

ğından rastgele işletilmektedir. Planlama'nın raporlarında da konuya çok az değinildiği görülmektedir.

b) Jeolojik etüdlerin minerolojik incelemelerle birlikte yürütülmesi ve hammaddenin gerçek adının konulması, kurulmakta olan arıtma tesisleri için vazgeçilmez bir gereksinimdir. Jeolojik ve mineralojik etüdülerle yatağın konumu, tenörü ve çinsi açısından ön bilgi elde edilmeden hazırlanacak bir üretim planının sakıncaları çok kısa bir sürede kendini gösterir. Kamu sektörü seramik işletmelerinden, eğitsel geziler süresince edindiğimiz bilgiler ışığında buna bir örnek verecek olursak; Kütahya Söğüt yöresinde, derinlerde çok iyi kalite kil ve kaolen yatakları sözkonusudur. Bunların açığa çıkarılması için milyonlarca metre küp hafriyat gerekmektedir. Oysa bu hafriyat malzemesi, çok iyi inşaat tuğlası hammaddesidir. Böyle bir programlanmanın gerçekleştirilmesi aynı zamanda Turgutlu, Çine v.b. ziraat alanlarının tuğlacılık nedeniyle yitirilmesini de engelleyebilir. Bu örnek jeolojik ve mineralojik etüdülere dayalı bir genel işletme planının ülke

çıkarları açısından önemini vurgulayıcıdır. Ancak o zaman arıtma-zenginleştirme sistemleri verimli çalışabilecektir.

Bir başka önemli gerçek de ülkemizde ametalik hammaddeler mühendisliği eğitiminin (veya Seramik Mühendisliği) olmayışının yarattığı sorundur. İşletmelerde yakıma mühendisleri, ya da jeologlar çalışmaktadır. Her iki uzmanlığın da dışına çıkan birçok teknik mineralojik - kristallografik hammadde sorunları işletmede sürekli geçerlidir (Örneğin iyon değiştirme kapasiteleri ve killerin plastisitesi veya cam fazı - mullit - kristobalit oransallıkları sonucu genleşmeler - büzülme gibi «Savaşçın, 1980, Yılmaz, H., 1980»). İşletme sorumlusu mühendislerin elverdiğince kendini yetiştirmeleri ile bu sorun giderilmekte, bir yandan da yurt dışında eğitim görmüş seramik mühendisleri devreye girmektedir. Yakın gelecekte bu eğitimin ülkemizde de gerçekleştirilmesi konusunda alınması zorunlu olacaktır.

Tüm bu veriler, ametalik hammadde konusunda uzmanlaşmış yer bilimcilere olan gereksinimin gi-

derek artacağını açıkça göstermektedir. Özellikle kil yataklarının jeolojisi ve mineralojisi konularının gelecekteki önemi ortadadır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Cooper, E. 1978, Seramik ve Çömlükçilik, Remzi Kitabevi, Ankara, 90 s.
- Noll, W., 1979, Anorganische Pigmente in Vorgeschichte und Antike, Forts. der Mineral., 57: 2, 203-264.
- Kromer, H., 1980, Farbig Brenne Tone und Ihre Stellung in der Keramik, Forts. der Mineral., 78.
- Savaşçın, M. Y., 1980, Kil Mineralleri Sistematiği, Mineralojisi ve Tekniği. E.Ü.Y.B.F. Mineraloji - Petrografi Bölümü Ders Teksiri.
- Savaşçın, M. Y., ve Baykal, A., 1981 Kütahya Yöresi Ametalik Hammadde Endüstrisi (Gezi Raporu) E.Ü.Y.B.F. Mineraloji - Petrografi Bölümü.
- Yılmaz, H., 1980, Tabakalı Silikat Minerallerinin Duyarlılık Alanları ve Oluşum Koşulları E. Ü. Y. B. F., Mineraloji - Petrografi Bölümü Ders Teksiri.

Plaka Tektoniğinde Mağmatik Yerleşimler ve Jeokimya : Türkiyeden Örnekler

SELÇUK TOKEL

GİRİŞ

Yer kabuğunun en az 3×10^9 yıldan beri olduğu bilinmektedir. Günümüzde de mantodan türeyen magmatik eriyiklerin kabuğa eklenmesi ve kıtaların geliştiği gözlenmekte dolayısıyla magmatik eriyiklerin kimyasal bileşimleriyle plaka tektoniği arasındaki bağıntı yerbilimlerinde en çok ilgilenilen konu durumuna gelmektedir.

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Bölümü Trabzon.

Kendilerine özgü kimyasal nitelikleri olan magmatik kayaç topluluklarının yeryüvarı üzerinde gösterdikleri dağılım modelleri yerbilimcilerin dikkatini çekmiş ve magmatik yerleşim - Jeokimya - tektonik rejim arasındaki ilgiler şaptanıp açıklanmaya çalışılmıştır. Yüzyılın başlarında Harker (1909), Senozoik volkanitlerinin dağılımında bu volkanitlerin Pasifik ve Atlantik Ok-

yanusları civarında ayrı ayrı karakterde olduklarını saptamış ve mineralojik kriterlerine göre bunları Pasifik ve Atlantik tipi diye ikiye ayırmıştır. Peacock (1931), bu iki bölge volkanitleri arasındaki farklılığa nicelik getirmiş CaO - toplam alkali - SiO_2 dengesine göre kimyasal açıdan Pasifik bölgesindekileri kalk-alkali ve Atlantik bölgesindekileri de alkali olarak sınıflandı-

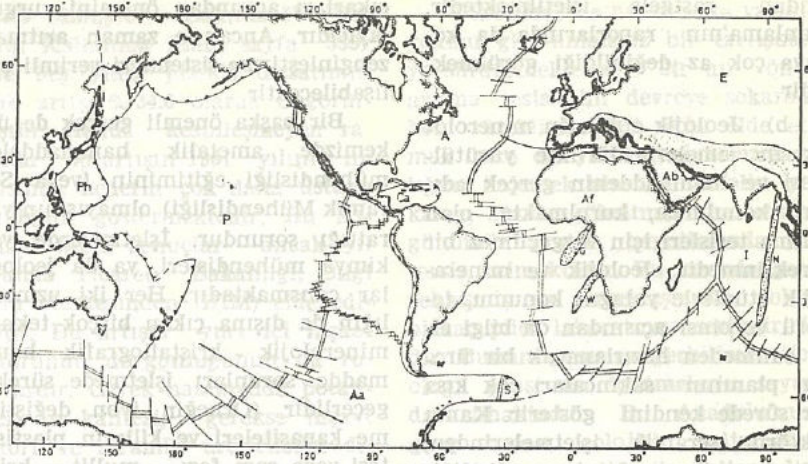
mıştır. Daha sonraları Akdeniz bölgesinde görülen genç volkanitlerin yüksek «K» içerikleri dikkati çekmiş üçüncü kimyasal tip olarak Akdeniz tipi kabul edilmiştir.

(*) 16-20 Kasım 1981 T.J.K. Yer kimyası konferans haftasında sunulmuştur.

Ayrıntılı araştırmaların çoğalması ve bol miktarda verilerin elde edilmesi bu tip coğrafi ayrımların yeterli olmadığını göstermiştir. Örneğin Pasifik ortasında Hawaii ve diğer ada zincirleri Atlantik tipindedir. Bu nedenle ve ayrıca kalk-alkalen özellikte kayaların yalnız Pasifik çevresinde olduklarının gözlenmesiyle bu karakterdeki volkanitlere «Circum Pasific» tipi kayalar denilmiştir. Atlantik civarında da değişik tipte volkanitler olağandır. Ancak bu dağılımların gelişigüzel olmayıp bir düzen içerisinde olduğu bir gerçektir. Araştırmacılar da bu düzeni kontrol eden mekanizmanın tektonizma olabileceğini vurgulamışlardır ama nasıl bir mekanizma? Bu soruna bugünkü görüşlere en yakın yanıt olarak, Arthur Holmes'un «Transactions of the Glasgow Geological Society» de 1929 yılında yayınlanan «deniz tabanı yayılımı» teorisidir (Press and Siever, 1978). Holmes, bu yapıtında, mantodan yükselen konveksiyon akımlarının litosferi kırıp ayırarak yeni okyanusları oluşturduğunu belirtmişti. 1960 ların başında Princeton Üniversitesinden Harry Hess ve Kanadalı Jeofizikçi J. T. Wilson manto malzemesinin okyanus ortası sırtlardan litosfere eklenerek lateral bir şekilde yayıldığını açıklayarak plaka tektoniğinin temelini atmışlardır. 1967 den sonra bu temel üzerine araştırmalar yoğunlaştı, çeşitli ülkelerden birçok yerbilimci litosferik plakaları, bunların geometrilerini, görelî hareketlerini (Şekil 1), litosfer sınırlarındaki petrojenez mekanizmalarını saptayıp açıkladılar. Bütün bu çalışmalar gösterdi ki plaka tektoniğinin oluşturduğu tektonik rejimlerle bu bölgelere yerleşen mağmatiklerin kimyasal karakterleri arasında yakın bir ilgi vardır.

TEKTONİK REJİMLER VE PETROJENEZ MEKANİZMALARI

Yeryuvarındaki mağmatik etkinliklerin tümü plakaları hareket et-



Şekil 1 : Günümüz plaka sistemi. Çift çizgiler = okyanus ortası sırtları; dişli çizgiler = yitim zonları; ince noktalı alan = Alp-Himalaya zonu; kalın noktalı alanlar = okyanus sırtları (Oxburgh, 1974'den).

tiren mekanizmaların sonucu oluşmaktadır. Bu mekanizmaların özellikleri, oluşan mağmatiklerin kimyasal bileşimini etkilemektedir. Yeryuvarında oluşan bütün mağmatik etkinliklerin % 95'i plaka kenarlarındaki ada yayları ve okyanus ortası sırtlarında oluşmaktadır. Geriye kalan % 5'i ise plaka ortalarında görülmektedir.

Okyanus Ortası Sırtlar

Okyanus ortası sırtlar uzunluğu 60.000 km yi bulan okyanus altı dağ dizileridir. Bu bölgelerde yer kabuğuna büyük miktarda manto malzemesi eklenir. Bu malzeme «Abisal toleyitler» veya düşük potasyumlu toleyitler dediğimiz volkanitleri oluşturur.

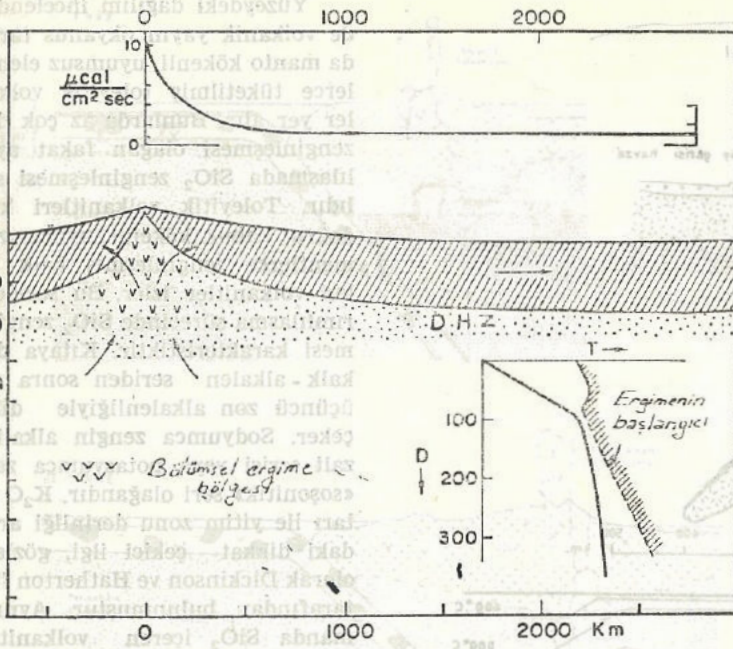
II. Dünya savaşı sonunda denizaltı avlamak için duyarlı magnetometrelerle donatılmış gemiler bilimin hizmetine verilmiş, bunlar okyanus ortasındaki magnetik anomalileri saptamıştır. Rorschach testine benzer ancak eksene simetrik bu anomaliler önceleri yorumlanamamış ancak iki İngiliz yerbilimci Wine and Mathews (1963) ve yine aynı yıl birbirinden ayrı çalışan iki Kanadalı Morley, Larochele (Press and Siever, 1978) okyanus tabanı yayılımını açıklamışlardır. 1964 den sonra okyanus ortası sırtı bazaltlarının kimyasal karakteri ve kökeni yoğun şekilde araştırılmış 1970 de Kay, Hubbart ve Gast buradaki pet-

rojenetik mekanizmayı, önceki bilgi birikimlerinden de yararlanarak açıklamışlardır.

Petrojenetik Mekanizma

Yaklaşık 10 km kalınlığındaki okyanus tabanı ve altındaki üst manto malzemesi (peridotit) katı ve kırılmalıdır. Ancak bu katılık 70-80 km derinliğe kadar geçerlidir. Bu derinlik (P) dalgalarının hızının 8.1 km/sn'dan 7.9 km/sn'ye düştüğü plakanın alt sınır bölgesidir. Hız değişikliği peridotitin bu noktada kırılma özelliğini kaybettiğini ve katı halde hareketli olabileceğini göstermektedir. Normal ısı ve basınç koşullarında katı olan silikat kayaları basınç belli tutulup ısı yükseltince katı halde hareketli olabilir (Vadi aşağı akabilen buzul gibi), ergime noktasına yaklaştıkça bu hareketlilik daha da fazlaşır.

Böyle katı halde akma özelliğine erişmiş, yer yer bölümsel ergimeye uğramış ve P dalgalarının hızının düşük olduğu bu zona «Düşük hız zonu» veya zayıf küre anlamına gelen «Astenosfer» denmektedir. Bu zonda sıcaklık 1300-1600°C dir ve derinlikle artar. Bu sıcaklıkta bir silikat kayası atmosferik şartlarda bütünüyle sıvıdır ancak basınç arttıkça ergime derecesi yükseleceğinden bu derinlikteki basınçta katı halde bulunur. Şekil 2'nin alt kısmındaki diyagramda peridotitin (kuru koşullarda) ergime çizgisi ile ısı

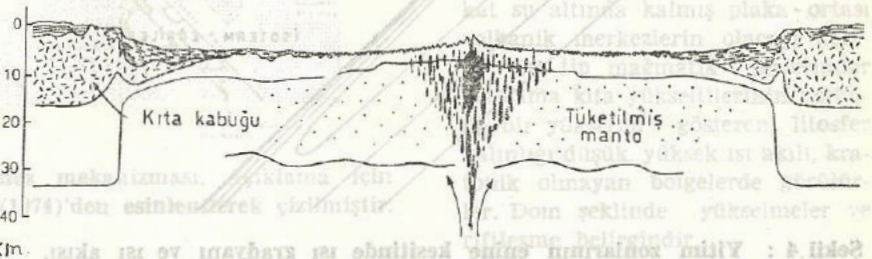


Şekil 2: Okyanus ortası sırtlarda petrojenez mekanizması.
DHZ = Düşük hız zonu (Oxburgh, 1974'den değiştirilerek).

gradyanının durumu özetlenmiştir. Diyagramda ergimeye en uygun derinliğin 80-100 km olduğu görülmektedir. Bu derinlikte ergimeye ulaşabilmek için üç yardımcı faktörden biri gereklidir, 1) Sıcaklığı daha da artırmak 2) PH_2O (buhar basıncı) sağlamak, veya 3) Basıncı düşürmek. Isı gradyanı değişmez olduğundan sıcaklık artamaz. Mantoya herhangi bir şekilde H_2O eklenmesinde düşünülemez. Ancak sırt ekseninden iki yana plakalar uzaklaştıklarından (yılda birkaç santimetre) tam eksenin altında bir basınç ferahlaması olacaktır. Basıncın bu şekilde düşmesi yaklaşık 25 km derinlikte bölümsel ergimenin yoğun bir şekilde artmasına (yaklaşık % 30) neden olmaktadır.

Silikat eriyiği kendisinin oluştuğu katıdan %20 daha az yoğunur. Dolayısıyla eriyik küçük cepler ve daha sonra magma odalarını oluşturarak diyapirik şekilde yükselecektir. Isıyı aşağıdan yukarıya taşıyan bu mekanizma eksen boyunca ısı akışının yüksekliğini açıklamaktadır (Şekil 3).

Okyanus ortası sırtlarda oluşan magmatizmanın kimyasal karakterine etki eden faktör, bölümsel ergimenin 25 km kadar derinlikteki uyumsuz (incompatible) elementlere



Şekil 3: Okyanus ortası sırtlarda bazaltın oluşma derinliğini kıtalarla karşılaştıran enine kesit.

fakirleşmiş tüketilmiş üst manto malzemesinde olmasıdır (Şekil 3). Bu eriyikten oluşacak toleyitik bazaltlar, uyumsuz elementler açısından fakirleşeceklerdir.

Yitim Zonları

Plaka hareketlerinin oluşturduğu diğer bir petrojenez mekanizması yitim zonlarında oluşmaktadır. Yitim zonlarının bazıları sialik kıtadan yarı okyanus baseniyle ayrılır (Japon adaları) bazılarında yitim zonu kıtanın bir parçasıdır ve ana kıtaya arasında tabanı okyanus tabanı olmayan bir tekne vardır (Aleutian yayı). Bazende yitim zonu doğrudan kıta kenarındadır (Kordilera tipi).

Yitim zonlarının bölümleri bir kesit üzerinde özetlendiğinde (Şe-

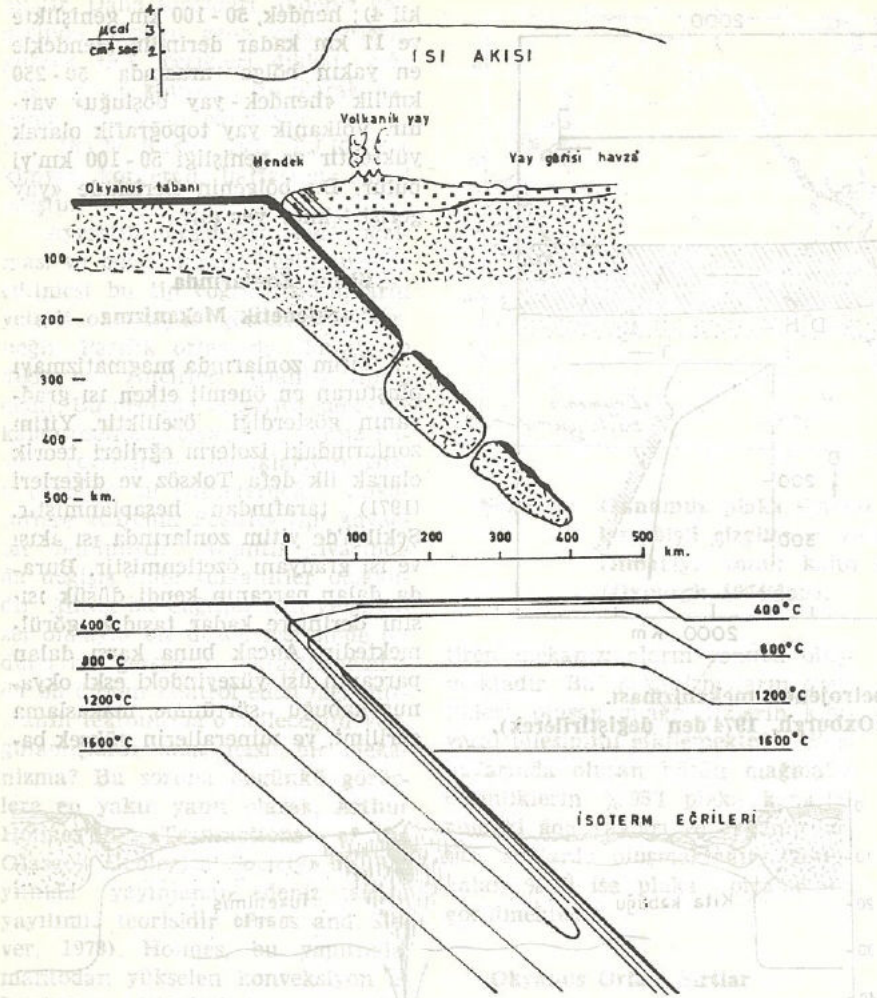
kil 4); hendek, 50-100 km genişlikte ve 11 km kadar derindir. Hendekle en yakın bölge arasında 50-250 km'lik «hendek-yay boşluğu» vardır. Volkanik yay topoğrafik olarak yüksektir ve genişliği 50-100 km'yi bulur. Bu bölgenin ilerisinde «yay gerisi tekne» yer alır.

Yitim Zonlarında Petrojenetik Mekanizma

Yitim zonlarında magmatizmayı oluşturan en önemli etken ısı gradyanının gösterdiği özelliştir. Yitim zonlarındaki izoterm eğrileri teorik olarak ilk defa Toksöz ve diğerleri (1971) tarafından hesaplanmıştır. Şekil 4'de yitim zonlarında ısı akışı ve ısı gradyanı özetlenmiştir. Burada dalan parçanın kendi düşük ısısını derinlere kadar taşıdığı görülmektedir. Ancak buna karşı dalan parçanın üst yüzeyindeki eski okyanus kabuğu sürtünme, makaslama gerilimi, ve minerallerin yüksek ba-

sınc altında daha yoğun fazlara geçmesi sürecinde açığa çıkan ısı sonucu aşırı ısınmıştır. Bu ısınma yitim zonlarında oluşan magmatizmanın ana etkenidir.

Yitim zonlarında petrojenez mekanizması ve oluşan volkanitlerin jeokimyasal yönemesi 1970'lerde yoğun şekilde araştırılmıştır (Örneğin; Kuno 1966, Jakes and White 1969-1972, Jakes and Gill 1970, Miyashiro 1972, Green 1973). Yitim zonlarının petrolojik gelişimi Ringwood (1974) tarafından yeniden gözden geçirilmiştir. Ringwood'a göre (Şekil 5) yitim zonlarında dalan peridotitik litosfer, üzerinde taşıdığı yaklaşık 10 km kalınlığındaki okyanus kabuğunu da beraberinde taşır. Okyanus kabuğu bazalt, gabro, yeşilist, amfibolit ve yer yer de serpantin-



Şekil 4 : Yitim zonlarının enine kesitinde ısı gradyanı ve ısı akışı. Açıklama için metne bakınız (Oxburgh, 1974'den basitleştirerek).

den oluşmuştur. Bu malzeme 70-100 km derine indiğinde ısı 650°C'yi geçmiş ve malzemedeki amfibolit suyunu kaybederek eklojit'e dönüşmeye başlamıştır. Açığa çıkan H₂O oluşturduğu buhar basıncıyla dalma yüzeyinin üzerinde aşırı ısınmış üst mantoda bölümsel ergimeye neden olacaktır. Bu ergimenin olduğu üst manto derinliği toleyitik volkanitlerin karakterini saptayacaktır.

Dalmanın daha ileri evrelerinde kabuk 100-150 km'ye erişir. Bu derinlikteki sıcaklıklarda serpantinler de sularını kaybederler ve P H₂O gittikçe artar. Eklojite dönüşmüş kabuk bu sıcaklık ve buhar basıncında bölümsel ergimeye uğrar. Bu eriyiğin içinden geçtiği üst manto ile de reaksiyona girebileceği düşünülebilir. İçinde okyanus kabuğu-

nun ergimesiyle oluşmuş sıvıyı içeren bu mağma diapirik şekilde seçecek ve ayrımlaşarak kalk-alkalen volkanitleri oluşturacaktır.

Görüldüğü gibi dalma yüzeyi boyunca bölümsel ergime mekanizmasını harekete geçiren iki önemli etken vardır: Isının aşırı yükselmesi ve okyanus tabanından gelen suyun P H₂O'nı artırması.

Yay Üzerinde Volkanik Serilerin Zamanda ve Mekanda Dağılımı

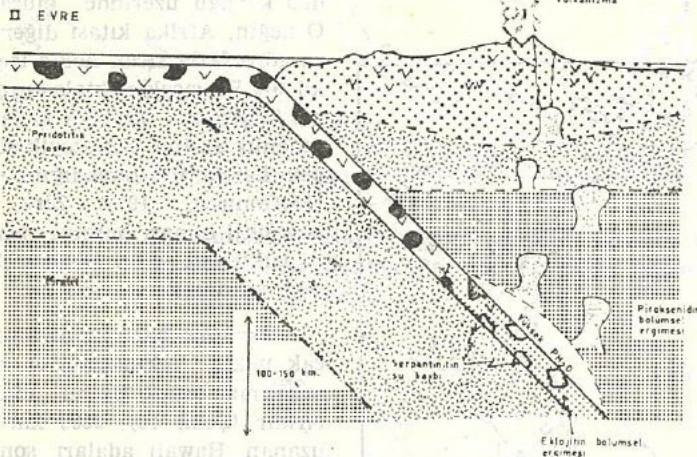
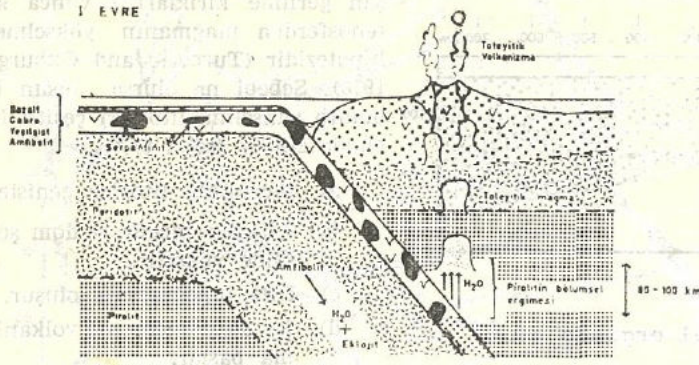
Yitim zonlarındaki bu petrolojik gelişim, farklı kimyasal bileşimdeki volkanitlerin zaman ve mekan açısından belli bir düzende dağılımına neden olmuştur.

Yüzeyledeki dağılım incelendiğinde volkanik yayın okyanus tarafında manto kökenli, uyumsuz elementlerce tüketilmiş toleyitik volkanitler yer alır. Bunlarda az çok demir zenginleşmesi olağan fakat ayrımlaşmada SiO₂ zenginleşmesi sınırlıdır. Toleyitik volkanitleri kıtaya doğru, kabuk kökenli, uyumsuz elementlerce zenginleşmiş kalk-alkalen volkanitler izler. Bu seride ayrımlaşma sürecinde SiO₂ zenginleşmesi karakteristiktir. Kıtaya doğru kalk-alkalen seriden sonra gelen üçüncü zon alkallenliğiyle dikkati çeker. Sodyumca zengin alkali bazalt serisi veya potasyumca zengin «soşonitik» seri olağandır. K₂O miktarı ile yitim zonu derinliği arasındaki dikkat çekici ilgi, gözlemsel olarak Dickinson ve Hatherton (1967) tarafından bulunmuştur. Aynı zamanda SiO₂ içeren volkanitlerde K₂O miktarı yitim zonunun derinliğiyle artmaktadır. Bu jeokimyasal gözlem eski yitim zonlarında dalım yönünü açığa çıkarmak açısından önemlidir. Ada yaylarındaki volkanitlerde kimyasal bileşimin mekanda dağılımı modeli Japonya ada yayındaki Kuvaterner volkanitleri üzerinde Kuno (1966) ve Miyashiro (1972) tarafından ayrıntılı incelenmiştir (Şekil 6).

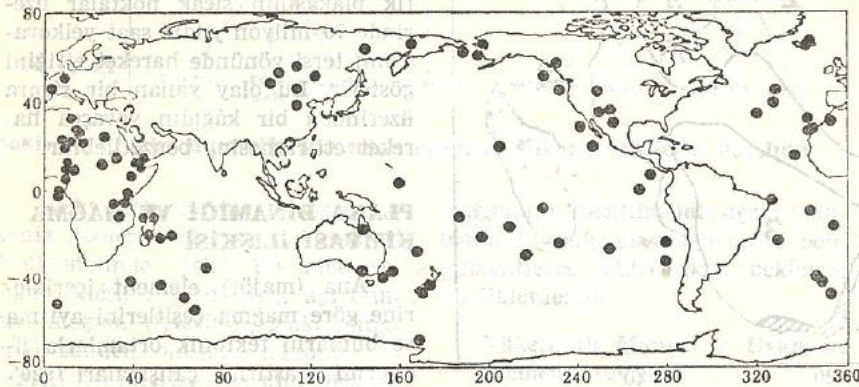
Dağılım zaman açısından incelendiğinde genç ada yaylarında toleyitik volkanizmanın egemen olduğu görülür. Örneğin; Avusturalya doğusundaki Tonga yayı gibi. Bu tip yaylarda yitme hızıdır (9 cm/yıl), hendek derinliğide hızla orantılı olarak artmış 11 km yi bulmuştur.

Daha olgun yitme zonlarında kalk-alkalen seri egemendir. Olgun yaylarda yitme hızı yavaşlamıştır (5-6 cm/yıl). Hendek derinliğide 6-7 km kadardır. Bu tip yitim zonlarına Aleutian ve Endenezya yayları örnektir.

Son evrede yitim zonu olgunlaşmıştır, egemen volkanizma alkalenidir. Diğer tip volkanizmalar görülmez veya azınlıktadır. Yitme hızı yavaşlamış yılda 1-2 cm'ye düşmüştür. Dolayısıyla hendek çukurluğu kalmamış, düzleşmiştir. Ege ve Sicilya yaylarında görülen potasyumca zengin lavlar bu tip yitim zonları volkanizmalarına örnektir.



Şekil 5 : Yitim zonlarında petrojenez mekanizması. Açıklama için metne bakınız. Ringwood (1974)'den esinlenilerek çizilmiştir.



Şekil 7 : Yeryüzünde sıcak noktaların dağılımı (Turcotte and Oxburgh, 1978'den).

Plaka Ortası Magmatizma

Yeryüzünde görülen magmatik etkinliklerin önemli bir bölümü plaka kenarlarındaki petrojenetik mekanizmalarla ilişkili görülmezler. Örneğin; Hawaii volkanik adaları dünyanın en büyük plakasının or-

tasındadır. Bu tip volkanizmalar kıta üzerlerinde de görülür, Afrika, Kenya vadisi, K. Amerika'da olduğu gibi. Yeryüzünde 100'den fazla plaka-ortası volkanik merkez saptanmıştır (Şekil 7). Okyanuslarda, saptadıklarımızdan çok daha fazla, fa-



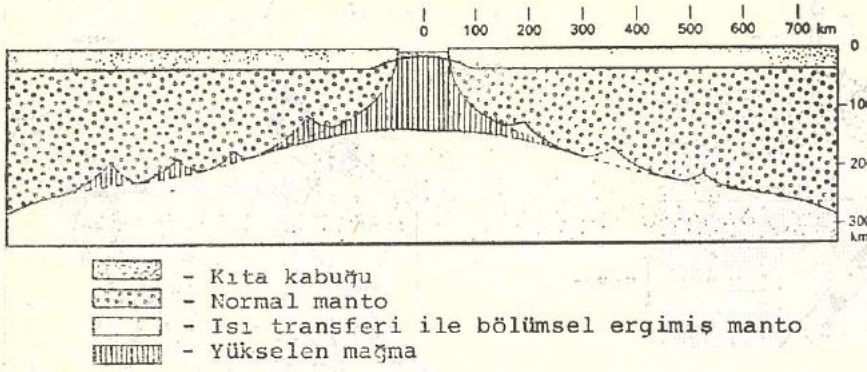
Şekil 6 : Japon ada yayında Kuaterner yaşlı toleyitik (küçük boş yuvarlaklar), yüksek alüminyumlu (büyük boş yuvarlaklar) ve alkalen (küçük dolu yuvarlaklar) volkanitlerinin dağılımı (Kuno, 1966'dan).

kat su altında kalmış plaka-ortası volkanik merkezlerin olacağı açıktır. Bu tip magmatik yerleşimler ortalama kıta yükseltilerinin üstünde bir yükselim gösteren, litosfer kalınlığı düşük, yüksek ısı akıtlı, kratonik olmayan bölgelerde görülürler. Dom şeklinde yükselmeler ve riftleşme belirgindir.

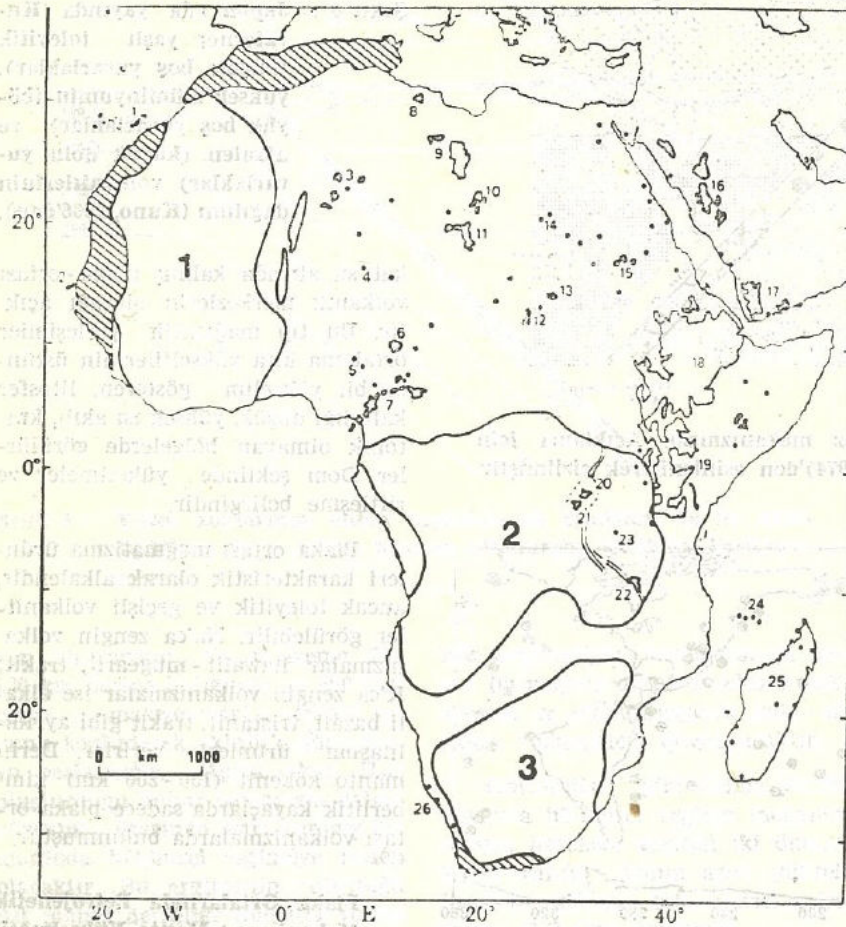
Plaka ortası magmatizma ürünleri karakteristik olarak alkalendir, ancak toleyitik ve geçişli volkanitler görülebilir. Na'ca zengin volkanizmalar hawaiiit-mugearit, trakit; K'ca zengin volkanizmalar ise alkali bazalt, tristanit, trakit gibi ayrım-laşma ürünleri verirler. Derin manto kökenli (150-200 km) kimberlitik kayalarda sadece plaka ortası volkanizmalarda bulunmuştur.

Plaka Ortalarında Petrojenetik Mekanizma : Manto Yükselmesi

Litosferin altındaki kısımlarda ısı her yerde eşit olmayabilir. Jeofizikçiler manto içerisinde bazı bölgelerde radyojenik elementlerin fazla bulunabileceğini dolayısıyla o noktada kimyasal ısı yükselmesi sonucu bir sıcak noktanın (hot spot) oluşabileceğini, Astenosferde dar veya geniş çaplı konveksiyon akımının her zaman olabileceğini, ayrıca li-



Şekil 8 : Doğu Afrika rift sisteminde manto yükselmesi (Gass ve diğerleri, 1978'den).



Şekil 9 : Afrika'da sıcak noktaların oluşturduğu Senozoyik yaşlı volkanitlerin dağılımı. 1,2,3 = kratonik alanlar, taramalı kısım = orojenik kuşak (Gass ve diğerleri, 1978'den).

tosferin alt kısmında, astenosfere sirtündüğü bölgede, sirtünmeden dolayı yersel ısı yükselmesinin olası olduğunu vurgulamışlardır (Turcotte and Oxburgh, 1978). Mantoda oluşan bu ısı karmaşası, sıcak fakat

katı malzemenin sütünsal bir yapıda akıntılar halinde yükselmesine neden olacaktır. Plaka içi volkanizmayı açıklamak için diğer bir görüş, ilk defa Betz ve Hess tarafından 1941'de ortaya atılan, litosferde olu-

şan gerilme kırıkları boyunca astenosferden mağmanın yükselmesi hipotezidir (Turcotte and Oxburgh, 1978). Sebebi ne olursa olsun bu manto yükselimi litosferi çeşitli biçimde etkiler (şekil 8).

- Sıcaklıkla litosfer genişler.
- Litosfer inceler ve dom şeklinde yükselir.
- Rift topografyası oluşur.
- Isı akışı artar ve volkanizma başlar.

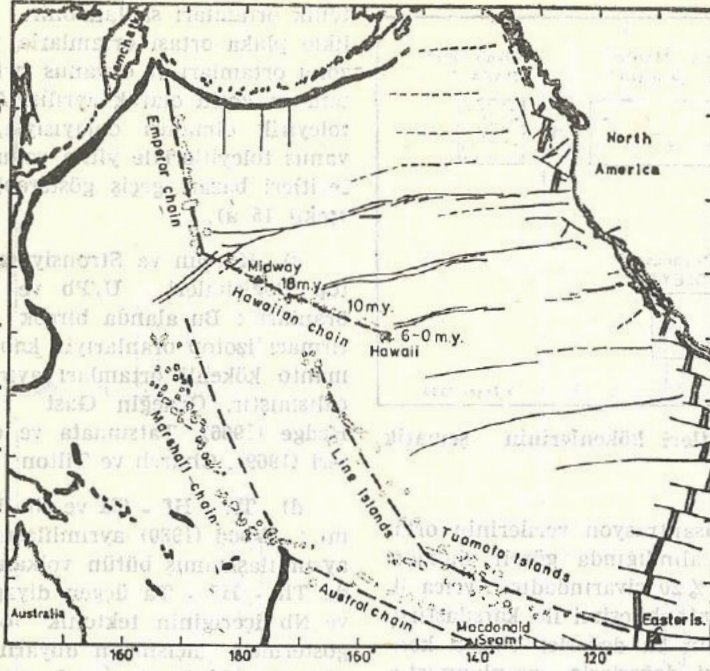
Plaka ortası mağmatik etkinlikler hem kıta kabuğu hem de okyanus kabuğu üzerinde oluşabilirler. Örneğin, Afrika kıtası diğer kıtalara göre fazla sıcak nokta içerir (Şekil 9). Bu sıcak noktaların çok oluğu Afrika'nın, şimdiye kadar düşümlenen aksine, Senozoyik süresince pek hareketli olmadığını gösterir (McConnell, 1977). Zira, kıtanın hareketli olması halinde sıcak manto yükselimi kalın litosfer üzerinde etki yapamaz.

Okyanus kabuğu üzerindeki sıcak nokta etkinliğine en ayrıntılı çalışılmış örnek Hawaii adalar zinciridir (Şekil 10). 3000 km çizgisel uzanan Hawaii adaları sonra yön değiştirerek Emperor takım adalarını oluştururlar. Pasifikteki diğer ada zincirlerinde bu yönsemeye paralellik gösterirler. Bu özellik Pasifik plakasının sıcak noktalar üzerinde 70 milyon yıldır saat yelkovanının tersi yönünde hareket ettiğini gösterir. Bu olay yanan bir sigara üzerinden bir kâğıdın yavaşça hareket ettirilmesine benzetilebilir.

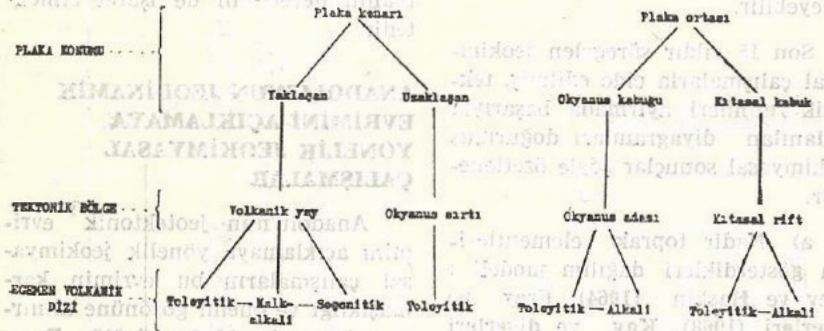
PLAKA DİNAMİĞİ VE MAĞMA KİMYASI İLİŞKİSİ

Ana (majör) element içeriklerine göre mağma çeşitlerini ayırma ve bunların tektonik ortamlarla ilişkilerini araştırma çalışmaları 1920'lerde İngiltere'de başladı.

Bailey ve diğerleri (1924), Tilley (1950) toleyitik ve alkali olivin bazalt mağmalarını ayırtadılar. Kuno (1966) yüksek alüminyumlu (kalk-alkalen) bazaltların Japonya'daki dağılımını araştırdı. Miyashiro (1975) volkanik serilerle tektonik yerleşimler arasındaki ilgiyi ayrıntılı çalışılmış bölgelerden örnekler vererek açıklamaya çalıştı.



Şekil 10 : Pasifik'te ada zincirleri. Koyu alanlar = yitim zonları, çift çizgiler = okyanus ortası açılma alanları. Açıklama için metne bakınız (Oxburgh, 1974'den).



Şekil 11 : Plaka dinamiği açısından egemen volkanik dizilerin dağılımı.

Plaka konumu ile, oluşan volkanik dizilerin kimyasal karakteri özetlendiğinde (şekil 11) ana element bileşimi yardımıyla ayrılanmış magma tiplerinin, plaka dinamiği sonucu oluşmuş tektonik rejimleri karakterize etmediği görülür. Örneğin, toleyitik ve alkali diziler her ortamda olağandır. Petrojenetik mekanizmalar incelendiğinde, oluşan magmalardaki kimyasal farklılığın bölümsel ergimenin olduğu malzemenin kökeninden geldiği anlaşılır. Kabuk kökenli magmanın manto kökenli magmadan farklı birçok kimyasal özelliği olması (örneğin, yüksek Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ oranı) ayrıca tüketilmiş mantodan türeyen bir

magmanın, tüketilmemiş derin mantodan türemiş magmaya göre belli elementlerce fakirleşmesi, beklenen özelliklerdendir.

Tüketilmiş Manto ve Uyumsuz Element Kavramı

Manto yeryuvarının en hacimli bölümüdür. Üst manto ise okyanus ortası sirtlarda ve plaka ortalarında oluşan bazaltların kaynağıdır. Okyanus ortası sirtlarda km başına kabuğa eklenen bazalt miktarı yılda $5-6 \times 10^9 \text{ m}^3$ dür (Menard, 1967), plaka ortalarında oluşan riftlerde ise bu değer 4-6 defa fazladır.

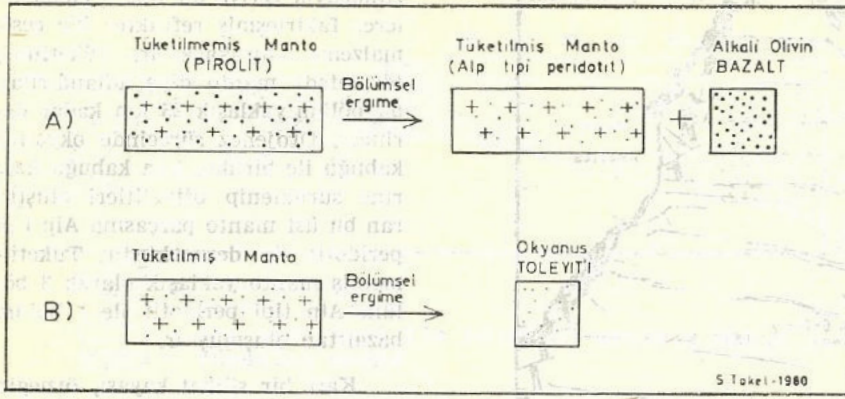
En az üç milyar yıldır süregelen bu olgu, üst mantodan bazaltın ay-

rılmasıyla geriye bir takım elementlerce fakirleşmiş refrakter bir çeşit malzeme bırakacaktır. Tüketilmiş (depleted) manto diye adlandırılan bu bölüm yaklaşık 25 km kadar derindir. Orojenez sürecinde okyanus kabuğu ile birlikte kıta kabuğu üzerine sürüklenip ofiyolitleri oluşturan bu üst manto parçasına Alp tipi peridotit de denmektedir. Tüketilmemiş manto yaklaşık olarak 3 bölüm Alp tipi peridotit ile 1 bölüm bazalttan oluşmuştur.

Katı bir silikat kayası, örneğin üst manto parçası, bölümsel olarak ergidiğinde oluşan eriyiğe (magma) ilk geçen K, Rb, Sr, Pb, Th, U, Ba, Zr, Nb, nadir toprak ve Ti (Ultrafrik sistemde) gibi elementleri Ringwood (1969), ergime sürecinde diğer elementlere göre farklı davranışlarından, diğer bir deyişle dengede bulunan bir sistemde kristal fazı (inputable) tercih etmeyip sıvı faza geçtiklerinden ötürü «uyumsuz elementler» olarak sınıflandırmıştır.

Üst mantodaki bu olgu mantonun farklı bölümlerinden oluşan bazaltlara da yansımaktır. Tüketilmiş sığ mantodan türeyen bazaltların (düşük potasyumlu toleyitler) «K» ve diğer uyumsuz element içerikleri çok düşük olacaktır. Tüketilmemiş derin manto ise bölümsel ergidiğinde uyumsuz elementlerce zengin alkali olivin bazaltları verecektir (şekil 12). Şekil 13 incelendiğinde bütün bazaltların olağan kondirit (1)'lerden çok daha fazla uyumsuz element içerdikleri görülecektir. Bu da gösterir ki bütün bu elementler bölümsel ergimede hemen sıvı faza geçmişler ve bu fazdaki konsantrasyonları oluştukları katıdan çok daha yüksek olmuştur.

K, Rb, Sr gibi uyumsuzluk karakteri yüksek olan elementlerden faydalanılarak, bazaltların türediği manto derinliği yaklaşık kestirilebilir. K/Rb ve Sr/Rb gibi element çiftleri oranları, eğer bölümsel ergime miktarı % 10-15'e erişmişse ana kayadaki oranlarla hemen hemen aynıdır (Gast, 1968). Bu oran manto derinliği ile orantılı olarak değişkendir. K ve Rb miktarı derindeki tüketilmemiş mantodan, sığ tüketilmiş mantoya doğru azalır. Ancak bu azalma eşit oranlarda ol-



Şekil 12 : Alkali bazalt ve okyanus toleyitleri kökenlerinin şematik gösterilişi.

maz. Rb yaklaşık 15 misli, K ise yaklaşık 7 misli azalır (Bak. Şekil 13). Dolayısıyla oran aynı kalmaz, sıg mantoya doğru artar.

Bir bölgede, aynı kaynaktan geldiği kesinlik kazanmış bazaltlar arasında bazı örnekler, topluluğu oluşturan diğerlerine göre düşük K/Rb ve Sr/Rb oranı gösterebilirler. Bu durum, eriyiğin bu bölümünün ergimenin ilk başlangıçta oluşup ayrıldığını gösterir.

(1) Olağan kondiritler yeryüzüne düşen meteoritlerin % 80'ni oluştururlar. Yeryuvarının bu tip, homojen bir kondiritik bileşimden gelişerek oluştuğu düşünülmektedir.

İz Elementler Yardımıyla Tektonik Rejimlerin Saptanması

Plaka dinamiğinin neden olduğu petrojenetik mekanizmaların kabuk, tüketilmiş manto, tüketilmemiş manto gibi bileşimi farklı ortamlardan farklı mağmaları oluşturmaları, özellikle uyumsuz elementlerin bu farklı mağma tiplerinde, aynı tip mağma çeşitlerinde olduğundan çok daha değişik konsantrasyonlarda bulunmalarını sağlayacaktır. Yazar, etkinlikleri halen süren, tektonik rejimleri kesinlikle saptanmış, bazalt bileşimindeki volkanitlere ait, 1979 yılına kadar elde edebildiği, yayınlanmış jeokimyasal verileri toplayarak şekil 13'deki diyagramları hazırlamıştır. Bu diyagramlarda on ayrı uyumsuz iz elementin, plaka dinamiğine göre konumlanmış çeşitli ortamlardaki ortalama konsantrasyonları gösterilmiştir. Her elementin aynı ortamdan elde edi-

len konsantrasyon verilerinin ortalaması alındığında görece standart sapma % 20 civarındadır. Ayrıca ilkel manto bileşimi ile karşılaştırılması için bu değerler olağan kondiritteki değerlerle oranlanmıştır. Değerler incelendiğinde, her elementin, değişik ortam bazaltlarında son derece ayırtman konsantrasyon farklılıkları gösterdiği görülür. Örneğin tek bir «Nb» analizi bile ortamı işaretleyebilir.

Son 15 yıldır süregelen jeokimyasal çalışmalarla elde edilmiş, tektonik rejimleri ayırmada başarıyla kullanılan diyagramları doğurmuş jeokimyasal sonuçlar şöyle özetlenebilir.

a) Nadir toprak elementlerinin gösterdikleri dağılım modeli : Frey ve Haskin (1964), Frey ve diğerleri (1968), Kay ve diğerleri (1970), Shilling (1971), yaptığı çalışmalarda tüketilmiş mantodan türemiş bazaltlarda bütün nadir toprakların kondiritik (yaklaşık 10 x kondirit) olduğunu göstermiştir. Derin manto kökenli alkali olivin bazaltlarda ve kabuk kökenli kalk-alkalen andezitlerde ise nadir toprakların farklılaşmış olduğu görülür. Bunlarda hafif nadir topraklar zenginleşmiş (andezitler = 50 x kondiritik, alkali olivin bazalt = 200 x kondiritik) ağır nadir topraklar ise değişmemiştir (Şekil 14).

b) Ti, Zr, Y, Nb ve Sr gibi uyumsuz element dağılımları : Pearce ve Cann (1973), Pearce ve Norry (1979)'nin elde ettikleri ayırtman diyagramlarla (şekil 15 ve 20) bazalt bileşimindeki kayaçların tek-

tonik ortamları saptanabilir. Özellikle plaka ortası ortamlarla, yitim zonu ortamları ve okyanus sırtı ortamları kesin olarak ayrılır. Ancak toleyitik olmaları dolayısıyla, okyanus toleyitleriyle yitim zonu toleyitleri bazan geçiş gösterebilirler (şekil 15 a).

c) Kurşun ve Stronsiyum İzotop Değişimleri, U/Pb ve U/Th oranları : Bu alanda birçok araştırmacı izotop oranlarıyla kabuk ve manto kökenli ortamları ayırmaya çalışmıştır. Örneğin Gast (1967), Hedge (1966), Tatsumata ve diğerleri (1969), Church ve Tilton (1973).

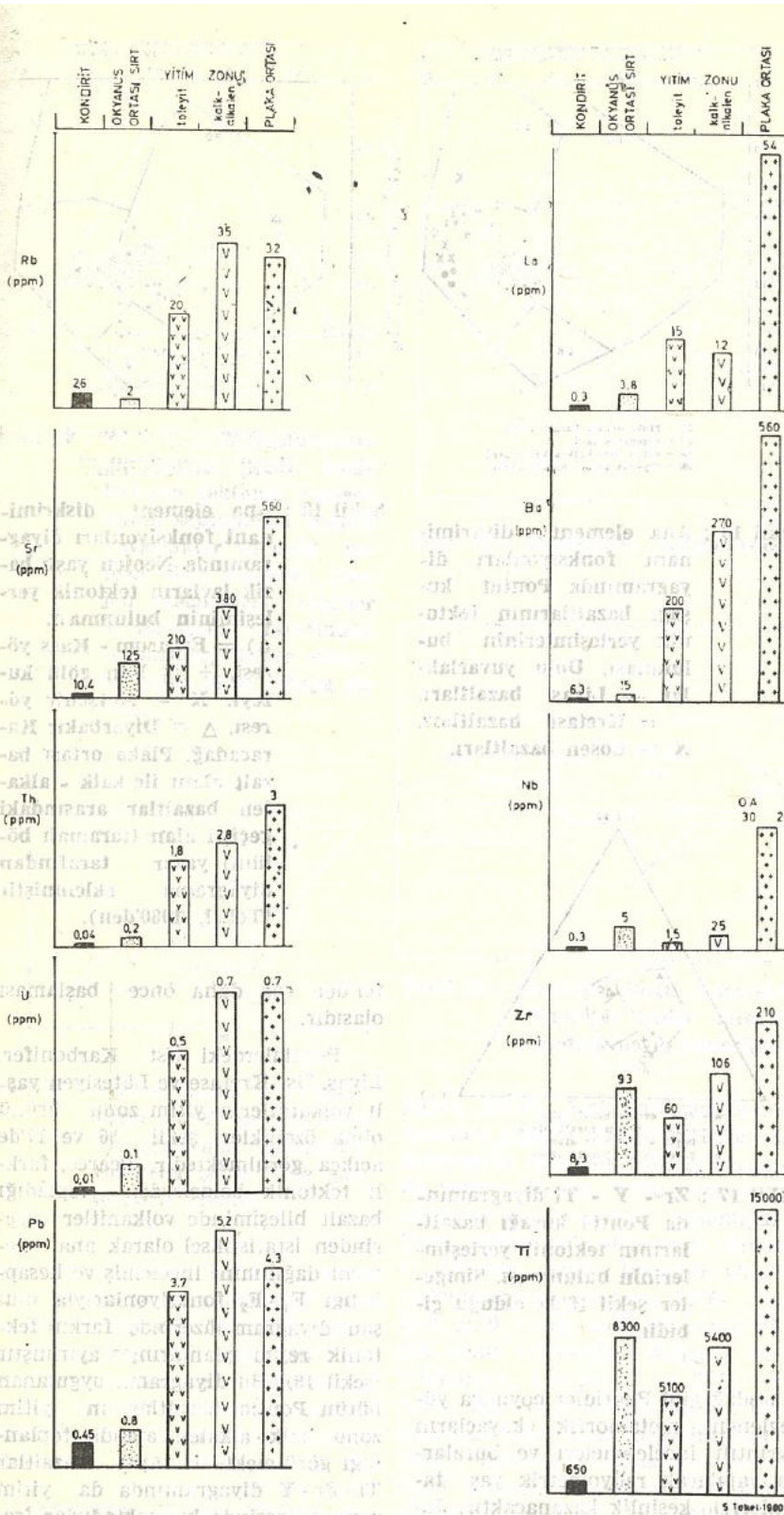
d) Th - Hf - Ta ve Nb dağılımı : Wood (1980) ayrımlaşmış ve ayrımlaşmamış bütün volkaniklerde Th - Hf - Ta üçgen diyagramı ve Nb içeriğinin tektonik ortamı göstermesi açısından duyarlı bir gösterge olduğunu ve ada yayı toleyitleriyle kalk-alkalen lavları kolaylıkla ayırdığını vurgulamıştır.

Th - Hf - Ta üçgeni ve aynı zamanda Nb miktarı kabuktan buluşmanın derecesini de işaret etmektedir.

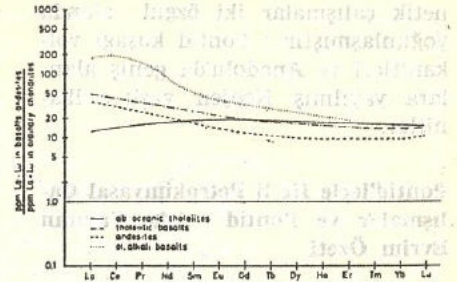
ANADOLU'NUN JEODİNAMİK EVRİMİNİ AÇIKLAMAYA YÖNELİK JEOKİMYASAL ÇALIŞMALAR

Anadolu'nun jeotektonik evrimini açıklamaya yönelik jeokimyasal çalışmaların bu evrimin karmaşıklığı ve önemi gözönüne alınırca çok sınırlı olduğu görülür. Buna karşın Anadolu'nun plaka dinamiği açısından gelişimini irdeleyen yazılar ve önerilen modeller ise oldukça fazla ve çeşitlidir. Bu çalışmalar petrojenetik yorumlara elverişli jeokimyasal veriler yerine elde edilmesi kolay, değişik yorumlara uygun, genel jeoloji verilerine dayandığından, ileri sürülen modeller birbirleriyle ve bazıları plaka dinamiğinin kuralları ile de çelişkilidir. Bu durumda, özellikle, genç yerbilim öğrencilerinin Anadolu'nun evrimini kavramalarını olanaksız hale getirmekte ve aynı zamanda plaka tektoniğinin gerçekliği hakkında kuşkuya düşmelerine neden olmaktadır.

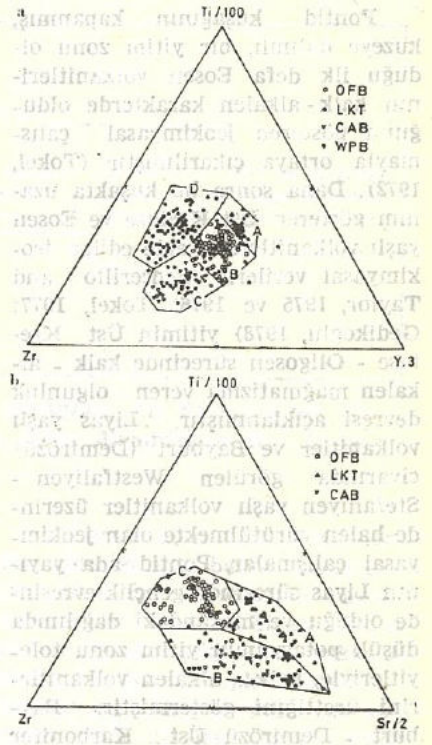
Anadolu'da tektonik yerleşiminin açıklanmasına yönelik petroje-



Şekil 13 : Uyumsuz elementlerin, plaka dinamiğine göre konumlanmış çeşitli ortamlardaki bazaltlarda ortalama konsantrasyonları. Kondirit değerleri Wedepohl (1975)'den alınmıştır. Açıklama için metne bakınız.



Şekil 14 : Kondiritlere karşı oranlanmasına göre nadir toprak elementlerinin farklı bazalt tiplerinde ve kalk - alkali andezitlerdeki dağılımı (Wedepohl, 1975'den).



Şekil 15 : Bazalt bileşimindeki volkanitlerde Ti-Zr, Y ve Sr dağılımından yapılmış ayırtman diyagramları. OFB = okyanus tabanı bazaltlar, LKT = düşük potasyumlu tolayitler, CAB = kalk-alkali bazaltlar, WPB = plaka - ortası bazaltlar (Farce and Cann, 1973'den).

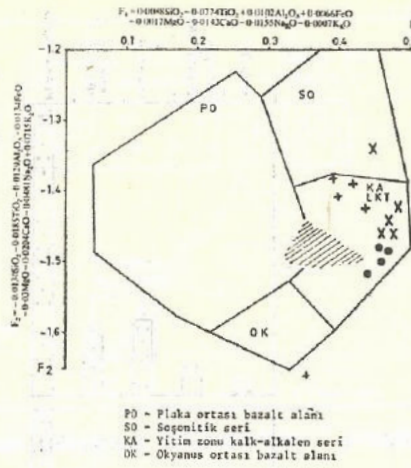
netik çalışmalar iki özgül alanda yoğunlaşmıştır : Pontid kuşağı volkanitleri ve Anadolu'da geniş alanlara yayılmış Neojen yaşlı volkanitler.

Pontid'lerle İlgili Petrokimyasal Çalışmalar ve Pontid Ada Yayının Evrim Özeti

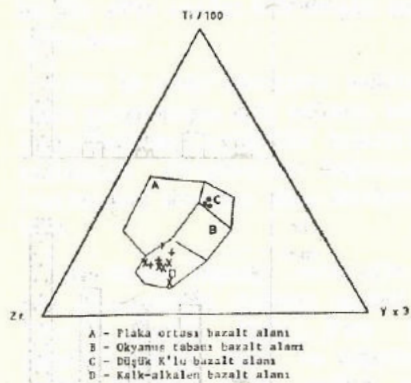
Türkiye genel jeoloji haritasına bakıldığında granit yüzeylenmelerinin, yoğun Liyas, Üst Kretase ve Eosen volkanitlerinin, KD Anadolu'da Karadeniz'e iç bükey bir yay şeklinde uzandığı görülür. Granit yüzeylenmelerinin radyometrik ölçümlerle yapılan yaşları, Orta - Üst Karbonifer, Orta - Üst Kretase ve Eosen olarak bulunmuştur (Çoğulu, 1975; Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978).

Pontid kuşağının kapanmış, kuzeye dalımlı, bir yitim zonu olduğu ilk defa Eosen volkanitlerinin kalk-alkalen karakterde olduğunu gösteren jeokimyasal çalışmayla ortaya çıkarılmıştır (Tokel, 1972). Daha sonra bu kuşakta uzanım gösteren Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitlerden elde edilen jeokimyasal verilerle (Peççerillo and Taylor, 1975 ve 1976; Tokel, 1977; Gedikoğlu, 1978) yitimin Üst Kretase - Oligosen sürecinde kalk - alkalin magmatizma veren olgunluk devresi açıklanmıştır. Liyas yaşlı volkanitler ve Bayburt (Demirözü) civarında görülen Westfaliyen - Stefaniyen yaşlı volkanitler üzerinde halen yürütülmekte olan jeokimyasal çalışmalar, Pontid ada yayının Liyas sürecinde gençlik evresinde olduğu ve mekândaki dağılımda düşük potasyumlu yitim zonu toleyitleriyle, kalk - alkalin volkanitlerini ürettiğini göstermiştir. Bayburt - Demirözü Üst Karbonifer daşitik volkanitleri, büyük bir olasılıkla Karbonifer yaşlı Gümüşhane - Köse dağı - Saraycik granit karmaşığıyla ilişkilidir. Üst Karbonifer yaşlı kömürlerle ara katkılı bu volkanitler belki de yay üzerinde su yüzeyine çıkmış ilk adayı işaret etmektedirler.

İlk adasını Üst Karboniferde veren, Liyas Üst Kretase ve Eosende etkinliğini sürdürüp Oligosen'de kapanan Pontid ada yayında; yitimin ilk ne zaman başladığı, Pular dağları, Yusufeli - Artvin, Oltu -

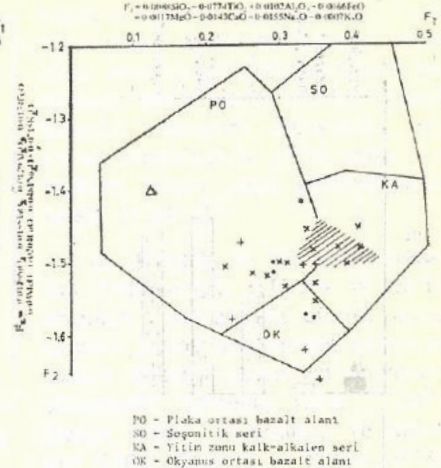


Şekil 16 : Ana element diskriminant fonksiyonları diyagramında Pontid kuşağı bazaltlarının tektonik yerleşimlerinin bulunması. Dolu yuvarlaklar = Liyas bazaltları, + = Kretase bazaltları, X = Eosen bazaltları.



Şekil 17 : Zr - Y - Ti diyagramında Pontid kuşağı bazaltlarının tektonik yerleşimlerinin bulunması. Semboller şekil 16'da olduğu gibidir.

Karadağ gibi Pontidler boyunca yüzeylenen metamorfik kayaların ayrıntılı incelenmeleri ve buralarda yapılacak radyometrik yaş tayinleriyle kesinlik kazanacaktır. Japon ada yayındaki yitim zonunda Ordovisiyen'den Miyosen'e kadar değişik yaşlı granitler bulunduğu ve bu yitimin Prekambriyen'den zamanımıza kadar süregeldiği (Miyashiro, 1973) düşünülürse Pontid ada yayında da yitimin Karboni-



Şekil 18 : Ana element diskriminant fonksiyonları diyagramında Neojen yaşlı bazik lavların tektonik yerleşiminin bulunması.

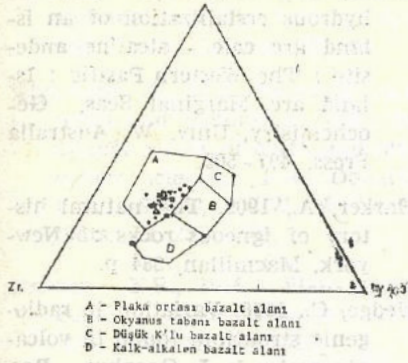
(.) = Erzurum - Kars yöresi, + = Van gölü kuzeyi, X = Nevşehir yöresi, Δ = Diyarbakır Karacadağ. Plaka ortası bazalt alanı ile kalk - alkalin bazaltlar arasındaki geçişli alan (taramalı bölüm) yazar tarafından diyagrama eklenmiştir (Tokel, 1980'den).

fer'den çok daha önce başlaması olasıdır.

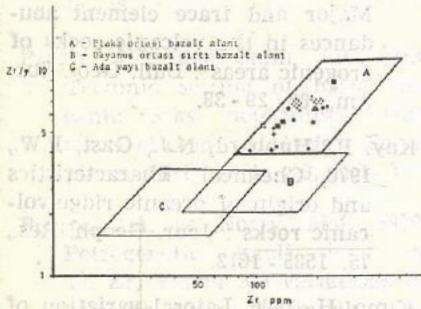
Pontidlerdeki Üst Karbonifer, Liyas, Üst Kretase ve Lütésiyen yaşlı volkanitlerin yitim zonu ürünü olma özellikleri şekil 16 ve 17'de açıkça görülmektedir. Pearce, farklı tektonik bölgelerden topladığı bazalt bileşiminde volkanitler üzerinden istatistiksel olarak ana element dağılımını incelemiş ve hesapladığı $F_1 - F_2$ fonksiyonlarıyla oluşan diyagram üzerinde farklı tektonik rejim alanlarını ayırmıştır (şekil 16). Bu diyagrama uygulanan bütün Pontid bazaltlarının yitim zonu kalk-alkalen alanda toplandığı görülmektedir. Aynı bazaltlar Ti-Zr-Y diyagramında da yitim zonu bölgesinde kalmaktadırlar (şekil 17).

Anadolu'da Neojen Volkanitlerinin Jeokimyası ve Tektonik Yerleşimi

Anadolu'da geniş dağılımlar gösteren ve yüzey olarak Anadolu'



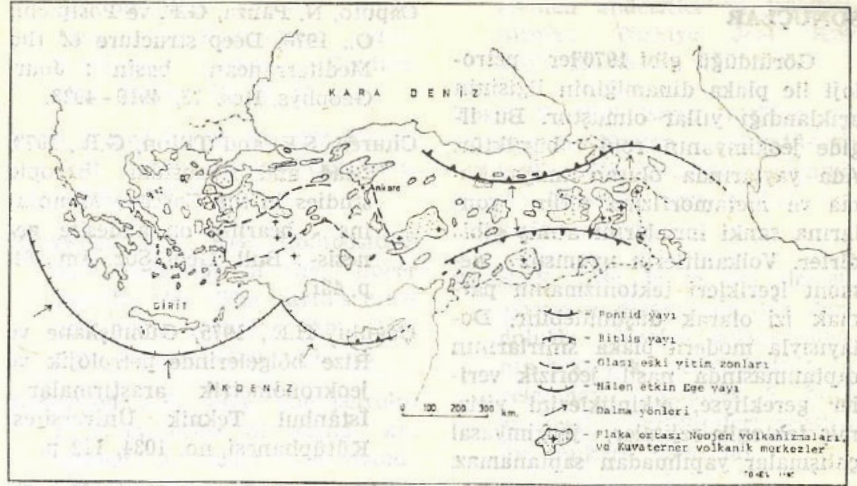
Şekil 19 : Zr - Y - Ti diyagramının Neojen yaşlı bazik lavların tektonik yerleşiminin saptanması. Küçük yuvarlaklar ve dolu kareler Batı Anadolu Neojen volkanitleri (veriler Y. Savaşım tarafından verilmiştir). Diğer simgeler şekil 18'de olduğu gibidir.



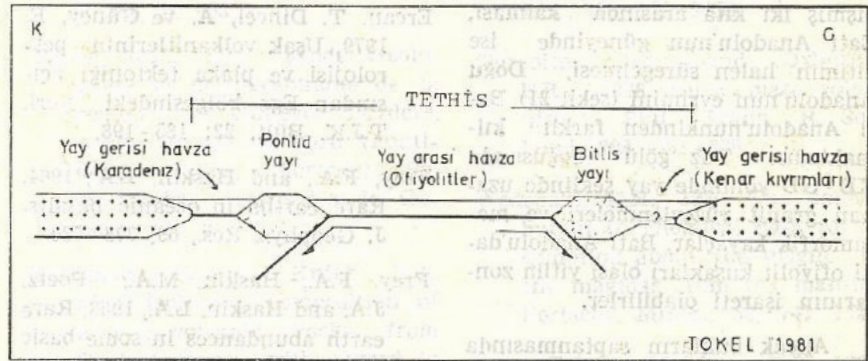
Şekil 20 : Neojen bazik volkanitlerinin Zr/Y-Zr ayırtman diyagramında gösterilişi. Simgeler şekil 18'de gösterildiği gibidir.

nun yarısına yakın bir alan kaplayan Neojen yaşlı volkanitler (şekil 21) stratigrafi, morfoloji, petrografi ve jeokimya açısından birbirlerine benzer görünüştedirler. Alkalen, toleyitik ve kalk - alkalene benzer karakterde lavlar bir arada bulunurlar.

Akdeniz'de Girit'in güneyinden geçen ve yitilme gösteren plaka sınırının (Caputo ve diğerleri, 1970; Fytikas ve diğerleri, 1976; Papazachos ve Comninakis, 1971) Güneydoğu Anadolu'da Arabistan Anadolu plaka sınırıyla bağlantılı olduğunun düşünülmesi, bu sınır bo-



Şekil 21 : Anadolu'da Neojen volkanitlerinin dağılımı ve yitim zonları.



Şekil 22 : Bugünkü Doğu Anadolu'yu oluşturan, Alt Paleozoik'ten (?) Oligosen'e kadar süregelen, plaka dinamiğinin K - G kesitinde şematik gösterilişi.

yunca Afrika Arabistan plakasının Anadolu plakası altında yitildiği ve dolayısıyla Anadolu plakası üzerinde yaygın Neojen volkanizmasının olduğu savına destek sağlamıştır. Uşak yöresi volkanitlerinin (Ercan ve diğerleri, 1979), Nevşehir yöresi volkanitlerinin (Batum, 1978) ve Van gölü civarı volkanitlerinin yitim zonu volkanitleri olduğu belirtilmiştir. Lambert ve Diğerleri (1974) Ağrı dağı volkanitlerinin kökeni için yitim zonu düşünülmemeyeceğini, kabuksal makaslama teorisinin seçenек olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Tokel (1979) Erzurum Kars yöresi volkanitlerinin, volkanolojik, mineralojik özellikleri ve ayrıca ana ve iz element içeriği açısından yitim kökenli olamayacağını, kökenin açıklanmasında manto yükseliminin düşünülmemeyeceğini vurgulamıştır.

Yukarıda açıklanan çalışmalardan elde edilmiş bazalt bileşimindeki örnekler, ana element ayırtman fonksiyonları diyagramında gösterildiğinde (şekil 18) örneklerin büyük bir kısmının plaka ortası alanında yer aldığı görülür. Bir kısmının kalk-alkalen alana geçiş göstermesi, bunların bir olasılıkla kabuk bulaşması sonucu silisyumca zenginleşmesi, dolayısıyla F_1 fonksiyonu değerinin yükselmesi sonucu olmuştur. Ancak bunlar gerçek kalk - alkalenlerde olduğu gibi $0.4'$ den yüksek F_1 değerine sahip değildir. Aynı örnekler Ti - Zr - Y (şekil 19) ve Zr/Y - Zr (şekil 20) diyagramlarında da plaka ortası alanında yer almışlardır. (Zr/Y - Zr diyagramı yüksek Zr içeren bazı ada yayı bazaltları için yanıltıcı olabilir, bu açıdan dikkat edilmelidir).

SONUÇLAR

Görüldüğü gibi 1970'ler petroloji ile plaka dinamiğinin ilgisinin açıklandığı yıllar olmuştur. Bu ilgede jeokimyanın rolü büyüktür. Ada yaylarında oluşan mağmatizma ve metamorfizma yitim zonlarına sanki imzalarını atmış gibidirler. Volkanitlerin uyumsuz element içerikleri tektonizmanın parmak izi olarak düşünülebilir. Dolayısıyla modern plaka sınırlarının saptanmasında nasıl jeofizik veriler gerekliyse, etkinliklerini yitirmiş tektonik rejimler, jeokimyasal çalışmalar yapılmadan saptanamaz.

Anadolu'nun, birbiri üzerine kenetlenmiş ada yaylarından oluştuğu savı gittikçe kesinlik kazanmaktadır. Doğu Anadolu'nun çarpışmış iki kıta arasında kalması, Batı Anadolu'nun güneyinde ise yitimin halen süregelmesi, Doğu Anadolu'nun evrimini (şekil 21) Batı Anadolu'nunkinden farklı kılmaktadır. Tuz gölü doğusunda KB - GD yönünde yay şeklinde uzanan granit yüzeylenmeleri ve metamorfik kayalar, Batı Anadolu'daki ofiyolit kuşakları olası yitim zonlarının işareti olabilirler.

Ancak bunların saptanmasında ve evrimlerinin açıklanmasında spekülasyondan kaçınmak için ayrıntılı jeokimyasal çalışmaların yapılması gereklidir. Eğitim ve araştırma kurumlarımızdaki jeokimya laboratuvarları, ağır nadir toprak elementleri ve izotoplar dışında, diğer uyumsuz elementleri kolaylıkla analiz edebilecek şekilde donatılmıştır.

Genç yerbilimcilerimizin bilgi birikimleri ve meslek tutkuları Anadolu'nun evrimindeki gizleri kısa zamanda açığa çıkaracak güçtedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bailey, E.B., Clough, C.T., Wright, W.B., Richey, J.E. and Wilson, G.V., 1924, Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull : Mem. Geol. Surv. Scot.
- Batum, İ., 1978, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi : Yerbilimleri, 4, 70 - 94.

Caputo, N., Panza, G.F. ve Postpichl, O., 1970, Deep structure of the Mediterranean basin : Jour. Geophys. Res. 75, 4919 - 4923.

Church, S.E. and Tilton, G.R., 1973, Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains - bearing on andesite genesis - : Bull. Geol. Soc. Am., 84, p. 431.

Çoğulu, H.E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar : İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, no. 1034, 112 p.

Dickinson, W.R. and Hatherton, T., 1967, Andesitic volcanism and seismicity around the Pasific, Science, 157, 801 - 803.

Ercan, T., Dincel, A. ve Güney, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri, T.J.K. Bült. 22; 185 - 198.

Frey, F.A., and Haskin, L.A., 1964, Rare earths in oceanic basalts. J. Geophys. Res., 69, 775 - 780.

Frey, F.A., Haskin, M.A., Poetz, J.A. and Haskin, L.A., 1968, Rare earth abundances in some basic rocks : J. Geophys. Res. 73, 6085 - 6097.

Fytikas, M., Guillian, O., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea, Tectonophysics : 31, 29 - 34.

Gast, P.W., 1967, Isotope geochemistry of volcanic rocks : In «Basalts» Vol. 1, Willey, New-york.

Gast, P.W., 1968, Fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types : Geoch. Cosmo. Acta, 32, 1057 - 1068.

Gast, P.W., 1968, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types : Geochim Cosmochim. Acta, 32, 1057 - 1086.

Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun - Doğanekent) (Ph. D. thesis) : Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 161 p.

Green, T.H., 1973, High pressure, hydrous crystallization of an island arc calc - alkaline andesite : The Western Pasific : Island arc, Marginal Seas, Geochemistry, Univ. W. Australia Press, 497 - 502.

Harker, A., 1909, The natural history of igneous rocks : New-york, Macmillan, 384 p.

Hedge, C., 1966, Variation in radiogenic strontium found in volcanic rocks : J. Geophys. Res 71, 1214 - 1219.

Jakes, P. and White, A.J.R., 1969, Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types : Tectonophysics, 8, 223 - 236.

Jakes, P. and Gill, J., 1970, Rare earth elements and island arc tholeiitic series : Earth. Plan. Sci. Lett., 9, 17 - 28.

Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in the volcanic rocks of orogenic areas : Bull. Geol. Soc. Am., 83, 29 - 38.

Kay, R., Hubbard, N.J., Gast, P.W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks : Jour. Geoph. Res., 75, 1585 - 1612.

Kuno, H., 1966, Lateral variation of basaltic magma across continental margins and island arcs : In continental margins and island arcs : Geol. Surv. Can. Pap., 66 - 15, 317 - 336.

Lambert, R.J., Holland, G.J., Owen, F.P., 1974, Chemical petrology of a suite of calc - alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey; Jour. Geol. 82, 419 - 438.

McConnel, R.B., 1977, East African rift system dynamics in view of Mesozoic apparent polar wander : J. Geol. Soc. Lond. 134, 33 - 39.

Menard, H.W., 1967, Sea floor spreading, topography and second layer : Science, 157, p. 923.

Miyashiro, A., 1972, Metamorphism and related magmatism in plate tectonics : Am. Jour. Sci., 272, 629 - 656.

Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: Alien and Unwin, London, 492 pp.

Miyashiro, A., 1975, Volcanic rock series and tectonic setting: In annual review of earth and planetary science, F.A., Donnath, F.G. Stehli, G.W. Wetherill (eds.), 3, 251 - 269.

Oxburg, E.R., 1974, Plain man's guide to plate tectonics: Proc. Geol. Ass. 85, 299 - 357.

Papazachos, B.C. ve Comninakis, P.E., 1971, Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, Jour. Geophys. Res. 76, 8517 - 8533.

Peacock, M.A., 1931, Classification of igneous rocks: J. Geol. 39, 54 - 67.

Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of major element pattern in basalts: Jour petrology, 17, 15 - 43.

Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: Earth planet. Sci. Lett., 19, 290 - 300.

Pearce, J.A., ve Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks; Contrib. Min. Petr. 69, 33 - 47.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the pontic chain, Northern Turkey: Bull. Volcanologique, 39, 1 - 13.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene

calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Min. Petrol. 58, 63 - 81.

Press, F. and Siever, R., 1978, Earth: W.H. Freeman and Company, U.S.A., 649 p.

Ringwood, A.E., 1969, Composition and evolution of the upper mantle: In «The earth's crust and upper mantle»: Am. Geophys. Union Monograph, 13.

Ringwood, A.E., 1974, The petrological evolution of island arc system: J. Geol. Soc. Land., 130, 185 - 204.

Shilling, J.G., 1971, Sea-floor evolution, rare earth evidence: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 268, p. 663.

Taner, M.F., 1977, Etude Géologique et pétrographique de la région de Güneyce - İkizdere, située au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie) (Ph. D. thesis): Université de Genève, 180 p.

Tatsumata, M. and Knight, R.J., 1969, Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Central Honshu - with regard to basalt genesis -: Geochem. J. 3, p. 53.

Tilley, C.E., 1950, Some aspects of magmatic evolution: Quart. J. Geol. Soc. London, 106, 37 - 61.

Tokel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of the Güntüşhane area, NE Turkey: University of London, University College, Ph. D. thesis.

Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk-

alkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeol. Kur. Büll., 20, 49 - 54.

Tokel, S., 1979, Erzurum - Kars yöresinde Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi: Doçentlik tezi, K.T.Ü., (yayınlanmamış).

Tokel, S., 1980, İz ve ana element ayırtman diyagramlarıyla Anadolu'da Neojen volkanizmasının tektonik yereleşiminin incelenmesi: Tubitak 7. bilim kongresi, yerbilimleri seksiyonu, Ankara (baskıda).

Toksöz, M.N., Minear, J.W. and Julian, B.R., 1971, Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab: J. Geophys. Res., 76, 1113 - 1138.

Turcotte, D.L., and Oxburgh, E.R., 1978, Intra-plate volcanism: Phil. Trans. R. Soc. Lond. 288, 561 - 579.

Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumption about the origin of the magmas from the mantle: Fortschr. Miner., 52, 141 - 172.

Wine, F.J. and Matthews, D.H., 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges: Nature, 199, 947 - 949.

Wood, D.A., 1980, The application of a Th - Hf - Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic Lavas of the British Tertiary volcanic province: Earth and planet. Sci. Lett., 50, 11 - 30.