

Yüksek Basınç Mineral Parajenezleri

CEMAL GÖNCÜOĞLU MTA Enstitüsü, Ankara

GİRİŞ

Bu yazıda deneysel petroloji açısından yüksek basınç metamorfizmasına ilişkin yeni görüşler gözden geçirilecektir. Özellikle son on yılda, levha tektoniğinin giderek artan sayıda yandaş topladığı süre içerisinde, yerbilimcilerin bir bölümü, kıtasal kabuğun derinlerinde metamorfizmanın gelişmesinin irdelenmesini, manto-kabuk ilişkilerinin açıklanması açısından gerekli koşul olarak nitelendirmişlerdir. Bu irdelenmenin özellikle deneysel verilere dayandırılması ile sağlanan bulgular giderek artmaktadır. Derleyicinin kanısına göre pekçok yerbilimcinin çok genel saha jeolojisi ve jeofizik verilere dayanarak yaptıkları kuramsal modellemelerin petroloji yönü askıda kalmaktadır. Özellikle yurdumuzda son yıllarda artan jeodinamik modelleme çabalarında metamorfik petroloji konusunda boşluklar görülmektedir. Oysa tüm dünyada son yıllarda model önerileri giderek artan oranda deneysel petroloji verileri doğrultusunda denetlenmekte, eleştirilmekte ve düzeltilmektedir.

Yazıda öncelikle glokofan-lavsonit şistleri (mavi şistleri) kapsayan PT koşullarının gösterge mineralleri, bu minerallerin oluşum ve duraylılık koşulları deneysel veriler ışığında irdelenecektir.

1. GENEL

Yüksek basınç minerallerinin ayırntısına girmeden önce kuramsal pet-

rolojinin bazı Temel kurallarının ve sorunlarının okuyucuya çok genel aktarılmasına çalışılacaktır.

a- Yönlendirilmiş Basınç (stres) ve Zaman

Deneysel petrolojinin ilk adımlarından bu yana sıcaklık ve basınç öğeleri doğadakinine uygun biçimde deneylere aktarılabilmıştır. Oysa gerilim ya da hidrostatik koşullardan sapma ve zaman değişkenlerini doğadaki gerçek etkinlikleri ile laboratuvara sokmanın olanaksızlığını daha ilk araştırmacılar vurgulamışlardır (Bowen ve Tuttle 1949). Kayaçların bazı mekanik özellikleri deformasyon işlevi ve zamanın türevidirler. Bunlara bağlı olarak bazı mineral fonksiyonlarının gerçekleşmesi için bazen basınç yerine stres gerekmektedir. Bunun yanında laboratuvarında deneysel petrologların kullandıkları süreler gerçek bir metamorfik döngünün (cycle) doğada gerçekleştiği sürenin $1/10^6 - 1/10^8$ kadardır. Deneysel petrologlar için sürekli sınırlayıcı etken olarak tanımlanan bu iki öğeden şimdilik sadece aşılması olanaksız sınır olarak sözedilmektedir. Stres koşullarında termodinamik etkiler üzerinde giderek artan sayıda veri derlenmektedir (Mc Lellan, 1969).

b - Sıvı Basıncı (fluid pressure)

Sıvı basıncının artan basınç ve deformasyon koşullarında litostatik

basınçla ilişkisi üzerinde kuramsal bazda tartışmalar henüz sonuçlanmamıştır. Bu tartışmaları iki noktada özetleyebiliriz:

- I - Sıvı basıncı ve yük basıncı (load preure) birbirine yakındır.
- II - Sıvı basıncı yük basıncından çok farklıdır ve başka öğelerle denetlenir.

Çökel kayalar gömülüp ısınmaya başladıklarında bir dizi dehidratasyon reaksiyonu ortaya çıkar. Örneğin: Kil Klorit Mika Susuz Silikat, veya

Zeolit Epidot Feldspat dönüşümünde eğer herbir reaksiyonda çok değişkenli gazbasıncı eğrili eriyikler genişirse her Δt lik sıcaklık artışı için $P H_2O$ 'luk sıvı basıncı değişimi ortaya çıkacak ve sistemden sürekli su atılacaktır. Sığ gömülmüş ve iyi sıkışmış çökellerde yüzey ile bağlantılı bir gözenek sisteminin olası olduğu konumlarda $P_{sıvı} P_{kaya}/3$ kadardır. Gözenekliliğin ve geçirirliliğin azalması halinde sıvı basıncının artması beklenirken jeolojik gözlemler akmanın çok az olduğunu ortaya koyar. Sıvı basıncını denetleyen bir diğer olgu'da kayaçların metamorfizma öncesi su kapsamıdır. Örneğin kuru magmatiklerden türeyen kırıntılılar ayrışmadan derin gömülme ile metamorfizma geçirirler ise sisteme dışarıdan su girmez ve metamorfizma süresince kayaçlar kuru kalırlar. Aynı

şekilde kuru kayaçlar içine intruzyon yapan mağmatiklerde metamorfize olurken sistemleri "kuru" kalır. Yukarıdaki "kuru"luk koşulu Green ve Ringwood (1966)'a göre kabuk eklojitlerinin gelişimine yolaçabilmektedir.

c - Termodinamik Yasaları

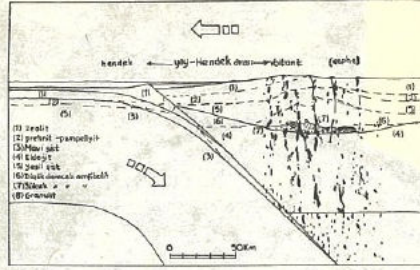
Yüksek basınç kayaçları düşük basınçta oluşan kayalarla karşılaştırıldıklarında aralarındaki yoğunluk farkı hemen dikkati çeker. Bu fark yüksek basınç kayalarında mineralleri oluşturan atomların çok daha sıkı kenetlenmelerinden ortaya çıkar. Örneğin mavişistlerin tanıtman mineralerinden jodeyit Al altılı koordinasyona sahipken yeşilşistlerde aynı birleşimdeki albitte Al dörtlü koordinasyonludur. Üst manto koşullarında yoğunluk daha da artar; Ringwood (1972)'a göre bu koşullarda örneğin Si tetraederler değil hexaederler oluşmaktadır. Clasius—Cleyperton eşitliğine göre faz geçişinde (dönüşümünde) negatif hacim değişikliği ortaya çıkarsa buna koşut negatif antropi değişimi gelişir ($S/V = dP/dT$) S (antropi) ve V (hacim)'nin bu oransal ilişkisine bağlı olarak reaksiyonda yüksek antropili bir sıvı fazı oluşur ise Clasius—Cleyperton eşitliği gereği faz eğrilerinin eğimi doğrudan basınca bağlıdır. Basıncın yükselmesi ile faz geçiş (dönüşüm) eğrileri dikleşirler. Bu genel termodinamik yasayı pekçok koşulda hatırlayacağız.

2. GLOKOFAN - LAVSONİT ŞİSTLER (MAVİŞİSTLER)

A - Jeolojik Konum

Glokofan—lavsonit şistler şu genel özelliklere sahiptirler.

- Yoğun kabuk hareketlerinin egemen olduğu kıta kabuğu—okyanus kabuğu arasında yaygın kuşaklar oluştururlar,
- Yüksek yoğunluktaki mineralleri kapsarlar.
- Çoğun üst manto parçaları olarak yorumlanan eklojitler ile birlikte dirler, ya da eklojitlerdeki yakın mineral parajenezleri içerirler.
- Çoğunlukla volkanosedimanter kökenli kayaçlarda gelişirler.
- Sıkça grovaklarla birlikte bulunurlar.
- Yeşilşist veya amfibolit fasiyesinde metamorfize kayaçlara geçiş gösterirler.



Şekil 1. Glokofan-lavsonit şistlerin oluşumu
a—Ernst (1963)'e göre metamorfik fasiyelerin dağılımı
b—Bloke, Irving ve Coleman (1967)'e göre yüksek basınç metamorfizması gelişimi.

Glokofan—lavsonit şistlerin oluşumu için çeşitli araştırmacılar farklı yollar önermektedirler:

- Soda metasomatizması (Taliaferro, 1943; Gresens, 1969)
 - Metaduraylı yeniden kristallenme (Hlapse ve Kleppa, 1968)
 - Tektonik yüksek basınç (Blake, Irving ve Coleman, 1967)
 - Derin gömülme (Ernst, 1963)
 - Yüksek gaz basıncı (Brothers, 1970)
- (Şekil 1a - 1b)

İleri sürülen bu savların büyük kısmı arazi çalışmaları sonucu elde edilen verilere dayanılarak ileri sürülmüş; herbiri kendi somutu içinde tartışılmıştır. Deneysel bulguların birikmesi ile savlardan hiçbirinin tek başına yanlış veya tek başına doğru olmadığı görüşü ağırlık kazanmağa başlamıştır (Newton ve Tyfe, 1976).

B - Glokofan—Lavsonitşistleri Petrolojisi

Ernst (1973)'e göre glokofan—krosit, lavsonit, jadeyit ve aragonit glokofan—lavsonitşist fasiyesinin ayrıntıman mineralleridir. Ancak bunlarla birlikte pumpelyit, albit, klorit, granat, epidot, fenagitik mika, stilpnomelan

ve kalsitte bu kayaçlarda bol miktarda yer alır. Bu minerallerin PT yönünden ilginç olanlarını arazi ve deneysel petroloji bulgularını karşılaştırarak tartışmak istiyoruz.

a - Amfiboller

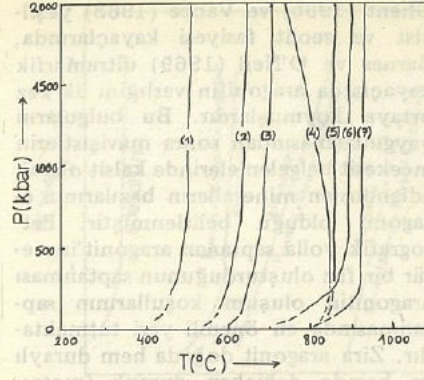
Glokofan—lavsonit şistlere Eskola (1939) mavi renkli glokofan ($Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$) — rikekit ($NaFe_3Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2$) serisi minerallere dayanak "Mavişist" adını vermiştir. Sözkonusu kayaçlarda Na—Al—Amfibol serinin iki uç minerali olan glokofan ve rikekit ara mineralleri olan krosit ve magnesiyo ribekite göre çok daha fazla temsil edilirler (Ernest, 1964). Şekil 2 Ca—Amfibollerden aktinolit mavişistler için tipik mineral olmamasına rağmen bu kayaçların özellikle geçiş fasiyesinde alır. Aktinolit glokofanla içiçe büyüdüğü çok sık gözlenen bir olgudur. Özellikle Sanbagava (Japonya) ve Franciscan (K. Amerika)'da ayrıntılı incelenen bu içiçe büyüme olayı farklı yorumlanabilmektedir. Örneğin Sanbagovada mavişist PT koşullarında Po yükseliminin glokofan—aktinolit birarada gelişmesine yolaçtığı öne sürülürken (Iwasaki, 1960) Franciscanda yeşilşistlerin (aktinolitli şistler) düşük sıcaklık PT koşullarına geçişte sözkonusu parajenezi kazandıkları savunulmaktadır (Coleman ve Lee, 1963). Deneysel veriler Na—Amfibollerin ısıya bağlı duraylılık alanlarının çok geniş olduğunu göstermektedir. Ernst (1960)'e göre glokofan için $840^{\circ}C$, magnesiyo ribekit için ise $925^{\circ}C$ 'lik üst sıcaklık sınırları saptanmıştır. Bu geniş duraylılık alanına rağmen (Şekil 3) Na—Amfiboller doğada hemen hemen sadece düşük metamorfizma koşullarında gelişmektedirler. Ernst (1963)'e göre bu olgu: 5 Glokofan + 3 lavsonit 10 albit + klorit + aktinolit reaksiyonu ile açıklanabilir.

Ernst (1963) amfibollerle ilgili ayrıntılı araştırmalarında Glokofan I ve Glokofan II olarak adlandırdığı iki glokofan polimorfu arasında % 2'lik bir hacim farkı olduğunu belirlemiştir. Glokofan I'in birim hücresi (unit-cell) oldukça büyük, kationları oldukça düzensiz dağılımlı ve oluşum alanı PT diyagramının yüksek sıcaklık kesimindedir. Glokofan II ise tüm doğal Na—amfiboller gibi küçük birim hücreli, düzenli kationludur. Oluşumu yüksek P, düşük T koşullarında gerçekleşmektedir (Papike ve Clark, 1968). Doğa'da rastlanan glokofan'ın başlangıçta Glokofan I olarak kris-

tallenip daha sonra yaklaşık 300°C da Glokofan II'ye dönüşebileceği deneylerle saptamıştır (Ernst, 1963). Bu durumda Glokofan I'in varlığı ve dönüşüm koşullarının saptanması sorunu ortaya çıkmakta ve Na-amfibol polimorflarını doğrudan jeobarometre veya jeotermometre olarak kullanma olanağını ortadan kaldırmaktadır. Nitekim "Mavişist metamorfizması" için glokofan ad verici mineral olmasına rağmen tipik mineral değildir. Glokofan CaOca fakir Al₂O₃'e oranla Na₂O ve MgOca zengin tüm kayalarda çok farklı koşullarda gelişebilir.

Krosit daha çok Fe/Fe + Mg oranının yüksek olduğu kayalarda gelişmekte ve oluşumu PO₂'ye bağlı olarak belirginleşmektedir (Brown, 1974). Brown (1974) krositin oluşması ile mavişist fasiyesinin alt sınırının belirlenebileceğini ileri sürmektedir. Turner (1969) ise lavsonitsiz krosit bulgularının mavişist-lavsonitsiz krosit bulgularının mavişist-yeşilist geçiş fasiyesini belirleyeceğini bildirir.

Arazi gözlemleri ile belirlenen bir sorun makaslama basıncı ile glokofan oluşumu arasındaki ilişkidir. Mc Kee (1962) grovaplarda glokofan oluşumunun kayacın makaslama gerilimine bağlı olarak arttığını gözlediğini belirtmektedir. Oysa Ernst (1960) glokofan oluşumu için makaslama geriliminin gerekli olmadığını deneysel olarak saptadığını bildirmektedir. Arazi bulgularının Mc Kee'nin bulgularını istatistik olarak destekler biçimde artması deneysel petrologların sorununa başka açılardan yaklaşımlarını sağlamıştır. Newton ve Fyfe (1976) makaslamanın mekanik etkime yolu ile kristallenmeyi kolaylaştırıp hızlandırmasının olası ol-



Şekil 3. Çeşitli Na-amfibollerin sıcaklığa bağlı üst duraylılık alanları (1-2-3 nolu eğriler ribekit, 4-5 glokofan, 6-7 magneşiyoribekit içindir. Ernst 1961, 1966).

duğunu ancak makaslamanın tek etken olamayacağını belirtmektedirler. Yazarlar'a göre sorun henüz ortada'dır ve termodinamik temel bilgilerin gelişmesi ile çözülecektir.

Arazi bulgularından çıkarak glokofan oluşumunu değişik biçimde yorumlamak başka görüş "Soda Metasomatizması Sorunu" olarak adlandırılabilir. Bazı araştırmacılar (Taliaferro, 1943; Brothers, 1954; Schürmann, 1956; Gresens, 1969) sodik amfibol gelişimini soda metasomatizmasına bağlamaktadırlar. Yazarlar bu savlarında a-Bazı glokofan şistlerin doğal dışı kimyasal birleşimlerini, b-Metamorfik olmayan kayalar içinde glokofan şistlerin düzensiz dağılımını, c-Glokofan şistlerde yaygın tek mineral damarların varlığını ve d-Yerel glokofan şist-yeşilist aralanmalarını kanıt göstermektedirler.

Bu görüşe karşı çıkan diğer araştırmacılar glokofanlı ve glokofansız metasediment ve metabazaltların kimyasal birleşimi arasında büyük sistematik farkların bulunmadığını ileri sürmüşlerdir (Ernst ve diğerleri, 1970). Oysa Ernest (1963)'in derlediği analizlerde metabazaltların azda olsa tipik bazaltlardan fazla Na₂O kapsadıkları görülmektedir. Coleman ve Lee (1962) Na₂O fazlalık metabazaltların köken kayacının split olabileceğini ileri sürmelerine ve Na-metasomatizması sorunu'nun splitleşme sorunu ile birlikte değerlendirilmesi gerektiğini savunmalarına rağmen konu henüz tarafları memnun edecek biçimde çözülememiştir. Glokofanın metasomatik yolla gelişimine güzel bir örneğe Seidel (1978)'in Girit'deki araştırmasında rastlanmaktadır. Özellikle Na₂O'nun

	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg}$	
	Glokofan	Ferroglokofan
$\frac{Fe^{3+}, Al, Ti}{100Fe^{3+}}$	Krosit	
	Magneşiyoribekit	Ribekit

Şekil 2. Glokofan-Ribekit serisi minerallerin birleşimleri (Miyashiro, 1957)

kaynağı üzerinde tartışmalar uzun zaman süreceğe benzemektedir.

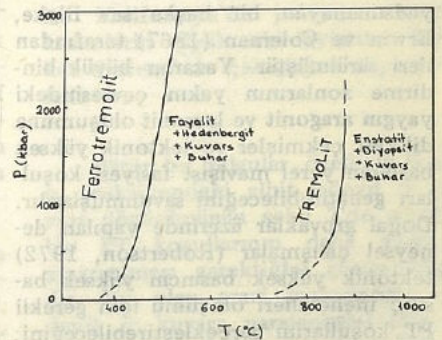
Glokofan-lavsonit şistlerde rastlanan bir diğer amfibol türü tremolit (Grammatit)'dir. Boyd (1954) bu Ca-Amfibol'un duraylılık sınırlarını deneysel yöntemlerle irdelemiştir. Şekil 4'de görüldüğü gibi tremolitin sıcaklığa bağlı olarak duraylılığı çok yüksektir Mg-Fe değişimi ile gelişen ferrotremolitin ise duraylılık alanı çok daha düşük sıcaklıklarda sınırlanmaktadır (Ernst, 1966). Bu sınırlanma oksijen fugasitesinin artması ile ters orantılı olarak belirlenmektedir (Şekil 4).

Ca-Amfibollerin kapsadıkları krosit birleşiminin oranı Braun (1977)'a göre metamorfizma'nın basınç koşulları konusunda gösterge olarak kullanılabilir.

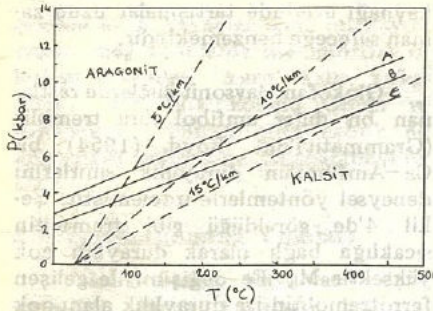
b - Aragonit

Kalsit-aragonit dönüşümü üzerindeki ilk ayrıntılı araştırmalar 1890'lar da Kohlrausch tarafından yapılmışsa da aragonit'in Franciscan kayalarında yaygın bir faz oluşturduğu ortaya konduktan sonra (Mc Kee, 1961) bu mineral üzerinde deneysel çalışmalar önem kazanmıştır. Son çalışmaları derleyen bir diyagram şekil 5'de sunulmuştur.

Şekil incelendiğinde aragonit'in duraylılığı için jeotermal gradyanın oldukça düşük olması gereği göze çarpar. Yüksek basıncın sadece gömülmeden ötürü ortaya çıkması halinde beklenebilen 20°/km jeogradyanı şekilde görüldüğü gibi kalsit-aragonit dönüşüm eğrisini kesmemektedir. Arzide ölçülebilen en düşük jeotermal gradyan olan 10°/km eğrisi Crawford-Fyfe dönüşüm çizgisini 4,5 kb ba-



Şekil 4. Tremolit (Grammatit) ve Fe-Tremolit'in sıcaklığa bağlı dönüşüm eğrileri (Ernst, 1966).

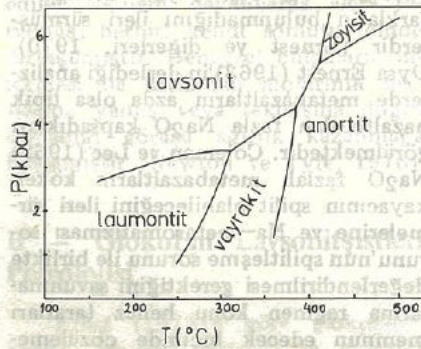


Şekil 5. Glokofan-lavsonit şist metamorfizmasında olası jeotermal gradyanlar ve dencysel olarak saptanmış aragonit-kalsit dönüşüm eğrileri (A: Jamieson, 1953, B: Garwford ve Fyfe, 1964, C: Johannes ve Puhar, 1971)

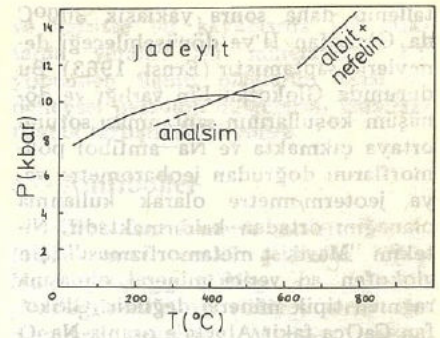
sınc ve 200°C de kesmektedir. Buna karşılık Brown, Fyfe ve Turner (1962) aragonitli kayalarda sıcaklığın 300°C'ü geçmemesi gerektiğini, aksi takdirde orojenik yükselme ile belirli bir süreç içinde aragonit'in tekrar kalsit'e dönüşeceğini göstermişlerdir. Yazarlar 300°C'un altında aragonit'in duraylılık alanına erişmek için metamorfizma sırasında jeotermal gradyan'ın 12°/km'den az olmaması gerektiğini belirtmektedirler. Bu koşullarda gerekli basınç 5 ile 9 kilobar arasında gerçekleşmelidir. Oysa Newton ve Fyfe (1976)'a göre 9 kbar dolayındaki basınçlar ve 12°/km'lik düşük jeotermal gradyanlar ne çökel dizimin kalınlığı ve nede dağılışı hareketlerinin ortaya çıkarttığı basınçlarla açıklanabilir. Sorununa bu açıdan yaklaşıldığında sadece levha tektoniği modellenmesi ile gerekli basınçları sağlama olanağı ortaya çıkmaktadır. Mavişistlerin dalma zonunda metamorfizma geçirdiği düşünülürse hem düşük jeotermal gradyanları ve hemde olağanüstü yüksek basınçları açıklamak olasıdır. Aragonit oluşumu için tümü ile yadsınamayan bir başka sav Blake, Erwin ve Coleman (1967) tarafından ileri sürülmüştür. Yazarlar büyük bindirme zonlarının yakın çevresindeki yaygın aragonit ve lavsonit oluşumuna dikkati çekmişler ve tektonik yüksek basıncın yerel mavişist fasiyesi koşulları geliştirebileceğini savunmuşlardır. Doğal grovaklar üzerinde yapılan dencysel çalışmalar (Robertson, 1972) tektonik yüksek basıncın yüksek basınç meneralleri oluşumu için gerekli PT koşullarını gerçekleştirebileceğini; ancak tektonik yüksek basıncın etkime süresinin mavişist fasiyesi minerallerinin oluşumu için yeterliliğinin kuşku olduğunu göstermektedirler.

Ghent (1965) ve Vance (1968) yeşilist ve zeolit fasiyesi kayalarında, Barnes ve O'Neil (1969) ultramarfik kayalarda aragonit varlığını ilk kez ortaya koymuşlardır. Bu bulguların yaygınlaşmasından sonra mavişistlerin incekesit belgellemelerinde kalsit olarak adlandırılan minerallerin bazılarının aragonit olduğu belirlenmiştir. Petrografik yolla saptanan aragonit'in netür bir faz oluşturduğunun saptanması aragonit oluşum koşullarının saptanmasında en önemli yeri tutmaktadır. Zira aragonit doğada hem duraylı ve hemde değişken duraylı (metastabil) olarak bulunabilir. Aragonitin kayadaki diğer minerallerle aynı fabrikte bulunması duraylı olmasını gerektirmek (Newton ve Fyfe, 1976). Thomas ve Renshaw (1965) deformasyon geçirmiş kalsit kristalleri üzerinde aragonit olağan duraylılık alanının çok altındaki basınçlarda c-eksenleri kalsitinkine uygun meta duraylı aragonit gelişimi olabileceğini göstermiştir. Bu örnekte deforme kalsit üzerinde aragonit ile birlikte kayma ikizlenmesi göstermeyen taze kalsit mikrokristellerinin varlığı meta-duraylı aragonit gelişimini kanıtlamaktadır. Deer, Howie ve Zunmann (1962) aragonit oluşumunda yeraltı suyunun önemini vurgulamaktadırlar. Yazarlar özellikle ayrılmış metalavlarda dolgu olarak yerelen aragonitin yeraltısuyu etkisi ile çözünüp taşınarak aynı kayacın çatlaklarında meta-duraylı olarak kristallenebileceğini vurgulamaktadırlar.

Bütün bu bulgular aragonitin varlığının tartışılmadan yüksek basınç metamorfizmasının belirteci olarak kullanılmayacağını göstermektedir.



Şekil 6. Lavsonit'in duraylılık alanı ve dönüşüm eğrileri (Newton ve Fyfe, 1976)



Şekil 7. Jadeyitin duraylılık koşulları ve dönüşüm eğrileri (Newton ve Fyfe 1976).

c - Lavsonit

$CaAl_2Si_2O_7 \cdot (OH)_2H_2O$ formülü ile tanımlanan lavsonit yaklaşık her tip metasediment ve metavolkanik kayada metamorfizmanın çeşitli aşamalarında kristellenmektedir. Yüksek özgül ağırlığı ve su içeriğinden ötürü kristallenmesinde subasıncının etkisi üzerinde durulmaktadır (Fyfe, Turner ve Verhoogen, 1968). Lavsonit düşük dereceli metamorfizmlerde pumpelyit, prehinit epidot ve Ca-zeolitler benzeri sulu Ca-Al-Silikatlar ile birlikte gözlenir ve bu minerallerin çoğu gibi öjeosenklinal kayalarındaki plajiyokların tipik minerali olmasına karşın lavsonitin yukarıda sözü edilen sulu Ca-Al-silikodlarla birlikte bulunması durumunda kayadaki faz dengelerini belirlemek çok güçtür (Whetten, 1965). Lavsonitin düşük ve yüksek basınçlardaki oluşumu Newton ve Kennedy (1963) tarafından şu reaksiyonlarla açıklanmaktadır.

düşük basınç: Anortit + Su Lavsonit

yüksek basınç: Disten + Zeolit + Kuvars + Su Lavsonit

Bu reaksiyonlar yanında şekil 6'da dencysel olarak lavsonit oluşumu için gerekli PT koşulları ve reaksiyonlar derlenmiştir. Yapılan dencysel çalışmalar lavsonit'in tekbaşına duraylılığı için çok yüksek basınçların gerekli olmadığını ortaya koymaktadır (Newton ve Fyfe, 1976). Bunun yanında Newton ve Kennedy (1963) lavsonitin dehidratasyon sıcaklığının üzerindeki sıcaklıklarda duraylı olmadığını ve 400°C üzerinde basınç bağlı olmayarak yukarıda yüksek basınç için verilen reaksiyonu gösterdiğini belirtmektedirler.

Oysa Nitesh (1974) bu reaksiyonun meta-duraylı olduğunu göstermiş

ve lavsonitin üst duraylılık sınırı için Newton ve Kennedy (1963)'nin önerisinden 30°–20°C daha düşük sıcaklıkta gelişen

lavsonit zoisit + margarit + kuvars + su reaksiyonunu saptamıştır. Winkler (1976) ise bu reaksiyonu çok düşük dereceli metamorfizma'dan (very low grade), düşük dereceli metamorfizmaya (low grade) geçişin üst sınırını belirlemek için kullanmaktadır. Ancak lavsonitin dehidratasyon eğrisi ile Winkler'in (1976) çok düşük basınç için verdiği diyagramdaki (Şekil 10) "lavsonite out" eğrisi arasındaki uyumsuzluk dikkati çekmektedir.

Lavsonitin oluşumu için genellikle araştırmacılar dalma zonu koşullarını benimsemektedirler (Ernest, 1963). Farklı bir görüş Bloke ve diğerleri (1967) tarafından savunulmaktadır. Araştırmacılar bindirme ile gelişen sıkışma ve bindiren dilimin oluşturduğu geçirimsiz düzlemin altında gelişen yüksek sıvı basıncının lavsonit oluşumuna yolaçabileceğini ileri sürmekte ve üzerleyen okyanusal kabukların hemen bindirme düzleminin altında yoğunlaşan lavsonit oluşumunu bu görüşe kanıt olarak getirmektedirler.

d – Na–Piroksenler

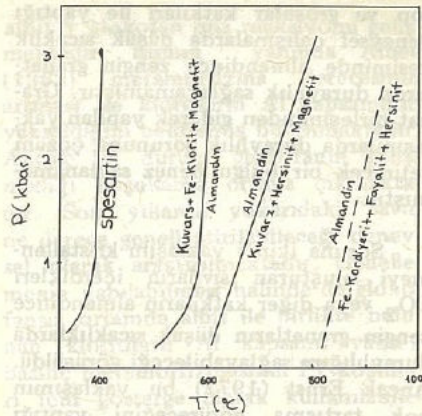
Glokofan–Lavsonit şistler için tanımlanan Na–Piroksenler amforit ve Jadeyittir. Bunlardan:

Jadeyit: $\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$

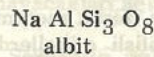
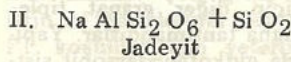
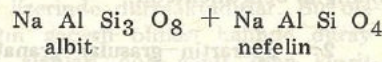
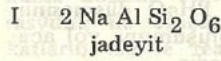
Amfazit: % 40 Jadeyit, % 40 Diyopsit ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) % 15 Alemit ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) ve az miktarda $\text{Ca Fe Si}_2\text{O}_6$ – $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – MgAl_2O_6 kimyasal birleşimindedir.

Na–piroksenlerde Jadeyit, diyopsit ve akmit ana bileşenlerinin oransal değişikliği ile çok geniş bir kati eriyik birleşim konağı ortaya çıkmaktadır. Brown (1973) mavişistlerdeki sodik piroksenlerde bu birleşim konağının kesikli olduğunu belirli oransal birleşimlerin doğada gerçekleşmediğini göstermiştir. Yazara göre bu boşluklar farklı PT koşullarında ortaya çıkmaktadırlar ve mineralin katiyen düzeni ile ilişkilidirler. Jadeyitle birlikte Na–piroksenin birleşimine giren diğer piroksen türlerinin (diyopsitakmit) Şekil 7'de gösterilen duraylılık alanlarını etkilediği ileri sürülmüşsede (Ramberg, 1953) yeni araştırmalar (Newton ve Fyfe, 1976) deneysel olarak bunun aksini belirlemektedir.

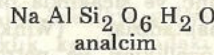
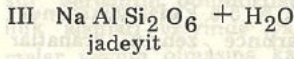
Birch ve La Comte (1960) Na–piroksen oluşumu için iki ana reaksiyon önermektedirler:



Şekil 8. Çeşitli granatların duraylılık eğri-leri (Hsu, 1968).



bu iki reaksiyona Greenwood (1961) ve Manghnani (1970) tarafından kullanılan, değişken miktarda H_2O ve SiO_2 kapsayabilen analsim'de eklenebilir:



Bu reaksiyonlardan I ve II'de sağ taraf yüksek sıcaklık düşük basınç koşullarını yansıtmaktadır. II nolu reaksiyondaki jadeyit + kuvars parajenezi Winkler (1976) tarafından çok düşük dereceli metamorfizmanın en üst basınç kesiminin tanımlayıcısı olarak kullanılmaktadır (jadeite + quartz very low grade). Buna karşılık Coleman ve Clark (1968) Kaliforniya'da serpantinler içinde yeralan saf jadeyit'in kuvars eşleniğinde olmadığını ileri sürerek jadeyit oluşumunun III nolu reaksiyonla ilgili olduğunu savunurlar.

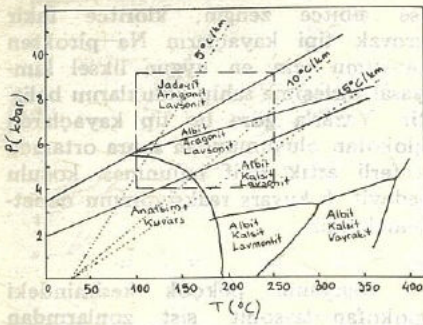
Na–Piroksenlerin oluşumu için pekçok araştırmacı ilksel kimyasal birleşimin önemi üzerinde durmaktadır. Ernst (1965) mavişistlerde Na–plajiyoklas + Fe + Mg ilksel birleşen kayaçların Na–piroksen + lavsonit + kuvars parajenezini vermeye yeterli olduğunu ileri sürer. Wirikler (1976)

ise albitce zengin, kloritce fakir grovak tipi kayaçların Na–piroksen oluşumu için en uygun ilksel kimyasal birleşime sahip olduklarını belirtir. Yazar'a göre bu tip kayaçlarda glokofan oluşumundan sonra ortamda yeterli artık albit bulunması koşulu jadeyit + kuvars reaksiyonunu denetlemektedir.

Dünyanın pekçok kesimindeki glokofan–lavsonit şist zonlarından Na–piroksen bulguları giderek artan sayıda yayınlanmaktadır. Bu bulgulardan en ayrıntılı araştırmaları Fransiskan'da metabazalt ve metagrovaklardaki amfazit damarları (Bailey ve diğerleri (1964) ile Alplerde (Gansser, 1937), Kaliforniya'da (Coleman, 1961) ve Japonya'da (Suzuki, 1934) glokofan ile birlikte bulunan jadeyitlerdir.

Bu arazi bulgularına göre Na–piroksenlerin özellikle metagrovaklar içindeki dağılımı oldukça ilginç sorunlar ortaya çıkarmaktadır. Örneğin Ward Creek ve Panoche Pan (Kaliforniya) da metamorfik olmayan ve kırıntı volkanik plajiyoklas içeren grovaklar ile çok yakın ilişkili tümü ile jadeyitlemiş grovaklar izlenmektedir (Coleman ve Lee, 1963) Bloxam (1960) aynı incesitte tümü ile jadeyitlemiş plajiyoklas ile hiçbir değişikliğe uğramamış plajiyoklas tanelerinin birarada olduğunu göstermektedir. Mc Kee (1962) jadeyitli grovaklar ile albitli grovakların haritalanabilir bir (tektonik olmayan) dokuyla birarada olduklarını ve jadeyitli kesimin gömülme metamorfizmasında beklenen aksine sadece stratigrafik dizilişin üst kesiminde geliştiğini gözlemektedir. Aynı araştırmacı Fransiskan'daki kayaçlarda makaslıma ile jadeyit ve glokofan miktarı arasında doğrusal oranlı bir ilişki olduğunu öne sürmektedir. Blake ve Cotton (1969) ise Kaliforniya'da jadeyitce zengin kesimlerin büyük etki faylarının hareket düzlemi ile çakıştığını söylemektedirler.

Bütün bu bulgular, özellikle II nolu reaksiyondaki albit jadeyit + kuvars dönüşümünün Şekil 7'de gösterilen PT koşullarının daha ayrıntılı araştırılması gerektiğini göstermektedir. Bu olgu arazi jeologlarının jadeyit + kuvars parajenezini belirler belirlemez bu bulguyu jeotermal gradyan konusunda kanıt olarak kullanmakta dikkatli olmalarına da birlikte getirmektedir.



Şekil 9. Glokofan-lavsonit şist metamorfizması fiziksel koşullarının şematik derlenmesi (Newton ve Fyfe, 1976'dan sadeleştirilmiştir).

e - Granatlar

Glokofan-lavsonit şistlerde yer alan granatlar üç grupta toplanabilirler.

- 1 - Almandince zengin granatlar; iri taneli mafik kayalarda görülürler.
- 2 - Almandin-sperartin-grosular granatlar, metasedimentlerle yer alırlar.
- 3 - Hidrogranatlar; serpantinlerin kenar zonunda yer alırlar.

Almandince zengin granatlar Hsü (1968)'ye göre 1 kbar subasıcında 550°C'nin üstündeki sıcaklıklarda duraylıdır. Artan oksijen fugasitesine bağlı olarak almandince zengin granatların duraylılık alanları aşırı biçimde sınırlanmaktadır.

Bu iki deneysel veri glokofan-lavsonit şist metamorfizması için olağan yüksek O-fugasitesi ve yüksek subasıcı koşullarında almandince zengin granatların varlığı ilginç kılmaktadır. Soruna yaklaşırken ilk düşünülen düşük sıcaklıklarda belirli bir almandin-granat birleşiminin duraylı olup olmayacağıdır. Nitekim Winkler (1968) almandin-granatların duraylılık alanlarını kimyasal birleşimlerinin denetlediğini bildirmektedir. Ancak yazarın granat oluşumu için verdiği değerler (500°C-4 kbar, 600°C-5 kbar) soruna ışık tutmaktan uzaktır. Bunun yanında yazar almandince zengin granatın oluşumundaki alt sıcaklık sınırının saptanamadığını, PT diyagramlarındaki eğrilerin düşük sıcaklık kesimlerinin yorumsuz olduğunu kabul etmektedir. Belirli birleşimdeki almandin-granatın düşük sıcaklıklarda duraylı olup olmayacağını Hsü (1968)'de ayrıntılı olarak araştırmıştır. Yazar çeşitli oranlarda spessartin, pi-

rop ve grosular katkıları ile yaptığı deneysel çalışmalarda düşük sıcaklık kesiminde almandince zengin granatlarda duraylılık sağlayamamıştır. Granat birleşiminden giderek yapılan yaklaşımlarda duraylılık sorununa çözüm getirecek bir bulgu henüz sağlanamamıştır.

Soruna ikinci yaklaşım kristallenmeyi oluşturan sıvıların içerdikleri CO₂ veya diğer katkıların almandince zengin granatların düşük sıcaklıklarda duraylılığını sağlayabileceği görüldü. Ancak Ernst (1972) bu yaklaşımın çok tartışma götüreceğini yaptığı deneysel çalışmalarla ortaya koymaktadır. Sonuç olarak almandince zengin granatların mavişistler içindeki varlıkları henüz açıklığa kavuşturulmuş değildir. Yeni çalışmalara dayanarak Newton ve Fyfe (1976) bilinmeyen bir nedenle yerel PH₂O düşmesinin almandin-granat oluşumuna yol açabildiğini belirtmektedir.

2- Sperartin-grasular-granatlar mavişistler için diğer granat tiplerinden çok daha tanımlanırlar. Yapılan analizlerde glokofan-lavsonit şistlerle birlikte bulunan düşük metamorfik grovaplarda ve silisli çökellerdeki öedral granatların sperartince zengin olduğu belirlenmiştir (Coleman ve Lee, 1962; Lee ve diğ. 1963, Hashimoto, 1968). Analiz sonuçlarına göre spesartinin molat yüzdesi % 60'a kadar çıkmakta, buna karşılık piroit oranı en çok % 5'e kadar yükselmektedir. Spesartince zengin granatlar çok düşük basınç ve sıcaklıkla oluşmaya başlamaktadırlar (Winkler, 1976) ve bu özellikleri ile petrolojik olarak diğer granatlardan ayrı tutulmalıdırlar. Raheim ve Green (1974) omfasit-proksenlerle birlikte bulunan spesartin granatların Fe/Mg dağılımının jeotermometre olarak kullanılabilceğini deneysel olarak saptamışlardır. Şekil 8'de spesartin granatların dar bir sıcaklık konduğunda yüksek sıvı basınçlarına değin duraylı olduğu gösterilmektedir.

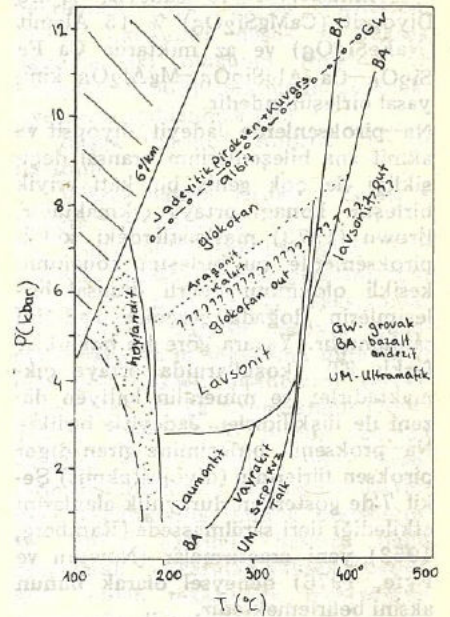
3- Hidrogranatlar: Hidrogranatlar serisinden sulu Ca-Granatlar mavişistler içinde yer alan serpantin blokleri çevresindeki metasomatik alanlar için tanımlanmış minerallerdir. Bu kesimde oluşan rodenjitlerde idiyokras ve kloritlerle birlikte ana parajenezi oluştururlar. Coleman (1967) deneylerinde hidrogranatların Si içeriğini jeotermometre olarak kullanmış ve serpantinleşme ve metasomatizmanın geliştiğini savladığı yüksek basınç metamorfizması sırasında ana fazın T ko-

şullarını saptamayı denemiştir. Grosuların sulu ortamda yüksek basınç koşullarında 750-800°C'nin altında duraylı olmayacağı önesürülmüşse Pistorius ve (Kennedy, 1960) Roy ve Roy (1960) bu mineralin alt duraylılık sınırının yüksek basınçlarda bile 500°C'nin altına inebileceğini göstermiştir. Böylece serpantinleşme ve rodenjitleşme için gerekli sıcaklık alt sınırının umulduğu kadar yüksek olmadığı vurgulanmıştır. Ancak bu iki olayın glokofan-lavsonit şist fasiyesinin ana fazında oluştuğuna değin kuşku sürmektedir (Johannes, 1969).

f - Fengit

Seladonit-muskovit serisinin üyesi olan fengit muskovitten Fe, Mg ve SiO₂'ce zengindir. Fengit petrografik araştırmalarda çoğun muskovit olarak adlandırılmışsada belirgin sarı-açık sarı pleokroizması ile bu mineralden ayrılabilir. Miyashiro (1973) fengitin genellikle 2M tipinde, ender olarakta 3T tipinde kristallendiğini belirtmektedir. Velde (1965) sulu sıvıların yanında yükselen basınç ve düşen sıcaklık etkisi ile muskovit birleşiminin fengit'e doğru değiştiğini saptamıştır.

Bu özelliklerinden ötürü doğal fengitlerde yapılan deneysel çalışmalar bu mineralin birleşiminin jeobarometre olarak kullanılabilceğini göster-



Şekil 10. Winkler (1976)'e göre çok düşük dereceli metamorfizmanın PT koşulları ve mineral duraylılık eğrileri.

mektedir. Ancak önkoşul olarak O izotopları yardımı ile oluşum sıcaklığının denetlenmesi gerekmektedir (Miyashiro, 1973).

Winkler (1976), Kubler (1967)'in illit (fengit) kristalinite'sine bağlı olarak saptadığı kristallenme derecesini çok düşük dereceli metamorfizmadan düşük dereceli metamorfizmaya geçişte belirteç olarak kullanmaktadır. Bu kullanımda yukarıda belirtildiği gibi illitten başlayarak yükselen sıcaklıklarla artan kristallenme derecesi ile mineral birleşiminin muskovit'e doğru değişmesinden yararlanılmaktadır.

g - Klorit ve Serpantin

Mg-Fillosilikatlara yüksek basınç metamorfizmasında çok sık rastlanmaktadır. Metamorfizma içindeki işlevleri tam anlamı ile anlaşılmamış olmasına karşın özellikle klorit ve serpantin mineralleri glokofan-lavsonit şist metamorfizması koşullarında sürekli duruydular.

Demirsiz klorit ve serpantin mineralleri için ideal kimyasal birleşim $Mg_{12}Si_8O_{20}(OH)_{16}$ (Serpantin)- $Mg_8Al_8Si_4O_{20}(OH)_{10}$ (amesit) serisi ile verilebilir. Bu seride Mg ve Si'nin yerine Al'in geçmesi ile diğer klorit türleri oluşur. Kloritlerin büyük bölümü ise yukarıda belirlenen ideal birleşimlerinin dışında Fe içerirler. Fe ise kloritin duraylılığını etkiler. Miyashiro (1973) bu konuda yaptığı araştırmalarda özellikle yüksek basınç kesiminde sıcaklığın yükselmesine bağlı olarak kloritlerde Fe II/Mg oranının düştüğünü belirlemiştir. Bunun yanında Mg kapsamı kloritin ısıya karşı duraylılığını etkiler. Fawcett ve Yoder (1966) Mg zengin kloritlerin kuvarsin yanında dahi ısıya karşı duraylılık alanlarının çok geniş olduğunu belirlemiştir.

Deneysel veriler yaklaşık klinoklor birleşimindeki kloritlerin 5 kbar sıvı basıncında kuvars ile birlikte 625°C'ye kadar duraylı olduklarını ortaya koymaktadır. (Newton ve Fyfe, 1976). Fe içeriğinin artması halinde duraylılık alanı basınca karşı değişmiyorsa dehidratasyon sıcaklıkları Mg-kloritlere oranla 65°-100°C daha düşük olmaktadır (Turnock, 1960).

Yüksek basınç metamorfizmasında albit-klorit-kuvars parajenesi duraylı bir faz oluşturmaktadır. Bu fazdan Miyashiro ve Seki (1958)'e göre klorit +

albit + glokofan ona reaksiyonu gelişmektedir. Bunun yanında Albee (1962) metamorfizma derecesinin artması ile kloritlerin Al kapsamının yükseldiğini belirlemiştir. Ancak bu durum glokofanın gelişmediği koşullarda ortaya çıkmaktadır. Son yıllarda yukarıdaki savın ne derece genelleştirilebileceği deneysel olarak araştırılmaktadır. Genellenin yapılabilmesi halinde de glokofansız ortamda albit ile birlikte bulunan kloritlerin Al kapsamı yüksek basınç metamorfizmasının PT koşulları için gösterge olarak kullanılabilir.

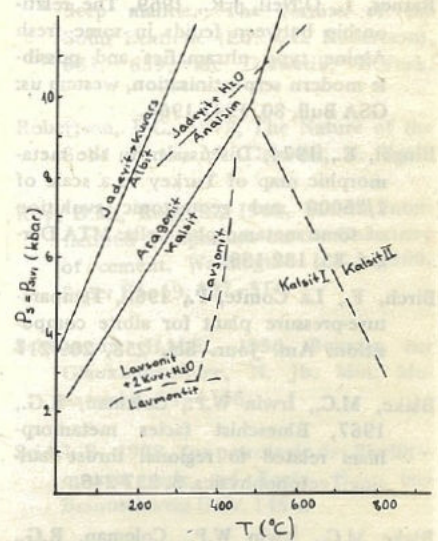
Bu konuda farklı bir yaklaşım Newton ve Fyfe (1976)'dan gelmektedir. Yazarlar glokofan oluşumu için klorit + albit parajenezi yerine volkanik kökenli Fe-Al silikatların alterasyonu ile oluşan metaduraylı silikatların albitle reaksiyonunun olasılığı üzerinde durmaktadırlar. Bu olasılığın geçerli olması halinde duraylılık alanları çok geniş olan kloritlerin Al içeriklerinin metamorfizmanın PT koşulları için yeterli veri sağlamayacakları açıktır.

Serpantin polimorflarından krizotil ve lizardit glokofan-lavsonit şistlerinde yer alan serpantinlerin tipik mineralleridir. Üçüncü polimorf olan antigorit daha çok yüksek sıcaklık geçirmiş serpantinlerde oluşur. Serpantin polimorflarının duraylılık alanları üzerinde yapılan çalışmalar yaygın olmasına karşın bu mineralin özellikle yüksek basınç düşük sıcaklık koşullarındaki duraylılık koşulları henüz kesin verilerle saptanamamıştır (Newton ve Fyfe, 1976).

c - Glokofan-Lavsonit-şistlerin Bölümlenmesi

Glokofan-Lavsonit şistleri ve bunlarla ilişkili kayalarda yer alan minerallerin deneysel petroloji yolu ile saptanan duraylılık koşulları Şekil 9'da özetlenmektedir. Şekil'de çerçeve içine alınan alan dünyanın pek çok yerinde arazi verileri ile belirlenmiş mineral parajenezlerini kapsamaktadır. Şekilde subasıncını (P_{H_2O}) = tüm basınç (P_{total}) olarak alınmış ve tüm sistemde SiO_2 fazlası bulunduğu varsayılmıştır. Şekilde jadedit + aragonit + lavsonit, lavsonit + aragonit + albit, lavsonit + kalsit + albit ve zeolit + kalsit + albit mineral topluluklarından oluşan bir dördümlü ayırım belirlenmektedir (Newton ve Fyfe, 1976). Bu araştırmacılar (şeyl ve grovackların) yeterli su kapsamları koşulu ile artan gömül-

me basıncına bağlı olarak yukarıdaki dizilimi gösterecek biçimde metamorfize olabileceklerini ileri sürmektedirler. Winkler (1976) glokofan-lavsonit şist metamorfizması ya da mavişist metamorfizması olarak sözünü ettiği metamorfizmayı çok düşük dereceli metamorfizma adı altında inceleyen asbölümlemede daha değişik bir yol tutmaktadır. Yazar bu grubun en üst basınç bölümü için jadedit + kuvars parajenezini tanıtan mineral olarak nitelendirmekte, bunun altındaki bölüm için ise glokofan-lavsonit parajenezini kullanmaktadır (Şekil 10). Ancak şekilde de görüldüğü gibi her iki asbölümün alt sınırları kuşkuludur. Yazar daha düşük basınçlar için ise lavsonit ve laumontit/vairakit tanıtan minerallerini kullanmaktadır. Miyashiro (1974) yüksek basınç düşük sıcaklık tipi metamorfizmayı glokofan şist fasiesi olarak adlandırmakta, ancak asbölümlemeye gitmemektedir. Araştırmacının çeşitli tanıtan mineraller için belirlediği PT koşulları Şekil 11'de derlenmiştir. (Şekil 11) Şekil 9, 10 ve 11'i birbiri ile karşılaştıracak olursak glokofan - lavsonit şistlerin geliştiği PT koşulları üzerinde nicelik yönünden henüz bir birlik sağlanmamış olduğunu görürüz. Arazi bulguları, kimi kez şekillerde ortaya konan deneysel veriler ile tam uyum içinde belirlebilirken kimi kez zorlamaların ortaya çıkmasına yolaçmaktadır.



Şekil 11. Miyashiro (1973)'e göre 'glokofan-şist metamorfizması'nın PT koşulları ve mineral duraylılık eğrileri.

3. SONUÇLAR

Deneyisel petrologlar çoğu kez yukarıda sözü edilen nedenlerin bilinci ile yüksek basınç metamorfizmasının fiziksel koşullarını belirlemede deneyisel diyagramların doğrudan ve kolayca kullanılmasına karşı çıkmaktadırlar. Araştırmacılar, boşluk sıvılarının etkileri, stresin mineral oluşumundaki rolü, meta-duraylılık sorunu vb. gibi etmenlerin deneyisel yöntemlerle yeterince irdelenmediği kanısındadırlar. Bu etmenlerin glokofan-lavsonit şist metamorfizmanın içindeki gerçek işlevlerinin saptanması durumunda örneğin

DEĞİNİLEN BELGELER

- Albee, A. L., 1962, Relations hips between the mineral association, chemical composition and Physical proportion of the chlorite series: *Am. Miner.*, 47, 851-870.
- Ataman, G., Buket, E., Çapan, U.Z., 1975, The north Anatolian Fault Zone: a new interpretation as a palco-Bonif zone: *MTA Dergisi*, 84, 97-102.
- Bailey, E.H., İrwin W.P., ve D.L. Jones, 1964, Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California: *Bull. Calif. Div. Min. Geol.*, 183, 177s.
- Barnes, İ., O'Neil, J.R., 1969, The relationship between fluids in some fresh Alpine type ultramafics and possible modern serpentinisation, westem us: *GSA Bull.* 80, 1947-1960.
- Bingöl, E., 1974, Discussion on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1/25000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts: *MTA Dergisi*, 83, 132-138.
- Birch, F., La Comte, P., 1960, Temperature-pressure plant for albite composition: *Am. Jour. Sci.*, 258, 209-217
- Blake, M.C., İrwin W.P., Coleman, R.G., 1967, Blueschist facies metamorphism related to regional thrust faulting: *Tectonophysics*, 8, 237-246.
- Blake M.C., İrwin W.P., Coleman, R.G., 1967, Upsidedown metamorphic zonation, blueschist facies, alongaregional thrust in California and Oregon: *Geol. Surv. Res.*, Cl-C9
- aragonit kalsit dönüşüm eğrisinin birkaç kilobar aşağıdan geçebileceğini düşünmektedirler. Bu durumda doğa koşullarını zorlayarak önerilen çok düşük jeotermal gradyanların daha gerçekçi olarak belirlenebileceği savunulmaktadır (Newton ve Fyfe, 1976). Bu savın doğrulanması halinde jeofizik yorumlarla geliştirilmiş jeodinamik modellerin yeniden ele alınması gerekecektir.
- Deneyisel petrolojinin yukarıda anılan eksiklikleri ve uyarıları ışığında bir noktaya dikkati çekmek gerekmektedir. Arazi bulgularını yerkimyasal verilerle desteklemeden, oluşum koşullarını yeterince tartışmadan tekçe mineral bulgularını deneyisel diyagramlara uygulayarak kayaçların oluşum PT koşullarından jeodinamik modellemelere gitmek yanlış sonuçlara varılmasını kaçınılmaz kılabılır. Son yıllarda ülkemizde yukarıda sözü edilen yönlerden tartışılmamış tekçe mineral bulgularından jeodinamik yorumlamaya varabilen yazılı ve sözlü aktarımlara rastlanmaktadır (Bingöl, 1974; Çalapkulu, 1978, Ataman vd. 1975; Yeniyo1 1980). Deneyisel petroloji araştırmacılarının kendi yorumlarını belirli sınırlamalar koyarak aktardıkları konularda biz uygulayıcıların daha az dikkatli davranması gerekirmi?
- Blake, M.C., Co Hon, W.R., 1969, *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 2, Programs, I pt. 2, 6-7.
- Bloxam, T.W., 1960, Jadeite-rocks and glaucophane schists from Angel Island, San Francisco Bay, California: *Am. Jour.Sci.*, 258, 555-573.
- Bowen, N. L., Tuttle, O.F., 1949, High pressure experiments C.I.P., *Spec. Rep.*, 11, 17 p.
- Boyd, F.R., 1954, *Annuel Report of the Dir. of the Geophysical laboratory Carn. Inst. of Washington*, Yearbook, 58, 82-89.
- Brother, R.N., 1954, Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California: *Am. Jour. Sci.*, 252, 614-626
- Brothers, R.N., 1970, Lawsonite-albite schisto from northernmost New Caledonia: *Conr. Min, Petr*, 25, 185-202.
- Brown, W.L., 1973, Symmetry and possible phase relation of dinopyroxenes in eclogites (Yayımlanmamış rapor).
- Brown, E.H., 1974, Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the N-Cascades: *G.S.A. Bull.*, 85, 333-344.
- Brown, E.H., 1977, The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism *j. petrol.*, 18, 53-72.
- Brown, E.H., Fyfe, W.S., Turner, F.J., 1962, Aragonite in Californian glaucophane schists and the kinetics of the aragonite-calcite transformation. *Jour. Petrol* 3, 566-582.
- Coleman, R.G., 1961, Jadeite depositions of the Clear Creek area, New India district, S. Bonito country, California, *Jour. Petrol.*, 2, 209-247.
- Coleman, R.G., 1967, Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *USGS Bull*, 1247, 49 s.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., 1962, Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California: *Am. Jour. Sci.*, 260, 577-595.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., 1963, Glaucophane bearing metamorphic rock types in the Cazadero-Area, California: *J. Petrol.*, 4, 260-301.
- Coleman, R.G., Clark, J.R., 1968, Pyroxenes in the blueschist facies in California: *Am. Jour. Sci.*, 266, 43-59.
- Crafford, W.A., Fyfe, W.S., 1964, Calcite-aragonite equilibrium at 100° C *Science*, 144, 1569-1570.
- Çalapkulu, F., 1978, *TJK. Jeol.Bil. ve Tek. Kong. Bildiri Özetleri*, Ankara, S.23.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Suzmann, J. 1962, *Rock forming minerals Longmans*, London.
- Ernst, W.G., 1960, Stability relations of magnesioriebeckite *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 10-40.

- Ernst, W.G., 1963, Petrogenesis of glaucophane schists: *J. Petrol.*, 4, 1-30.
- Ernst, W.G., 1964, Petrochemical study of coexisting minerals from low grade schist, Eastern Shikoku, Japon, *Geochim Cosmochim. Acta.*, 28, 1631-1668.
- Ernst, W.G., 1965, Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California: *GSA Bull.*, 76, 879-914.
- Ernst, W.G., 1966, Synthesis and stability relations of ferrotremolite: *Am. Jour. Sci.*, 264, 37-65.
- Ernst, W.G., 1972, CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism *Geochim Cosmochim. Acta.*, 36, 497-504.
- Ernst, W.G., Seki, Y., vd, 1970, Comparative study of low grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japon G.S.A. *Mem.*, 124, 276 s.
- Eskola, P., 193a, *Die Entstehung der Gesteine*, Springer Verlag, Berlin.
- Fawcett, J.J., Yoder, H.S., 1966, Phase relationships of chlorites in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: *Am. Miner.*, 51, 353-380.
- Fyfe, W.S., Tumer, F.J., Verhoogen, J., 1968, Metamorphic reactions and metamorphic facies: *GSA Mem.*, 73, 259s.
- Gannser, A., 1937, Der N-Rand der Tambo-Decke. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 17, 291-522.
- Ghent, E.D., 1965, Glaucophane schist facies metamorphism in the Blackbutte Area, Northern Coastal Ranges, California: *Am. Jour. Sci.*, 263, 385-400.
- Green, D.H., Ringwood, A.E., 1968, Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite *Contr. Min. Petr.*, 18, 105-162.
- Greenwood, H.J., 1961, The system NaAlSi₃O₈-H₂O-argon; total pressure and water pressure in metamorphism *J. Geophys. Res.*, 66, 3923-3946.
- Greesens, R.L., 1969, Blueschist alteration during serpentinisation; *Contr. Min. Petr.*, 24, 93-113.
- Greesens, R.L., 1975, Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism: *Am. Jour. Sci.*, 275, 107-119.
- Hashimoto, M., 1968, Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district: *Jour. Fac. Sci. Tokyua*, 2-17, 99-162.
- Hlapse, T., Kleppa, O.J., 1968, The thermochemistry of jadeite: *Am. Miner.*, 53, 1281-1292.
- Hsu, L.C., 1968, Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria: *J. Petrol.*, 9, 40-83.
- Iwasaki, M., 1960, Colorless glaucophane and associated minerals in quartzose schists from eastern sikoku, Japon: *Journ. G.S. Japon*, 66, 566-574.
- Jamieson, J.C., 1953, Phase equilibria in the system calcite aragonite: *Jour. Chem. Phys.*, 21, 1385-1390.
- Johannes, W., 1969, An experimental investigation of the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂: *Am. Jour. Sci.*, 267, 1089-1083-1104.
- Johannes, W., Puhan, D., 1971, the calcite-aragonite transition, reinvestigated *Contrib. Min. Petr.*, 31, 28-381.
- Kubler, B., 1967, La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. *Etages tectoniques, Colloque a Neuchatel*, 105-122.
- Lee, D.E., Coleman, R.G., Erd, R.C., 1963, Garnet types from the Cazaders area, California, *Jour. Petrol.*, 4, 460-492.
- Manghnani, M.H., 1970, Analcite-jadeite phase boundry, Hawaii *Inst. Geophy. Contr.*, 291.
- Mc Kee, B., 1962, Aragonite in the Franciscan rocks of panheco pam Area, california: *Am. Mimer.*, 47, 379-387.
- Mc Kee, B., 1962, Widespread occurrence of jadeite, lawsonite and glaucophane in central California: *Am. Jour. Sci.*, 260, 596-601.
- Mc Lellan, A.G., 1969, , *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A*, 314, 443-455.
- Miyashiro, A., 1957, The chemistry, optics and genesis of alkali amphiboles: *Jour. Fac. Sci. Tokyua Univ.*, 11, 57-83.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic rocks: *Georg Allen-Unwin It., Londra.*
- Miyashiro, A., Seki, Y., 1958, Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane schist facies. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 29, 199-208.
- Newton, R.C., Kennedy, G.C., 1963, Some equilibrium reactions in the join Ca Al₂Si₂O₈-H₂O *Jour. geophys. Res.*, 68, 2967-2983.
- Newton, R.C., Fyfe, W.S., 1976, High Pressure Metamorphism *Bailey, D.K., Mac Donald, R. (ed): 'The evolution of the crystalline rocks' da Acad. Pres, N. York*, 101-186.
- Nitsch, K.H., 1974, Neue Erkenntnisse zur Stabilitat von Lawsonit. *Forstsch. Min.*, 51, 34-35.
- Papike, J.J., Clark, J.R., 1968, Cation distribution in the crystal structure of glaucophane *Am. Miner.*, 53, 1156-1153.
- Pistorius, C.W.F.T., Kennedy, G.C., 1960, Stabilityrelations of grossularite and hydrogrossularite in righ PT: *Am. Jour. Sci.*, 258, 247-257.
- Raheim, A., Green, D.H., 1974, Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxen. *Contrib. Min. Petr.*, 48, 179-203.
- Ramberg, H., 1953, The origin of metamorphic and metasomatic rocks. *Univ. of chicago press, chicago.*
- Ringwood, A.E., 1972, Mineralogy of the deep mantle. *The Nature of the Solid Earth' de (Ed: E.C. Robertson)*, 631, 659, *Mc Grawttili, N.York.*
- Robertson, E.C., 1972, *The Nature of the Solid Earth*, *Mc Grawtill, N. York.*
- Roy, D.M., Roy, R., 1960, Fourth International Symposium on the Chemistry of cement. *Washington D.C., 1960, Paper III-59, 307-314.*
- Schürmann, H.M.E., 1956, Beitrage zur Glaukophanfrage, *N. Jb. Min. Monatschr.*, 145-156.
- Seidel, E., 1978, Zur petrologie der Phyllit-quarzit serie auf Kreta. *Doç. tezi Braunschweig Univ*, 145 s.
- Suzuki, J., 1934, On some soda-pyroxene and amphibole-bearing quartz schists from Hokkaido *Jour. Fac. Sci., Hokkaido imp. Univ., Ser. IV., 2, 339-353.*

Taliaferro, N.L., 1943, Franciscan-Knoxille problem: AAPG Bull, 27, 109-219.

Thomas, J.M., Renshaw, G.D., 1965, Skain recovery in colcite aragonite nucleation Transart; Faraday Soc., 61, 791-796.

Turner, F.J., 1968, Metamorphic petrology. Mc. Grow Hill. 214 s.

Vance, J.A., 1968, Metamorphic aragonite

in the prehnite pumpellyite facies, NW-Washington: Am. Jour. Sci., 266, 299-315.

Velde, B., 1965, Experimental determinations of muscovite, polymorph stabilities: Am. Miner, 50, 436-449.

Whetten, J.T., 1965, Phase relations of hidrous Ca-Al- silicates. Am. Miner, 50, 752-754.

Winkler, H.G.F., 1968, Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmeta morphose: Geol Rolsch, 57, 1002-1019.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of matemorphic rocks, Springer Verlag, N. York.

Yeniyol, M., 1980, Jeoloji Mühendisliği 2. Kongresi Bildiri Özetleri, s. Ankara,

Tesis Kabuğunun Kuzeyden Güneye Olan Bindirmesinden Önceki Yitimler: Suriye ile Türkiye Ofiyolitlerindeki, Tortul ve Volkanik Birimleri Yeşil Şist ve Amfibolitlere Dönüştüren Metamorfizma*

J.F. PARROT ve H. WHITECHURCH

ÖZ:

Ofiyolitlerin hemen altında yer alan tektonik dilimler şeklindeki metamorfik kayalar (derin yeşil şist - amfibolitler veya mavi şistler) okyanus tabanı yayılımı sırasında biriken volkano-tortul birimlerin başkalaşımı sonucu oluşurlar. Bu birimlerin metamorfizması okyanusal kabuğun yitimi sırasında gerçekleşir. Başkalaşım koşulları yitim hızına göre değişir. Düşük yitim hızıyla derin yeşil şistler ve amfibolitler, yüksek hızla mavi şistler oluşur.

Bu kökensel varsayımın Akdeniz'in doğusundaki ofiyolitlere uygulanmasıyla, birbirini izleyen, yaklaşık paralel ve küçük yitim zonlarının var-

lığını ortaya koyan bir model kurulabilmektedir. Bu model yardımıyla, Türkiye'yi ve Suriye'nin kuzeybatısını, batıdan doğuya kateden üç büyük ofiyolit kuşağının tabanında gözlenen derin yeşil şist ve amfibolit fasivesinin açıklaması yapılabilmektedir.

GİRİŞ

Jeotektonik ortam ne olursa olsun, okyanusal kabuğun parçaları olan ofiyolitler, temel üzerine genellikle metamorfik kayalar aracılığı ile oturan tektonik topluluklardır.

Ofiyolitlerin tabanında yer alan bu metamorfik birimlere birçok yerde

rastlanmaktadır. Özellikle bu çalışmada Mesorian (1973) tarafından Akdeniz'in doğusunda gözlenmiş olanlar üzerinde durulacaktır.

Metamorfik birimler, ya yeşil şist-amfibolit yada mavi şist fasiyeslerinde olabilmektedirler. Ofiyolitlerle doğrudan ilişkileri nedeniyle burada yalnızca mavi şistler üzerinde durulacaktır.

Ofiyolitlerin altındaki metamorfitler için çeşitli yorumlar yapılmıştır.

İlk önce bunların, tortul yada volkano-tortul kayaçların, pluto-volkanların yayılmaları sırasında dokanak metamorfizmasına uğramaları sonucu oluştuğu sanılmıştı (Rampnour,

* Revue de Geographic Physique et de Geologie Dynamique v: XX, Fasc. 2, pp. 153-169'dan Dr. Güner Ünalın tarafından çevrilmiştir.