller olan olivin, piroksen, hornblend, biyotit, flogafit, serpantin ve opak mineralerden meydana gelmiştir. Bazı tek mineralli kayaçlar, meselâ anortozit, nefelin, kalsit, akermanit, gehlenit ve kalsit ultrabaziktirler fakat ultramafik değildirlir.

nanistan'daki peridotitlerin yaşının Mesozoik, bilhassa Üst Jura olduğunu ileri sürmekte ve yine bunlar Güneybatı Anadolu peridotitleriyle birleştirmektedir. Ayrıca Borchert Güneybatı Yunanistan'da Üst Kretase yaşını verdiği peridotitleri Girit ve Kıbrıs adaları peridotitleri ile birleştirmekte, bu kuşağa İskenderun, Mersin çevresindeki peridotitlerle Doğu Anadolu krom yataklarını ihtiva eden peridotitleri de dahil etmektedir. İlhan (1962) ise Türkiye'deki bütün peridotit kuşaklarını üçe ayırmakta ve bunların hepsine de Mesozoik yaşını vermekte, fakat bunların ilk yerleşmelerinden sonra tektonik hareketlere maruz kaldıkları gerçeğini belirtmektedir.

(İass ve Mason-Smith (1963) Kıbrıs'ın jeolojik ve yapısal gelişmesini açıklamakta, her ne kadar buradaki mafik ve ultramafik kayaların yerleşme yaşını Trias öncesi olarak vermekteyseler de, Kıbrıs ultramafiklerini Borchert'in teşkil ettiği kuşağın dışında bırakmaktadır.

Kuzey ve güney peridotit birimleri olarak ayrılan peridotit'er birbirlerinden doğuda Mesozoik kayalarıyla ayrılmışlardır, batıya doğru bu iki birim birbirlerine yaklaşmakta, Köyceğiz'in güneyinde üzerinde Köyceğiz gölünün yerleştiği bir fay zoneyle birbirlerinden ayrılırlar.

Her iki peridotit biriminde de hakim kayaç tipi harzburgit olup, serpantinleşme bilhassa arıza zonlarında gelişmiş durumdadır. Dünit ve lertzolit daha az rastlanan kayaç tipleridir. Bunlardan ayrı olarak piroksenit damarları ve mafik dayklar sık sık rastlanan kayaç çeşitleridir. Van der Kaaden (1960) kuzey peridotit biriminin güneydekine nazaran daha çok mafik dayk, piroksenit damarı ve lertzolit çeşidi taşları ihtiva ettiğini ileri sürmekte, buna karşılık güney peridotit biriminin ise krom zuhurları bakımından daha zengin olduğunu belirtmektedir. Ayrıca yine van der Kaaden bu iki peridotit biriminin yerleşmesinin Paleozoikte olduğunu, fakat bugünkü durumlarını alp dağılışı hareketleri sonucunda kazandığını belirtmektedir. Kuzey ve güney peridotit birimlerinin genel karakterine ait bilgiler van der Kaaden ve Metz (1954), van der Kaaden ve Muller (1953), van der Kaaden (1959 Ve 1960), Colin (1962), Engin (1969) tarafından verilmiştir.

## GENEL JEOLJİ

Andızlık-Zımparalığı sahası kuzey peridotit biriminin güneydoğu ucunda yer almış olup, Dalaman çayı vadisi sahayı bu büyük peridotit kütesinden ayırır.

Saha kuzey ve güneyden şariyaj hatlarıyla sınırlanmış olup, özellikle güney şariyaj hattı çok keskindir. Bu hat Çal deresinin kuzey yamaçlarını kuzeybatı-güneydoğu istikametinde takip eder ve güneydoğuya doğru takriben 30 km mesafede Esen çay vadisine kadar takip edilebilir; burada şariyaj hattı Esen çay vadisi boyunca kuzey-güney istikametinde gelişen bir fayla kesilmiştir (Colin, 1962). Kuzeybatı istikametinde ise şariyaj hattı Dikmen tepenin etrafından geçerek Dalaman çayı vadisine ulaşır ve oradan da yine kuzeybatı istikametinde sahanın dışına devanı eder (Şek. 1). Bu fay düzlemi üzerinde ölçülen eğimlerin istikameti hep peridotite doğru olup, eğim açıları 27° ile 53° arasında değişir. Kayma yüzeylerinde ölçülen lineasyon (lineation) hareket istikametinin kuzeybatı-güneydoğu olduğunu işaret etmektedir (056/29, 17 sığ, 016/53; 10 sağ).

Peridotitlerin kuzey kontakları daha az belirgin olup, kuzeydoğu güneybatı genel istikametine sahiptir ve fay düzleminin eğimi yine peridotite doğru olup, eğim derecesi 28° ile 44° arasında değişmektedir.

### Tortul kayaçlar<sup>2</sup>

Çevrede bilinen en yaşlı tortul kayaçlar fosilli Permo-Karbonifer yaşlı kayrak (shales), kuvarsit, kumtaşı ve kireçtaşlarıdır. Bu tortul kayaçlar birbirleriyle faylı kontakla temasta olup, peridotitlerle doğrudan doğruya temasları yoktur. Bunlar genellikle Kalabak tepenin batısında üç ayrı yerde görülür.

<sup>2</sup> Tortul kayaçlar hakkında verilen bilgilerin çoğu literatürden ve P. de Graciansky'nin 1:25 000 lik jeoloji haritasından aktarılmıştır.

Permien kireçtaşları oldukça yaygındır, kıvrımlı, kırıklı olup, peridotitlerle kontaktı olan yerle de genel olarak peridotitlere doğru eğimlidirler. Üst Permien arkozlarla temsil edilmiş, bunların üstü Alt Triasın sınırı olarak alınmıştır.

Trias başlıca dolomitik kireçtaşları ve kuvarsitlerden yapılmış olup, peridotitlerin çevresinde oldukça sınırlı miktarda gelişmiştir.

Breşleşmiş Üst Jura ve Ali Kretase kayaçlarına peridotitin tortullarla olan faylı sınırı boyunca yaygın olarak rastlanır; yer yer tabakalanma düzlemi belirgin olup, peridotite doğru eğimlidirler. Bazı yerlerde bu kireçtaşları diskordansla Permien üzerine oturmakta olup, çevredeki Trias dolomili kireçtaşları ile normal kontakta sahiptir.

Üst Kretase kireçtaşları çevrede çok az miktarda sahanın güneydoğusuna isabet eden kısımlarda bulunur.

Bu evrede Eosen Nummulitik kireçtaşları ile, Miosen ise fliş ve kireçtaşları ile temsil edilmiştir. Bunlar beraberce oldukça büyük bir birim teşkil ederler. Başlıca killi kumlu kireçtaşlarından yapılmış olup, van der Kaaden'in (1959) verdiği bilgiye göre yer yer peridotit kırıntılı ve bloklar halinde Karbonifer ve Kretase kireçtaşları ihtiva ederler, ince tabakalanmalı olup, dar kıvrımlıdır ve çevredeki kayaçlarla kontaktı faylıdır.

Sahanın kuzeyindeki tortul kayaçlar iyice çalışılmamış olmakla beraber, bulunan kayaç tipleri genellikle güneyde rastlanılan Paleozoik ve Mesozoik kireçtaşlarına ve Hislere benzemektedirler.

Radyolaritler (radiolarian chert) sahanın bilhassa kuzey taraflarında peridotitlerin tortul kayaçlarla olan kontaktı boyunca hem peridotit içinde, hem de tortullar içinde bloklar halinde bulunan kırmızı renkli kayaçlar olup, çok kırıklıdır.

Bilindiği gibi radyolarit, spilit ve peridotit genellikle çoğu yerde beraber bulunurlar. Bu üç birimin bir arada bulunuşu hususu ilk defa Steinmann (1927) tarafından dikkat edilmiş ve sonradan «Steinmann üçlüsü» (Steinmann trinity) adı altında genelleştirilmiş bir kural haline getirilmiştir.

Andızlık-Zımparalık sahası içinde Spilitler olmamakla beraber Colin (1962) sahanın güneydoğu kısımlarında güney peridotit birimi çevresinde spilitlerin yaygın olduğunu, çoğu yerde spilitlerin Üst Kretase kireçtaşları arasında katkı halinde bulunduğunu söylemektedir.

Radyolitlerin ve spilitlerin peridotitlerle beraber bulunuşunu izah yönünde kesin bir görüş birliği yoktur. Genellikle inanılan bir husus, bu üç birimin birbirleriyle olan alâkalarının tektonik olduğudur. Radyolaritler ve Spilitler jeosenklinallerde bulunurlar ve derinliklerden tektonik hareketlerle peridotitler yükselirken (belki de lapa halinde) beraberinde spilit ve radyolaritleri de çıkardıklarından, bu nedenle bu üç birimi çoğu yerde beraber görmek mümkün olmaktadır.

Peridotitin kendi içerisinde bloklar halinde fosilsiz fakat litolojik olarak yukarıda bahsi geçen tortul kayaçlara benzeyen kayaçlar özellikle peridotitin sınırı boyunca yer yer görülürler. P. de Graciansky'nin (özel görüşme) verdiği bilgiye göre bu blokların yaşları Üst Juradan Alt Kretaseye kadar varmaktadır Buna göre peridotitin Alt Kretaseden sonraki bir zamanda yerleşmiş olması gerekir. Bilindiği gibi alp dağılışı hareketlerinin Laramien fazı Güneybatı Anadolu'da oldukça belirgindir (Ketin, 1966). Bu verilerden faydalanarak peridotitin de Laramien tazi sırasında bugünkü yerini almış olabileceği sonucuna varmak mümkündür.

Üst Pliosen ve Kuaterner konglomera ve marnları peridotitin üzerine gelmektedirler. Konglomeraların çakılları başlıca mafik ve ultramafik kayaç parçalarından yapılmış olup, yaygın olduğu yerler sahanın doğu ve kuzeydoğu kısımlarıdır. Sahanın dışında devamları kuzeyde Denizli'ye kadar takip edilir. Genel olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olup, kuzeydoğuya doğru 10°-20° lik bir eğime sahiptirler. Beyaz ve pembemsi olan marn ve konglomeraların içinde yer yer linyit parçaları ve peridotitlerle olan sınırına yakın yerlerde oldukça sınırlı manyezit oluşumları vardır.

Çoğu çevrelerde inanıldığı gibi manyezit peridotitin normal bir değişme (alteration) ürünü değildir ve CO<sub>2</sub> bakımından zengin suların peridotitle olan reaksiyonu onunda meydana gelir. Reaksiyon sırasında açığa çıkan SiO<sub>2</sub> civarda opal olarak çökeler. Aşağıda verilen eşitlik peridotitlerden manyezit oluşumunu izaha yardım edebilir:



Manyezitlerin teşekkülü genç kırılma zon ve aşınma yüzeyleriyle ilgili olup, peridotitin katılaşmasından ve serpantinleşmesinden sonra olur. Manyezit teşekkülü 250°C civarında olup, 150-200 metreden derine pek inmez. Wijkerslooth (1945) manyezitleşme için gerekli CO<sub>2</sub> li suların kaynağı olarak iki yol gösterir.

- a) Yağmur ve yüzey suları,
- b) Asidik magma faaliyetleriyle ilgili juvenil sular.

Birçok yerlerde peridotit içindeki manyezit oluşumları apilit ve pegmatit dayklarının peridotiti kestikleri hatlar boyunca gelişmiştir.

Andızlık-Zımparalık sahasında asidik kayaçların yokluğu manyezit teşekküllerine sebep olan CO<sub>2</sub> li suların (a) şıkkında belirtilen yağmur ve yüzey sularıyla alâkalı olabileceği ihtimalini ortaya koymaktadır.

### Ultramafik ve mafik kayaçlar

Peridotit kütlelerinin hâkim kayacı harzburgit olup, başlıca forsteritik olivin, ortopiroksen, serpantin mineralleri, tali miktarda klinopiroksen, kromit, manyetit ve çok az miktarda da piritten meydana gelmiştir. Ultramafik kayaçlardan dünit ve lertzolit tali miktarda bulunmakla beraber el numuneleriyle sahada ayrılabilimleri oldukça zordur.

Peridotitlerin serpantinleşmesi ve oksitlenmesi yaygındır. Kontakta yakın yerlerde veya fay zonlarında breşlenme fazla olup, çoğunlukla keskin köşeli peridotit, mafik taş ve bazan da kromit parçalarından yapılmıştır.

Piroksenit damarları sahada yaygın olarak rastlanan kayaç çeşitlerindedir. Harzburgitleri keser şekilde en fazla 30-40 cm kalınlıkta damarlar halinde olup, yüzeyde genellikle 3-4 metreden fazla takip edilemezler, fakat bazı hallerde 50-60 metre kadar takip edilebildikleri durumlar vardır.

Andızlık ve Zımparalık madenlerinin kapladığı 2 km- lik bir sahada piroksenit damarlarının durumu detaylı olarak incelenmiştir (Engin, 1969). Çalışmalar sırasında Andızlık sahasında 114, Zımparalık sahasında da 34 piroksenit damarına ait ölçüler alınmış ve bunların durumu «eşit alan stereografik ağ»da (equal area stereographic net) incelenmiştir. Ağ üzerindeki çalışmalarda damarlara ait doğrultu ve eğimlerin kutupları (pole) aşağı yarımkürede izdüşürülmüştür (Sek. 2).

Buna göre Andızlık sahasına ait ağda % 10.5 ve % 7 lik iki merkez görülmektedir. % 10.5 lük merkez 308/54, % 7 lik merkez ise 027/57 lik düzlemleri işaret eder (burada ilk verilen rakam eğim yönünü, ikinci rakam ise eğim derecesini gösterir). Zımparalık sahasına ait ağda da % 13 lük merkez 305/60 lik düzlemi. % 7.3 lük merkezler ise 332/56 ve 026/57 lik düzlemleri işaret ederler. Görüldüğü gibi, Andızlık ve Zımparalık sahasına ait piroksenit damarlarının durumunda bir uyumluluk vardır ve açık olarak iki yön hâkimdir; bu yönler 308/54 ve 027/57 değerlerinin işaret ettiği düzlemlerdir.

Sahanın diğer kısımlarında rastlanan piroksenit damarlarının gidiş'eri de genellikle bu iki yönden birine uymaktadır. Aslında bu iki yön yalnız piroksenitler için değil, sahada rastlanan diğer jeolojik şekillerin, fayların, kromit adeselerinin vb. nin de gidiş yönüne uymaktadır (Engin, 1969; Engin & Hirst, 1970a).



Damarlar genellikle ortopiroksenli damarları olup, yalnız bir yerde klinopiroksenin çoğunlukta olduğu bir damara rastlanmıştır. Damarların başlıca mineraller\* ortopiroksen olup, tali miktarda da klinopiroksen, amfibol mineralleri ve kromit ihtiva ederler.

Mafik dayklar peridotit masifi içinde % 10 oranında bir alan kaplarlar. Keskin görünüşleri ve aşınmaya olan dayanıklılıklarıyla peridotitlerden kolaylıkla ayrılırlar. Peridotitle olan kontaktları keskin olup, genellikle breşlendirmiş, (aylandırmış ve yer yer de yantaşı pişirmiştir. Dayklar 50 cm ile 250 metre kalınlıkta olup, yüzeyde takip edilebilen uzunlukları bazı hallerde 2 km yi bulmaktadır (Şek. 1). Başlıca mineralleri klinopiroksen, plajiyoklaz ve iskelet halinde ilmitten ibarettir.

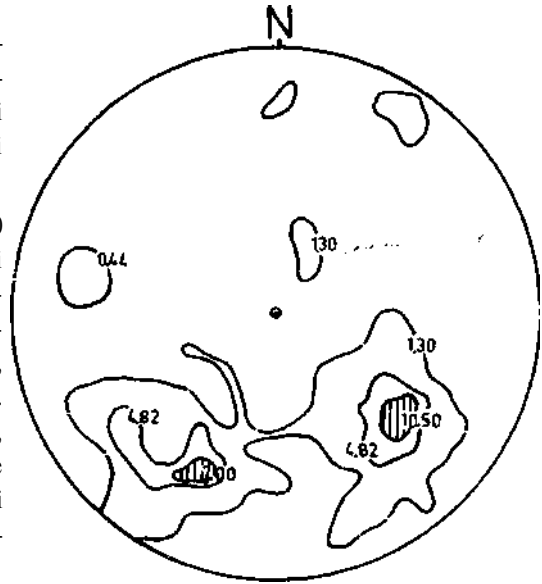
Mafik dayklar peridotit kütesinin içinde olup, genellikle kuzeybatı-güneydoğu doğrultusuna sahiptir. Sahanın kuzey ve güney kısımlarında daykların bolluğu dikkati çeker. Her ne kadar dayklar peridotit kütesinin içindedir denildiyse de, van der Kaaden (1959) aynı peridotit kütesinin devamında Datça yakınlarında bir yerde daykların tortullar içine devam ettiğini belirtmiştir. Mafik daykların petrolojisi ve kimyası başka bir makaleye konu teşkil edeceğinden, burada dayklara fazla değinilmeyecektir.

### Kromit oluşumları

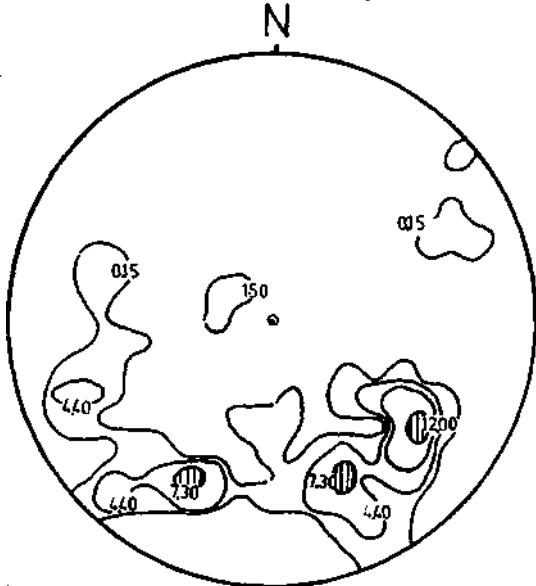
Kromit her ne kadar ultramafiklerin tali bir mineraliyse de, sahada birçok yerde ekonomik şekilde işletilebilmelerini sağlayan topluluklar halinde bulunur. Sahadaki kromit yatakları çoğunlukla adese (podiform, Thayer, 1964) şeklindedir. Kromit adeseleri masif kromitin yanı sıra serpintili (disseminated) ve nodüllü (nodular) tipleri de ihtiva ederler. Kromitin hamur maddesi genellikle serpantin, serpantinleşmiş harzburgit veya dünit ve bazı hallerde de tremolit ve kloritten yapılmıştır.

Kromit gövdeleri çoğu hallerde şekilsiz olup, bazı hallerde de uzamış iğ veya adese şeklindedirler. Kromit adeselerinin galeri duvarlarındaki görünüşlerine ait örnekler Şekil 3 te gösterilmiştir. Adeselerin boyu birkaç metreden 50 m uzunluğa, kalınlıkları ise 0.50 m den 7-8 m ye ulaşır. Kromit adeseleriyle yantaşın sınırı genellikle çok belirgin olup, faylanmış, breşlenmiş ve ileri derecede serpantinleşmiştir. Buralarda kayma yüzeyleri olağandır.

Üçköprü ve Sarıkaya madenleri çevresinde (Şek. 1) kromitlerin yantaşla olan ilkel (primary) sınırı bazı el numunelerinde keskin, bazılarında tedrici olarak belirlidir fakat bunların bulunuşu çok sınırlıdır.



Andızlık maden sahasından 114 piroksenit daman.



Zımparalık maden sahasından 34 piroksenit daman.

Şek. 2

Stratiform veya bantlı kromitlerin bulunuşu da sahadada çok sınırlıdır. 3-4 m kalınlığında yarı düzgün (subhedral) ve düzgün (euhedral) kristalleşmiş kromit bantları yüzeyde ancak birkaç metre takip edilebilir.

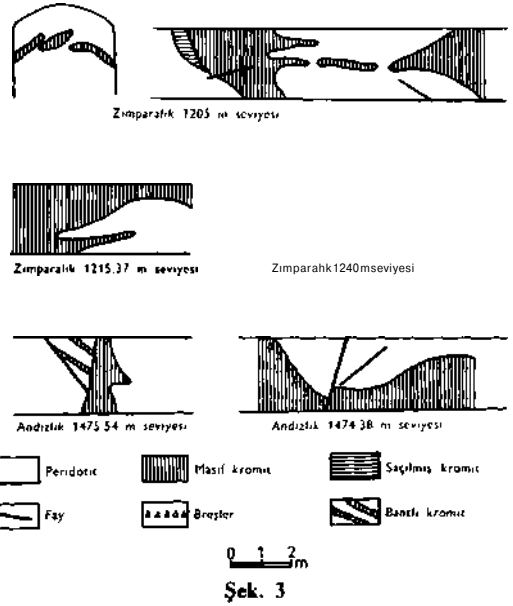
Nodüllü kromitin nodülleri bir serpan-tin hamurunun içine gömülmüş olup, boyları birkaç mm den 2-3 cm ye kadar, en kalın oldukları yerde de çapları 1 cm ye erişir. Nodüller büyük kromit adeselerinin küçük birer örneği olarak düşünülebilirler. El numunelerinde genellikle nodüller yaklaşık olarak numunenin % 50 sini meydana getirirler.

Nodüllü kromitin teşekkülü meselesi oldukça karışıktır. Bunlar üzerindeki çalışmaları gözden geçiren Snelgrove (1968), nodüllü kromitlerin erken magmatik kısmi kristalleşme sırasında oluştuğu sonucuna varmaktadır. Yaygın olan bir inanışa göre, magma haznesi içinde yüksek kısımlarda kristalleşen kromit kristalleri ağırlık tesiriyle derinlere doğru batarken artan ısı nedeniyle aşınmaya uğrarlar ve mevcut silikat bantlar» üzerinde eğim istikametinde yuvarlanırken nodüllü şekli kazanırlar (Borchert, 1964). Bu açıklama bantlı kromit (stratiform chromite) teşekküllerinde nodüllü kromitin olmayışını izaha yeterli değildir. Bilindiği gibi, nodüllü kromitler alpin tipteki kromit sahalarının karakteristiklerinden olmakla beraber, bantlı tipteki kromit teşekküllerinde rastlanmaz (Thayer, 1960. Halbuki yukarıda izah edilen mekanizma her iki tip yataklar için de geçerlidir. Bundan anlaşıldığına göre, alpin tipteki sahaların geçirmiş olduğu tektonik hareketlerin nodüllü kromitlerin teşekkülünde rolü olması gerekir.

Nodüllü kromitlerdeki nodüller genellikle düzenli olmayan ve yıpranmış kromit kristallerinden meydana gelmiştir. Batı Pakistan'ın Himdubagh kromit yataklarındaki nodüllü kromit oluşumlarını inceleyen Snelgrove (1968), nodüllerin bileşiminin merkezden kenara doğru değişmediğini söylemekte ve birim kafes boyutlarını nodulun merkezi için  $8.30A^0$  ve kenarı için de  $8.34A^0$  olarak vermektedir. Halbuki birim kafes boyutundaki  $0.04A^0$  lik bir fark kimyasal bileşimin oldukça farklı olduğuna işaret eder. Thayer, nodüllerin teşekkülünü magma haznesinde kromitin küreler halinde kristalleşip çökmesiyle izah etmeye çalışır. Bowen (1928), magma içerisindeki sıvı karışmazlığının kürecikler teşekkülü yoluyla meydana geldiğini belirtmiştir. Nodüllü kromitlerin teşekkül şartlarını tartışan Bilgrami (1964) kromca zengin eriyiklerde, eriyiklerin karışmazlığı meselesi göz önüne alınmalıdır demektedir ve yukarıda belirtilen Bowen'in görüşlerini dikkate atarak, eğer tabii magmalarda sıvı karışmazlığı kürecikler teşekkülü ile meydana geliyorsa ve bu kürecikler korunabiliyorsa, bu yoldan nodüllü kromitlerin teşekkülü mümkün olabilir» demektedir.

Kromit adeselerinin sahadaki yayılışları oldukça muntazam bir durum gösterir. Adeselerde başlıca iki istikamet hâkimdir, kuzeybatı güneydoğu ve doğu-kuzeydoğu-batı-güneybatı. Kromitlerin jeolojisi, mineralojisi ve kimyası başka makalelere konu teşkil ettiğinden, burada bu kadarla yetinilecektir (Engin, 1969; Engin & Hirst, 1970a; Engin & Aucott, 1971).

Sahada rastlanan diğer başlıca kayaç tipleri, kromitlerin içerisinde çatlak dolgusu olarak bulunan açık yeşil renkli tremolit damarları ve peridotitlerin kuzey kontaktına yakın yerlerde rastlanan amfibolitlerdir.



## ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE MİNERALOGİSİ

Daha önce de belirtildiği gibi, ultramafik kayaçların büyük bir kısmını serpantinleşmiş harzburgitler teşkil etmekte olup, tali miktarda da piroksenit, dünit, tremolit ve amfibolitler bulunmaktadır.

### Harzburgit

Harzburgitler esas olarak olivin ve piroksenlerden meydana gelmiş olup, tali miktarda klinopiroksen, kromit ve değişmeye uğramış numunelerde çeşitli değişme mahsulü mineralleri ihtiva eder. **Taze el** numunesi yeşilimsi siyah renkli olup, içindeki çeşitli mineralleri çıplak gözle ayırmak oldukça zordur. Değişmeye uğramış numunelerde yuvarlaklaşmış olivinleri, levha şeklinde piroksenleri ve topluğne başı gibi kromit kristallerini çıplak gözle görmek mümkündür.

Birçok yerde harzburgitler ileri derecede serpantinleşmiştir, serpantinleşme derecesi sıfır ile % 100 arasında değişmekte olmasına rağmen denebilir ki, ortalama serpantinleşme derecesi % 50 nin üzerindedir (Engin & Hirst, 1970b).

Hiç ayrışmaya uğramamış taze harzburgit numunesi (numune no. F251) üzerinde yapılan nokta sayımında numunenin % 82 olivin, % 18 piroksen ve % 0.4 kromitten meydana geldiği tespit edilmiştir (modal analysis by integrating point counter).

*Olivin.* — Genellikle orta veya küçük tane boylu düzensiz kristal şekilli olup, bazı hallerde kristal boyu 2 mm ye erişir; ikinci dereceden çift kırma gösterir (second-order birefringence), dilinim iyi gelişmemiş olup, bazı kesitlerde zayıf olarak izlemek mümkündür. Optik açısı (2V) çoğunlukla 87 veya 87 den büyüktür. Birçok numunelerde olivinler kısmen veya tamamen serpantinleşmişlerdir. Kısmen serpantinleşenlerde tanelerin etrafı bir serpantin şeridiyle sarılmıştır.

İleri derecede serpantinleşmemiş olivinlerde bazı hallerde ikize benzer şekilde şerit'i yapılar (lamellar structure) görülür ve bunlar genellikle dalgalı sönme gösterirler. Şeritli yapı göstermeyen olivinlerin dalgalı sönme göstermeleri olağandır.

Turner (1942) bu şeritli yapıların oluşumunu kayarak taşınma (translational gliding) ile **izah** ederken, Brothers (1960) bunların magma haznesinde üstteki yükün ağırlığı dolayısıyla ezilme (gravitational deformation) sonucu olabileceğini belirtmektedir.

Mikroskopik çalışmalar şeritli yapıların olivinlerde genellikle (100) yüzeyine paralel olarak geliştiğini ve optik bakımdan homojen olduğunu ortaya koymuştur. Challis (1967) şeritler üzerinde mikroanaliz (electron probe analysis) metoduyla yapılan nokta analizlerinde şeritler arasında herhangi önemli bir bileşim değişikliği olmadığını belirtmiştir. Challis, şeritlerin oluşumu konusunda üstteki malzemenin ağırlığının bir etmen olduğunu kabul etmekte, fakat kristalleşme basıncının daha etkili olduğunu ileri sürerek, şeritlerin teşekkülünün kayacın büyük bir kısmı katılaştıktan sonra maruz kalınan kuvvetler sonucu teşekkül ettiğini belirtmektedir. Tesire maruz kalmış olivinlerde atomların en yoğun olduğu (100) yüzeyi kayma yüzeyi olup, şeritli yapılarda genellikle bu yüzeye paralel olarak teşekkül eder ve kayma istikameti (001) dir. Olivinlerde ikinci bir şeritli yapı meydana gelecek şekilde tesirler devam ederse, bu yüzey atomların ikinci derecede yoğun olduğu (010) yüzeyi olacaktır. Paleigh de (1967), olivinlerdeki bu şeritli yapıların oluşumunu incelemekte, tabii şekilde basınç altında kalarak fiziksel değişikliğe uğramış olivinlerde şeritlerin (100) yüzeyine paralel olduğunu belirtmekte ve kayarak taşınmanın (translational gliding) şeritli yapının teşekkülüne sebep olduğunu ileri sürmektedir.



Andızlık-Zımparalık sahasında olivinlerde görülen şeritli yapı belki de peridotitin tektonik olarak yerleşmesi sırasında veya serpantinleşme sırasında teşekkül eder. iç basınç nedeniyle meydana gelmiştir (Engin & Hirst, 1970A).

Olivinler, çoğu zaman kromit inklüzyonları ihtiva eder ve kendisi de çok yerde inklüzyonlar halinde kromitin ve piroksenlerin içinde bulunur.

Taze harzburgit numunelerinde iri olivin kristalleri arasında kalan sahada Ragan'm(1963,1967) Tvvin Sisters dunitlerinde anlattığı gibi ufak taneli ve 110° lik açılarla (triple junction) birbirleriyle temasta bulunan ikinci nesil (secondary generation) olivin kristalleri, nadir olmakla beraber, arandığı zaman bulunabilecek miktarda vardır.

Sahanın çeşitli yerlerinden alınan harzburgit numunelerinden on tanesindeki olivinlerin kimyasal bileşimi mikroanaliz yoluyla nokta analizleri yapılarak çalışılmış olivinlerin bileşimlerinin Fo<sub>88</sub> (forsteritgg) den Fo<sub>91</sub> e kadar değiştiği tespit edilmiştir. Olivin taneleri içerisinde tanenin merkezinden kenarlarına doğru birkaç noktada yapılan nokta analizleri belirli bir zonlanmayı işaret etmemektedir. Noktaların analiz sonuçları ve her numune için kabul edilen ortalama analiz neticeleri. Tablo 1 de verilmiştir.

Tablo - 1

Elektron probe analizlerine göre harzburgitler içindeki olivinlerin forsterit oranı  
(% Mol olarak)

No.	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	(E. probe analizlerinin ortalaması)
F19	88	88	88	88				88
F29	87	87	88	88	87			87
F44	88	88	89					88
F54	91	91	91	91	91	91	91	91
F68	89	89	90	90	88			89
F169	88	88	88	87	87			88
F206	87	87	87	87	87			87
F124	88	88	88					88
F215	88	87	88	88	88			88
F251	88	89	89	89				89

*Ortopiroksen (rombusal piroksen).* — Taze harzburgitlerde olivinden sonra en çok rastlanan mineral olup, miktarı % 8 ile % 25 arasında değişir fakat genellikle % 14 çevresindedir. Levha şekilli yarı düzenli (subhedral) veya düzenli (euhedral) kristaller şeklinde bulunurlar, (110) yüzeyine paralel dilinimler çok belirgindir. Tane boylan yer yer 5-6 mm ye erişir; birinci ve ikinci dereceden çift kırma gösterirler. Optik açı (2V) ölçmeleri 77° ile 80° arasında değişme göstermiştir. Mikroskopik çalışmalara göre ortopiroksenler enstatit ve bronzit olarak tanımlanmışlardır. Bilindiği gibi, bronzitler oldukça belirsiz şekilde renksiz-açık kahverengi, çok renklilik (pleochroism) gösterirler ve optikçe negatiftirler. Enstatitler ise çok renklilik göstermezler ve optikçe pozitifirler.

Mikroskopik çalışmalarda birçok numunede ortopiroksenlerin dilinimlerinin büküldüğü, kırıldığı ve kesin hatlarla ayrılmış birtakım bantların teşekkül ettiği izlenmiştir (kink bands). Numune içinde fiziksel şekil değiştirme (deformation) işlemi arttıkça, minerallerin görünüşü daha düzensiz bir şekil alır ve netice itibariyle bu keskin sınırlar boyunca taneler kopar ve daha küçük parçalara ayrılır.

Ortopiroksenlerde görülen bu tip yapılar (kink bands) laboratuvarında 5000 bar/cm<sup>2</sup> basınç ve 500°C-800°C ısı derecesindeki şartlar altında teşekkül ettirilebilmiştir. Turner, Heard ve Griggs (1960) kink bantların oluşumunu sürüklenme ile kayma sırasında kristallerin (010) eksenini etrafında dönmesi sonucu olduğunu iddia etmişlerdir.

Andızlık-Zımparalık sahasında bu bantların teşekkülü olivinlerdeki şeritli yapıların teşekkülünde olduğu gibi peridotitlerin taşınması ve serpantinleşmesi sırasında meydana gelen basınçla ilgili olması gerekir.

Ortopiroksenler (110) dilinim istikametine paralel klinopiroksen eksolüsyon şeritleri (exsolution lamellae) ihtiva ederler. Bilindiği gibi ortopiroksenler doğru sönme (straight extinction) gösterirler. Öte yandan (110) dilinim izlerine paralel klinopiroksen eksolüsyon şeritleri açılı sönme (oblique extinction) gösterirler ve yüksek çift kırma özelliğine sahiptirler. Bazı kesitlerde bu eksolüsyon şeritleri dilinim yönüne tamamen paralel değildir.

Eksolüsyon, bilindiği gibi, ana mineral içinde tali mineral bileşiminin belirli müşterek istikametler boyunca ayrı bir mineral çeşidi olarak kristalleşmesidir. Orto ve klinopiroksenlerde b ve c eksenleri ile (100) düzlemi müşterektir ve bu müşterek yönlerde eksolüsyon teşekkülüne karşı koyacak tesirler en azdır (lowest energy interface). Bundan dolayı ortopiroksenlerde klinopiroksen eksolüsyon şeritleri (100) boyunca teşekkül eder ve ince kesitte (110) dilinim izlerine paralel olarak izlenir. Hess (1960) eksolüsyon şeritlerinin oluşumu konusunda kristal yapısı içinde iyonların hareket etme kolaylığının iki kristal yapısının ortak özellikleri olmasından daha önemli olduğunu ifade etmektedir.

Morimoto ve Takonami (1969) pijonit içerisinde ojit eksolüsyon şeritlerini incelerken, bunların (001) ve (100) düzlemlerine paralel olduklarını izlemişlerdir. Aynı numune içinde eksolüsyon şeritlerinin iki ayrı istikamette teşekkül etmesi oldukça özel bir durumdur. Morimoto ve Takonami'nin açıklamasına göre, pijonitin soğuyarak kristalleşmeye başlamasını (001) istikametine gelişen ojit şeritlerinin oluşumu takip etmiş ve soğuma daha da ilerleyince pijonit hiperstene dönüşmüş ve bu hipersten içinde (100) yönünde başka bir ojit eksolüsyon şeridi teşekkül etmiştir.

Harzburgitler çoğu zaman poikilitik dokuya sahiptirler. Birçok ince kesitte ortopiroksenlerin yuvarlaklaşmış olivinleri, kromitleri ve nadir olarak da klinopiroksenleri içine aldığı görülür. Ortopiroksenlerin serpantinleşmesi birçok ince kesitte görülür ve ortopiroksenler kısmen veya tamamen bastite dönmüşlerdir.

Hess (1952) ve Kuno (1954) ortopiroksenlerin düzenli katı eriyikler (solid Solution) teşkil ettiklerini ve birim kristal kafesi boyutlarının (unit cell parameters) kristalin Mg miktarı ile oranlı olarak değiştiğini göstermiştir (Şek. 4). Zwan (1954) Al miktarı düşük ortopiroksenlerde (1031) ve (060) parametrelerinin d aralığının (d spacing) En (enstatit) yüzdesiyle ilgili olarak değiştiğine dikkati çekmiştir.

Hancock (1964) yukarıda verilen bilgileri göz önüne alarak Hess'in (1952) çalışmalarında belirttiği bir takım Al miktarı düşük ortopiroksenlerin (1031) ve (060) parametrelerinin d aralığı değerlerini birbirine karşı izdüşürmüş ve doğru çizgi ilişkisini (straight line relationship) kurarak ortopiroksenlerin En molekül yüzdesinin En<sub>40</sub>-En<sub>100</sub> arasında bulunabileceğini ortaya koymuştur (Şek. 5).

Andızlık-Zımparalık sahası harzburgitlerinin on tanesinden yeteri kadar ortopiroksen ayıklanarak, bunlar X ışınları saptırıcısında (X-ray diffractometer) incelenmiştir. Philips yüksek açılı saptırıcıda CuKα radyasyonunda yapılmıştır.

Toz haline getirilen numune birkaç damla asetonun yardımıyla ufak bir cam parçasının üzerine sıvanır (smear mount), sıvama işlemi yapılmadan önce alette çeşitli tesirler nedeniyle meydana gelecek kaymaları düzeltebilmek için yansıma açıları kesinlikle belli iç standart (internal Standard) ilâvesi

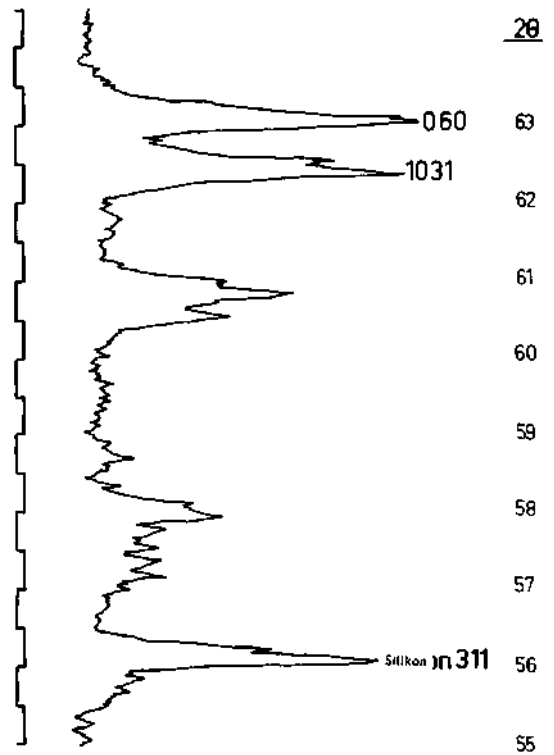
gereklidir. Genellikle ilâve edilecek iç standardın miktarı cam üzerine sıvanacak numunenin 1/5 i kadardır. Numune ve standart iyice karıştırıldıktan sonra sıvama işlemi yapılır ve numune makineye yerleştirilir. Çalışmalar sırasında iç standart olarak silikon kullanılmış, her numune 55° ile 64° 2(-) derecelen arasında birkaç defa işleme tabi tutulmuştur. Ortopiroksenlere ait (1031) ve (060) parametrelili yansıma tepelerinin (reflection peak) 2(-) açısı ölçülmüş, aynı numuneye ait çeşitli işlemlerde biraz farklı değerler bulunmuşsa bunların ortalaması alınmış, silikon yansıma tepesinin (311) 2(-) değerine göre kayma varsa gerekli düzeltme yapılmış ve cetvellerden her 2(-) açısına tekabül eden d aralığı değerleri çıkarılmıştır.

Andızlık-Zımparalık sahasına ait ortopiroksenlerin (1031) ve (060) yansımalarına ait d aralıkları Tablo 2 de verilmiştir. Bu değerler Hancock'un (1964) eğrisi üzerine izdüşürülerek (Şek. 5) En yüzdeleri tespit edilmiştir. Buna göre harzburgitler içindeki ortopiroksenler  $En_{89}$ - $En_{99}$  arasında değişmektedir ve bu da bunların optik özelliklerine dayanarak enstatit ve bronzit olarak tanımlanmalarını desteklemektedir.

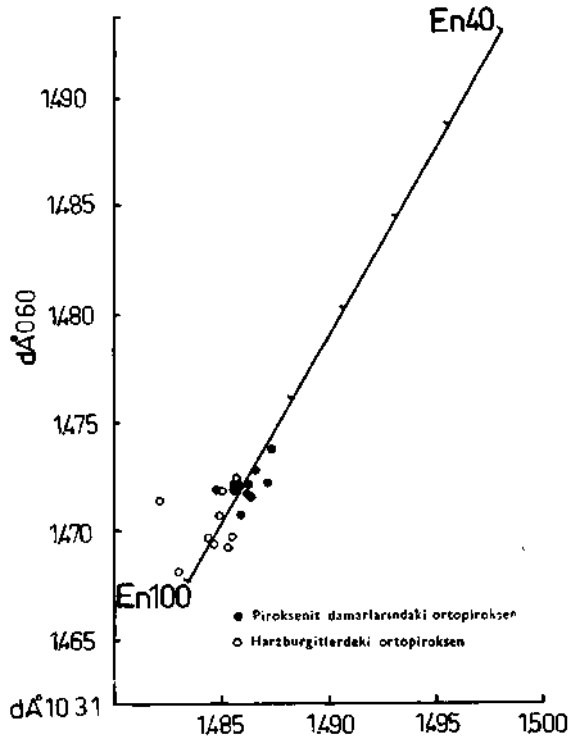
*Klinopiroksen (monoklinal piroksen).* — Harzburgit numuneleri içinde klinopiroksen miktar olarak çok azdır veya hiç yoktur. Birçok numunede ancak birkaç klinopiroksen tanesi izlenilmiştir. Sahanın batısına isabet eden (İncebel tepe) kısımlardan alınan birkaç numune içinde klinopiroksen miktarının % 3-4 e çıktığı biliniyorsa da, kayaca lerzolit denebilecek miktara erişmemektedir.

Genellikle yarı düzenli kristal şekline sahiptir. (110) dilinim izleri bariz olup, açılı sönmeleriyle ve yüksek çift kırma özellikleriyle ortopiroksenlerden ayrılırlar. Optik olarak diyopsidik ojit olarak tanınmışlardır. Klinopiroksenler en az kimyasal değişikliğe uğrayan mineral olarak dikkati çekmekte olup, bazı kısımlarda açık yeşil renkli klorit ve tremolite dönüştüğü izlenmiştir.

*Kromit.* — Harzburgitler içinde tali kromit genellikle % 1 miktarındadır. Bozulmaya uğramış numunelerde topluğne başı gibi kromit taneleri çıplak gözle görülebilir. İnce kesitlerde



Şek. 4 - Ortopiroksenin  $CuK\alpha$  radyasyonunda difraktometre çizelgesi.



Şek. 5 - Ortopiroksenlerin X ışınları ile bileşim tayin çizelgesi (Hancock, 1964).

Tablo - 2

X ışınları saptırıcısı (X-ray diffractometer) neticelerine göre harzburgitlerdeki ve piroksenitlerdeki ortopiroksenlerin En oranı  
(% Mol olarak)

No.	$dA^\circ$ 10 3 1	$dA^\circ$ 0 6 0	En
<b>(a) harzburgitlerdeki ortopiroksenler :</b>			
A22	1.4851	1.4718	91
F4	1.4844	1.4694	95
F18	1.4821	1.4713	94
F200	1.4855	1.4697	94
F214	1.4848	1.4706	93
F216	1.4857	1.4723	89
F223	1.4847	1.4693	95
F245	1.4831	1.4681	99
F249	1.4853	1.4692	95
<b>(b) piroksenitlerdeki ortopiroksenler :</b>			
A18	1.4859	1.4721	89
A34	1.4865	1.4728	87
A54	1.4874	1.4738	85
A55	1.4856	1.4722	89
A76	1.4857	1.4719	90
Z3	1.4863	1.4722	89
Z14	1.4872	1.4723	88
Z25	1.4863	1.4717	89
F15	1.4849	1.4719	91
F20A	1.4859	1.4707	92
F36	1.4864	1.4715	90

renkleri kırmızımsı kahverenginden kırmızımsı siyaha kadar değişir. Çoğunlukla düzensiz ve aşınmış kristaller şeklinde olmasına rağmen bazı kesitlerde düzenli kristal şeklinde olanlar vardır. Çoğu hallerde kromit taneleri olivin ve ortopiroksenlerin içine gömülü olarak bulunur.

Kromitlerin bazıları üzerinde yapılan mikroanalizler tanelerde merkezden kenarlara doğru bir zonlanma olduğunu göstermiştir (Engin & Aucott, 1971).

### Dünit

Daha önce de bahsedildiği gibi dünitlerin sahada yayılışı oldukça sınırlı olup, el numunelerinde harzburgitlerden ayrılmaları zordur. Eğer peridotit serpantinleşmemişse kromitlerin peridotitle ilkel (primary) kontaktının bulunduğu yerlerde peridotit çoğunlukla dünittir. Genel olarak olivin ve tali miktarda kromitten meydana gelmiş olup, çoğu hallerde ileri derecede serpantinleşmiştir. Nokta sayma usulüyle yapılan saymada piroksen miktarının % 0.3 civarında olduğu bulunmuştur.

### Serpantinitle

Peridotitler genel olarak % 50 nin üzerinde serpantinleşmişlerdir. Kromit adeseleleri ve mafik daykların peridotitle olan kontaktlarında, fay zonlarında peridotitler çoğunlukla bütünüyle serpantinleşmiştir. Serpantinleşmiş kayacın dokusu, esas kayaç tipi ve serpantinleşme derecesi ile yakından ilgilidir. Ezilme zonlardaki serpantinler bütünüyle ufak serpantin yapraklarından meydana gelmiş olup, dalgalı sönme gösterirler. Daha önce de belirtildiği gibi serpantinleşmiş kayaçların minerallerinin

çoğu bir serpantin çerçevesiyle sarılmıştır. Tanelerde serpantinleşme kenardan başlar ve tanenin merkezine doğru ilerler; çoğu numunelerde serpantinleşmiş olivin kalıntısını tanenin ortasında görmek mümkündür. Serpantinleşen olivinler çoğunlukla kahverengimsi yeşil olup, ağ dokusu (mesh texture) meydana getirirler. Serpantinlerin geliştiği çatlaklar boyunca serpantinleşme sırasında açığa çıkan Fe nedeniyle çok küçük, düzenli manyetit kristallerini görmek veya Fe tozu nedeniyle numunenin kırmızıya boyandığını (iron-stained) izlemek olağandır.

Ağ dokusuna sahip serpantinleşmiş olivinlerin kenar kısımlarındaki serpantin çerçevesi ipliğimsi (fibrous) serpantinden yapılabılır olup, optik özellikleri bakımından uzunluk yavaş (length slow) mineral olup, Tertsch (1922), Francis (1954) bunlara serpantin demişlerdir.

Kuzey Amanos dağları (Güney Anadolu) bölgesinde serpantin mineralleri üzerinde çalışan Arda (1970), serpantin minerallerini yapısal özelliklerine göre bölgenin tektonik gelişmesine paralel olarak a, ilkel ağ dokulu serpantin (primary mesh Serpentine), a<sub>2</sub>, ikinci nesil ağ dokulu serpantin (secondary mesh Serpentine), a<sub>3</sub>, üçüncü nesil ağ dokulu serpantin (tertiary mesh Serpentine), dördüncü nesil serpantin (quaternary Serpentine) olarak ayırabilmiştir. Benzer çalışma Lauder (1965) tarafından tektonik gelişme nazara alınmadan Yeni Zelanda'da Dun Mountain bölgesi serpantinleri için yapılmıştır.

Serpantinlerde kum saati yapısı (hourglass structure) oldukça sık rastlanan bir yapı olup, kenar kısımlardaki serpantin çerçevesi ve kum saati yapısı gösteren kısmı a serpantinden meydana gelmiştir. Sonradan teşekkül eden krizotiller de u serpantin olup, numune içinde çatlaklar boyunca gelişmiş ve daha önce teşekkül etmiş serpantinleri kateder durumdadırlar. Serpantinleşme sırasında ortopiroksenler bastite dönmüşlerdir, fakat bastitleşme olduktan sonra kristaller ilkel ortopiroksen sınırını ve şeklini çoğunlukla korurlar. Bilindiği gibi bu durum serpantinleşme işlemi sırasında hacim genişlemesi olduğunu iddia eden çalışmacıların aleyhine bir görüş olarak diğer izah tarzını—serpantinleşme sırasında hacim genişlemesi olmamış veya çok az olmuş, buna karşılık malzeme kaybıyla bileşim değişikliği olmuştur—benimseyenler tarafından ileriye sürülmektedir. Birçok bastitleşmiş ortopiroksenlerde hâlâ daha klinopiroksen eksolüsyon şeritlerini görmek mümkündür. Bastit uzunluğu yavaş (length slow) bir u serpantindir.

Başlıca serpantin çeşitleri krizotil, antigorit ve lizardittir.

Krizotil iplikçiklerden yapılabılır olup, bu iplikçiklerin çapı 200Å (1 Angstrom 10<sup>-8</sup> cm) civarındadır. Elektron mikroskop çalışmaları iplikçiklerin içleri boş tüpler şeklinde olduğunu ortaya koymuştur. Whittaker (1953) krizotillerin tek kristali üzerinde çalışmalar yapmış ve buna dayanarak krizotilleri klinokrizotil, ortokrizotil ve parakrizotil olarak üçe ayırmıştır. Orto ve parakrizotiller rombusal sistemde olup, klinokrizotil ise monoklinaldır. Klino ve ortokrizotilde iplikçikler kristalin a eksenine etrafında, parakrizotilde de b eksenine etrafında sarılmışlardır.

Lizarditler yassı levhamsı bir yapıya sahiptirler ve başlıca üç şekilde düzensizlik gösterirler:

- Bazı kristaller gözle görülebilecek şekilde birden fazla kristal eksenine etrafında eğilmişlerdir.
- Bazı lizardit levhaları diğerlerine nazaran 180° lik bir dönüş kazanmışlardır.
- Bazı levhalar yer değiştirmişlerdir.

Antigoritler hem iplikli, hem de levhalı yapıya sahiptirler. Levha şekilli antigorit birim kristal kafesinin boyutlarında (unit cell parameters) c ve b lizarditinkine benzer fakat a ekseninin boyutu lizarditinkinden büyük olup, 40Å° civarındadır.

Andızlık-Zımparalık sahası serpantinleri X ışınları saptırıcısında (X-ray diffractometer) incelenmiştir. Numunenin hazırlanışı daha önceden ortopiroksenler bahsinde anlatıldığı gibi yapılabılır ve yine silikon iç standardı kullanılmıştır.

Hazırlanan numune bakır tüpten üretilen X ışınlarına tutulmuş ve işlem 6-65 2(-) dereceleri arasında yapılmıştır. Meydana gelen serpantin yansıma tepelerinin (reflection peaks) d aralığı Whittaker ve Zussman'ın (1956) verdiği değerlerle karşılaştırılmıştır (Tablo 3). (060) parametrelili ( $d=1.547\text{\AA}-1.532\text{\AA}$ ) ve (208) parametrelili ( $d=1.502\text{\AA}-1.507\text{\AA}$ ) yansıma tepelerinin varlığı (Şek. 6), serpantin çeşidinin başlıca lizardit olduğunu bazı numunelerin kayıtlarında (2 O 4), (2 O 6) ve (2 O 2) parametrelili yansıma tepelerinin bulunuşu numunelerde tali miktarda krizotilin varlığını işaret etmektedir.

Tablo - 3

## Serpantinlerin d aralıkları (spacings)

WZ*		A2		F58		Z72		F75		F101		F142		
dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	hkl
7.360	çk	7.300	100	7.312	100	7.335	80	7.360	100	7.355	100	7.317	100	002
4.580	o	4.564	20	4.550	25	4.541	18	4.580	16	4.585	16	4.576	14	020
3.660	çk	3.652	90	3.653	90	3.659	100	3.658	39	3.664	90	3.659	98	004
—				2.827	6									
2.617	z					2.620	17							201
2.498	k	2.495	31	2.498	24	2.490	51	2.495	90	2.502	58	2.505	28	202
—				2.455	16			2.457	6	2.461	5			202
2.340	oz													203
2.150	oz	2.147	9			2.150	16	2.148	11	2.149	9	2.149	8	204
—		2.093	9											204
1.968	z													205
1.830	z													008
1.797	z					1.794	7	1.796	8			1.799	6	206
—		1.749	19									1.749	6	106
1.739	oz													110
1.640	z													207
1.534	k	1.537	16	1.532	24	1.532	25	1.535	18	1.536	16	1.539	24	060
1.504	o	1.502	7	1.503	6	1.507	7	1.507	5	1.503	7	1.506	6	208
1.464	z													

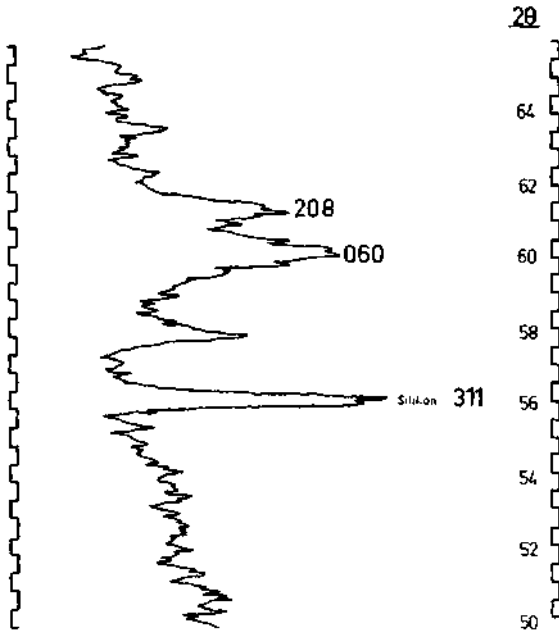
WZ\* Whittaker ve Zussman'a (1956) göre serpantinlerin d aralıkları sayfa 117, sıra 22.

Yapılan çalışmalar sırasında numunelerin hiç birisinde antigorite rastlanmamıştır. Bu yöndeki çalışmalar daha da ileri götürülerek Durham Üniversitesi Jeoloji Bölümündeki bir ipliğimsi antigorit (picrolite) numunesinin X ışınları çizelgesi (diffractometer chart), Andızlık-Zımparalık serpantin-Jerininkiyile karşılaştırılmış ve antigorit numunesinde (24 3 0) yansıma tepesinin varlığı ve bu yansımanın Andızlık-Zımparalık numunelerinde olmadığı tespit edilmiştir (Şek. 6-7).

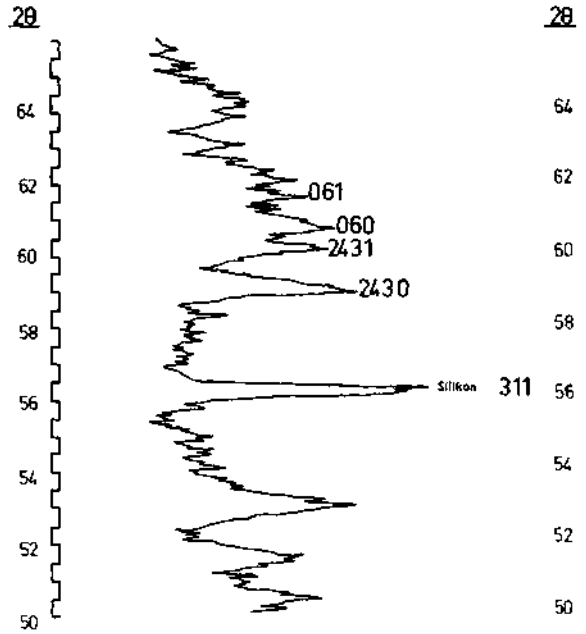
Birçok çalışmacıların görüşlerine göre antigorit bir tektonik zon mineralidir, faylanma ve kırılmanın olduğu yerlerde özellikle rastlanır (Hess *et al.*, 1952; Francis, 1956; Wilkinson, 1953). Fakat bunun yanında Deer, Howie ve Zussman (1963) antigoritin yalnız faylı zonlarda teşekkül edeceğine dair bir genelleştirmeyi kabul etmemektedirler.

Serpantin çeşitlerinin teşekkülünde çevredeki kimyasal gelişmelerin tesiri olduğuna dair inanışlar vardır. Hess *et al.* (1952) krizotillerin olivinlerden ve antigoritlerin de ortopiroksenlerden teşekkül ettiğini iddia etmiştir. Andızlık-Zımparalık peridotitlerinde ortopiroksen olmasına rağmen antigoritin varlığı tespit edilememiştir.

Bazı serpantin numuneleri D.T.A. (Differential Thermal Analysis) aletinde 1200°C ye kadar ısıtılmış ve elde edilen çizelgeden, meydana gelen değişiklikler çalışılmıştır (Şek. 8). Buna göre ser-



Şek. 6 - Lizarditin CuKα radyasyonunda difraktometre çizelgesi.



Şek. 7 - Antigoritin CuKα radyasyonunda difraktometre çizelgesi.

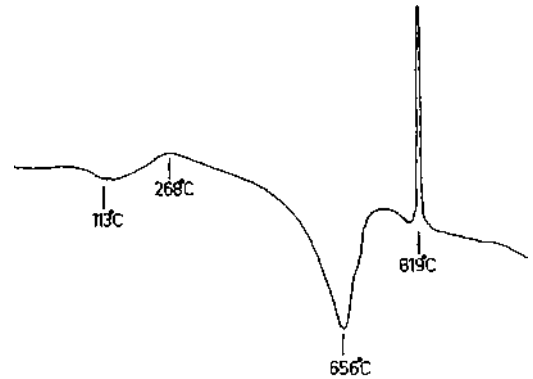
pantinerler  $H_2O$  'yu 104-113°C de kaybederler, serpantin içindeki Fe 250°-327°C de oksitlenir, serpantin yapısındaki  $H_2O^+$  (structural water) 644°-675°C de kaybedilir Numuneler daha fazla ısıtılınca 811°-821°C arasında serpantinlerin yapısı bozulmakça, dışarıya ısı veren (exothermic) bir reaksiyon meydana gelmektedir. Isıtma sonunda reaksiyona uğrayan numunelerin incelenmesinde (X ışınlarında) serpantin netice olarak ısıtma sonucunda enstatit ve olivine dönüştüğü izlenmiştir.

İskenderun-Kırıkhan (Güney Anadolu) bölgesi serpantinlerini inceleyen Aslaner (1971) D.T.A. çalışmalarının sonucunda lizardit-krizotil için endotermik reaksiyonu 637°-715°C, antigorit için de 790°-802°C olarak vermektedir. X ışınları metodunun dışında D.T.A. çalışmalarıyla numunelerde antigorit olup olmadığını araştırmak oldukça pratik bir yol olarak görülmektedir. Aslaner ayrıca antigoritin ekzotermik reaksiyon vermediğine işaret etmektedir.

Zara bölgesi (Orta Anadolu) krizotilleri için Artan (1970) endotermik reaksiyon derecesini 690°-695°C olarak vermektedir.

### Piroksenit damarları

Piroksenit damarlarına sahanın her tarafında yaygın olarak rastlanılırsa da, yüzde olarak peridotit kütlelerinin çok az bir kısmını teşkil ederler. Daha önce de belirtildiği gibi piroksenit damarlarının bütünü ortopiroksenit olmasına rağmen bir yerde kayacın çoğunluğunun klinopiroksenitlerden meydana geldiği bir klinopiroksenit damarı tespit edilmiştir.



Şek. 8 - Serpantin D.T.A. (değişen sıcaklık analizi) çizelgesi.

*Ortopiroksenit damarları.* — Damarların içinde ortopiroksenit miktarı % 60 tan % 85 e kadar değişir. Çoğu kristaller yarı düzenli (subhedral) şekilli olup, boyları 7 mm ye ulaşır. Her kayacın içinde az miktarda klinopiroksen, olivin ve kromit mevcuttur. Harzburgitlerin içindeki ortopiroksenlerde olduğu gibi kink bantlar ve eksolüsyon şeritleri var olup, daha da yaygındır.

Mikroskopik çalışmalar yine ortopiroksen çeşidinin enstatit ve bronzit olarak isimlendirilmesine yardımcı olmuştur. Bir numunede ölçülen optik açı (2V) 77° değerini vermiştir. Büyük kristal kenarlarında ortopiroksenler ufak parçalara ayrılmışlar ve yer yer de bastılmışlardır.

Klinopiroksenler iri kristaller halinde bulunurlar ve yer yer de açık yeşil renkli klorit ve tremolite dönmüşlerdir. Olivinler genel olarak kayacın ancak % 1-2 sini ve kromitler de % 0.1-0.2 sini teşkil ederler.

Ortopiroksenit damarlarının ortopiroksenleri daha önce izah edilen yolla X ışınları saptırıcısında (X-ray diffractometer) incelenmiş ve değerler Şekil 6 ya izdüşürülmüştür. Buradan elde edilen değerler Tablo 2 de verilmiştir. Buna göre damarlardaki ortopiroksenlerin bileşimi  $En_{86}-En_{91}$  arasında değişmektedir.

Bowen ve Tuttle (1949) piroksenit damarlarının peridotitler içindeki oluşumunun izahında, «SiO<sub>2</sub> bakımından zenginleşmiş eriyikler peridotitler içindeki kırıklar boyunca dolaşırken 650°C nin üzerinde bir sıcaklıkta çatlaklar boyunca peridotiti piroksenite geçirirler» demektedirler. Ortopiroksenit damarlarının ortopiroksenleri  $En_{85-91}$  arasında değişip ve harzburgitlerin ortopiroksenlerinden ( $Kn_{89-99}$ ) Mg bakımından daha düşük değerli olduğuna göre, bu damarların Bowen ve Tuttle'in dediği gibi harzburgitlerden türemiş olmaları mümkündür.

*Klinopiroksenit damarı.* — Daha önce de belirtildiği gibi sahada yalnız bir yerde rastlanmıştır ve damar 7 cm kalınlığında olup, yüzeyde 3 metre kadar takip edilebilir. Yantaş peridotitle sınırı keskin olup, damarın peridotit tarafı serpantinleşmiştir.

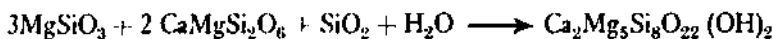
Klinopiroksenler kayacın % 60 mı teşkil ederler, diğer mineraller ise ortopiroksen, olivin ve bu minerallerin değişmeye uğramış çeşitleridir. Klinopiroksenler yarı düzenli kristal şekilli olup, tane boyları 1.5 cm ye erişir; çok ikizlilik (polysynthetic twinning) gösterirler. Ölçülen optik açı (2V) 55° değerini vermiştir, yer yer klinopiroksenler tremolit ve klorite dönüşmüşlerdir.

Numuneden çıkarılan klinopiroksen tanecikleri toz haline getirilmiş ve yeteri kadar iç standart (internal Standard) silikon ilâve edildikten sonra aseton yardımıyla cama sıvanan numune X ışınları saptırıcısında 55°-64° 2(-) dereceleri arasında işleme tabi tutulmuş (CuKa) ve Brown'ın (1960) ortaya koyduğu metotla bileşim tayini yapılmıştır. Buna göre klinopiroksenlerin (O 6 O) ve (6 O 0) yansıma tepeleri tespit edilmiş (Şek. 9) ve bunlardan b (=6.d<sub>(060)</sub>)=8.92686) ve a Sin (—6.d<sub>(600)</sub>)=9.3723) değerleri bulunduktan sonra CaSiO<sub>3</sub>-MgSiO<sub>3</sub>-FeSiO<sub>3</sub> üçgen diyagramının bir kısmı üzerine izdüşürülerek klinopiroksenin bileşimi Ca<sub>43</sub>:Mg<sub>43</sub>:Fe<sub>14</sub> olarak tespit edilmiştir.

#### Tremolit damarları

Açık yeşil renkli ipliğimsi kristallerden yapılmış tremolit damarları krom adeselerini keser şekilde bulunur ve damarların durumu oldukça düzensizdir. Tremolit kristalleri 6-7 mm boyunda yan düzenli kristaller şeklindedir, ince kesitte renksiz olup, ikinci dereceden çift kırma özelliği gösterir (second order birefringence). Damarlar içinde tali kromit kristalleri var olup, yer yer tremolitler talka dönmüşlerdir.

Tremolitlerin oluşumu konusunda denebilir ki, peridotit magmasının bünyesindeki su krom adeseleri etrafında toplanmış oluyor ve pnömatolitik ve hidrotermal faaliyetler kırık zonlarında tremolitin oluşumunu sağlıyor. Tremolitin oluşumunu sağlayan reaksiyon şu olabilir:





Tremolit damarlarının üç tanesinden ayıklanan tremolit kristalleri X ışınları saptırıcısında incelenmiş ve elde edilen  $d$  aralığı değerleri Dunham *et al.*'de (1958) verilen değerlerle karşılaştırılmıştır (Tablo 4).

### Amfibolitler

Amfibolitlere peridotit kütesinin içinde ufak bloklar halinde (xenolith), sahanın bilhassa kuzey kısımlarında rastlanır, iyi gelişmiş şistozite gösterirler ve parlak bir görünüşleri vardır. Başlıca mineralleri amfibol, plajiyoklaz, opak mineraller ve apatittir.

Amfiboller kayacın % 80-85 ini teşkil ederler, kahverengimsi yeşil renktedirler. Açık kahverenginden kahverengine çok renklilik (pleochroism) gösterirler. Tane boyları 1 mm civarındadır. Amfiboller hornblend olarak tanınmış olup, baklava dilimi (rhombohedral) yüzeylerinin uzun kenarına paralel olarak yönelme gösterirler. Baklava dilimi yüzeylerinde 124 ve 56 lik (110) ve (110) dilinim izleri bariz olarak görülür.

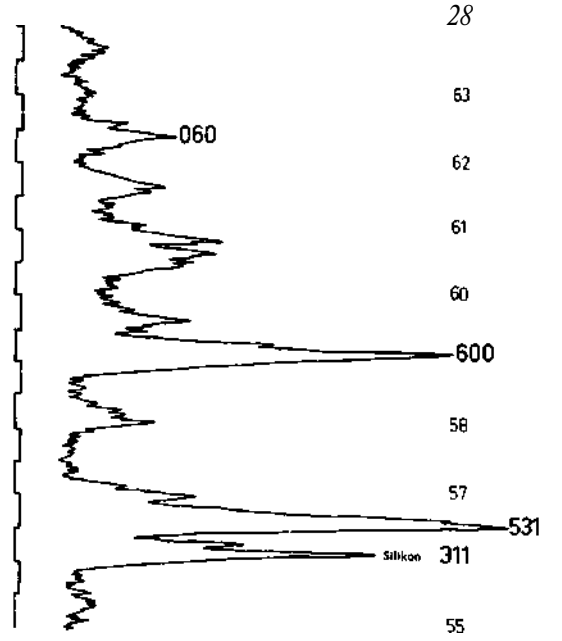
Plajiyoklazlar genellikle amfibollerin aralıklarını doldururlar, çok değişikliğe (alteration) uğradıklarından optik tayinlerini kesinlikle yapmak pek mümkün değildir.

Amfibolitlerin kimyasal analizlerinden plajiyoklazların normatif bileşimi hesaplanmış  $An_{54-63}Ab_{46-37}$  (labradorit) olarak bulunmuştur. Yine aynı şekilde amfibollerin normatif bileşiminin pargasite uyduğu görülmüştür (Engin, 1969).

Opak mineraller düzensiz kristaller olup, kayacın şistozite yönüne uyacak şekilde uzanımları vardır. Parlak kesit çalışmalarında bunlar ilmenit olarak tanınmışlardır.

Çok ufak altı köşeli topluğne başı gibi apatit kristalleri amfibollerin içinde ve amfibollerle ilmenitlerin aralıklarında bulunurlar.

Amfibolitler peridotitin bir parçası olmayıp, peridotitin tektonik yerleşmesi sırasında yan-kayaçlardan (muhtemelen Menderes masifinin kristalin şistleri) koparak peridotitin içine katılmışlardır.



Şek. 9 - Ortopiroksenin CuK a radyasyonunda difraktometre çizelgesi.

## SONUÇ

Andızlık-Zımparalık sahası peridotitleri başlıca serpantinleşmiş harzburgitlerden yapılmış olup, genel olarak serpantinleşme derecesi % 50 civarındadır. Taze harzburgitler forsteritik olivin, ortopyroksen, az miktarda klinopyroksen ve kromit ihtiva ederler. Serpantinleşmiş numunelerde hâkim serpantin minerali lizardit olup, bazı hallerde krizotil ile karışık halde bulunurlar. Görüldüğü gibi buradaki peridotitlerde plajiyoklaz yoktur.  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  sistemi incelenirse görülür ki, anortit teşekkül etmeden enstatit, diyopsit, forsterit ve spinel topluluğunun teşekkülü imkânsızdır. öte yandan Yoder ve Tilley (1962) anortit ve forsterit topluluğunun yüksek basınç altında duraylı olmadığını belirtmiştir. Rothstein (1961) yüksek basıncın sıvı ısısını spinel ve diyopsit sahasının birleştiği noktaya kadar düşürdüğünü belirtmekten anortitin olmayışını izah etmektedir.

Tablo - 4  
Tremolitlerin d aralıkları (spacings)

DPCJ*		F139B		ZU45		AU3		hkl
dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	dA°	Şiddeti	
—	—	9.025	19	8.99	22	9.035	11	020
8.43	k	8.435	83	8.425	92	8.457	65	110
5.10	z	5.094	18	6.088	7	5.101	9	130.001
4.89	o	4.855	22	4.879	8	4.778	10	111
4.52	o	4.502	27	4.524	18	4.517	16	040
4.22	z							
4.01	çz							
3.88	o	3.873	27	3.877	8	3.883	6	131
3.38	k	3.377	38			3.371	11	150.041
3.27	k	3.270	62	3.268	64	3.277	43	240
3.11	k	3.129	100	3.131	100	1.132	100	310
3.00	ççz							
2.94	k	2.935	600	2.934	33	2.938	42	151
2.80	z	2.809	24	2.809	28	2.810	17	330
2.74	çz	2.740	25	2.740	16	2.737	10	421
2.70	k	2.703	72	2.696	47	2.703	38	151
2.59	k	2.589	34	2.586	19	2.590	13	112.061
2.53	k	2.540	42	2.540	23	2.540	10	202.002
2.41	ççz	2.411	10	2.416	5			132
2.38	çz	2.386	16	2.384	11	2.387	7	350.400
2.33	z	2.337	36	2.336	22	2.338	22	351
2.298	çz	2.296	12	2.284	6			420.071
2.270	çz							
2.205	ççz					2.202	3	
2.182	ççz							
2.162	o	2.160	23	2.158	14	2.165	8	171.261
2.040	z	2.043	8			2.037	6	081.280
2.015	z	2.018	13					202
1.958	çz	1.963	7					281.190
1.934	ççz							
1.889	çz	1.897	4	1.898	5	1.899	9	
1.865	çz	1.865	11					460.191
1.837	çz							
1.808	çz							
1.746	çz			1.759	4			
1.686	z	1.686	7					003.282
1.648	z	1.651	7	1.649	7			2101
1.635	ççz					1.640	4	
1.616	çz	1.616	7					
1.578	z							
1.555	ççz							
1.529	çz							
1.511	z	1.514	10					
1.501	çz	1.504	13	1.503	6	1.504	6	
1.468	çz							
1.455	ççz	1.457	10					
1.435	o	1.442	14			1.440	13	
1.362	çz							
1.340	çz							
1.333	çz							

\* DPCJ Chrome tremolite from Hangha, Sierra Leone, Dunham, Phillips, Chalmers & Jones (1958), p. 40.

MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O sistemini 15000 libre-inç-basınç ve 900°C sıcaklık şartları altında inceleyen Bowen ve Tuttle (1949), serpantin magmasının hiç bir şekilde 1000°C nin altında oluşamayacağını belirtmiştir.

Andızlık-Zımparalık peridotitlerinin tortul kayalarla olan sınırlarında metamorfizmanın olmayışı, breşlenme ve serpantinleşmenin ileri oluşu peridotitin bugünkü yerine yerleşmesi sırasında metamorfizma yapamayacak kadar soğumuş olduğunu göstermektedir. Peridotitin manto yer kabuğu sınırına yakın yerde oluşup, kristalleştiği düşüncesi hâkim olup, alpin hareketlerinin peridotiti ilk yerinden kaldırdığı ve arzkabuğu içinde bir yere getirdiğine inanılır. Burada hidrotermal faaliyetler gelişmiş olup, neticesinde piroksenit, tremolit damarları teşekkül etmiş ve serpantinleşme başlamıştır. Serpantinleşmeden dolayı meydana gelen hacim genişlemesi ve yoğunluk azalışı peridotitin devamlı şekilde yükselmesini sağlayıp bugünkü yerini almasını temin etmiştir. Bu hadiseler belki de Güney Anadolu'da etken alp dağ oluş hareketlerinin Laramien fazında olmuştur.

## TEŞEKKÜR

Bu yazıda sözü edilen bütün lâboratuvar çalışmaları İngiltere'de Durham Üniversitesi Jeoloji Bölümünde yapılmıştır. Adı geçen üniversitenin Jeoloji Bölümü öğretim üyelerinden Dr. D. M. Hirst, Mr. R. Phillips ve Dr. J. G. Holland'a sonsuz yardımlarından dolayı müteşekkirim. Dr. P. de Graciansky yayınlanmamış jeoloji haritasını vermek lütfunda bulundu. Makaleyi okuyup kıymetli tenkitlerini esirgemeyen Dr. O. Arda'ya teşekkür ederim.

*Nesre verildiği tarih, 28 aralık 1971*

## R E F E R A N S L A R

- ARDA, O. (1970) : The geology and petrology of the Northern Amanos Mountains, Southern Turkey. *Ph.D. Thesis Sheffield University* (unpublished), England.
- ARTAN, Ü. (1970) : Geology and origin of the ultrabasic rocks and chrysotile asbestos of the Beypınarı area, (Central East Anatolia), Turkey. *Ph. D. Thesis, Leeds University* (unpublished), England.
- ASLANER, M. (1971) : İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi. *M.T.A. Rap.* no. 4288, (yayınlanmamış), Ankara.
- BILGRAMI, S.A. (1964) : Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh mining district, Zhob Valley, West Pakistan. *Rec. Geol. Survey, Pakistan*, vol. 10, part 2-C.
- BORCHERT, H. (1958) : Türkiye'de inisiyal ofiyolitik magmatizmaya ait krom ve bakır cevheri yatakları. *M.T.A. Yayınl.*, no. 102, 162 s., Ankara.
- (1964) : Principles of the genesis and enrichment of chromite ore deposits. Methods of prospection for chromite. *Proc. of an OECD Seminar, Paris, Ed. R. Woodtli*, pp. 175-202.
- BOWEN, N.L. (1928) : The evolution of the igneous rocks. *Dover Publ. Inc.*, New York.
- TUTTLE, O.F. (1949) : The system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 60, pp. 439-460.
- BOWN, M.G. & GAY, P. (1959) : Identification of oriented inclusions in pyroxene crystals. *Am. Min.*, vol. 44, pp. 592-602.
- BROTHERS, R.N. (1960) : Olivine nodules from New Zealand. *Int. Geol. Cong. Reports*, 21 st Sess., pt. 13, pp. 68-81.
- BROWN, G.M. (1960) : The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes. *Am. Min.*, vol. 45, s. 15-38.
- CHALLIS, G.A. (1967) : X-ray study of deformation lamellae in olivines of ultramafic rocks. *Min. Mag.*, vol. 36, pp. 195-203.

- COLİN, H.J. (1962) : Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeolojik etütler. *M.T.A. Derg.*, no. 59, Ankara.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1963) : Rock forming minerals, vol. 3. Longman's Press.
- DUNHAM, K.C.; PHILLIPS, R.; CHALMERS, R.A. & JONES, D.A. (1958) : The chromiferous ultrabasic rocks of eastern Sierra Leone. *Col. Min. Resources Bull. Supply*, no. 3.
- ENGİN, T. (1969) : The geology and geochemistry of the ultrabasic rocks and associated chromite deposits of the Andızlık-Zımparalık arca, Fethiye, Southwest Turkey. *Ph. D. Thesis, Durham University* (unpublished), England.
- & HİRST, D.M. (1970a) : The alpine chrome ores of the Andızlık-Zımparalık arca, Fethiye, Southwest Turkey. *Trans. Inst. Mining Met.*, sect. 13, 79:13 16-27.
- &———(1970b) : Serpentinization of harzburgites from the alpine peridotite belt of Southwest Turkey. *Chem. Geol.*, 6, pp. 281-295.
- AUCOTT, J. (1971) : A microprobe study of chromites from the Andızlık-Zımparalık area, Southwest Turkey. *Min. Mag.*, vol. 38, pp. 76-82.
- FRANCIS, G.H. (1956) : The Serpentine mass in Glen Uguhart, Invernesshire, Scotland. *Am. Jour. Sn.*, vol. 251, pp. 201-226.
- GASS, I.G. & MASON-SMITH, D. (1963) : The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A 255, pp. 417-467.
- GRACİANSKY, P. de. (1968) : Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Torosları'daki yeri. *M.T.A. Dert.*, no. 71, Ankara.
- HANCOCK, W.G. (1964) : The Mount Taivai peridotite, North Borneo. *Ph. D. Thesis, Durham University* (unpublished), England.
- HESS, H.H. (1952) : Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions *Am. Jour. Sci.*, Bowen vol. 250, pp. 173-187.
- ; DENGÖ, G. & SMİTH, R.J. (1952): Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela. *Am. Min.*, vol. 37, pp. 68-75.
- HESS, H.H. (1960) : Stilhvater igneous complex. *Ceol. Soc. Am. Memoir* 80, p. 230.
- HİESSELEİTNER, G. (1951-1052) : Serpentine und Chromcrz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teils von Kleinasien. Bd. I, 2 (in German with an English summary).
- İLHAN, E. (1962) : Türkiye'nin yeşil kayaçları hakkında. *Madencilik Dergisi (T.M.M.O. Dergisi)*, sayı 7 s. 415-432, Ankara.
- KAADEN, G. van der & MULLER, G. (1953) : Gürleyik köy civarı (S\V-Anadolu) krom madenlerinin kimyasal terkibi ve bunların Balkan yarımadası kromitleri ile mukayesesi. *T.J.K. Bült.*, cilt. 4, sayı 2, s. 61-78, Ankara.
- & METZ K. (1954) : Datça-Muğla-Dalaman yay (Güneybatı Anadolu) arasındaki bölgenin jeolojisi. *T.J.K. Bült.*, cilt. 5, sayı 1-2, s. 71-170, Ankara.
- KAADEN, G. van der (1959) : Güneybatı Türkiye'de peridotit kitleleri içinde zuhur eden kromit kompozisyonu ile tektonik-magmatik vaziyetleri arasındaki münasebet hakkında. *MTA. Derg.*, no. 52, Ankara.
- (1960) : On the geological-tectonic setting of the chromite province of Muğla (Turkey). *Symposium on Chrome Ore, CENTO*, pp. 109-121, Ankara.
- KETİN, İ. (1966) : Anadolu'nun tektonik birlikleri. *M.T.A. Derg.*, no. 66, Ankara.
- KUNO, H. (1954) : Study of orthopyroxene from Volcanic rocks. *Am. Min.* vol. 39, pp. 30-46.
- LAUDER, W.R. (1965): The geology of Dun Mountains, Nelson, New Zealand. *N.Z. Jour. Geol. Geophys.*, 8, pp. 475-504.
- MORIMOTO, N. & TAKONAMI, M. (1969) : Oriented exsolution of augite in pigeonite., *Am. Min.*, vol. 54, pp. 1101-1117.

- RAGAN, D.M. (1963) : Emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington. *Am. Jour. Sc.* 261, pp. 549-565.
- (1967) : Twin Sisters dunite, Washington. *Ultramafic and related rocks. Ed. P. J. Wyllie*, pp. 160-167. Wiley, New York.
- RALEIGH, C. B. (1967) : Experimental deformation of ultramafic rocks and minerals. *Ultramafic and related rocks. Ed. P. J. Wyllie*, pp. 191-199.
- ROTHSTEIN, A. V. T. (1961) : A synorogenic peridotite at Davros, Connemara. *Acta Geologica* (Budapest). Tomus 6, pp. 221-232.
- SNELGROVE, A. K. & RUOTSOLA, A. P. (1968) : Nodular chromite with particular referenee to Hinduhigh deposits, West Pakistan. *The Geol. Bull. Punjab Univ.*, no. 7, pp. 31-43.
- STEINMANN, G. (1927) : Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *XIV<sup>e</sup> Congr. Intern. Geol. (Madrid)*, C.R., fasc. 2, pp. 637-668.
- THAYER, T. P. (1943) : Chrome ores of Cuba. *Geol. Surv. Bull. U. S. A.* 935-A.
- (1960) : Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complex. *Norden. Intern. Geol. Cong.*, part 13, pp. 247-259.
- (1964) : Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridağ, Turkey. *Econ. Geol.*, vol. 59, pp. 1497-1524.
- TERTSCH, H. (1922) : Studien am Westrande des Dunkelsteiner-Granulitmassives. *Min. Pet. Mitt.*, Band 35, S. 177-214.
- TURNER, F. J. (1942) : Preferred orientation of olivine crystals in peridotite with special referenee to New Zealand examples. *Trans. Roy. Soc. N.Z.*, vol. 72, pp. 280-300.
- ; HEARD, H. & GRIGGS, D. T. (1960) : Experimental determination of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite. *21 st Inter. Geol. Congr. Report*, Cophanegan Sect. 15, pp. 339-408.
- WHITTAKER, E. J. W. (1953) : The structure of chrysolite. *Acta Crystallogr.*, 6, pp. 747-748.
- & ZUSSMAN, J. (1956) : The characterization of Serpentine minerals by X-ray diffraction. *Min. Mag.*, vol. 31, pp. 108-126.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1942) : Türkiye ve Balkanlardaki krom cevheri zuhuratı ile bunların bu ülkelerin büyük tektoniğine olan münasebetleri. *M.T.A. Mecm.*, sayı 1-26, s. 35-53, Ankara.
- (1945) : Batı Anadolu'daki kromitlerin magnezit teşekküllerine eşit hidrotermal değişiklikleri. *M. T.A. Mecm.* sayı 2-34, s. 354-358, Ankara.
- WILKINSON, J. F. G. (1953) : Some aspects of alpine type serpentinites of Queensland. *Geol. Mag.*, vol. 90, pp. 305-321.
- WYLLIE, P. J. (1967) : Ultramafic and related rocks.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E. (1962) : Origin of basalt magmas : An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Pet.*, 3, pp. 342-532.
- ZWAN, P. C. (1954) : On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse Geol. Medelelingen* vol. 19, p. 167.