





volkanitleri %52.5'den yüksek  $\text{SiO}_2$ 'li asit ve geçiş bileşimindedirler (Miyashiro, 1975). Oysa bu karmaşık hemen hemen tüm araştırmacılarca örnek bir okyanus ortası sırtı topluluğu olarak benimsenmiştir. Bu ise okyanus tabanı kayalarının özgülüklerinin şimdiye değin anlaşılmamış olduğunu göstermektedir. Çeşitli tektonik düzenlerdeki magmatit dizilerinin kimyasal özgülüklerinin kesin bir incelenmesi çok gereklidir.

Kaliforniya'da Franciscan, Japonya'da Sanbagawa kuşakları gibi yüksek basınç başkalaşım (glokofanitli) alanlarının ofiyolitli karmaşıklarındaki volkanit dizileri okyanus ortası sırtı kaya topluluklarından olduğu denli, Troodos topluluğundakilerden de önemli ölçüde değişiktir. Bu durumda ofiyolitli karmaşıklar volkanit dizileri gözönüne alındığında çok sayıda, birbirinden belirgin biçimde değişik sınırlara ayrılabilir. Bu sınıflama değişik kökenleri yansıtabilir.

Bu yazıda yazar ofiyolitli karmaşıkları sınıflamaya doğru bir adım atmaktadır. Yazar, yalnız kimyasal analiz karşılaştırmaları ile tek tek kayaların petrografik tanımlamasına giderek, onları eski okyanus ortası sırtında oluşmuş kayalar ve benzeri gibi sınıflara ayırma yerine, kayaları dizi olarak ele alıp tanımlamayı yeğlemiştir.

Bu yazıda ayrıntılı bir sınıflamaya girmek düşünülmektedir. Yazar özellikle yakından ilgilendiği ofiyolit topluluklarını ele almak istemektedir. Bu yaklaşım doğrultusundaki gelecekteki çalışmalar daha birkaç ek sınıfın varlığını ve sınıfların alt bölünmesi gereğini ortaya çıkartabilir.

Ofiyolitlerin yeni ya da ayrıntılı bir tanımlamasının yapılmasına çalışılmaktadır. Bu yazıda "ofiyolitler" terimi dün ya yüzündeki jeologların nesillerden beri kullanageldikleri belirsizlikler taşıyan anlamı ile kullanılmaktadır. Bu terimin Troodos'da gözlenenine benzer, belirgin bir yalancı stratigrafik dizi için sınırlanması yolu (Konferansa katılanlar, 1972) benimsenmemektedir.

Ofiyolitlerin kimyasal ve petrografik özgülüklerine dayandırılmış kökeni üstüne yapılan her tartışma, geçmiş jeolojik zamanlardaki değişik tektonik ortamlardaki magmatitlerin günümüz yeryüzündeki benzer tektonik ortamlardakilere benzer olduğu doğal olarak benimsenmelidir. Bu, günümüzle geçmişi özdeşleştirme yöntemi akla yakın olabilir, ancak bunun kanıtlanması güçtür.

Yine de, ada yayı düzenindeki volkanitlerin kimyasal öğelerinin 2.5 milyar yıldan —Alt Prekambriyen'den— beri değişmediğini düşündüren kanıtlar vardır. Kanada Kalkanı'nın en yaşlı kesimlerinde (Superior ve Slave bölgeleri) çok sayıda volkanit karmaşıkları vardır. Baragar (1966), Baragar ve Goodwin (1969) ve başka yazarlar bunların günümüz ada yaylarının bazalt, andezit, dasit ve riyolitden oluşan volkanit yığınlarına benzerliklerini göstermişlerdir. Bunlar, günümüz ada yayı volkanitleri gibi, toleyit ve kalk-alkali dizilerin her ikisinin de kayalarını kapsamaktadırlar (Baragar, 1966; Miyashiro, 1974). Bundan da öte, ana ve yan bileşenlerin kapsamları bakımından da belirgin benzerlikler gözlenmiştir.

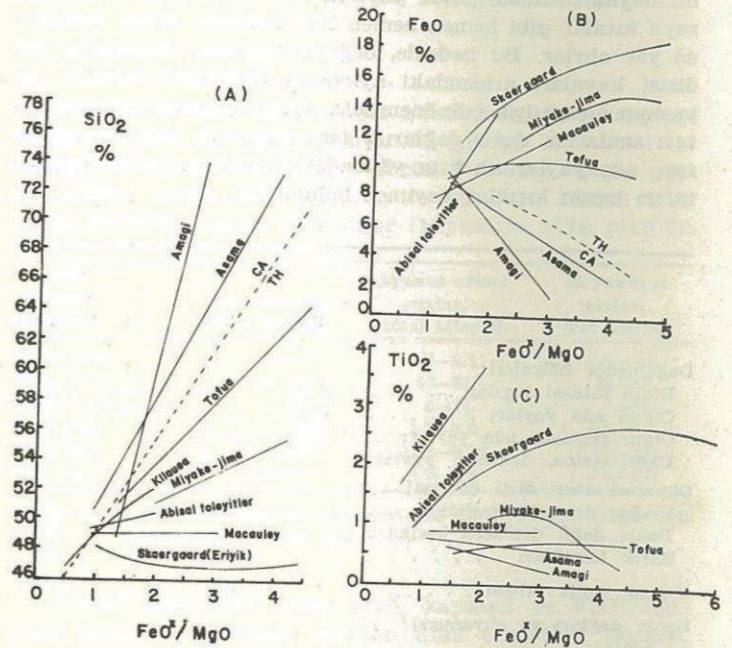
## ADA YAYLARI, OKYANUS ORTASI SIRTILARI, KIYI DENİZLERİ, OKYANUS ADALARI VE DURAYLI KITALARDAKİ GÜNÜMÜZ VOLKANİTLERİNİN ÖZGÜL NİTELİKLERİ ÜZERİNE ELEŞTİRİMSSEL YORUM

### Volkanit Dizileri Kavramı

Yeryüzündeki volkanit dizileri başlıca iki ana topluluğa ayrılabilir: alkali (kimi durumlarda A olarak kısaltılacaktır) ve alkali olmayanlar (subalkali). Alkali olmayanlar, toleyit (TH) ve kalk-alkali (CA) dizilere bölünebilir. Tek bir kaya dizisi, köken magmanın tikel (fractional) kristallenmesinden oluşmuştur. Tikel kristallenmedeki gelişmenin derecesi magmanın  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  oranındaki artış ile ölçülebilir (toplam FeO karşılığında  $\text{FeO}^x$  kullanılmıştır).

Grönland'daki Skaergaard girmesi (intrusion) (Wager ve Brown, 1967) ve Kermadec'deki Macauley Adası volkanitleri CA dizilerini değil, tipik TH dizilerini gösterirler. Şekil IA'da görüldüğü gibi,  $\text{SiO}_2$  kapsamı magmanın böyle tikel kristallenmesinin ilk aşaması sırasında hemen hemen duragan kalır, ya da biraz azalır. Yeryüzünün çeşitli bölümlerindeki okyanus ortası sırtı abisal toleyitlerinin bileşimsel değişimlerinin ortalama gidışı de şekil IA'da gösterilmiştir.

Öteki toleyit magmalarında  $\text{SiO}_2$  kapsamı tikel kristallenme ile yavaş yavaş artar, bu nedenle şekil IA'daki Miyake-jima ve Tofua için olduğu gibi tatlı eğimli eğriler ortaya çıkmaktadır. Öte yandan şekilde Asama ve Amagi eğrileri ile gösterildiği gibi, CA dizisi magmalarda lerleyen tikel kristallenme sonucu  $\text{SiO}_2$  kapsamı çok daha hızlı artmaktadır.



Şekil 1:  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  oranının artışı ile  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^x$  ve  $\text{TiO}_2$ 'in değişimleri açısından volkanitler ve bunlara bağlı kayalardaki toleyit (TH) ve kalk-alkali (CA) dizileri arasındaki ayırtılma. FeO olarak toplam demiri  $\text{FeO}^x$  tanımlar. Skaergaard girmesi (Grönland), Macauley Adası (Kermadecler), abisal toleyitler (okyanus ortası sırtlar), Miyake-jima (Izu-Bonin), Kilauea (Hawaii) ve Tofua Adası (Tongalar) kaya dizileri TH dizisindedir. Oysa, Asama ve Amagi Volkanları (Japonya) kaya dizileri CA dizisindedir.



TH dizileri şekil IA'daki kesikli çizgiden (CA/TH olarak belirtilmiş) daha yatılı eğimli, CA dizileri ise daha dik eğimli olmaları ile tanımlanırlar (Miyashiro, 1974; Miyashiro ve Shido, baskıda).

FeOx/MgO oranının 2.0'den büyük olduğu bölgede TH dizileri kesikli çizginin alt yanında, CA dizileri de üst yanında yer almaktadırlar. FeOx/MgO oranı 2.0'den küçük olursa bu ilişki geçerli değildir ve eğriler birbirlerini kesmektedir. Ofiyolitli karmaşıklarda volkanitlerin çoğunluğu 2.0'den küçük FeOx/MgO taşıyabilir. Bu nedenle CA/TH kesikli çizgisi iki dizi arasında bir sınır olamaz.

Tipik TH dizileri tikel kristallenme sırasında en yüksek değere varan FeOx ve TiO<sub>2</sub> zenginleşmesi gösterirler, oysa CA dizilerinde FeOx ve TiO<sub>2</sub>'in tekdüze azalmaları görülür (şekil IB ve IC).

Şekil IA'da yukarıda yer alan kaya dizileri, şekil IB'de aynı ölçüde aşağıda yer alma eğilimi gösterirler (Miyashiro, 1974; Miyashiro ve Shido, baskıda).

Alkali dizi kayaları çok değişken özelliktedir ve yazar şimdi bunlar üstüne genel bir derlemeye gitmeğe hazır değildir. Alkali kayaların çoğunluğu TH dizisi gibi, artan FeOx/MgO oranına bağlı olarak SiO<sub>2</sub> artması ile FeOx ve TiO<sub>2</sub> tepe değerleri gösterir.

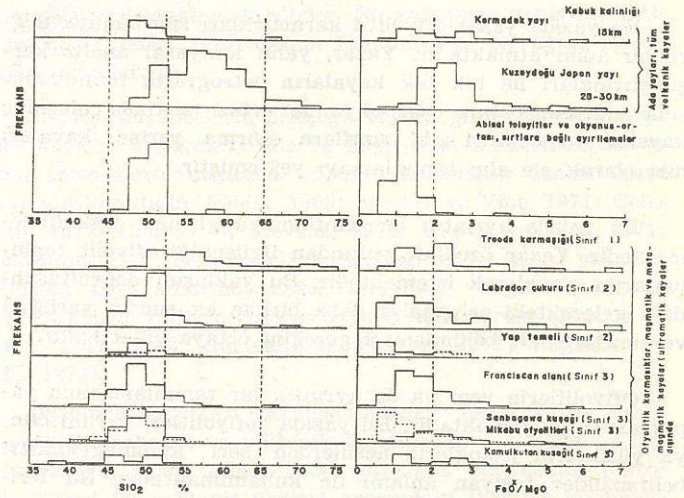
CA dizisi kayaları çoğunlukla ada yayları ve etkin kıta kıyıları gibi dağılım kuşaklarında bulunurlar (çizelge I). Bu CA dizisi kayaları duraylı kıtalar üstünde kimi kaya topluluklarında da bulunmaktadır (Miyashiro ve Shido, baskıda). TH dizisi kayaları okyanus ortası sırtlar, kıyı denizleri, kimi okyanus adaları, ada yayları, etkin kıta kıyıları ve duraylı kıtalar gibi hemen tüm tektonik düzenlerin de yer alırlar. Bu nedenle, değişik tektonik düzenlerin TH dizisi kayaları arasındaki ayırtman özellikleri bulmak, bu yazının amacı için çok önemlidir. Alkali kayalar okyanus ortası sırtlarını, deniz dağlarını (sea mounts), okyanus adalarını, ada yaylarının kıta yönündeki kıyıları ve duraylı kıtaları kesen kırıklar boyunca bulunurlar.

	CA	TH	A	Olası ofiyolit bölümleri
<b>Dağılım bölgeleri:</b>				
Etkin kıtasal kıyıları . . . . .	++	(+)	(+)	(I)
Olgun ada yayları . . . . .	++	++	(+)	I
Olgunlaşmamış ada yayları . . . . .	(+)	++		I,II
İkisel-aşama, denizaltı yayları . . . . .		++?		II
<b>Okyanus-ortası sırtı dizgesi:</b>				
Olağan denizaltı kesimi . . . . .		++		II
Deniz dağlı denizaltı kesimi . . . . .		++	+	III
Kırık kuşakları . . . . .		++	+	III
<b>Kıyasal deniz tabanı . . . . .</b>		++	+	II,III
<b>Deniz dağları ve okyanusal adalar:</b>				
İzlanda ve Galapagos . . . . .		++	++	II,III
Hawaii . . . . .		++	+	II,III
St. Helena ve diğer adalar . . . . .			++	?
Olağan deniz dağları . . . . .			++	?
<b>Duraylı kıtalar . . . . .</b>	(+)	++	+	I,II,III
(++ bol, +ender, (+) kimi durumlarda var)				

Çizelge 1: Volkanit dizileri ve tektonik ortamlar.

## Ada Yayı Volkanitleri

Ada yayları volkanit yığınlarının andezit bileşimli olduğu çoğu ders kitapları ve yazılarda belirtilmektedir. Oysa bu, her zaman için doğru değildir. Çoğunlukla bazalt kayalardan oluşmuş yaylar da vardır. Miyashiro (1974), şekil 2'de gösterildiği gibi, kalın kıta türü kabuklu olgun ada yaylarında (örneğin Kuzeydoğu Japon Yayı) TH ve CA dizilerinin andezit ve dasitinin, ince okyanus türü kabuklu olgunlaşmamış ada yaylarında ise (örneğin Kermadekler) TH dizisi bazaltlarının başlıca volkanitleri oluşturduğunu ileri sürmüştür. Kıta kıyılarındaki volkanit yaylar daha da silisli bileşim taşımaya yöneliktirler. Volkanitlerin tümündeki CA dizisi kayaların yüzdesi, volkanit yığınlar altında kıta türü kabuğun giderek gelişmesi ile artma eğilimindedir (Miyashiro, 1974, şekil 13).



Şekil 2: Okyanus ortası sırtlardaki abisal toleyitlerde ve ofiyolitli karmaşıklardaki (susuz olarak) metamagmatitlerde, günümüzdeki olgun ve olgunlaşmamış durumda iki ada yayının FeOx/MgO oranları ve SiO<sub>2</sub> kapsamının frekans dağılımı. Frekans eldeki kimyasal analizlerin sayısına dayanır ve böylece tüm karmaşıkdaki gerçek frekansdan büyük ölçüde sapmış olabilir.

Günümüzde ada yayı volkanitleri ile ilgili tüm bilgiler, yayın deniz düzeyi üstündeki kayalarının incelenmesinden elde edilmiştir. Öyle ki burada, Kermadekler gibi olgunlaşmamış yaylar olarak adlandırılmış olanlar bile deniz düzeyi altında kalın volkanit yığınlarını kapsamaktadır. Başlangıçta, yay oluşumunun denizaltı aşamasında volkanitler deniz düzeyi üstünde gözlenmiş olanlardan ayrı özellikler göstermekte ve abisal toleyitlere çok benzer bileşimde olabilmektedirler. Bugün, denizaltı yay volkanitlerinin başlangıç aşamasının durumu, ancak deniz düzeyi üstündeki olgunlaşmamış ada yaylarının bilinen petrografik verilerinin değerlendirilmesi ile kestirilebilmektedir.

Pasifik Okyanusu çevresindeki ada yaylarının çoğunda alkali kayalar yoktur ya da çok azdır. Çok yavaş olarak yakınsamakta olan yalnızca birkaç yay, bolca ileri derecede alkali kaya kapsamaktadır; örneğin, Güney İtalya'da Kalabriya Yayı (Miyashiro, 1972, 1974). Ada yaylarında yer alan alkali kayalar tek başlarına ya da CA dizisi kayaları



ile birlikte (Matsui ve diğ., 1967) ya da CA ve TH dizileri kayaları ile birlikte (Aoki, 1959) bulunabilirler.

Böylece, ada yaylarındaki kaya dizisi toplulukları: TH, TH+CA, CA CA+A, CA+TH+A ve A olabilir. Yalnızca ilk üç topluluk olağandır.

### Okyanus Ortası Sırtı Abisal Toleyitleri ve Birlikte Bulunan Gabrolar

Okyanus ortası sırtların katı yüzey katmanının çoğunluğu, çok düşük  $K_2O$  (%0.40'dan az) kapsamı ile betimlenmiş olan toleyit kayalardan oluşmuştur (Engel ve Engel, 1964; Engel ve diğ., 1965). Böyle toleyit kayaları yaygın olarak okyanus toleyitleri ya da abisal toleyitler adı ile anılmaya başlamıştır. Kimi yazarlarca "okyanus toleyitleri" terimi okyanus tabanı ve okyanus adalarının her ikisinin de toleyitlerini kapsayan anlamda (Hawaii'de olduğu gibi) kullanılmış olduğundan, "abisal toleyitler" adı "okyanus toleyitleri"ne yeğ tutulmalıdır.

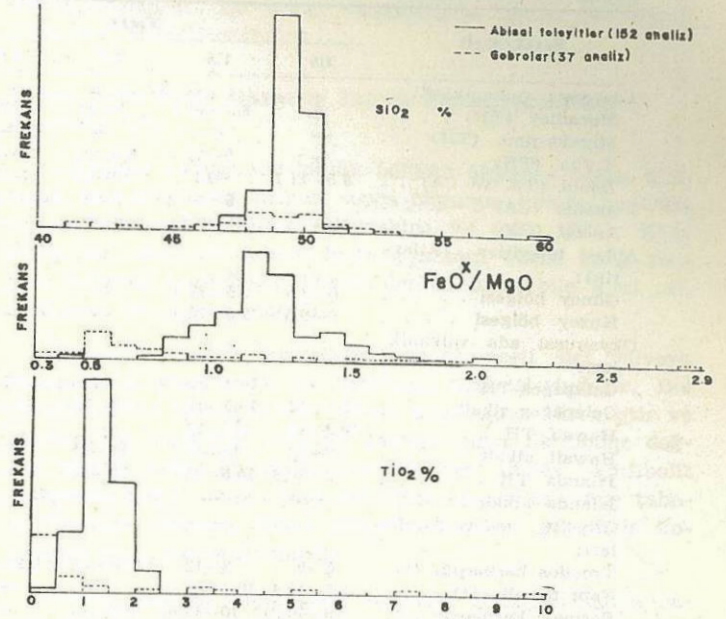
Ofiyolitlerin çoğunluğu başkalaşıma ve çürümeye (weathering) uğramıştır. Alkaliler genellikle böyle işlemler sırasında hareketlidir. Bu nedenle ofiyolitlerdeki kimi bazalt kayalarının düşük  $K_2O$  kapsamlı oluşları, ofiyolitlerin abisal toleyit kökenli olduklarını kanıtlayıcı bir veri olarak kabul edilemez.

Abisal toleyitler bir bölgedeki (province) ilksel magmalarının çeşitliliğinden (Shido ve diğ., 1971; Hekinian ve Aumento, 1973) ve kristallenme ayrımlaşmasından (differentiation) (Miyashiro ve diğ., 1970; Shido ve diğ., 1971) ötürü, okyanus ortası sırtlarındaki petrografik bölgeler kavramı ile belirtilen (Shido ve Miyashiro, 1973, hazırlanmakta) bileşimsel çeşitlilikleri gösterirler.

Tüm bu etkenler gözönünde tutulsa bile, abisal toleyitlerin bileşim aralığı ada yayları ve öteki tektonik düzende-kilerden çok daha sınırlıdır. Bu durum, abisal toleyitler için önemli bir ayırtman özelliğidir. Şekil 3'te gösterildiği gibi, taze abisal toleyitlerin (%0.40'dan az  $K_2O$ )  $SiO_2$  kapsamı %47 - %52 aralığındadır. Bunların  $FeO^x/MgO$  oranları genellikle yüksek kümülatif kayalarda çok az görülen, daha düşük  $FeO^x/MgO$  değerleri dışında 0.7-2.1 aralığındadır.  $TiO_2$  kapsamı genellikle %0.5 - %2.5 aralığındadır. Okyanus ortası sırtı gabroları daha geniş bileşim aralığı gösterirler. Çünkü bunlar, bolca kümülatif kayaların ve kimi geç ayrımlaşma ürünlerinin oluşumuna neden olan ileri kristallenme ayrımlaşmasına uğramaya yatkındırlar. Ve o sırada bile bunların  $SiO_2$  kapsamı %54'ün altındadır ve  $FeO^x/MgO$  oranları ise, bu oranı 2.8 olan tek bir kuraldışı kaya dışında, 2.0'nin altındadır.

%58 - %59  $SiO_2$  ve  $FeO^x/MgO = 3.7$  ve 7.1 kapsamlı TH dizisi volkanitleri Hart (1971) ve Kay ve diğ. (1970)'nce Doğu Pasifik Kabartısı'nda (rise) tanımlanmıştır. Bunlar olasılıkla abisal toleyit magmasının geç aşama ayrımlaşma ürünleridirler. Bu tür ayrımlaşma ürünlerinin varlığı olağan abisal toleyitlerle, onlar arasında geçiş kayalarının bulunabileceğini düşündürülebilir. Ancak bu tür geçiş kayaları ve geç aşama ayrımlaşma ürünleri olasılıkla çok azdır.

Şekil 2'de görüldüğü gibi ada yayları volkanit yığınları abisal toleyitlere göre daha yüksek değerlere doğru daha geniş  $SiO_2$  ve  $FeO^x/MgO$  aralığı gösterirler. Yalnızca ada



Şekil 3: Okyanus ortası sırtlardaki taze toleyitik gabrolarda ve taze abisal toleyitlerde bulunan  $SiO_2$  ve  $TiO_2$  kapsamı ve  $FeO^x/MgO$  oranlarının frekans dağılımı. Yalnızca  $K_2O$  %0.4;  $H_2O$  %3;  $Fe_2O_3$ :  $FeO/2$  olan abisal toleyitler ve  $K_2O$  %0.4;  $H_2O$  %4;  $Fe_2O_3$ :  $FeO$  olan gabrolar kullanılmıştır. Gabroların gözlenen  $K_2O$  kapsamı %0.03 - %0.21 aralığındadır. Bu şekilde kullanılmış gabro analizlerinin 2/3'ünden daha çoğu Shido, Miyashiro ve Ewing'ce Atlantik Ortası Sırtı'ndan elde edilmiş olan yayımlanmamış verilerdir.

yaylarının TH dizisi kayaları ile abisal toleyitleri karşılaştırdığımızda da bu özellik belirgindir (çizelge 2). Abisal toleyitlerin çoğunun 1.7'den daha küçük  $FeO^x/MgO$  oranı göstermelerine karşın ada yayı toleyitlerinin çoğu 1.7'den daha büyük  $FeO^x/MgO$  oranı gösterirler (Miyashiro, 1974, şekil 7).

	ada yayları, TH dizileri	okyanus-ortası sırtlar, abisal toleyitl.	okyanusal adalar, TH dizileri
$FeO^x/MgO$	1-7	0.8-2.1	0.5-2.5
$SiO_2$ (%)	46-76	47-51	45-65
$FeO^x$ (%)	6-16	6-14	8-16
$Na_2O$ (%)	1.1-3.6	1.7-3.3	0.7-4.5
$K_2O$ (%)	0.1-2.0	0.07-0.40	0.06-2.0
$TiO_2$ (%)	0.3-2.0	0.7-2.3	0.2-5.0

Çizelge 2: Çeşitli tektonik düzenlerdeki TH dizisi volkanitlerinin bileşimlerinin olağan aralıkları.

Abisal toleyitlerle benzer  $TiO_2$  kapsamı ve  $FeO^x/MgO$  oranı gösteren Kermadec yayının kimi toleyitleri dışında, ada yayı toleyitleri genellikle aynı  $FeO^x/MgO$  oranı gösteren abisal toleyitlerden daha düşük  $TiO_2$  kapsamlar. Olgunlaşmamış ve denizaltı aşamasındaki yaylardaki kayalar daha çok araştırılırsa, böyle yüksek  $TiO_2$  kapsamlarının oldukça olağan görülmesi olasıdır (çizelge 3).

Okyanus ortası sırtlarda oluşmuş birçok deniz dağları alkali volkanitlerden oluşmuştur. Kimi alkali kayalar da Atlantik Ortası Sırtı kesen kırık kuşaklarında gözlenmiştir



Çizelge 3: Kimi volkanit toplulukları ve ofiyolitlerdeki volkanit ve metavolkanitlerin (%) bileşimleri.

FeOx/MgO	FeOx					TiO <sub>2</sub>				
	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0
Ada yayı volkanikleri:										
Macauley (TH) . . . . .	8	8.3-10.2	9-11	(12)	—	0.6-1.2	0.6-1.2	9-17	(0.6)	—
Miyake-jima (TH) . . . . .	—	—	—	10-11.5	12.5-15	—	—	0.6-1	1.1-1.5	0.5-0.7
Tofua (TH) . . . . .	—	9-11	9.5-11	11-15	(8-11)	—	0.5-0.6	—	0.7-0.8	~7
Raoul (TH ve CA) . . . . .	8.5-11.1	—12	10-13	11-15	12-15	0.4-1.2	0.4-1.6	0.6-0.7	1-1.8	1-1.6
Asama (CA) . . . . .	—	6-10	5-9	1.8-6.5	0-5	—	0.4-1	0.8-1.7	—	—
Amagi (CA) . . . . .	—	7.5-9.5	5-7	—	—	—	0.4-0.9	0.4-1	0.3-1	(0.3-0.8)
Abisal toleyitler (Atlantik):										
Güney bölgesi . . . . .	6-9.5	9.5-12.4	—	—	—	1.1-1.6	1.1-1.6	0.2-0.8	—	—
Kuzey bölgesi . . . . .	6-9.5	9.5-12.4	—	—	7-12	0.7-1.3	1-1.4	—	—	—
Okyanusal ada volkanikleri:										
Galapagos TH . . . . .	—	10.5-12	?	?	(13-14.5)	—	1.8-3.2	—	?	1.5-2.5
Galapagos alkali . . . . .	9.6-12	10.5-12.2	11.4-12.6	13-13.6	—	1.6-2.4	2.4-3	?	4	3.4
Hawaii TH . . . . .	10.2-13	10.2-13	—	—	(6-11)	1.4-4	2-5	3-4	2-4.5	—
Hawaii alkali . . . . .	9-13	10-13.5	11-14	9-13	0-14	1.8-3	2-3.3	—	—	(1.8-4)
İzlanda TH . . . . .	9-10.7	10.5-13.6	13-14	—	—	0.9-1.6	1.2-2.1	2-4	2.8-5.2	—
İzlanda alkali . . . . .	—	—	2.5-13.5	14.5-16.5	—	—	—	1.8-2.4	0-0.8	—
Ofiyolit metavolkanikleri:										
Troodos karmaşığı (I) . . . . .	5-9	3-12	(12.5-14.4)	0.2-14	—	0.2-0.6	0.2-0.7	(2-3.7)	—	0-0.8
Yapı temeli (II) . . . . .	7.8-12.4	10.4-13	—	—	—	1.2-2.1	1.7-2.3	0.2-0.8	—	—
Bermeja karmaşığı (I) . . . . .	(9-10.2)	10-12.6	12.8-15	—	—	0.5-2	1.1-2	—	1.4-3.5	—
Franciscan (III) . . . . .	5-12	6.5-13.5	7-15.5	9-17	10.5-16.2	(0.7-1.4)	0.6-2.5	1.5-2.3	1-3	—
Sanbagawa (olağan böl.) (III) . . . . .	(7-10)	7.7-13.6	8-15	9-16	9.5-11	0.4-1.5	0.5-2.5	0.7-3	0.8-3	(1.3-3)

Açıklama: Burada yalnızca olağan değerlerin aralıkları gösterilmiştir. Kimi olağandışı, kayalar, bu aralıkların dışında kalır. Tırnaklar bir ölçüde yorum ve dolayısıyla düşük güvenilirlik belirtmektedir. Atlantik Ortası Sırtı güney ve kuzey olarak iki petrografik bölgeye ayrılmıştır.

(Bonatti ve diğ., 1971). Buna göre, okyanus ortası sırtın kayaları dizisi toplulukları şunlardır: TH, TH+A, A.

#### Kıyı Denizlerindeki Magmatitler

Gerçi ada yaylarında volkanitler komşu kıtalar yönünde giderek artan alkalilik gösterme eğilimindedirler, ancak bu gidış ada yayları kesiminin gerisindeki kıyı denizlerinin tabanında sürmektedir. Belki, (örneğin) Japon denizindeki adaların kuvvetli alkali volkanitleri yukarıda sözü edilen ada yayı gidışı için bir örnek olmayıp, ancak bağımsız kor noktalarının ürünleridir.

Kimi kıyı denizlerinden, örneğin Mariyana yayının batısındaki Mariyana Çukuru (Hart ve diğ., 1972) ve Tonga yayının batı kıyısındaki Lau Havzası (Sclater ve diğ., 1972)'nden dip taraması ile elde edilmiş veriler vardır. Derin Deniz Sondaj Projesi'nin 15. seferi sırasında Karayipler denizinin tabanında açılmış beş kuyudan bazalt kayaları elde edilmiştir (Donnelly ve diğ., 1973). Kıyı denizlerindeki tüm bu kayalar bazalt bileşimindedirler. Kimileri toleyittir ve okyanus ortası sırtlardaki abisal toleyitlere çok benzerler. Geri kalanı toleyitler ve alkali bazaltlar arasında geçiş bileşimli ya da alkali bazaltlardır. Kimilerinde K<sub>2</sub>O kapsamı yüksektir (aşağı-yukarı %2'ye dek), gerçi bu bileşimler çürüme sonucu gelişmiş olabilir. Alkalilere yakınlığı olan kayalar kıyı denizi tabanının olağan kesimlerinden daha çok ilkel deniz dağları ile ilgili olabilir.

Kıyı denizi tabanlarındaki toleyit kayaların analizlerinin tümü aşağıdaki aralıklar içinde yer alır: SiO<sub>2</sub>=%47-%51 ve FeOx/MgO=0.8-1.7. Bu aralıklar okyanus ortası sırtlar-

daki abisal toleyitlerinkilerle benzerdir. Kıyı denizi toleyitleri bu konuda abisal toleyitlerden ayırtanamazlar, ancak açık olarak ada yayı toleyitlerinden daha dar SiO<sub>2</sub> ve FeOx/MgO aralığı gösterirler.

#### Okyanus Adaları Volkanitleri

Birçok okyanus adasının, yükselen manto göçünün yol açtığı kor noktaları belirttiği ileri sürülmüştür (Morgan, 1972; Wilson, 1973). Böyle adalardaki volkanitlerin petrografik özgülükleri adadan adaya değişir. Böyle birçok ada, yalnızca alkali dizisi volkanitlerinden oluşmuştur: örneğin, Tristan da Cunha, St. Helena ve Kanarya Adaları (Padang ve diğ., 1967); Bu tür adaların başka bir bölümü, TH ve alkali dizisi kayalarının her ikisinin de bulunuşu ile oluşmuştur; örneğin, Galapagos (Macbirney ve Williams, 1969), Hawaii (MacDonald, 1949; MacDonald ve Katsura, 1964) ve İzlanda (Jakobsson, 1972). Bu adalardaki TH dizisi kayaları genellikle FeOx ve TiO<sub>2</sub> kapsamı bakımından zengindir ve abisal toleyitlerdekenden daha geniş FeOx/MgO aralığı gösterirler (çizelge 3).

Okyanus bölgelerinde volkanik kökenli çok sayıda deniz dağları ve küçük adalar vardır. Bunların tümü ya da çoğunluğu etkin ya da sönmüş kor noktaları gösteriyor olabilirler. Böyle okyanus içi adalar (intra-oceanic islands) ve deniz dağları, alkali volkanitlerden oluşmuşlardır. Alkali değeri ve doymamışlık derecesi çeşitli adalarda değişmektedir (McBirney ve Gass, 1967; Middlemost 1973). Tahiti (McBirney ve Aoki, 1968) ve Trinidad (Almeida, 1961) gibi kimi adalar hemen hemen tüm olarak feldspatoid bulunduran kayalardan oluşmuşlardır. Böylesi adalar ve deniz dağ-



larının daha derin kesimlerinde TH dizisi kayalar bulundurmaları olanaksız değildir, çünkü yazarın petrolojik incelemeleri bu adaların ve deniz dağlarının yüzeydeki bölümlerinde sınırlanmıştır. Hawaii Adaları'nda TH dizisi kayalar alkali volkanitlerin altında yer almaktadırlar ve az ya da çok benzer yapılar öteki kimi kor nokta volkanit yığınlarında var olabilir.

#### Duraylı Kıtalardaki Volkanitler

Kimi ofiyolitlerin duraylı kıtalar üstünde oluşmuş olma olasılıkları tümü ile gözden uzak tutulamaz. Duraylı kıtalar üstünde TH ve alkali dizisi kayaların her ikisi de büyük ölçüde bulunurlar. Öyle ki örneğin, Karroo doleritlerinde olduğu gibi kimi CA dizisi kayalar da bulunur (Miyashiro ve Shido, baskıda).

Birçok plato bazaltları TH dizisindedir. Ancak kimileri alkaliye yakınlık gösterirler. Kimi toleyit plato bazaltları küçük ölçüde alkali kayalarla birlikte bulunurlar; örneğin, Dakka bazaltları. Toleyit plato bazaltları genellikle şu aralıklarda yer alır:  $SiO_2 = \%45 - \%55$  ve  $FeOx/MgO = 1.5 - 1.8$  ve  $TiO_2$  kapsamı genellikle yüksektir ve  $FeOx/MgO$  artışına bağlı olarak hızla artar. Örneğin,  $FeOx/MgO = 2.0$  oranında,  $TiO_2$  kapsamı Kolombiya Nehri bazaltlarında  $\%1.5 - \%2.7$  ve Dakka bazaltlarında  $\%1 - \%3$ 'tür. Bu durumların tümünde plato bazaltları okyanus adalarındaki toleyitlere benzer. Plato bazaltları okyanus adası toleyitlerinden daha yüksek  $K_2O$  kapsamı gösterebilirler, ancak bu özellik ofiyolit sorununda tanımlayıcı bir öge olarak kullanılmaya pek elverişli değildir.

#### Bölgesel Başkalaşımındaki Kimyasal Göç

Bölgesel (dağoluşum) başkalaşım levhaların yakınsayan kıyılarında yer alır. Bölgesel başkalaşımındaki düşük sıcaklıklarda (örneğin, prehnit-pumpelyit, glokofangist ve yeşil şist fasiyesleri) özellikle  $Na_2O$ ,  $K_2O$  ve  $CaO$  göçleri tikel olarak yaygındır. Glokofan şistler ve buna bağlı kayalarda böyle bir göç, daha ileri bir bölümde  $Na_2O + K_2O$ 'e karşı  $Na_2O/K_2O$  diyagramlarına (şekil 4, 5, 6) bağlı olarak tartışılacaktır. Kimyasal göç, üst epidot-amfibolit ve alt amfibolit fasiyeslerindeki başkalaşımında daha az etkili olma eğilimindedir.

#### Okyanus Tabanı Çürümesindeki Kimyasal Göç

Okyanus tabanının yüzeye yakın katmanındaki abisal toleyitler sürekli olarak çürümeye uğramışlardır, oysa genellikle çürüme hızı derin okyanuslardaki düşük sıcaklık nedeni ile çok yüksek değildir. Yüzeydeki kayalar dolaşım durumundaki okyanus suyu ile dokanaktadır. Oysa katmanın içindeki etkiyen su etkin olarak devinemez. Bu, değişik çürümelere yol açar.

Okyanus tabanı çürümesinde genellikle izlenen eğilim  $TiO_2$ ,  $FeOx$  ve  $K_2O$  kapsamlarında ve  $Fe_2O_3/FeO$  oranında artma ve  $CaO$  kapsamında ve  $Na/K$  ve  $K/Rb$  oranlarında azalma yönündedir (Hart, 1970, 1971; Shido ve diğ., 1974a). Aşırı ölçüde çürümede  $FeOx$  ve  $FeOx/MgO$  önemli ölçüde artabilir (Shido ve diğ., 1974a, çizelge 3).

Franciscan ve Sanbagawa yüksek basınç başkalaşım alanlarındaki birçok yastıklı lavda (pillow lava), eski ilksel

yüzey katmanı aynı yastığın çekirdeğinkinden çok daha yüksek  $K_2O$  kapsar. Bu durum, başkalaşım öncesi çürümenin etkilerine dayandırılabilir.

#### Abisal Toleyitlerin Okyanus Tabanı Başkalaşımındaki Kimyasal Göç

Okyanus kabuğunun büyük bölümü okyanus ortası sırtlarda var oluşundan hemen sonra okyanus tabanı başkalaşımına uğramış görünür (Miyashiro ve diğ., 1971). Eğer böyle ise, okyanus tabanı başkalaşımının etkisi daha sonraki bölgesel başkalaşım bunun üstüne binse bile kimi ofiyolitlerde korunmuş olabilir.

Okyanus tabanı başkalaşımı zeolit, yeşil şist ve/veya aktinolit-Ca plajyoklas ve amfibolit fasiyeslerindedir. Bol metabazalt ve metagabrolar abisal magmadan türemiştir ve günümüzde, yukarıda sayılmış fasiyeslerden ilk üçüne değgin olarak kırık kuşakları boyunca yer alırlar. Amfibolit fasiyesine bağlı olduğu tartışma götürmeyen okyanus tabanı kayaları yalnızca ilksel plütonik dokuları genellikle korunmuş olan metagabrolardır.

Zeolit fasiyesi başkalaşım kayaları dışarıdan hatırı sayılır  $Na_2O$  katılmasından etkilenmiştir ve bu nedenle birçok durumda normatif nefelin kapsamaktadır. Yeşil şist ve aktinolit-Ca plajyoklas fasiyesindeki başkalaşım kayalarının kimileri kütleli kimyasal bileşimlerinde ufak değişiklikler gösterirler, kimileri ise  $CaO$ 'de belirgin azalma,  $SiO_2$ 'de artma ya da azalma gösterirler (Miyashiro ve diğ., 1971).

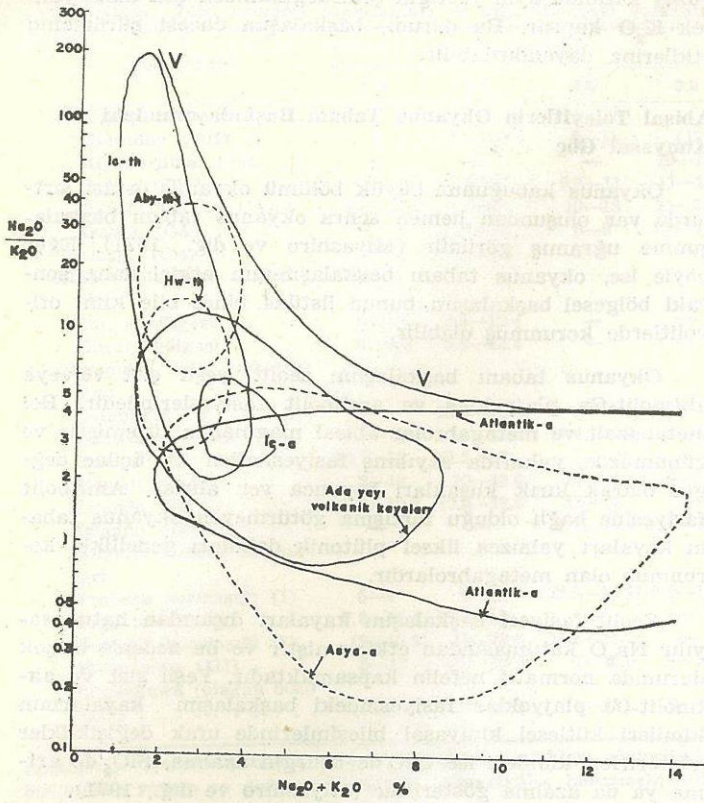
#### $Na_2O + K_2O$ 'e Karşı $Na_2O/K_2O$ Diyagramları ve Alkali Göçü

Şekil 4'de bir  $Na_2O + K_2O$ 'e karşı  $Na_2O/K_2O$  diyagramı gösterilmiştir. Bu başkalaşım uğramış bazik kayalardaki alkalilerin göçünün boyutlarını ve niteliğini açıklamaya bir ölçüde yardımcı olmaktadır. Bazik ve geçiş bileşiminde çok çeşitli bölgelere ve çeşitli bulunuş biçimlerine bağlı Kuvaterner yaşta taze volkanitlerin pek çoğu, bileşim alanlarını görmek için bu diyagrama yerleştirilmişlerdir. Sonuç olarak, tüm taze Kuvaterner volkanitlerinin bu şekil içinde V-V eğrisi altında yer aldıkları görülmüştür. 20'den daha yüksek  $Na_2O/K_2O$  oranları çok seyrek görülür.

Eğer, günümüzle geçmişi özdeşleştirme görüşü ile davranırsak, V-V eğrisi üstünde yer alan kayalar, bileşimlerini, magmatizma sonrası kimi değişimlere borçlu olacaklardır. Kaliforniya'da Franciscan yüksek basınç başkalaşım alanlarının ofiyolitlerindeki metabazaltlar, şekil 5'te benzer diyagramda bir örnek olarak gösterilmiştir. Analizlerin büyük bir yüzdesi V-V eğrisi üstünde yer almaktadır. Böyle yüksek  $Na_2O/K_2O$  oranları çürüme ve/veya başkalaşım ile kazanılmış olmalıdır.

Böyle bir  $Na_2O/K_2O$  oranı artması çeşitli yollardan  $Na_2O$  ve  $K_2O$  kapsamlarındaki değişimlerle oluşabilir. En kolay yol  $Na_2O$ 'in artması ve/veya  $K_2O$ 'in azalmasıdır. Bu metabazitler genellikle  $Na_2O \gg K_2O$  özelliği gösterdiğinden  $Na_2O$ 'deki bir artış,  $Na_2O + K_2O$  ve  $Na_2O/K_2O$ 'de hemen hemen aynı bir artmaya yol açacaktır. Eğer bir metabazit topluluğunun bileşimi değişken  $Na_2O$  eklenmesi yolu ile değişmiş ise, noktalar bu diyagramdaki başlangıç noktasından geçen ve artı eğimli bir bölgede kümeleneceklerdir. Oysa, bu durumda olan şekil 5'de gözlenmemiştir. Öte yandan,  $Na_2O/$





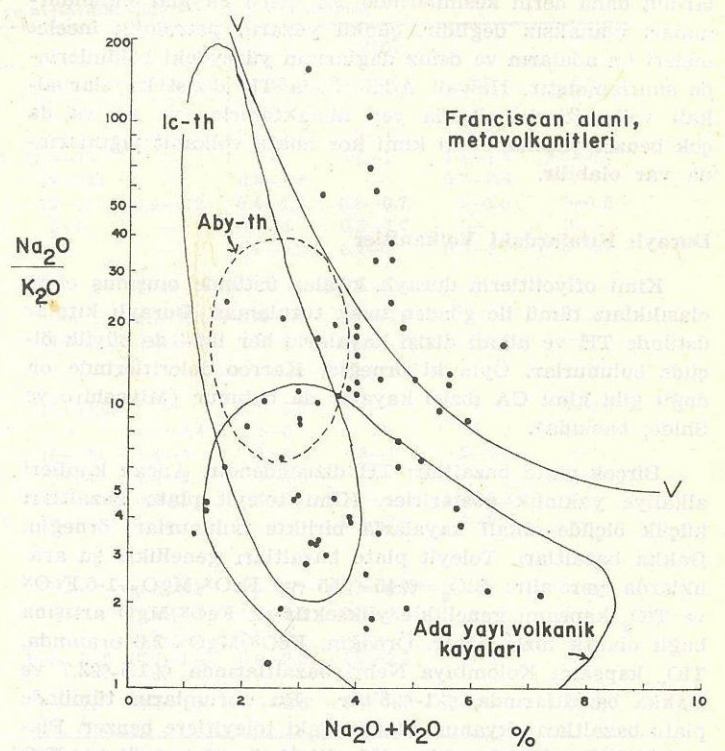
Şekil 4: Üst Senozoyik'in taze volkanitleri için  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'e karşı  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  diyagramı. V-V çizgisi tüm taze volkanitler için  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  üst sınırını tanımlar. Ic-th: İzlanda toleyitleri (Kaliforniya'nın Warner bazaltları 20-25'e dek  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  oranları gösterirler ve İzlanda toleyitleri alanına rastlarlar). Ic-a: İzlanda alkali kayaları. A by-th: Abisal toleyitler (kesik çizgi). Hw-th: Hawaii Adası toleyitleri. Ada yayı volkanitleri: Ada yaylarındaki anak görünceli olarak çoğunlukta bulunan volkanitler alanı. Atlantik-a: Atlantik adalarındaki alkali kayalar (İzlanda dışında kalanlar). Asya-a: Doğu kıtasındaki alkali kayalar (Üst Tersiyer'den günümüze).

$\text{K}_2\text{O}$  artışı  $\text{K}_2\text{O}$  kapsamındaki azalma ile oluşuyorsa,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  kapsamı  $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$  olduğu sürece hemen hemen değişmeden kalacaktır. Bu ise, Franciscan metabazitlerindeki  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  artmasının çoğunlukla  $\text{K}_2\text{O}$  kapsamındaki azalma ile oluştuğunu düşündürür.

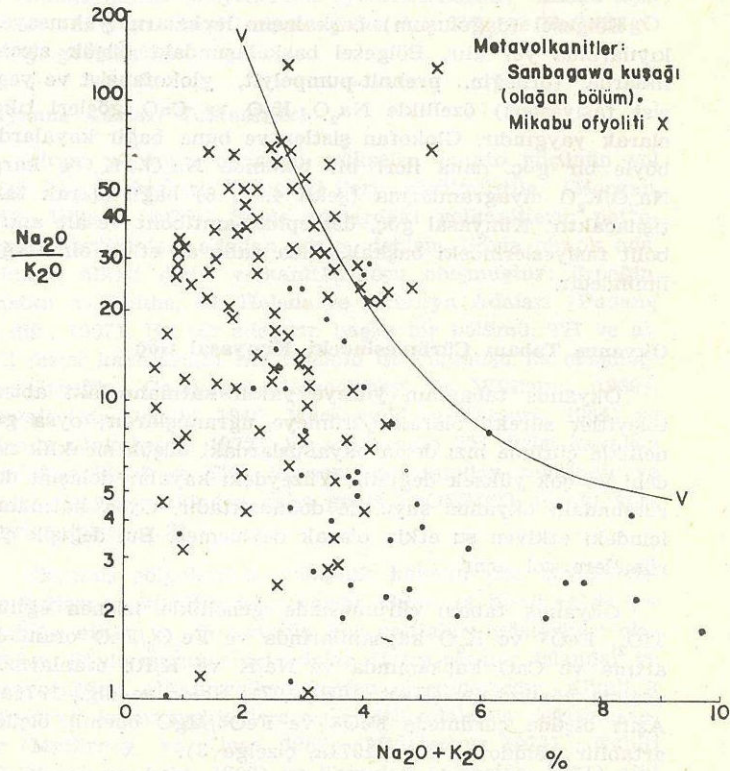
Öte yandan, Mikabu ofiyolitlerinde (şekil 6) metabazitlerin  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  kapsamı  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  artması ile bir ölçüde artabilir.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'deki bu artış gerçekse, yalnızca  $\text{K}_2\text{O}$ 'deki azalma değil, aynı zamanda  $\text{Na}_2\text{O}$ 'deki artma da toplam alkali değerini arttıracak yönde gelişmiş olmalıdır.

$\text{K}_2\text{O}$ 'deki azalma böyle durumlarda olağan olduğundan metabazitlerin düşük  $\text{K}_2\text{O}$  kapsamlı oluşları, abisal toleyit kökenli olduklarını kanıtlayıcı veri olarak kullanılamaz.

Taze abisal toleyitler öteki magmatitlerin çoğundan daha yüksek K/Rb oranları göstermeye eğilimlidirler (Gast, 1965). Bununla birlikte, ada yayları ve duraylı kıtalardaki kimi toleyitler oldukça yüksek K/Rb oranları gösterirler (Jakes ve White, 1970; Erlank ve diğ., 1968). Yine de, eğer  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  başkalaşım sırasında hareketli ise, Rb ve Cs



Şekil 5: Franciscan alanındaki metavolkanitler için  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'e karşı  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  diyagramı. V-V çizgisi şekil 4'deki ile aynıdır.



Şekil 6: Sanbagawa kuşağındaki ofiyolitlerin metavolkanitleri için  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 'e karşı  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  diyagramı (olağan bölüm ve Mikabu kuşağı). V-V çizgisi şekil 4'deki ile aynıdır.

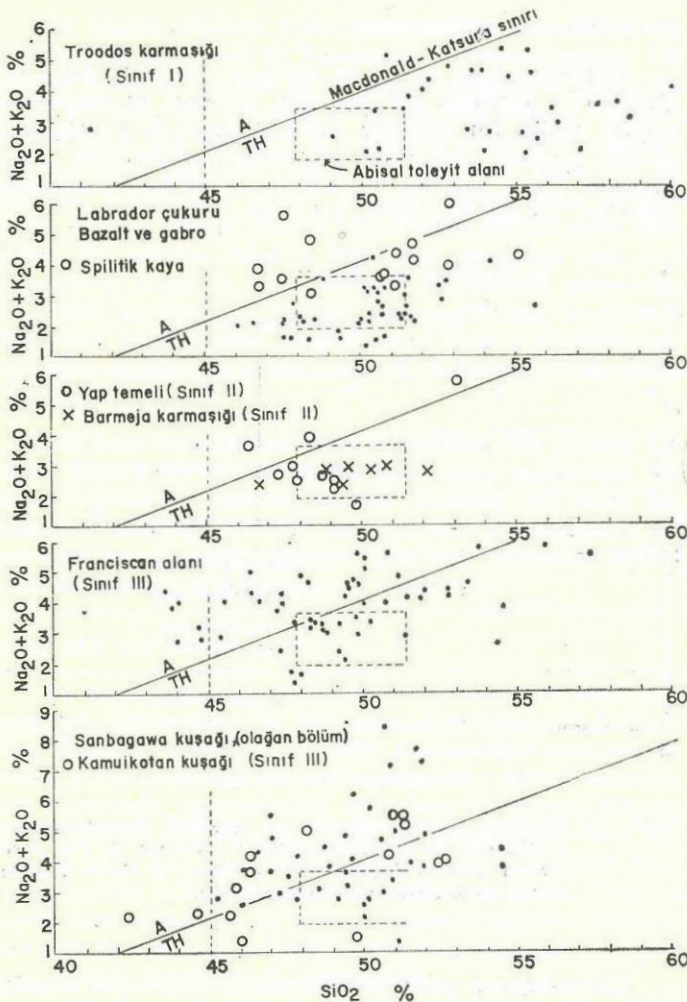


gibi öteki alkali elementler de hareketli olabilir. Yüksek K/Rb oranı ayırtman özellik değildir.

### Alkali ve Alkali Olmayan Dizileri Ayırtlama İçin, $SiO_2$ 'e Karşı $Na_2O+K_2O$ Diyagramları

Kuno (1959)'nun ya da MacDonald ve Katsura (1964)'nın TH ve alkali diziler arasında düşündükleri sınırı taşıyan  $Na_2O+K_2O$ 'in  $SiO_2$ 'e karşı diyagramı pek çok yazarca, magmatit dizilerini belirtmek için kullanılmıştır. MacDonald ve Katsura'nın sınırları Hawaii volkanitleri için ileri sürülmüştür ve diğer tektonik düzenlere ve diğer bölgelere uygulanabilirliği henüz yeterince denenmemiştir. Ancak bu sınır Kuno'nun özellikle ada yayı kayaları için geçerli olan TH ile alkali dizisi kayaları arasındaki sınırı ile kabaca uyumaktadır.

CA dizisi kayalar böyle diyagramlarda TH dizisi ile aynı alana rastlamaktadır. Bu nedenle MacDonald ve Katsura'nın sınırları —biraz koşullu olarak— alkali ve alkali olmayan dizilerin kayaları için kaba bir sınır olarak kullanılabilir (şekil 7).



Şekil 7: Ofiyolitli karmaşıklar (susuz olarak) içindeki metammatitler (ultramafitler dışında) için  $SiO_2$ 'e karşı  $Na_2O + K_2O$  diyagramı. Hawaii volkanitleri için TH ve A (alkali) dizileri arasında MacDonald ve Katsura (1964)'nin sınırı başvuru çizgisi olarak her iki diyagramda gösterilmiştir. Abisal toleyitlerin bileşim alanı da gösterilmiştir.

### Volkanitlerdeki İz Element Verilerinin Ayırtman Değerleri

Ofiyolitlerin kökenlerinin incelenmesindeki iz element verilerinin kullanılması birçok yazarca denenmiştir. Oysa, aşağıda gösterildiği gibi böyle veriler çok sınırlı değerdedir.

Jakes ve Gill (1970) ve Jakes ve White (1972), abisal toleyitleri ve de ada yaylarının toleyit, kalk-alkali ve goşonit kayaları için ayırtman olan iz element verilerini derlemişlerdir. Oysa, ada yayı volkanitleri için verdikleri bolluk aralıkları olasılıkla yalnızca tüm değişim aralıklarından çok daha dar olan, sıkça gözlenmiş aralıkları gösterirler. Ofiyolitler olağan ada yaylarında sıkça gözlenmiş kaya toplulukları olmadığından, ada yayı kökenli kimi ofiyolitlerin, eğer varsa, bu yazarlarca verilmiş aralıklar dışında iz element kapsamı göstermeleri olasıdır.

	Kıtasa kıyıları Ca dizisi	Ada yayları, Ca dizisi	Ada yayları, TH dizisi	Okyanus-ortası sırtlar, Abisal toleyitler
Cr (ppm)	0-500	0-900	0-200	40-500
TiO <sub>2</sub> (%)	0.4-1.5	0.1-1.3	0.1-2.0	0.7-2.3
Na <sub>2</sub> O (%)	2.5-5.5	2.5-5.5	1.1-4.5	1.7-3.3
K <sub>2</sub> O (%)	0.2-3.5	0.1-2.5	0.1-2.5	0.07-0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.1-0.9	0.02-0.5	0.02-0.5	0.05-0.25
Cr (ppm)	0-500	0-900	0-200	40-500
Ni (ppm)	0-250	0-300	0-100	20-350
V (ppm)	40-300	20-300	10-800	100-500
Ba (ppm)	50-1,500	10-500	20-500	0-120
Sr (ppm)	350-1,500	100-700	100-1,000	50-250
Zr (ppm)	60-300	40-150	40-130	40-200
Rb (ppm)	20-200	0-50	0-20	0-20
K/Ba	15-300	15-200	15-150	20-400
Sr/Ba	0.5-15.0	0.2-5.0	0.3-8.0	1.0-40.0

Çizelge 4: Etkin kıta kıyıları, ada yayları ve okyanus ortası sırtlarındaki volkanitlerin kimi yan ve iz element kapsamalarının karşılaştırılması.

Değişim aralıklarını daha eksiksiz olarak gösterme çabasıyla çizelge 4'deki iz element verileri yazarca derlenmiştir. Bununla birlikte, yüksek sapmalar gösteren kimi değerler gözden uzak tutulmuştur. Bu çizelge tüm değişim aralıklarını veremez. Çünkü, olgunlaşmamış yaylar için eldeki veriler çok kuttur.

Bu çizelge çok düşük Cr, Ni ve V kapsamının abisal toleyit kökenine karşı kanıt olarak kabul edilebileceğini göstermektedir. Eldeki verilere göre, Ba ve Sr kapsamlarının alt sınırları, abisal toleyitlerde ada yayı toleyitlerine göre daha düşüktür.

Pearce ve Cann (1973) Ti, Sr, Zr ve Y kapsamalarını gösteren diyagramlar yolu ile, ofiyolitlerin kökenini saptamaya çalışmışlardır. Bunların diyagramlarında okyanus tabanı bazaltlarının noktaları ada yayı bazaltlarındaki ile karışmıştır. Ancak bu yazarlar okyanus tabanı bazaltlarına ait noktaların oldukça yoğunlaştığı bölgeleri okyanus tabanı bazaltları alanı olarak adlandırmışlardır. Troodos ofiyolitli topluluğunun volkanitlerinin çoğunlukla (tümü değil) bu alanlara rastladığı görülmüştür ve bu nedenle onlar, elde ettikleri sonuçların Troodos karmaşığının okyanus tabanı (okyanus ortası sırtı) kökenli olduğu görüşünü desteklediğini ileri sürmüşlerdir. Bunların okyanus tabanı bazaltları



alanları aslında birçok ada yayı bazaltlarına ait noktaları kapsadığından elde ettikleri sonuçlar, ofiyolitlerin kökenini belirtmede önem taşımamaktadır.

Kondiritlerdeki (chondrite) gibi, nadir toprak elementlerinin bolluğu veya daha hafif elementlerin daha düşük bir bolluğu, bir zamanlar abisal toleyitlerin özgül nitelikleri olarak değerlendirilmekte idi. Oysa, daha sonraki çalışmalar, benzer örneklerin ada yayı toleyitlerinde de oluştuğunu göstermiştir (Jakes ve Gill, 1970; Schilling, 1971). Bu nedenle, böyle örnekler abisal toleyitler için kanıt olarak kullanılmazlar.

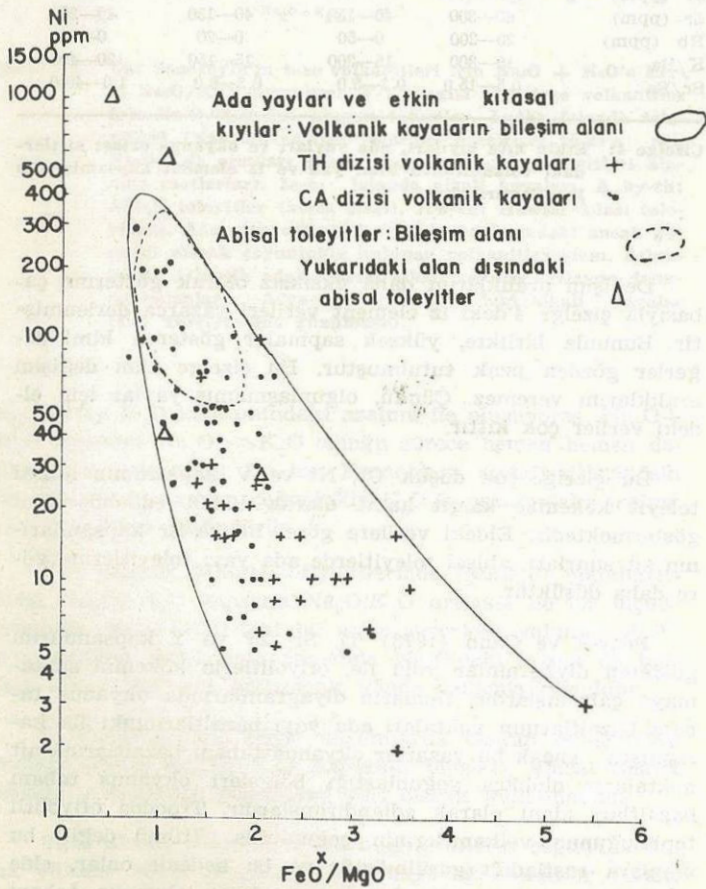
İz elementlerin kapsamalarının yakın aralıklarının değerlendirilme için kullanılmasından, kayaların iz element kapsamalarının tikel kristallenmenin ilerlemesine bağlı olarak (veya artmakta olan  $FeO^x/MgO$  oranına bağlı olarak) değişiminin dikkate alınmasının değişimin niteliklerinin daha iyi anlaşılmasına olanak vereceği ve bu nedenle iz element verilerinin daha etkin bir şekilde kullanılmasını sağlayacağı anlaşılmaktadır (Miyashiro ve Shido, baskıda). Ada yayı volkanitlerinin Cr ve Ni kapsamaları, örneğin şekil 8'de örnek olarak gösterildiği gibi,  $FeO^x/MgO$  artması ile azalma eğilimindedir. Abisal toleyitlerin Cr ve Ni kapsamaları ada yayı volkanitlerinin Cr ve Ni alanlarının düşük  $FeO^x/MgO$  ucu dolayına rastlar. Abisal toleyitler genellikle ada

yaylarının olağan volkanitlerinden daha yüksek Cr ve Ni kapsamı göstermekte iseler de, bu, özellikle abisal toleyitlerin genellikle ada yaylarının olağan volkanitlerinden daha düşük  $FeO^x/MgO$  oranları göstermesi olgusuna bağlıdır. Ada yayları volkanitleri ve aynı  $FeO^x/MgO$ 'li abisal toleyitler arasında Cr ve Ni kapsamı bakımından anlamlı ayrıcalıklar yoktur. Bu nedenle Cr ve Ni, abisal toleyitlerin saptanmasında  $FeO^x/MgO$ 'den daha yararlı değildir.

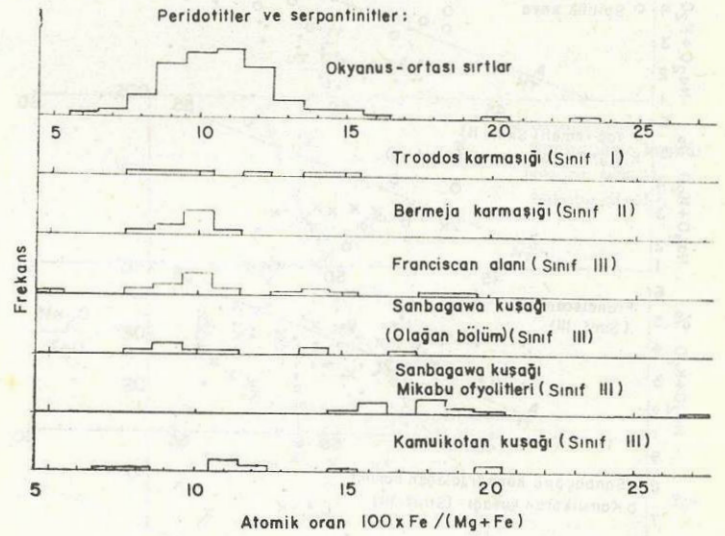
Ada yayları ve kıta kıyılarındaki volkanitler 1.7'den büyük  $FeO^x/MgO$  oranı gösterirken, abisal toleyitlerin çoğunluğunda bu oran 1.7'den küçüktür. Böylece, abisal toleyitler ve ada yayları volkanitlerinin rastgele toplanmış örneklerinin karşılaştırılması genellikle değişik  $FeO^x/MgO$  oranlı iki kaya topluluğunun karşılaştırılması olmaktadır. Aynı  $FeO^x/MgO$  oranlı iki kaya topluluğu arasındaki gerçek ayrıcalık yerine, değişik  $FeO^x/MgO$  oranlarına bağlanmış ayrıcalığın bulunmasına gidilir.  $FeO^x/MgO$  aralığı abisal toleyitlerle ada yayları volkanitleri arasında aşma gösterdiğinden, yukarıda değinilen ayrıcalık ayırtman özellik bakımından önemli bir değer taşımamaktadır.

### Peridotitler ve Serpentinitle

Okyanus ortası sırtlar ve okyanus tabanının diğer bölümlerinden yapılmış 100 dolayında peridotit ve serpentinitle analizi vardır. Bu analizler 0.06-0.24 arasında  $Fe/(Mg+Fe)$  atomik oranları gösterirler ( $FeO^x/MgO=0.124-0.539$  gibi). Bunların büyük bölümü  $Fe/(Mg+Fe)=0.08-0.12$  arasındadır (şekil 9). Burada  $Fe=Fe^{2+}+Fe^{3+}$ 'dür.



Şekil 8: Abisal toleyitlerin alanları ile karşılaştırılmış olan etkin kıta kıyıları ve ada yaylarındaki volkanitlerin Ni kapsamaları.



Şekil 9: Okyanus ortası sırtlardaki ve ofiyolitli karmaşıklardaki peridotitler ve serpantinitledeki  $(Fe/(Mg + Fe))$  oranlarının frekans dağılımı.  $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$ . Frekans eksenindeki analizlerin sayısına karşılıktır.

Katmanlanmış gabro girmelerindeki ultramafik kayalar dağılımı kuşaklarındaki ultramafik kayalardakilerden daha yüksek  $Fe/(Mg+Fe)$  oranlarına sahip olma eğilimindedirler. Ancak, aşmalı bir aralık da vardır. Katmanlı girmelerdeki ultramafik kayaların olivinleri genellikle  $Fe/(Mg+Fe)=0.10-0.20$  arasındadır. Oysa, dağılımı kuşaklarındaki ultramafitlerin olivinleri genellikle  $Fe/(Mg+Fe)=0.05-0.13$



arasındadır (Hess, 1938; Challis ve Lauder, 1968; McTaggart, 1971). Yüksek Fe/(Mg+Fe) oranları bazalt magmalarından kümülatif olarak oluşumun belirteci olarak kabul edilebilir.

Kimi ofiyolitlerdeki ultramafitler okyanus ortası sırtlardakilere benzer Fe/(Mg+Fe) oranları gösterirler. Ötekiler ise çok daha yüksek oranlar gösterirler (şekil 9).

## OFİYOLİTLİ KARMAŞIKLARIN KAYA DİZİLERİN SINIFLAMASI

Yazar burada, ayrıntılı tartışmaya girmeden önce, okuyucuların sınıflamanın çeşitli sorunlarını tanımaları için bir ön taslak vermek istemektedir. Bunun için, ofiyolitli karmaşıkların sınıflamasını, karmaşıklardaki volkanit ve metavolkanitlerin yer aldığı volkanit diziler bakımından ele almak istemektedir. Kanıtların gözden geçirilmesi ilerki bölümlere ertelenmiştir.

### Sınıf I

Bu sınıfın ofiyolitli karmaşıkları TH ve CA dizisi volkanitlerinin her ikisini de kapsamaları ile tanımlanmıştır. Örnekler, Kıbrıs'ta Troodos karmaşığı, Newfoundland'da Lush's Bight ofiyolitleridir. CA dizisi volkanitlerinin bolluğu ada yayları ve etkin kıta kıyıları da kapsayan dağoluşum kuşakları için ayırtıcı özelliktir (çizelge 1). Genellikle etkin kıta kıyıları volkanitleri başlıca andezitle riyolit arası bileşimdedir. Bunlar ofiyolit olarak adlandırılmayacak denli asittirler. Bu nedenle, Sınıf I ofiyolitleri genellikle ada yayı yörelerinde oluşurlar. Kimi volkanit toplulukları çoğunlukla CA dizisi kayaları ile birlikte bulunan duraylı kıtalardaki TH dizisi kayalarından oluştuğundan Sınıf I ofiyolitlerinin kimisinin duraylı kıtalarda oluşmuş olabileceği de düşünülmelidir.

Denizaltı ve olgunlaşmamış aşamadaki ada yayları CA dizisi kayasız ya da çok az CA dizisi kaya bulduran TH dizisi kayalardan yapılmış olabilir. Yalnızca TH dizisi kayalardan oluşmuş olan ada yayı ofiyolitli karmaşıkları Sınıf II'de yer almalıdır. Böylece, ada yayı düzeninde Sınıf I ofiyolitleri Sınıf II'dekilere geçiş gösterirler.

### Sınıf II

Bu sınıfın ofiyolitli karmaşıkları yalnızca TH dizisi volkanitleri kapsamaları ile tanımlanmıştır. Labrador Çukuru, Yap Adaları, Porto Riko ofiyolitli karmaşıkları olasılıkla bu sınıfa girmektedirler. Bu sınıfın kimi ofiyolitleri olasılıkla ada yaylarında oluşmuşlardır. Ötekilerin ise duraylı kıtalarda oluştuğu düşünülebilir. Eğer TH dizisi volkanitleri abisal toleyitler ise, karmaşıklar okyanus ortası sırtlarda oluşmuş okyanus kabuğu parçaları olmalıdır (çizelge I). Yapı ve Porto Riko ofiyolitleri bu durumu tanımlayabilirler. Bunların her ikisi de ada yayı volkanit yığınlarının temelinde yer alırlar ve yitim kuşaklarında bulunmazlar.

### Sınıf III

Bu sınıfın ofiyolitli karmaşıkları TH ve alkali dizilerin her ikisinin de volkanitlerini kapsamaları ile tanımlanmıştır. Macquarie Adası ofiyolitleri olasılıkla bu sınıfa girer.

Kaliforniya'nın Franciscan ve Japonya'nın Sanbagawa, Sangun ve Kamuikotan kuşakları gibi yüksek basınç başkalaşım (glokofanitli) alanlarının ofiyolitli karmaşıkları da bu sınıfa girmektedir. Eğer alkali dizi kayalarının oranı azalrsa, bu sınıf bir önceki sınıfa geçiş gösterir. Yüksek basınç alanı ofiyolitlerinin kökeni belirsizdir. Bununla birlikte bu ofiyolitler duraylı kıtalar ve kimi kor nokta adalarındaki kaya topluluklarına belirgin benzerlik gösterirler.

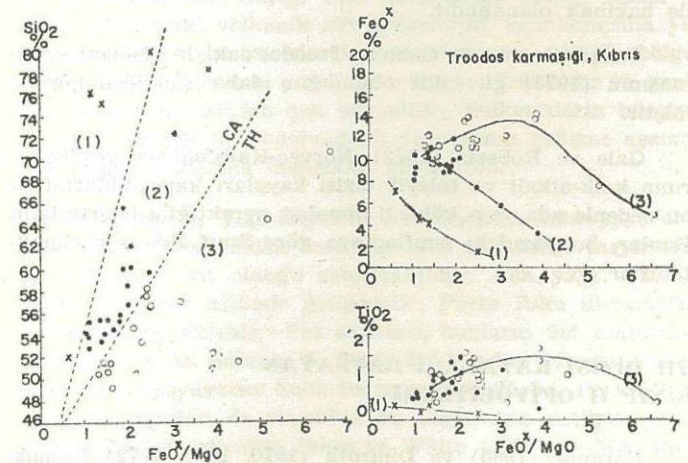
TH, CA ve alkali dizisi volkanitlerini kapsayan ofiyolitli karmaşıkların diğer bir sınıfın varlığını düşündüren kimi kanıtlar da vardır. Eldeki verilerin kithğı nedeni ile bu sınıf, bu yazıda tartışılmayacaktır.

## CA VE TH DİZİSİ VOLKANİTLERİNİ KAPSAYAN SINIF I OFİYOLİTLERİ

Gass (1967), Moores ve Vine (1971)'ca tanımlanmış Kıbrıs'taki Troodos karmaşığı bu sınıfa girmektedir (Miyashiro, 1973a, 1975). Bu karmaşık yukarıdan aşağıya sırasıyla volkanit yığınlar, dayk kümeleri (katmanlı karmaşık adı ile anılır), gabro kütleleri ve peridotitlerden oluşur. Burada yalnızca, volkanit yığınlarının göreceli olarak az çürümüş bölümleri ile alt yastıklı lavlar olarak adlandırılmış olan dayk kümeleri incelenmiştir. Çünkü, geri kalanlar kristal kümelenmesi ve çürümenin büyük ölçüde bozucu etkilerini gösterirler.

Şekil 7, Troodos karmaşığı kayalarının çoğunluğunun MacDonald ve Katsura'nın sınırının altına rastladıklarını ve bu nedenle alkali olmadıklarını göstermektedir. Bu sınırın üstüne rastlayan kayaların ise karmaşığın geçirdiği düşük başkalaşım ile değişerek bu özelliği kazanmış olmaları olasıdır.

Şekil 10, Troodos volkanitlerinin tipik CA dizisinden tipik TH dizisine değin sıralanan, oldukça değişik bir kristalleme ayrımlaşması izlediğini göstermektedir. Kayaları, şekilde görüldüğü gibi, isteğimize göre (1), (2) ve (3) ala-



Şekil 10: Troodos (Kıbrıs) ofiyolitli karmaşığındaki katmanlı karmaşık ve düşük dereceli yastıklı lavlardaki FeOx/MgO (suzuz olarak) artışına bağlı bileşimsel değişim. Bu şekilde ve şekil 2'deki Troodos diyagramı, Miyashiro'nun (1973a) su bulduran analizlerdeki ilksel oksit değerlerini gösteren şekil 3 ve 5'ine benzemekle birlikte aynı değildir.



nına ayırırsak; (1) sayılı alan, tipik CA dizisini tanımlar, (2) sayılı alan, CA özelliği ağır basan diziyi, (3) sayılı alan ise TH dizisini tanımlar. Böylece, volkanitlerin yaklaşık olarak yarısı CA dizisine, geri kalanlar ise TH dizisine girerler.

Aşağıda değinilen noktalar Troodos karmaşığının okyanus ortası sırtı kökenli olduğu varsayımına karşıt kesin bir kanıt olarak benimsenebilir: (a) Buradaki volkanitlerin çoğunluğu  $\text{SiO}_2$  kapsamı hemen hemen her zaman %52'nin altında olan okyanus ortası sırtı volkanit topluluklarının tersine,  $\text{SiO}_2$  kapsamaları %52.5'in üstünde olan asit ve geçiş bileşimlidirler. Bunların birçoğu %70-%80'e değin ulaşan  $\text{SiO}_2$  kapsamı gösterirler. (b) Volkanitlerin yaklaşık yarısı, tümü 2.0 altında  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  oranları gösteren abisal toleyitlerin tersine, 2.0'den daha yüksek  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  oranları gösterirler. (c)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^x$  ve  $\text{TiO}_2$  davranışları arasındaki açık bağlantının varlığı, şekil 10'da gösterildiği üzere, bu bileşenlerin kapsamalarının CA ve TH yönünde ayırımıyla ilgili yönetilen ilksel magmatik öğeler olduğunu belirtmektedir. CA dizisi volkanitlerinin böyle bol bulunması ada yaylarının özgü niteliğidir. Eğer Troodos'da yalnızca yaklaşık %50-%52.5  $\text{SiO}_2$ 'li tipik TH dizisi kayalar gözlenmiş bile olsa, bunlar yaklaşık 1.0-5.0 genişliğinde  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  aralığı göstermektedirler. Böylece Troodos'daki tipik toleyitler bile abisal toleyitler değildir.

Newfoundland'daki Lush's Bight ofiyolitli karmaşığı (Smitheringale, 1972) kimyasal bileşim bakımından Troodos karmaşığının volkanit bölümüne benzer. CA ve TH dizisi volkanitlerinin her ikisini de kapsar. Bunların kimisi büyük ölçüde silislidir. Volkanitler yaklaşık 1.0-8.0 genişliğinde  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  aralığı gösterirler ve genellikle  $\text{TiO}_2$ 'ce yoksuldurlar. Bunlar olasılıkla bir ada yayında oluşmuşlardır.

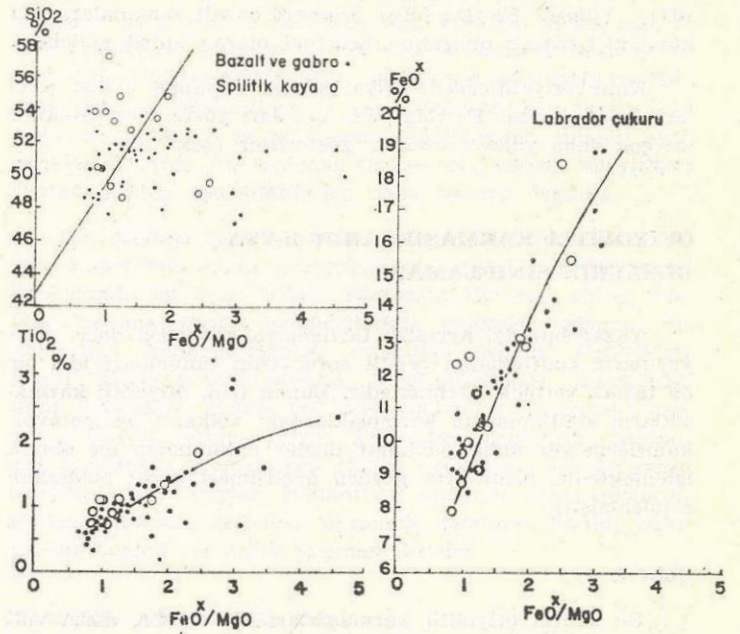
Troodos ve Lush's Bight ofiyolitlerinin ada yaylarında oluşmuş olmaları güçlü bir olasılık olarak görünmekte ise de, petrografik ve kimyasal kanıtlar Troodos karmaşığının oluşumunun bir etkin kıta kıyısı ve de duraylı kıtada bile oluşmuş olma olasılıklarını tüm olarak ortadan kaldıramaz (çizelge 1). Eğer Lush's Bight volkanitlerinin düşük olan  $\text{TiO}_2$  kapsamı doğru olarak saptanmış ise, bu özelliğe duraylı kıtada oluşmuş olmayı ortadan kaldıran bir özellik gözü ile bakmak olanaklıdır.

Yazar, Pearce ve Cann'ın Troodos'daki iz element çalışmasının (1973) güvenilir olmadığını daha şimdiden göstermiştir.

Gale ve Roberts (1972) Norveç-Kaledoniyen yeşiltaşlarının kalk-alkali ve toleyit dizisi kayaları kapsadıklarını ve bu nedenle ada yayı kökenli olmaları gerektiğini belirtmiştir. Bunlar, bu yazıdaki sınıflamaya göre Sınıf I'de yer almaktadırlar.

## TH DİZİSİ KAYALARI KAPSAYAN SINIF II OFİYOLİTLERİ

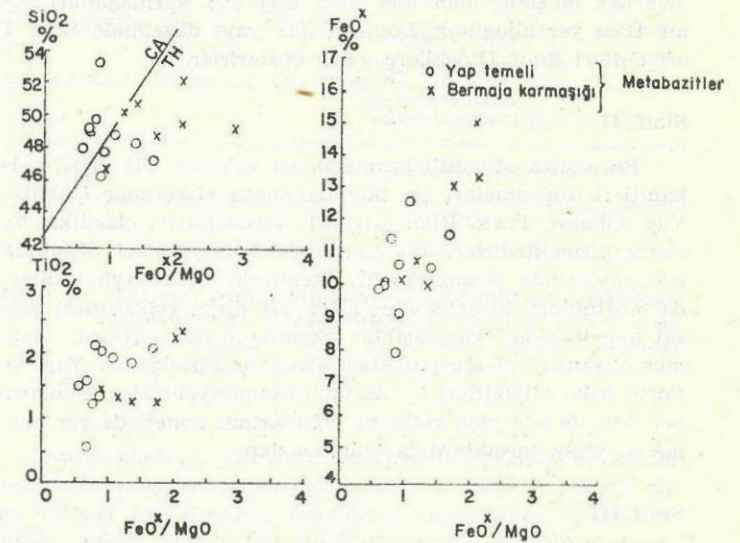
Baragar (1960) ve Dimroth (1970, 1971, 1972) Kanada Kalkanındaki Labrador Çukuru'nun başkalaşmış ofiyolitli karmaşığını tanımlamışlardır. Bu karmaşıktaki bazalt ve gabro kayalarının çoğunluğu  $\text{SiO}_2$ 'e karşı  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  diyagramında MacDonal ve Katsura'nın sınırının altına rastlamaktadır, ancak spilitik kayalar olasılıkla alkali metasoma-



Şekil 11: Labrador Çukuru'ndaki ofiyolitli karmaşığın bazalt ve gabrolarının bileşimi (susuz olarak).

tizma nedeni ile yukarıya rastlamaktadır (şekil 7). Bunların  $\text{FeO}^x$  ve  $\text{TiO}_2$  kapsamaları, TH dizisinden olduklarını gösterecek biçimde,  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  oranı ile artarlar (şekil 11). Bu kayalar okyanus ortası sırtlardaki abisal toleyitler ve bunlara bağlı gabrolardan daha çok geniş  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  aralığı gösterirler (şekil 2). Bunlar, başka olasılıkların da olmasına karşın büyük bir olasılıkla ada yaylarında oluşmuş olabilirler.

Yap Adaları'nın ofiyolitli temeli (şekil 12) olasılıkla Sınıf II'ye girer. Yap Adaları, Filipinler Denizi'nin güney kı-



Şekil 12: Porto Riko'nun Bermeja karmaşığında ve Yap'ın ofiyolitli temeline  $\text{FeO}^x/\text{MgO}$  (susuz olarak) artışı ile metabazitlerin kimyasal değişimi.



yısında bir ada yayı oluştururlar. Yap Formasyonu olarak adlandırılan başkalaşmış ofiyolitli temel, genellikle küçük ölçüde ultrabazik kayalarla birlikte bulunan bölgesel başkalaşım yeşil şist ve amfibolitlerinden oluşmuştur. Yap Formasyonu tortulları (Miyosen ya da Üst Oligosen) temeli örtmektedirler. Tomil Formasyonu'nun andezitik volkanitleri tüm bu kayaların üzerinde yer alır (Shiraki, 1971). Metabazitler, şekil 2 ve 7'de gösterildiği üzere, kimyasal bileşim bakımından abisal toleyitlere belirgin benzerlik gösterirler. Yap metabazitlerinin  $FeOx/MgO$  aralığı abisal toleyitlerinki ile hemen hemen aynıdır. Kimi Yap metabazitleri abisal toleyitlerden biraz daha düşük ya da biraz daha yüksek  $SiO_2$  ve  $Na_2O$  kapsamı gösterirler (şekil 7). Bu küçük sapmalar çürüme sırasındaki kimyasal göçe ya da başkalaşıma yorulabilir. Eldeki kimyasal kanıtlar, Yap ofiyolitli karmaşığının ilksel olarak başlıca abisal toleyitlerden oluşmuş okyanus kabuğunun başkalaşmasından oluştuğu görüşü ile bağdaşmaktadır.

Porto Riko Adası'nın, küçük ölçüde amfibolit (Tobisch, 1968; Donnelly ve diğ., 1971; Mattson, 1973) ve başlıca serpentinitten (Burk, 1964) oluşan Bermeja karmaşığı adı verilen bir ofiyolitli temeli vardır. Amfibolitler serpentinite içine girme ile sokulmuş olabilir ya da serpentinitler içindeki kapmalar (inclusion) biçiminde olabilir. Orta Kretase'den Eosen'e değin uzanan kalın volkanit yığını ofiyolitli temel üstünde yer alır. Amfibolitler abisal toleyitlere belirgin kimyasal benzerlik gösterirler ve böylece, bu ofiyolitli karmaşık Sınıf II'ye ait olarak düşünülebilir. Oysa, amfibolitlerin  $FeOx/MgO$  oranları abisal toleyitlerinkinden biraz daha yüksek değere erişirler (şekil 2). Bunun için olası bir yorum, Bermeja amfibolitlerinin kimisinin abisal toleyitlerle birlikte bulunan göreceli olarak yüksek  $FeOx/MgO$  oranlı gabrolardan türemiş olduğunu varsaymaktır. Ancak böylesi gabrolar günümüz okyanus ortası sırtlarda çok seyrek olarak görülür (şekil 3). Amfibolitlerin ada yayı oluşumunun başlangıç aşamasında gelişmiş olan ada yayı toleyitlerinden türemiş olmaları olasılığı da vardır. Bu görüş, üstte yer alan volkanit yığınının en alt düzeyinin, zengin TH dizisi kayaları kapsama eğilimli olduğu olgusu ile desteklenir. Bermeja karmaşığının ultramafitleri okyanus ortası sırtı ultramafitleri ile benzeşen  $Fe/(Mg+Fe)$  oranları gösterirler (şekil 9). Bu nedenle amfibolitlerin kökenine bakılmaksızın ultramafitlerin altta yer alan üst mantodan geldiği düşünülebilir.

#### ADA YAYI OFİYOLİTLERİ, DAYK KÜMELERİ VE ADA YAYLARININ KÖKENİ

Başkalaşmamış (ya da başkalaşmamış kabul edilebilecek denli az başkalaşmış) volkanitlere Troodos'da ofiyolitli karmaşığın bir bölümü gözü ile bakılmış, ancak Yap ve Porto Riko ofiyolitlerinin dışında tutulmuşlardır. Bu ayrıcalık yine de, doğadaki gerçek ayrıcalıktan daha çok, jeolojik çalışmaların geçmişinin niteliğine uygundur; çünkü tüm bu bölgelerdeki volkanit yığınları benzer olarak ada yayı türündedirler.

Troodos'da az çok koşut dayk kümeleri çok iyi gelişmişlerdir. Bunlar karmaşığın okyanus ortası sırtı kökenli olduğunu kanıtlayıcı veri olarak benimsenmişlerdir. Oysa bu az çok koşut dayk kümelerinin ada yayı volkanlarının derin bölümlerinde yaygın olduklarına değgin iyi kanıtlar vardır.

Nakamura (1969) İzu-Bonin yayının Oshima, Hakone ve Fuji volkanlarındaki ( $34^{\circ}40'-35^{\circ}30'N$ ) dayk kümelerinin ve yamaç püskürmelerine yol açan çatlakların  $N30^{\circ}-40^{\circ}W$  yönünde uzandıklarını belirtmişlerdir. Bu doğrultu yayın uzun eksenine koşuttur ve çok sayıda asalak koni ve kraterler, aynı doğrultudaki kuşaklar boyunca yer alırlar. Bu volkanların biçimleri de bu doğrultuda bir uzama eğilimi göstermektedirler. Bu durum derinlerde bu doğrultuda uzanan az çok koşut dayk kümelerinin yaygın olarak bulunduğunu düşündürür. Az çok koşut dayk kümeleri Oshima, Hakone ve Fuji volkanlarından en derin aşınmış olan Hakone'de gözlenmiştir (Kuno, 1964). Böylece, az çok koşut dayk kümelerinin varlığı ada yayı kökeni ile bağdaşmaktadır.

Oysa, Troodos'daki dayk kümelerinin gerçekten koşut dayklardan oluşup oluşmadığı saptanamamıştır. Troodos'un haritaları daykların gidişinde önemli değişikliklerin varlığını göstermektedir. Bu çeşitli yönlerde uzanan daykların gerçekten Troodos karmaşığının günümüzdeki yüzeylemesinin kuzey ve güney kıyıları yakınındaki çok sayıda merkezden ışınal olan büyük ölçüdeki dayk kümelerinin parçalarını yansıttığı düşünülebilir. Bu biçimde küçük bölgeleri inceleme ve buralardan sonuç çıkarma, büyük ölçüdeki ışınal dayk kümelerini koşut dayklar olarak yorumlamaya yol açan bir yanılgıya götürebilmektedir.

Troodos için olsun ve daykların az çok koşut düzenlenmesi için olsun, bir ada yayı kökeni kabul edilirse, dayk kümelerinin ada yayı boyunca küçük ölçekli yayılma ya da yayılma benzeri işlemlerle var olan yeni kabuğu gösterdiği düşünülebilir. Önceden var olan okyanusal taşıyıcı ikiye ayrılmış, bu taşıyıcı parçalarını iten dayk kümeleri bu ayrımlar boyunca gelişmiş olabilir. Bu, gabro ve ultramafitleri kapsayan Troodos magmatik karmaşığı için bir yer yaratmış olabilir. Veriler çok sayıda olmamakla birlikte Troodos ultramafitleri yüksek  $Fe/(Mg+Fe)$  oranları göstermektedir (şekil 9). Bu ise, bunların bazalt magmalarında, başlangıç aşamasında mafik minerallerin birikmesi ile oluştuğunu düşündürür. Tüm bu işlemler, Karig (1971a, 1971b)'ce benimsendiği üzere, bir ada yayının uzunlamasına yarıldığı biçimde yorumlanabilir. Karig, Yeni Zelanda'nın Kuzey Adası ve diğer yaylardaki volkanik rift bölgelerini, uzunlamasına yarılmanın ilk aşaması olarak yorumlamıştır. Böyle bölgelerdeki volkanitler ada yayı kıta kıyısı türündedir ve geniş kıyı denizlerinden çok değişiktir. Volkanitlerin bileşimi yayların niteliği ile olduğu denli yarılmanın gelişme aşamasına bağlı olarak da değişiklik gösterebilir.

Öte yandan, Yap ofiyolitli karmaşığının ada yayı oluşumunun başlamasından önce var olan okyanusal taşıyıcının bir bölümüne ait olduğu sanılmaktadır. Ada yayı volkanit yığını taşıyıcı üstünde gelişmiştir. Porto Riko ultramafitlerinin düşük  $Fe/(Mg+Fe)$  oranları, bunların üst mantodan türediğini ve bu nedenle de Porto Riko Adası altında olağan okyanusal taşıyıcının bulunduğunu düşündürür. Porto Riko volkanit yığınları da olasılıkla bu taşıyıcının üstünde gelişmiştir. Böylesi işlemler, Jakes ve White (1972) ve Miyashiro (1974)'nun savundukları gibi, düzenli ve zamana bağlı bileşim değişimleri gösteren volkanit birikmesinin ilerlemesi ile ada yaylarının bir evrim geçirdikleri düşüncesi ile bağdaşmaktadır.

Ada yaylarının evrimi düşüncesi benimsenirse, yalnız volkanit birikmesi değil kırıntılı tortulların yığılması, yine-



lenen bölgesel başkalaşım ve granit kütlelerinin yerleşmesi de giderek kalınlaşan kıta türü kabuğun oluşumuna katkıda bulunur. Kıta türü kabuğun gelişmesi ile volkanit yığınları giderek daha asit olma eğilimi gösterirler. Kambriyen ya da Üst Prekambriyen'de oluşmuş böyle volkanit karmaşıklarına bir örnek, Butler ve Ragland (1969)'ca, Kuzey Karolina'daki Apalaş özeosenklinealinde gösterilmiştir. Burada volkanitler, bazaltdan riyolite değin sıralanırlar, TH ve CA dizisi kayaları yaklaşık olarak bunların birer yarısını oluştururlar.

Ada yayı ve yitim kuşaklarının her ikisi de, yakınsayan levha kıyılarında bulunmakla birlikte, birçok bakımlardan ada yayı kuşağı yitim kuşağına karşıtlık gösterir. Ada yayı kuşağı yüksek ısı akışı ve düşük basınç başkalaşımı ile tanımlanmıştır. Yitim kuşağı ise düşük ısı akışı ve yüksek basınç başkalaşımı ile tanımlanmıştır (Miyashiro, 1961, 1972, 1973b). Yitim kuşağı sıkıştırma ya da makaslama tektoniği gösterir, oysa ada yayı kuşağı bu özelliği gösterir ya da göstermeyebilir. Ada yayı dağılımının kimi aşamalarında sıkıştırma ya da makaslama tektoniğinden çok, blok devinimlerinin egemen olduğu görülür. Örneğin Doğu Japonya'da günümüzdeki devingenlik ve volkanizma Alt Miyosen'de başlayan Mizuho dağılımının belirtisidir (bak, Miyashiro 1973b). Bu dağılımı birbirlerini kesen normal fay dizgesi, blok devinimleri ve olasılıkla faylar boyunca yükselen magmaya bağlı yoğun volkanizmanın oluşumları ile tanımlanmıştır. Bu nedenle, ofiyolit alanlarında sıkıştırma tektoniğinin bulunmayışı bunların ada yayı kökenli olduklarını yadsıyamaz.

### TH VE ALKALİ DİZİSİ VOLKANİTLERİNİ KAPSAYAN SINIF III OFİYOLİTLERİ

Varne ve diğ. (1969) ve Varne ve Rubenach (1972, 1973) Macquarie Adası ofiyolitli karmaşığını tanımlamışlardır. Pijonit, titanijit ve ejirinojitin bulunuşu, bazik kayaların ortalama kimyasal bileşimi, Cr ve Ni kapsamları ve bu kapsamların etkilediği  $FeO^x/MgO$  oranı, bu karmaşıқта TH ve alkali dizisi kayaların bulunduğunu ve TH dizisi kayaların bileşim olarak olasılıkla abisal toleyitlerinkine benzer olduğunu göstermektedir. Diğer yazarların elde ettiği veriler henüz yazara ulaşmadığından, CA dizisi kayaların bulunup bulunmadığını saptamak şimdilik olanaksızdır. Yine de, bu ofiyolitli karmaşık burada bir düşünsel yaklaşımla Sınıf III içine konulmuştur. Bu karmaşık, okyanus türü kabuğun ya da kıyı denizinde oluşmuş olan okyanus türü kabuğun bir bölümünü kuşkusuz simgeleyebilir.

Yüksek basınç başkalaşım alanlarındaki ofiyolitli karmaşıklar Sınıf III'e girerler. Bunlar oldukça karışık çok sayıda veri bulunduğundan, bir sonraki bölümde tartışılacaktır.

### YÜKSEK BASINÇ BAŞKALAŞIM ALANLARINDAKİ OFİYOLİTLİ KARMAŞIKLAR

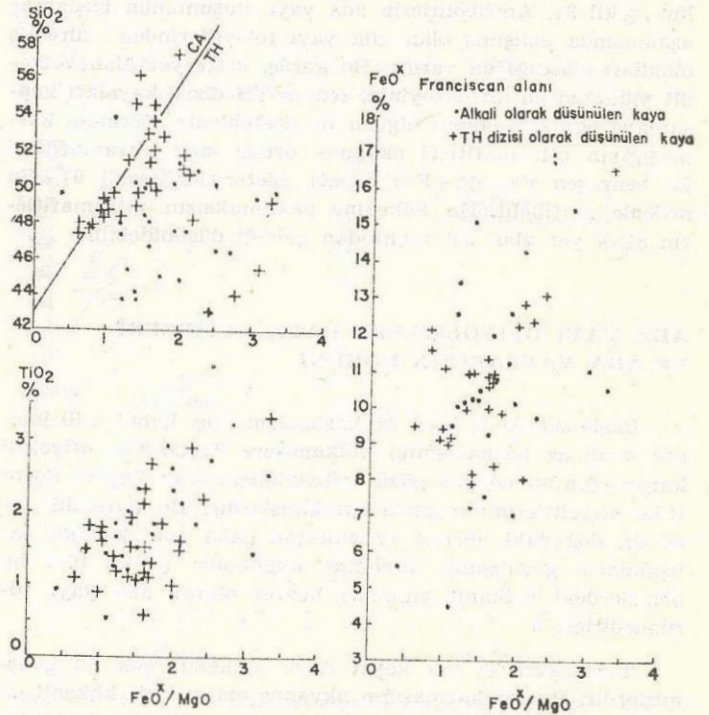
Yüksek basınç başkalaşımına uğramış hemen tüm alanlar ofiyolitli kayaları kapsarlar (glokofanitli başkalaşım. Bu, olağan çok alçak yer - ısısal = jeotermal gradyant altındaki başkalaşım) (Miyashiro, 1961, 1973b). En iyi örnekler,

Kaliforniya Franciscan alanı ve Japonya Sanbagawa, San-gun ve Kamuikotan kuşaklarıdır. Bu başkalaşım kuşaklarının tanımlanması için okuyucu, örneğin Miyashiro (1973b)'dan yararlanabilir. Sanbagawa kuşağı ofiyolitleri burada iki topluluğa ayrılmıştır: (a) Mikabu kuşağının kuzeyinde, kuşağın olağan bölümündeki ofiyolitler, (b) Mikabu kuşağı ofiyolitleri. Mikabu kuşağı Sanbagawa kuşağının düşük dereceli sınırı (güney) yakınında uzanır ve özellikle ofiyolitli kayaların çok bol bulunuşu ile tanımlanmıştır. Mikabu'nun güneyindeki Paleozoyik (Chichibu) kuşağındaki ofiyolitler çok zayıf Sanbagawa başkalaşımına uğramışlardır ve kimyasal olarak Sanbagawa kuşağının olağan bölümlerindeki ofiyolitlere benzemektedirler. Chichibu kuşağı kayalarına burada yazının sonundaki kısa bir bölüm dışında değinilmemektedir.

Franciscan ve Sanbagawa alanlarındaki  $FeO^x/MgO$  artışı ile metavolkanitlerdeki bileşimsel değişimler şekil 13 ve 14'de gösterilmiştir. Kimi kayalar CA/TH çizgisi üstüne rastlamaktadır. 2.0'den az  $FeO^x/MgO$  için bu çizgi CA/TH sınırı değildir. Bu durumda çizginin üstündeki bölüme rastlayan kayalar toleyitler, alkali kayalar ve kimyasal göçle aşırı değişikliğe uğramış kayalardır. Yüksek basınç başkalaşım alanlarında tartışmasız CA dizisi kayaları açıkça yer almaktadırlar.

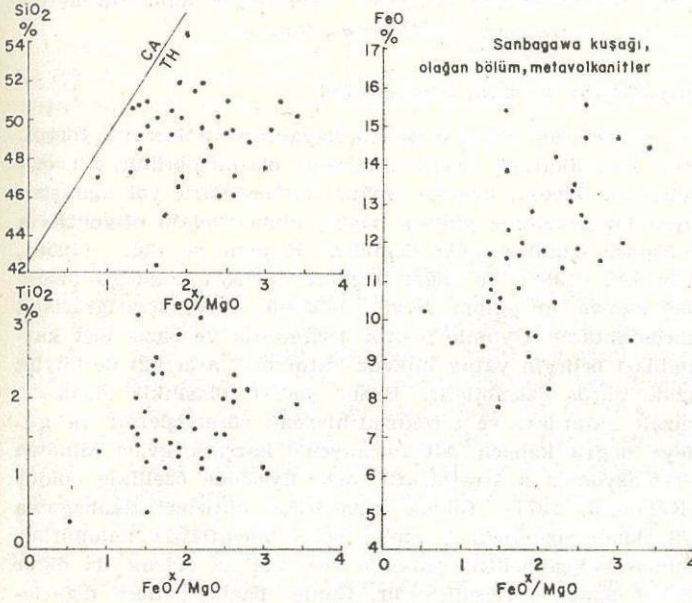
### Alkali ve TH Dizisi Kayaların Varlığı

Franciscan ve Sanbagawa ofiyolitlerinde TH ve alkali dizisi kayaların her ikisinin de varlığı için kesin kanıt kalıntı (relict) piroksenlerin nitelikleri ile sağlanmaktadır. Bailey ve diğ. (1964, s. 50) Franciscan metabazitlerinde en çok bulunan piroksen türünün olağan ojit olduğunu ancak



Şekil 13: Franciscan alanındaki  $FeO^x/MgO$  (susuz olarak) artışı ile metavolkanitlerin bileşimsel değişimi.





Şekil 14: Sanbagawa kuşağının olağan bölümündeki  $FeO^x/MgO$  (susuz olarak) artışı ile metavolkanitlerin bileşimsel değişimi.

sub-kalsik ojit, pijonit ve titanojitin de sıkça rastlandığını belirtmişlerdir. Bu ise, kayaların TH ve alkali dizisi bazaltlardan türemiş olduğunu gösterir. Mikabu metavolkanitlerindeki titanojitin (mor ojit) sıkça rastlandığı Japon petrologları arasında uzun süredir bilinmektedir. Kawachi ve Watanabe (1972) elektron mikroskobu ile Merkezi Japonya'da Mikabu metabazitlerindeki kalıntı klinopiroksenleri incelemişlerdir ve bu incelemelerin sonucunda bunların kimyasal bileşimlerinin alkali bazalt kökenini gösterebileceği sonucuna varmışlardır. Öte yandan, Hashimoto (1972) Shikoku'daki metagabro ve metabazalt kayalardaki dört klinopirokseni incelemiş ve tüm bu klinopiroksenlerin TH dizisi kayalara özgü bileşimler gösterdiğini saptamıştır.

Suzuki ve diğ. (1971) Batı Shikoku'da yaklaşık 300 m kalınlıktaki TH dizisine ait ayrımlaşmış gabro kütesinin ayrıntılı tanımlamasını yayımlamışlardır. Öte yandan, Nakamura (1971) Toba alanının Mikabu kuşağındaki volkanitlerle birlikte bulunan peridotit-gabro karmaşığını tanımlamıştır. Bu bölgedeki volkanit ve gabroların kimyasal bileşimleri ve kalıntı minerallerinin incelenmesi, ilksel magmanın belirgin alkali yakınlığı gösteren pikrit bazalt olduğunu kuvvetle düşündürür.

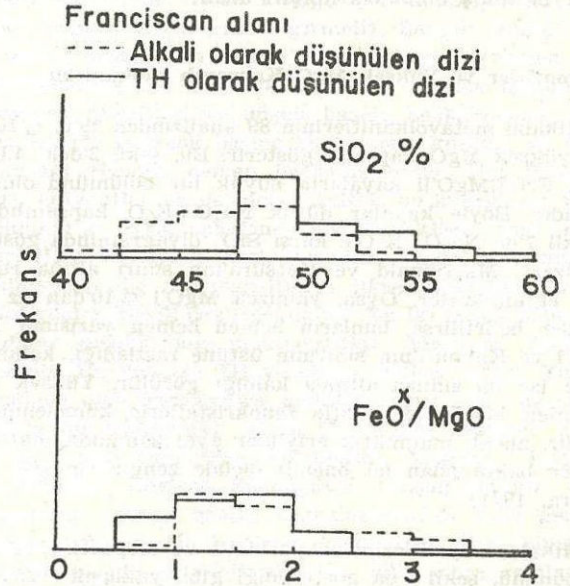
Şekil 7, Franciscan, Sanbagawa ve Kamuikotan yüksek basınç kuşaklarının analizi yapılmış metavolkanitlerinin hemen hemen yarısının ya da çoğunun MacDonald ve Katsura'nın sınırı üstüne rastlandığını göstermektedir. Franciscan metavolkanitlerinde toplam alkali kapsamının değişimi olasılıkla küçüktür. Bu durum şekil 5'e bağlı olarak tartışılmıştır. Bu nedenle, Franciscan metavolkanitlerinin hemen yarısının alkali diziden olduğu, geri kalanının ise TH dizisinden olduğu düşünülmüştür. Mikabu ofiyolitlerinde ve olasılıkla olağan Sanbagawa ofiyolitlerinde de  $Na_2O+K_2O$  kapsamı başkalaşım sırasında biraz (genellikle %1'e dek) artmış olabilir (şekil 6). Bu artış gözönüne alınsa bile, şekil 7'de de

gözleendiği üzere, metavolkanitlerin büyük bölümü alkali diziyeye, geri kalanı ise TH dizisine aittir.

Franciscan metabazitlerinin kimyasal analizleri burada iki bölüme sınıflandırılmıştır: MacDonald ve Katsura'nın sınırının üstüne rastlayan alkali ve altına rastlayan TH dizisi kayaları. Her bir bölümdeki  $SiO_2$  kapsamı ve  $FeO^x/MgO$  oranlarının frekans dağılımı şekil 15'te gösterilmiştir. Burada, alkali olarak düşünülen kayaların, TH dizisinden oldukları düşünülen kayalardan daha yüksek  $FeO^x/MgO$  ve daha düşük  $SiO_2$  gösterme eğiliminde olduğu gözlenmiştir. Bu ilişki, Hawaii ve İzlanda'daki gibi günümüzün alkali ve TH dizisi kaya topluluklarında gözlenen ilişki ile uyusmaktadır.

#### TH Dizisi Kayaları Olasılıkla ne Albisal ne de Ada Yayı Toleyitleridir

Böylesi alanlardaki TH dizisi olarak düşünülen kayalar kıyı denizi tabanının bilinen bazaltları ve okyanus ortası sırtların abisal toleyitleri ve bunlarla birlikte bulunan gabrolardan genellikle çok daha yüksek değere ulaşan  $FeO^x/MgO$  oranları ve  $SiO_2$  kapsamı gösterirler. Örneğin, şekil 15 abisal toleyitlerde çok az olmakla birlikte TH dizisi olarak düşünülen metavolkanitlerde 2.0-2.5 arasında  $FeO^x/MgO$  oranları ve %52.5-%55.0 arasında  $SiO_2$  kapsamının olağan olduğunu gösterir. Aynı durum TH dizisinde bulunmaları daha çok olası olan kayaları seçmek için, şekil 7'deki A/TH sınırının yerini düşünsel yaklaşımla  $Na_2O+K_2O$ 'i %1'e dek aşağıya kaydırdığımızda bile izlenebilmektedir. Sanbagawa kuşağının TH dizisi olarak düşünülen metavolkanitleri çoğunlukla 1.0-5.0 arasında  $FeO^x-MgO$  gösterirler (çoğunlukla 1.0-2.5) ve Mikabu ofiyolitlerindeki ayrımlaşmış toleyit gabroları 0.5-7.5 arasında  $FeO^x/MgO$  (çoğunlukla 0.5-5.0) gösterirler. Metavolkanitlerin 2.1-5.0 ve gabroların 3.0-7.5 aralıkları okyanus ortası sırtlardaki benzer kayaların bilinen her  $FeO^x/$



Şekil 15: Franciscan ofiyolitlerindeki metavolkanitlerin  $SiO_2$  kapsamı ve  $FeO^x/MgO$  oranlarının frekans dağılımı. Analizler şekil 7'deki MacDonald ve Katsura'nın sınırının üstüne ve altına rastlayanlar olarak iki bölüme sınıflandırılmıştır. (sırası ile alkali dizisi olarak düşünülen, TH dizisi olarak düşünülen biçimde adlandırılmıştır).



MgO oranından daha yüksektir. Yazar buradan şu sonucu çıkartmıştır: Yüksek basınç alanı ofiyolitlerindeki TH dizisi kayaları ya da bu kayaların en azından büyük bölümü abisal toleyitler ve olasılıkla kıyı denizi volkanitleri değildir.

Yüksek basınç alanı ofiyolitlerindeki TH dizisi olarak düşünülen kayalar genellikle çok yüksek FeO<sup>x</sup> ve TiO<sub>2</sub> kapsamı gösterirler (şekil 13). TiO<sub>2</sub> kapsamı günümüz ada yaylarındaki alkali olmayan volkanitlerin TiO<sub>2</sub> kapsamından daha yüksektir ve kimi okyanus adalarının (Hawaii ve İzlanda) ve duraylı kıtalar (Kolombiya Nehri bazaltları) TH dizisi kayalarındaki TiO<sub>2</sub> kapsamı ile kabaca aynıdır. Böylece TH dizisi olarak düşünülen kayaların ada yayı toleyitleri olmadığı ortaya çıkar.

Tanaka ve diğ. (1971) Sanbagawa ofiyolitlerindeki metabazitlerin nadir toprak elementlerinin bolluk dağılımını incelemiştir. Kayaların hiçbirisi abisal ve ada yayı toleyitlerinin özgüllükleri olan, hafif toprak elementleri bakımından yoksullaşmayı göstermemektedirler.

Kimi Franciscan metabazitlerinin Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> oranları Sinha ve Davis'ce (1971) incelenmiştir. Değerlerin çoğu 0.706-0.709 arasındadır. Bu aralık taze abisal toleyitler (0.701-0.704) ve okyanus adası kayaları için olanlardan belirgin biçimde yüksektir. Bu nedenle okyanus bölgelerinde böyle kayaları bulmak güçtür. Galapagos, Hawaii ve İzlanda'yı da içine alan sırtlar ve adalardaki okyanus bazaltlarının Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> üst sınırı 0.706 dolayında görünür (Peterman ve Hedge, 1971). 0.706-0.709 arasındaki değerler çoğunlukla duraylı kıtalar üstündeki volkanitlerde gözlenmiştir.

Günümüz deniz suyundaki Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> oranı 0.7091'dir. Okyanus kayalarının deniz suyu ile reaksiyonu bunların Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> oranını artırır (Dasch ve diğ., 1973). Oysa, Franciscan metabazitlerinin çoğunluğunun büyük ölçüde böyle bir reaksiyona uğramış olma olasılıkları azdır.

#### Ultramafitler ve Yüksek MgO Kapsamlı Volkanitler

Mikabu metavolkanitlerinin 89 analizinden 29'u, %10'dan daha yüksek MgO kapsamı gösterir. Bu, şekil 2'deki 1.0'dan küçük FeO<sup>x</sup>/MgO'li kayaların büyük bölümünü oluşturmaktadır. Böyle kayalar düşük Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O kapsamındadır ve şekil 7'de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O'e karşı SiO<sub>2</sub> diyagramında gösterildiği üzere, MacDonald ve Katsura'nın sınırı altına rastlamaya eğilimlidirler. Oysa, yalnızca MgO'ü %10'dan az olan analizler belirtilirse, bunların hemen hemen yarısının MacDonald ve Katsura'nın sınırının üstüne rastladığı, kalan yarısının ise bu sınırın altında kaldığı görülür. Yüksek MgO bileşimleri bir ölçüde, mafik fenokristallerin kümelenmesine bağlıdır, ancak magmatik eriyikler aynı zamanda mafik bileşenler bakımından da önemli ölçüde zenginleşmiştir (Nakamura, 1971).

Mikabu ofiyolitlerindeki peridotit ve serpentinitle- rin büyük bölümü, şekil 9'da gösterildiği gibi, yaklaşık 0.25'e dek yüksek Fe/(Mg+Fe) oranları gösterirler (Onuki, 1966; Tazaki, 1966; Hayashi, 1968; Nakamura, 1971). Böyle peridotitlerdeki olivinlerin Fe/(Mg+Fe) oranları 0.12-0.20 aralığında yer alır ve birçok durumda içinde buldukları peridotit- rinkinden 0.01-0.04 daha küçüktür ya da hemen hemen aynıdır. Yüksek demir bileşimleri ultramafitlerin bazalt ya da

pikrit magmasındaki olivin ve diğer mafik minerallerin birikmesi ile oluşmuş olabileceğini kanıtlar.

#### Ofiyolitlerin Uyumlu Stratigrafisi

Franciscan alanı, ofiyolitli kayaların ve kırıntılı tortu- ların karmakarışık (caotic) karışımı olarak görülür. Bu, ofiyolitlerin kökeni üzerine yoğun tartışmalara yol açmıştır. Oysa bu genellikle yüksek basınç alanlarındaki ofiyolitlerin değişmez özgül niteliği değildir. Kojima ve diğ. (1956), Kawachi (1968) ve diğer kişilerce ortaya konduğu üzere, Sanbagawa kuşağının büyük bölümü ilksel stratigrafisini korumaktadır. Uyumlu pelitik, psammitik ve bazik şist katmanları belirgin yatay kılavuz katmanlar aracılığı ile büyük uzaklıklarda izlenmiştir. Bazik şistler olasılıkla denizaltı bazalt akıntıları ve pirokürntülardan türemişlerdir ve güneye doğru kabaca Alt Permiyen'e karşılık gelen Minawa Formasyonu'nun stratigrafik orta üyesinde özellikle boldur (Kanmera, 1971). Büyük serpentinit kütleleri Sanbagawa bölgesinde uzunluğu 3 km'yi bulan boyutlarda bulunurlar. Bunlar çokça pelitik şistlerde ve daha az olarak da diğer şistler içinde yerleşmişlerdir. Bunlar bazik şistlere diğerle- rinden daha değişik bir yakınlık göstermezler.

Mikabu ofiyolitleri ya da yeşiltaşları kireçtaşları, pelit- ler ve psammitler gibi, alta ve üstte yer alan tortullarla uyumlu bir stratigrafik yapı oluştururlar (Suzuki, 1965, 1967, 1972, Kashima, 1969; Nakamura, 1971). Bunlar Alt Permiyen yaşta Saitaro Formasyonu'nun büyük bölümünü oluşturu- rlar. Kimi alanlarda (Jizoji) yeşiltaş oluşuğu bir antikli- nalin eksenini boyunca yaygın olarak yüzeyler. Diğer alanlar- da (Doğu İkegawa) yeşiltaşlar altında yer alan oluşuk anti- klinalin eksenini boyunca, yeşiltaş oluşuğu ise antiklinalin her iki kanadı üstünde bağımsız iki kuşak biçiminde yüzeyleşmiş- tir. Büyük bir antiklinal oluşturan Mikabu kuşağının kuze- yinde yer alan Sanbagawa kuşağı kayaları, güneyde yer alan Chichibu kuşağı kayaları ile aynı stratigrafik düzeyde bu- lunurlar. Osugi'de yeşiltaş oluşuğunun kuzey kıyısı Sanba- gawa kuşağı ile fay dokanağı yapar. Bu yer Ernst (1972) ve diğerlerince gözlenmiştir ve Mikabu ofiyolitlerinin kökeni üstüne olan tartışmaları için dayanak olarak kullanılmıştır. Oysa böyle bir fay ilişkisi genel değildir ve ilksel uyumlulu- ğun sonradan değişikliğe uğradığı düşünülmelidir.

Suzuki (1972) Mikabu ofiyolitlerinde yinelenen dizinin varlığını göstermiştir: bazalt (akmlar ve pirokürntüler) → diyabaz → gabro → diyabaz → bazalt (akmlar ve pirokürntüler). Bu dizi genellikle birkaç yüz metrelik kalınlıktadır ve Troodos'da olduğu gibi yaygın bir biçimde savunulagelmış olan bir yabancı stratigrafik ofiyolit dizisinden aşağıdaki noktalarda ayrılmaktadır: (a) Bu dizi tavan ve tabandaki bazaltla düşey yönde bakışlıdır. (b) Ultramafitler belirgin bir düzey göstermezler. Bunlar bulunmayabilirler ya da gabronun altında bulunabilirler ya da karmaşıktaki öteki kayalar içine girmiş olabilirler. (c) Ofiyolitli kütlelerin tavan ve taban katmanları bitişik tortul kayalarla uyumludur. Bu dizi ancak daha önceden var olan bazalt türü volkanit- lerin içine gabro girmesinin sonucu olabilir.

Böylece, Sanbagawa ofiyolitleri (Mikabu'yu da kapsıyor) jeosenkinalı yığınlarının ofiyolitleri çevreleyen kırıntılı çökel- leri ile aynı zamanda ve onlarla uyumlu katmanlar olarak çökelmiş gözükmemektedirler ve Troodos türü yabancı stratigra- fik dizi burada başlangıçtan beri var olmamıştır.



## YÜKSEK BASINÇ BAŞKALAŞIM ALANLARINDAKİ OFİYOLİTLERİN KÖKENİ

Yukarıda ana çizgileri ile belirtildiği gibi petrografik ve kimyasal kanıtlar yüksek basınç alanlarındaki ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlar, kıyı denizleri ve ada yaylarında oluşmadığını gösterirler. Bu nedenle, geri kalan üç olasılık aşağıda tartışılacaktır.

### 1. Olasılık

Galapagos, Hawaii ve İzlanda'da olduğu gibi, kimi kor nokta türü okyanus adalarındaki volkanit toplulukları yüksek basınç başkalaşım alanlarının ofiyolitlerindeki metavolkanitlere büyük benzerlik gösterirler. Yukarıda sözü edilen adalar çeşitli oranlarda TH ve alkali dizilerin her ikisinin de volkanitlerini kapsarlar. Bu adalardaki TH ve alkali dizisi kayaları yüksek basınç alanlarındaki ofiyolitlerin TH ve alkali dizisi kayalarına yüksek  $FeO^x$  ve  $TiO_2$  kapsamaları ile,  $FeO^x/MgO$  artışına bağlı olarak  $FeO^x$  ve  $TiO_2$  kapsamalarının hızlı artış göstermesi ile, ve  $SiO_2$  kapsamaları ve  $FeO^x/MgO$  oranlarının benzer aralıklarından ötürü benzerdir. Okyanus içi adalar ve deniz dağlarının tümü ya da çoğunluğu kor noktalara karşılık gelirler ve bunların birçoğunun temel bölümleri alkali olanların yanısıra olasılıkla TH dizisi kayalarını da bulundurabilirler. Bir jeosenkinal içinde dağınık olarak bulunan böyle adalar ve deniz dağlarının büyük bir bölümü yüksek basınç alanı ofiyolitli karmaşıkları için bir örnek oluşturur.

Daha önce tartışılmış olan Sr izotopu kanıtı bu örneğe uygun değildir. En azından Sanbagawa alanındaki ofiyolitli kayalar, bölgesel ölçeğe göre, birlikte bulunan kırıntılı tortullarla stratigrafik olarak uyumlu olduklarından, volkanik adalar ve deniz dağları, kıtalar ya da büyük adalar yakınında yerleşmiş olmalıdırlar.

### 2. Olasılık

Günümüzde okyanus hendeklerindeki volkanizma için olumlu bir kanıt yoktur, ancak böyle bir volkanizmanın olasılıkları tümüyle gözden uzak tutulamaz. Eğer böylesi volkanizma (özellikle okyanus hendeklerinin kıta yanındaki duvarının alt bölümündeki) gelişse idi, Sanbagawa kuşağında gözlemlendiği üzere kırıntılı tortullarla stratigrafik bakımdan uyumlu volkanit oluşukları oluşabilirdi. Günümüz okyanus hendeklerinde böyle volkanitler varsa, doğrudan gözlemi engelleyecek biçimde, tortullarla hızla örtülmüş olmalıdır.

Okyanus hendeği kuşaklarının magmatitleri üstüne az sayıda petrografik veri vardır. Yagi (1960) Mariyana Hendeğinin tabanındaki abisal toleyit bileşimli doleriti tanımlamıştır. Fisher ve Engel (1969) Tonga Hendeğinin kıta yanındaki duvarında bazalt, gabro ve peridotitleri saptamışlardır. Bazalt ve gabrolar burada bulunuşlarının anlamı üzerine güvenilir ipuçları vermeyecek ölçüde değişmişlerdir. Ancak bölgenin peridotitleri okyanus ortası sırtların ve yüksek basınç başkalaşım kuşaklarının olağan peridotit ve serpentinlerinin bileşimi ile ilkede uyumlu olarak,  $Fe/(Mg+Fe)=0.09$  atomik oranı göstermekte ve ortopiroksen kapsamaktadırlar (şekil 9). Porto Riko Hendeğinde abisal toleyitler, kuzey ve güney duvarlarının her ikisinde de bulunur (Shido ve diğ., 1974b), ancak günümüzde bu hendek bir yitme kuşağı değildir.

Bu yorumdaki bir güçlük yitme (hendek) kuşağının düşük ısı akışı ile betimlenmiş olan soğuk kuşak oluşu ve dolayısıyla volkanizmaya neden olacak magma ve ısı sağlamayacağıdır.

### 3. Olasılık

Kıta türü ya da ada yayı kabuğunun hendek yanındaki kıyısı boyunca olan volkanizmayı yüksek basınç alanlarının ofiyolitlerine yormak olası mıdır? Sanbagawa kuşağının okyanus yanındaki Sanbagawa metatortullarının çökeltmesinden daha yaşlı granit ve başkalaşım kayaları blokları Kurosegawa kuşağı olarak adlandırılan fay kuşağı boyunca yüzeylenmişlerdir. Bu yüzeyleme ise, Sanbagawa kuşağı Üst Paleozoyik tortullarının, Alt Paleozoyik ya da daha yaşlı kıta türü kabuk üstünde ve olasılıkla bir kıta kıyısı boyunca çökeldiği anlamına gelebilir. Bir rift, kıta kıyısı boyunca oluşmuş olabilir. Tortullanma ve volkanizma rift kuşağı boyunca ve kuşak içinde gelişmiş olabilir. Sanbagawa ofiyolitlerinin çevrelerindeki metakirintililerle genel stratigrafik uyumluluğu, bunların kıta türü kabuk üstünde ya da yakınında oluştuklarını bir ölçüde destekler.

Soğuk yitme kuşağının yukarıda sözü edilen güçlüğünden kaçınmak için, çökeltme ve volkanizmanın yitimin başlamasından önce oluştuğu düşünülebilir. Eğer böyle ise, magmatizma Sınıf III ofiyolitleri gibi, TH ve alkali dizisi kayaları ile betimlenmiş olan günümüz duraylı kıtalarındaki magmatizmaya benzer olarak oluşmuş olmalıdır. Franciscan metabazitlerinin  $Sr^{87}/Sr^{86}$  oranlarının, duraylı kıtalardaki volkanitlerde olduğu gibi yaklaşık olarak aynı aralıkta olduğunu anımsamada yarar vardır. Franciscan metabazitlerinin oldukça duraylı kabul edilen iz elementlerine (Ni, Cr, Zr) ilişkin verileri (Coleman ve Lee, 1963) kıta türü volkanik köken varsayımı ile uyumaktadır.

Güneybatı Japonya'nın Üst Paleozoyik jeosenkinal alanı kuzeyden güneye doğru aşağıdaki doğu-batı gidişli kuşaklara ayrılabılır: Hida kuşağı (Prekambriyen'den Mesozoyik'e değin, zengin granit girmeli), Sangun kuşağı (yüksek basınç başkalaşım kuşağı), Tanba kuşağı (hemen hemen başkalaşmamış Üst Paleozoyik alanı), Ryoike kuşağı (bol Mesozoyik granitleri ve düşük basınç başkalaşımı), Sanbagawa kuşağı (yüksek basınç başkalaşım kuşağı) ve Chichibu kuşağı (hemen hemen başkalaşmamış Üst Paleozoyik alanı). Ofiyolitler ya da metabazaltlar bu kuşakların tümünde bulunurlar. Hida kuşağında metabazaltların yaşı açık değildir. Hida ve Ryoike kuşaklarındaki başkalaşım sırasındaki kimyasal göç metabazaltların ilksel niteliklerinin izlenmesini güçleştirecek denli yoğundur. Bu iki kuşak dışında kalan diğer kuşaklardaki metabazaltlar kimyasal bakımdan benzerdir. Bu kayalar TH ve alkali dizilere aittir. Yukarıda tartışılmış olan Sanbagawa metabazaltları bu karmaşığın yalnızca bir bölümüdür. Kesin Ca eğilimi gösteren kayalar yoktur. Bunlar genellikle kendilerini kuşatan tortullarla uyumludurlar. Böylece, Sanbagawa kuşağındakine benzer volkanizma, yüksek basınç başkalaşımından daha geniş bir bölgede aynı süre içinde oluşmuş olmalıdır. Kıta kıyısındaki geniş Paleozoyik volkanit alanının daha sonra rastlantı sonucu olarak Jurasik - Alt Kretase'deki Sanbagawa yüksek basınç başkalaşımına uğradığı olanaksız sayılmamalıdır.

Franciscan alanında tortullanma ve başkalaşım kabaca hemzamandır. Burada ofiyolitli magmatizmanın genellikle



yitim ve başkalaşımın başlangıcından daha yaşlı olduğu düşünülürse, Franciscan ofiyolitleri Franciscan öncesi bir üyeden kopmuş ve üstte yer alan Franciscan tortulları içine mekaniksel yoldan itilmiş olarak kabul edilebilir. Coleman ve Lanphere (1971) Jurasik ya da daha yaşlı Franciscan temelini tartışmışlardır. Bu görüş benimsenirse, Franciscan'daki ofiyolitli kayalar ve bunlarla birlikte bulunan tortullar arasındaki ilişki, ofiyolitlerin birlikte buldukları tortullarla uyumlu olduğu ve başkalaşımın, tortullanma ve ofiyolit oluşumundan çok daha sonra oluştuğu Sanbagawa'daki ilişkiden tümüyle değişiktir.

- Almeida, F.F.M. de, 1961, Geologia e petrologia da ilha da Trindade: Brazil Div. Geology and Mineralogy, 18, 197 s.
- Aoki, K., 1959, Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi-matsuura district, Japan: Tohoku University, Sci. Rep., 3, 6, 261-310.
- Bailey, E. H.; Irwin, W.P.; ve Jones, D.L., 1964, Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California: California Div. Mines and Geology, Bull. 183, 177 s.
- Baragar, W.R.A., 1960, Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough: Geol. Soc. America Bull., 71, 1589-1644.
- Baragar, W.R.A., 1966, Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks: Canadian Jour. Earth Sci., 3, 9-30.
- Baragar, W.R.A. ve Goodwin, A.M., 1969, Andesites and Archean volcanism of the Canadian shield, McBirney, A.R., ed., Proc. Andesite Conf. da: Oregon Dept. Geology and Mineral Indust. Bull. 65, 121-142.
- Bonatti, E., Honnorez, J.; ve Ferrara, G., 1971, Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Royal Soc. (London) Philos. Trans. A., 268, 385-402.
- Brothers, R.N., ve Searle, E.J., 1970, The geology of Raoul Island, Kermadec group, Southwest Pacific: Bull. volcanol., 34, 7-37.
- Burk, C., ed., 1964, A study of serpentinite: the AMSOC core hole near Mayaguez, Puerto Rico: Natl. Acad. Sci-Natl. Research Council Pub. 1188, 175 s.
- Butler, J.R., ve Ragland, P.C., 1969, Petrology and chemistry of meta-igneous rocks in the Albemarle area, North Carolina slate belt: Am. Jour. Sci. 267, 700-726.
- Challis, G.A., 1969, Discussion on the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie: Tectonophysics, 7, 495-505.
- Challis, G.A., 1969, ve Lauder, W.R., 1966, The genetic position of "alpine" type ultramafic rocks: Bull. volcanol., 29, 283-305.
- Church, W.R., ve Stevens, R.K., 1971, Early, Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences: Jour. Geophys. Research, 76, 1460-1466.
- Coleman, R.G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: Jour. Geophys. Research, 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G., ve Lanphere, M.A., 1971, Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. Geol. Soc. America Bull., 82, 2397-2412.
- Coleman, R.G., ve Lee, D.E., 1963, Glaucophanebearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California: Jour. Petrology, 4, 260-301.
- Dasch, E.J.; Hedge, C.E.; ve Dymond, J., 1973, Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts: Earth and Planetary Sci. Letters, 19, 177-183.
- Dewey, J.F., ve Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: Jour. Geophys. Research, 76, 3179-3206.
- Dickinson, W.R., 1971, Plate tectonics in geologic history: Science, 174, 107-113.
- Dietz, R.S., 1963, Alpine serpentines as oceanic rind fragments: Geol. Soc. America Bull., 74, 947-952.
- Dimroth, E., 1970, Evolution of the Labrador geosyncline: Geol. Soc. America Bull., 81, 2717-2742.
- Dimroth, E., 1971, The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline. II. The ophiolitic suite. Neues Jahrb. Geologie und Paläontologie Abh., 137, 209-248.
- Dimroth, E., 1972, The Labrador geosyncline revisited: Am. Jour. Sci., 272, 487-506.
- Donnelly, T.W.; Kay, R.; ve Roggers, J.J.W., 1973, Chemical petrology of Caribbean basalts and dolerites; leg 15, Deep-Sea Drilling Project: EOS, 54, 1002-1004.
- Donnelly, T.W.; Roggers, J.J.W.; Pushkar, P.; ve Armstrong, R.L., 1971, Chemical evolution of the igneous rocks of the eastern West Indies: an investigation of thorium, uranium, and potassium distributions, and lead and strontium isotope ratios: Geol. Soc. America Mem. 130, 181-224.
- Engel, A.E.J., ve Engel, C.G., 1964, Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge: Science, 144, 1330-1333.
- Engel, A.E.J., ve Engel, C.G.; ve Havens, R.G., 1965, Chemical characteristics of oceanic basalt and the upper mantle: Geol. Soc. America Bull., 76, 719-734.
- Erlank, A.J., Danchin, R.V.; ve Fullard, C.C., 1968, High K/Rb ratios in rocks from the Bushveld igneous complex, South Africa: Earth and Planetary Sci. Letters, 4, 22-29.
- Ernst, W.G., 1972, Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku, Japan: Tectonophysics, 15, 233-239.
- Ewart, A., ve Bryan, W.B., 1972, Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands: Geol. Soc. America Bull., 83, 3281-3298.
- Fisher, R.L., ve Engel, C.E., 1969, Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench: Geol. Soc. America Bull., 80, 1373-1378.
- Gale, G.H., ve Roberts, D., 1972, Palaeogeographical implications of greenstone petrochemistry in the southern Norwegian Caledonides: Nature-Phys. Sci., 238, 60-61.
- Gast, W.P., 1965, Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of earth's mantle: Science, 147, 858-860.
- Gass, I.G., 1967, The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus, Whyllie, P.J., ed., Ultramafic and related rocks da: New York, Wiley, 121-134.
- Hart, R., 1970, Chemical exchange between sea water and deep ocean basalt: Earth and Planetary Sci. Letters, 9, 269-279.
- Hart, S.R., 1971, K, Rb, Cs, Sr, and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts: Royal Soc. (London) Philos. Trans. A, 268, 573-587.
- Hart, S.R.; Glassley, W.E.; ve Karig, D.E., 1972, Basalts and sea floor spreading behind the Mariana Island arc. Earth and Planetary Sci. Letters, 15, 12-18.
- Hashimoto, M., 1972, Relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu terranes, southwest Japan: Geol. Soc. Japan Jour., 67, 323-331.
- Hyaashi, M., 1968, Chemical characteristics of the serpentinites in Shikoku (İngilizce özlü, Japonca): Japanese Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geologists Jour, 59, 60-72.
- Hekinian, R., ve Aumento, F., 1973, Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic Ocean: Marine Geology, 14, 47-72.
- Hess, H.H., 1938, The primary peridotite magma: Am. Jour. Sci., 5, 35, 321-344.
- Jakes, P., ve Gill, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series: Earth and Planetary Sci. Letters, 9, 17-28.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1970, K/Rb ratios of rocks from island arcs: Geochim et Cosmochim. Acta, 34, 849-856.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. America Bull., 83, 29-40.
- Jakobsson, S.P., 1972, Chemistry and distribution pattern of Recent basaltic rocks in Iceland: Lithos. 5, 365-386.
- Kanmera, K., 1971, Palaeozoic and early Mesozoic geosynclinal volcanicity in Japan (İngilizce özlü, Japonca): Geol. Soc. Japan Bull. 6, 97-110.
- Karig, D.E., 1971a, Structural history of the Mariana island arc system: Geol. Soc. America Bull., 82, 323-344.
- Karig, D.E., 1971b, Origin and development of marginal basins in the western Pacific: Jour. Geophys. Research, 76, 2542-2560.
- Kashima, N., 1969, Stratigraphical studies of the Chichibu belt in western Shikoku: Kyushu Univ., Faculty of Science, Mem. D., 19, 387-436.
- Kawachi, Y., 1968, Large-scale structure in the Sanbagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan: Geol. Soc. Japan Jour., 74, 607-616.
- Kawachi, Y., ve Watanabe, T., 1972, Relic clinopyroxenes from the Sambagawa and Chichibu belts of the Oshika district, Nagano Prefecture (Japonca): Japanese Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geologists, Petrologists and Econ. Geologists Jour., 67, 110.



- Kay, R., Hubbard, N.J.; ve Gast, P.W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks: *Jour. Geophys. Research*, 75, 227-255.
- Kojima, G.; Hide, K.; ve Yoshino, G., 1956, The stratigraphical position of Kieslager in the Sambagawa crystalline schist zone in Shikoku (İngilizce sözlü, Japonca): *Geol. Soc. Japan Jour*, 62, 30-45.
- Konferansa katılanlar, 1972, Penrose field conference: ophiolites: *Geol. Times*, 17, 24-25.
- Kuno, H., 1959, Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas: *Bull. volcanol.*, 20, 37-76.
- Kuno, H., 1964, Dike swarm in Hakone Volcano: *Bull. volcanol.*, 27, 1-7.
- Macdonald, G.A., 1949, Petrography of the Island of Hawaii: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 214-D, 96 s.
- Macdonald, G.A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *Jour. Petrology*, 5, 82-133.
- Matsui, K.; Issiki, N.; Hata, M.; Yamaguchi, S.; Yoshii, M.; Ono, K.; Satoh, H.; ve Sawamura, K., 1967, Rishirito. *Geologica Imap of Japan*, scale 1:50,000: Japan Geol. Survey.
- Mattson, P.H., 1973, Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles: *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 21-37.
- McBirney, A.R., ve Aoki, K., 1968, Petrology of the island of Tahiti, Coats, R.R., Hay, R.L., ve Anderson, C.A., eds., *Studies in volcanology da: Geol. Soc. America Mem.* 116 (Williams Cildi), 523-556.
- McBirney, A.R., ve Gass, I.G., 1967, Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 2, 265-276.
- McBirney, A.R., ve Williams, H., 1969, Geology and petrology of the Galapagos Islands: *Geol. Soc. America Mem.* 118, 197 s.
- McTaggart, K.C., 1971, On the origin of ultramafic rocks: *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 23-42.
- Middlemost, E.A.K., 1973, Evolution of volcanic islands: *Lithos*, 6, 123-132.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: *Jour. Petrology*, 2, 277-311.
- Miyashiro, A., 1972, Metamorphism and related magmatism in plate tectonics: *Am. Jour. Sci.*, 272, 629-656.
- Miyashiro, A., 1973a, The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 19, 218-224.
- Miyashiro, A., 1973b, Metamorphism and metamorphic belts: London, Allen & Unwin, New York, Wiley, 492 s.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins: *Am. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Miyashiro, A., 1975, Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Moores: *Earth and Planetary Sci. Letters*, (baskıda).
- Miyashiro, A., ve Shido, F., (baskıda), Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel: *Am. Jour. Sci.*
- Miyashiro, A.; Shido, F., ve Ewing, M., 1970, Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 7, 361-365.
- Miyashiro, A.; Shido, F., Ewing, M., 1971, Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N: *Royal Soc. (London), Philos. Trans. A*, 268, 589-603.
- Moores, E.M., ve Vine, F.J., 1971, The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications: *Royal Soc. (London) Philos. Trans. A*, 268, 443-466.
- Morgan, W.J., 1972, Plate motions and deep mantle convection: *Geol. Soc. America Mem.* 132, 7-22.
- Nakamura, K., 1969, Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field (İngilizce özlü, Japonca): *Volcanol. Soc. Japan Bull.*, 14, 8-20.
- Nakamura, Y., 1971, Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, central Japan: Tokyo Univ., Fac. Sci. Jour., 2, 18, 1-51.
- Onuki, H., 1966, On the iron-rich peridotites in the Sanbagawa metamorphic belt of the Kanto Mountains: *Japanese Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geologists Jour.*, 55, 39-47.
- Padang, M.N., Van; Richard, A.F.; Machado, F.; Bravo, T.; Baker, P.E., ve Le Maitre, R.W., 1967, Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara Fields. P. 21. Atlantic Ocean: Rome, Internat. Assoc. Volcanol., 128 s.
- Pearce, J.A., ve Cann, J.R., 1971, Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 12, 339-349.
- Pearce, J.A., ve Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 19, 290-300.
- Peterman, Z.E., ve Hedge, C.E., 1971, Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts: *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 493-500.
- Scvhilling, J.-G., 1971, Sea-floor evolution: rare-earth evidence. *Royal Soc. (London) Philos. Trans. A*, 268, 663-706.
- Sclater, J.G.; Hawkins, J.W.; Mammerickx, J.; ve Chase, C.G., 1972, Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges: petrologic and geophysical evidence: *Geol. Soc. America Bull.*, 83, 505-518.
- Shido, F., ve Miyashiro, A., 1973, Compositional difference between abyssal tholeiites from north and south of the Azores on the Mid-Atlantic Ridge: *Nature-Phys. Sci.*, 245, 59-60.
- Shido, F., ve Miyashiro, A., (hazırlanmakta), Petrographic provinces in mid-oceanic ridges.
- Shido, F., ve Miyashiro, A., ve Ewing, M., 1971, Crystallization of abyssal tholeiites: *Contr. Mineralogy and Petrology*, 31, 251-266.
- Shido, F.; Miyashiro, A., ve Ewing, M., 1971, Crystallization of abyssal tholeiites: *Contr. Mineralogy and Petrology*, 31, 251-266.
- Shido, F.; Miyashiro, A., ve Ewing, M., 1974b, Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench. I. *Petrology: Marine Geology*, 16, 191-203.
- Shiraki, K., 1971, Metamorphic basement rocks of Yap Islands, western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc: *Earth and Planetary Sci. Letters*, 13, 167-174.
- Sinha, A.K., ve Davis, T.E., 1971, Geochemistry of Franciscan volcanic and sedimentary rocks from California: *Carnegie Inst. Washington Year Book* 69, 394-400.
- Smitheringale, W.G., 1972, Low-potash Lush's Bight tholeiites: ancient oceanic crust in Newfoundland?: *Canadian Jour. Earth Sci.*, 9, 574-588.
- Sugisaki, R.; Mitzutani, S.; Hattori, H.; Adachi, M.; ve Tanaka, T., 1972, Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands: *Tectonophysics*, 14, 35-56.
- Sugisaki, R.; ve Tanaka, T., 1971, Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines: *Tectonophysics*, 12, 393-413.
- Suzuki, T., 1964, The Mikabu green rocks in Shikoku (I). (İngilizce özlü, Japonca): Kochi Univ. Science Rept., 13, 93-102.
- Suzuki, T., 1965, On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line: *Hiroshima Univ. Geol. Rept.*, 14, 293-306.
- Suzuki, T., 1967, The Mikabu green rocks in Shikoku (İngilizce özlü, Japonca): *Geol. Soc. Japan Jour.*, 73, 207-216.
- Suzuki, T., 1972, Volcanism and metamorphism of the Mikabu green rocks in central and western Shikoku (İngilizce özlü, Japonca): Kochi Univ. Science Rept., 21, 39-62.
- Suzuki, T.; Sugisaki, R.; ve Tanaka, T., 1971, Geosynclinal igneous activity of the Mikabu green rocks of Ozu City, Ehime Prefecture (İngilizce özlü, Japonca): *Geol. Soc. Japan Bull.* 6, 121-136.
- Tanaka, T.; Masuda, A.; ve Sugisaki, R., 1971, Rare earth in Paleozoic geosynclinal basalts in Japan: *Nature-Phys. Sci.*, 232, 105-107.
- Tazaki, K., 1966, Ultrabasic rocks in the northern Kwanto Mountains, central Japan: *Chikyukagaku*, 84, 14-25.
- Tobisch, O.T., 1968, Gneissic amphibolite at Las Palmas, Puerto Rico, and its significance in the early history of the Greater Antilles: *Geol. Soc. America Bull.*, 79, 557-574.
- Varne, R.; Gee, R.D.; ve Quilty, P.G.J., 1969, Macquarie Island tilles Island arc: *Geol. Soc. America Bull.*, 79, 557-574. and the cause of oceanic linear magnetic anomalies: *Science*, 166, 230-233.
- Varne, R., ve Rubenach, M.J., 1972, Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust, Hayes, E.D., ed., *Antarctic Research Series*, 19, Antarctic Oceanology II. da: *Am. Geophys. Union*, 251-266.
- Varne, R., ve Rubenach, M.J., 1973, Geology of Macquarie Island in relation to tectonic environment, Coleman, P.J., ed., *The western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry da: Nedlands, Univ. Western Australia Baskısı*.
- Wager, L.R., ve Brown, G.M., 1967, Layered igneous rocks: San Francisco, Freeman, 588 s.
- White, A.J.R.; Jakes, P.; ve Christie, D.M., 1971, Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archaean: *Geol. Soc. Australia Spec. Pub.* 3, 47-56.
- Wilson, J.T., 1973, Mantle plumes and plate motions: *Tectonophysics*, 19, 149-164.
- Yagi, K., 1960, A dolerite block dredged from the bottom of the Vitiav Deep, Mariana Trench: *Japan Acad. Proc.*, 36, 213-216.