

# PASINLER PLATOSU'NDAKİ ÇARPIŞMA-KÖKENLİ VOLKANİK İSTİFİN VOLKANO-STRATİGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE MAGMA ODASI İŞLEMLERİNİN PETROLOJİK MODELLEMESİ; ERZURUM-KARS PLATOSU, KD ANADOLU

## VOLCANO-STRATIGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND PETROLOGIC MODELLING OF MAGMA CHAMBER PROCESSES OF A COLLISION-RELATED VOLCANIC SUCCESSION ON THE PASINLER PLATEAU; THE ERZURUM-KARS PLATEAU, NE ANATOLIA

M. KESKİN

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İstanbul

**ÖZ:** Erzurum-Kars Platosu'nun batısında yer alan Pasinler Platosu, Kuzey-doğu Anadolu'daki çarpışma-kökenli volkanik istifin en iyi kesitlerinden birini içerir. İleri derecede evrim geçirmiş riyolitik piroklastik ürünler, istiftte az oranda görülen olivinli bazik-ortaç lavlar ile ardalanırlar. Sözkonusu piroklastik ürünler, tümtüyle camı, kristal içermeyen afirik dokulu piroklastik akıntı, döküntü ve surge'den oluşurlar. Yüksek silisli riyolitten riyodasite kadar nispeten dar bir bileşim aralığı sergilerler. İz element fraksiyasyon trendleri, bazik ve felsik bu bimodal ürünlerin aynı ana magmadan POAM (susuz) minerallerin fraksiyonel kristallenmesi ile ortaya çıktıklarını; dolayısı ile aynı magma odasında evrim geçirmiş olduklarını göstermektedir. Volkanik istifin tabanından alınan bir numunenin K/Ar radyometrik yaş tayini, volkanizmanın plato üzerinde 7.8 my önce başladığını göstermektedir. Amfibol jeobarometresi, plato üzerindeki volkanizmayı beslemiş olan magma odasının yaklaşık 11-13 km derinde yer aldığına işaret etmektedir. Özellikle Sr, Ba, Sc ve Ni için Rayleigh fraksiyasyon vektörü modelleri, magma odası içindeki magmanın SiO<sub>2</sub> bileşimi %65-67'e ulaşana kadar (sıcaklığın 700-800°C'e kadar düştüğü nokta) plajyoklas, klino-piroksen ve olivinden oluşan bir mineral topluluğunun kristallendiğini göstermektedir. Bu noktadan itibaren plajyoklas ve alkali feldspat fraksiyasyonu, kristallenme fazına egemen olmuştur. Bu kristal fazı filtrelenme ve bunu izleyen zonlanma ile magmadan ayrılmış ve kristal içermeyen yüksek-silisli magmanın oluşmasına neden olmuştur.

**Anahtar sözcükler:** Çarpışma-kökenli volkanizma, Pasinler, Erzurum-Kars Platosu, magma odası, fraksiyonel kristallenme, petrolojik modelleme.

**ABSTRACT:** The Pasinler Plateau, located to the western part of the Erzurum-Kars Plateau, contains one of the best sections through the collision-related volcanic sequence in North-eastern Anatolia. Highly-evolved pyroclastic products of rhyolitic composition are intercalated with minor amount of olivine-bearing basic to intermediate lava flows on this plateau. These pyroclastic deposits consist entirely of vitrous, crystal-free, aphyric textured pyroclastic flows, falls and surges. They display a rather narrow compositional range from high-silica rhyolites to rhyodacites. Trace element fractionation trends suggest that these felsic and basic bimodal products were generated from the same parental magma by means of fractional crystallisation of POAM (anhydrous) minerals and hence they should have evolved in the same magma chamber. K/Ar radiometric age determination of a sample from the base of the sequence indicates that volcanism on the plateau initiated about 7.8 Ma. Al-in-amphibole geobarometry, on the other hand, implies that the magma chamber which fed the volcanism on the plateau was located around a depth of 11-13 km. Modelling of Rayleigh fractionation vectors especially those of Sr, Ba, Sc and Ni indicate that the basic magma in this chamber fractionated a mineral assemblage consisting of plagioclase, clinopyroxene and olivine until SiO<sub>2</sub> of the melt reached 65-67% at which the temperature decreased down to 700-800°C. From this point onwards, fractionation of alkali-feldspar together with plagioclase dominated the crystallising phase. It appears that this phenocryst phase was separated from the melt via infiltration and following zonation and consequently produced crystal-free high-silica magma.

**Key words:** Collision-related volcanism, Pasinler, Erzurum-Kars Plateau, magma chamber, fractional crystallisation, petrologic modelling.

## GİRİŞ

Ülkemiz yüzeyinin önemli bir bölümü, genç volkanik kayalarla kaplıdır. Özellikle Doğu Anadolu'da geniş alanlarda yüzeylenen genç volkanitler, daha yaşlı formasyonlar üzerindeki gözlem şansını ve dolayısıyla bölgenin volkanizma öncesi jeolojik geçmişi hakkında yorum yapabilmeye olanağını önemli ölçüde kısıtlamaktadır. Bu kısıtlama, sadece yüzeyde yürütülen jeolojik çalışmalar için değil, jeofizik çalışmalar için de önemli bir problem teşkil etmektedir. Bu nedenle, Türkiye'nin levha tektoniği çatısı ve evrimi içinde neotektonik yapı unsurları ile bağlantı içinde gelişmiş olan genç volkanik istifler, ülkemizin jeolojik evriminin kurgulanmasında önemli potansiyelle sahiptirler.

Volkanik alanlarda yapılan araştırmalar, sağlam bir saha çalışmasına dayanan petrografik, jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar gerektirir. Volkanik istiflerin petrolojik evrimlerinin açıklanmasına yönelik bilgilerin çoğu, jeokimya analizleri sonucunda üretilen analitik verilerin yorumundan elde edilir. Bunun en önemli nedeni, volkanizmayı oluşturan magmanın evriminin yüzlerce km'lik manto derinliklerinden başlayarak, manto litosferine, kabuğa ve son olarak da yüzeye kadar çok farklı derinliklerdeki zonlarda gerçekleşebiliyor olması ve bu nedenle etkin olan işlemlerin (processes) doğrudan gözlenmesinin mümkün olamamasıdır. Sedimentasyon, metamorfizma ve plütonizma gibi temel jeolojik işlemlerin ürünü olan kaya grupları üzerinde sahada yerinde gözlem yapma şansına sahibiz. Bu kayaları belirli bir jeolojik dönemde etkilemiş veya oluşumlarına neden olmuş işlemler ile bu işlemlerin sonucunda ortaya çıkmış olan yapı/doku ve mineral toplulukları arasındaki ilişkileri tespit etmek çoğu zaman mümkündür. Diğer bir değişle, gerek sedimenter, gerek metamorfik ve gerekse plütonik kayalara şekil vermiş olan işlemlerin hüküm sürdüğü mekan (şu andaki konumuna ulaşana kadar uzun yol ve zaman katetmişse de), bir anlamda fosilleşmiş olarak sahada karşımızda durmaktadır.

Diğer taraftan, volkanik kayaları meydana getiren magmaların evrimi sırasında etkin olmuş işlemler veya bu işlemlerin sonuçlarını doğrudan gözlemlemek hemen tümüyle olanaksızdır. Bunun en büyük nedeni, magmanın akışkan ve dolayısıyla çok hareketli doğasında yatmaktadır. Sahada gözlemlediğimiz volkanik ürünler, çoğu zaman onlarca km derindeki magma odalarında evrim geçirmiş magma ergiyiklerinin ana magma kitlesine göre çok daha küçük bir kısmının yüzeye kadar ulaşarak katılmış örnekleridir. Bu nedenle magmatik işlemlerin geçmiş olduğu yer ile kayanın şu an bulunduğu yer arasında temel kökensel bağlantı çoğunlukla tümüyle kopmuştur.

Erozyonun volkanların altındaki plütonik köklerine kadar ulaştığı durumlarda zaten volkanik ürünlerin çoğu tümüyle aşınmış olmaktadır. Magma odalarının sığ derinliklere kadar yükselerek kendi volkanik örtüleri içine kadar sokuldukları ender durumlarda bile, magmatik işlemlerin zaman içinde nasıl bir evrim çizgisi izledikleri-

ni gözlemlemek güçtür. Bunun en önemli nedeni, geçmişteki bir magma odası içinde bulunan magmayı temsil eden holokristalin derinlik kayalarının, çoğu kez magma evriminin sadece son evresine ait kayıtları içeriyor olmalarıdır.

Tek başına petrografi de volkanizma konusunda birçok olayı açıklamakta yetersiz kalabilmektedir. Bunun en büyük nedeni, optik yöntemlerle ile tespit ettiğimiz mineraller ve dokuların, volkanik bir istifin magmatik evriminin sadece sınırlı bir kesimini yansıtır olabilmeleridir. Yerçekimsel ayrışma (gravitative differentiation) nedeniyle önceden kristallenmiş olan minerallerin, magma sıvısından filtrelenerek ayrılması ve bu minerallerin kısmen ya da tamamen magma içinde ergimesi (resorbing) buna örnek gösterilebilir.

Magma evrimi sırasındaki işlemlerden en önemlileri: (1) manto veya kabuktaki kaynak alanda kısmi ergime (partial melting) ile magma oluşumu, (2) fraksiyonel kristallenme (fractional crystallisation) (FC), (3) özümleme (assimilation), (4) fraksiyonel kristallenme ile birlikte gelişen asimilasyon (AFC), ve (5) farklı iki magmanın homojen veya heterojen karışması (mixing) olarak sayılabilir. Bir magmanın evrimi sırasında bu işlemlerden çoğunlukla birkaçı birlikte varolurlar. Sözkonusu işlemlerin zaman içinde birinden diğerine doğru bir geçiş görülebilir ve bunların bağlı katkı ve önemleri bir magmanın evrimi süresince zaman içinde değişim gösterebilir.

Arazide volkanik bir istiften toplanan numuneler, derindeki bir magma odasında belki milyonlarca yıl önce evrim geçirmiş olan bir magmanın evriminin farklı evrelerini temsil ederler. Numunelerden her biri, belirli bir zaman aralığı için magma odasının belirli bir kesiminde var olmuş malzemenin niteliğini ve dolayısı ile magma evriminin bir basamağını temsil eder ve ortamın o anki fiziko-kimyasal koşulları hakkında değerli bilgiler içerebilir. Bu nedenle, bir volkanik istifte alttan üste doğru istiflenmiş ürünler, onları besleyen magma odası içindeki işlemlerin ve bunların zaman içindeki değişiminin iyi bir kaydı olarak kabul edilebilirler. Bu bilgilerin kayıt malzemesi ise, kayaları oluşturan mineraller ve her ikisini de oluşturan elementlerin kendisidir. Sözkonusu kaydın kalitesi, numunelerin o istifi iyi temsil edecek bir sistematik içinde derlenip derlenmemesine, alterasyonun derecesine ve analitik verilerin hassaslık ve güvenilirliği gibi bir dizi parametreye bağlıdır.

Bu makalede, kuzeydoğu Anadolu'da, Erzurum-Kars Platosu'nun batı kesiminde, Kargapazarı Dağı ile Pasinler kuzeyi arasındaki alanda yer alan volkanik bir istifin, jeokimyasal ve petrografik veriler ışığında magma odası evrimine değinilecektir. Söz konusu alanda mostra veren istif, kanımca magmatik işlemlerin anlaşılmasında saha çalışmaları ve petrografinin yalnız başına ne denli yetersiz kalabileceğini ve bu konuda jeokimyanın petrolojik bir model oluşturmadaki önemini ve gücünü vurgulamak açısından özel bir önem taşımaktadır.

## TEKTONİK KONUM VE VOLKANİZMANIN ZAMAN-MEKAN İÇİNDE EVRİMİ

Doğu Anadolu, kıtasal çarpışmayı izleyen evrede, çarpışma ile kökensel ilişkili oluşmuş genç volkanizmanın dünyada en iyi görüldüğü bölgedir. Çarpışma-kökenli volkanitler (ÇKV), bölgenin yaklaşık üçte ikisini kaplayarak kimi yerde kalınlığı bir kilometreyi aşan istifler oluştururlar. Bölgede şimdiye kadar yürütülen çalışmalar, Anadolu ve Arap levhaları arasında meydana gelmiş olan çarpışmanın, söz konusu yaygın volkanizmanın oluşumunda esas faktör olduğunu ortaya koymuştur (Lambert vd., 1974; Innocenti vd., 1976, 1982a,b; Gülen, 1980a,b; Yılmaz vd., 1987; Ercan vd., 1990; Pearce vd., 1990; Keskin, 1994a; Notsu vd., 1995). Bölgenin temelini oluşturan ve genelde ofiyolitik bir yığılma malzemesinden meydana gelen kabuk, çarpışma sürecinde 25 km'den 50 km'ye kadar kalınlaşmıştır (Cantez ve Toksöz, 1980). Bu olay, yaklaşık 15 my önce bölgesel bir yükselmeyi (uplift) sonuçlamış, böylece bölge zamanla bugünkü ortalama yüksekliği olan 2 km'ye ulaşmıştır.

Erzurum-Kars platosu (EKP) ise, çarpışma-kökenli volkanizmanın (ÇKV) en erken başladığı yer olması, bu nedenle bölgedeki volkanizmanın hemen tüm kaydını içermesi açısından Doğu Anadolu'da özel bir öneme sahiptir. Yeni radyometrik yaş tayinleri, Erzurum-Kars Platosu'nda ÇKV'nin bölgesel yükselmeyi izleyen evrede bazik lavlar ile 11 milyon yıl önce başladığını ortaya çıkarmıştır (Keskin, 1994a). Çoğunlukla çatlak püskürmeleriyle (fissure eruptions) dayklar boyunca ve Hawaii tipi püskürmelerle yüzeye ulaşan bu lavlar, fazla bir yaygınlık göstermemiş, Horasan kuzeyinde dar bir alanla sınırlı kalmışlardır (Keskin, 1994a). 11-6 milyon yıl arasındaki dönemde, volkanik etkinlik doruğa ulaşmış, yaygın felsik piroklastik ürünler/lav domları ile bazik/ortaç lav arakatlıklarının yaygın olduğu bimodal bir volkanizma karakteri kazanmıştır. Volkanik etkinlik zamanla batıdan doğuya doğru göç etmiş ve zaman içinde giderek bazikleşmiştir (Keskin, 1992, 1994a-b, 1997).

Makalenin konusunu oluşturan Kargapazarı dağı ile Pasinler kuzeyi arasında kalan alan, gerek ÇKV'yı oluşturan ürünlerin çeşitliliği ve gerekse EKP'nun en ayrıntılı çalışılan alanlarından biri olması nedeniyle önem taşımaktadır.

## PASINLER PLATOSUNUN VOLKANO-STRATİGRAFİSİ

Pasinler alanı, denizden ortalama 2200-2300 m yükseklikte yer alan bir plato morfolojisi sergiler. Pasinler Platosu olarak isimlendirilen bu plato başlıca, büyük hacimlerde piroklastik akıntı (flow), döküntü (fall) ürünleri ile bunlarla ara-katmanlı daha küçük hacimdeki lav akıntılarından oluşur. Yeni K/Ar yaş tayinleri (Keskin, 1994a), Pasinler Platosu üzerindeki volkanizmanın 7.8 My önce başladığını göstermektedir. Plato üzerindeki

piroklastik ve lav düzeyleri plato genelinde yataya yakın konumdadır.

### Görünür temel: Eosen Narman Grubu

Pasinler Platosu'nda temel, Eosen yaşlı Narman grubu'na ait Kışlaköy volkanik üyesi'nin bazikten ortaca değişen bileşimlerdeki lavları ve bunlarla ara-katkılı fliş benzeri denizel düzeyleri ile temsil edilir (Şekil 2). Özellikle haritalama alanının doğusunda yer alan Harabe Dere vadisinin tabanında ve platonun haritalama alanı dışındaki kuzey alanlarında yaygınca mostra veren bu birim, Üst Kretase yaşlı Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (Şengör ve Yılmaz, 1981) üzerinde diskordans ile oturur. Birimin yaşı, içerdiği lavlardan alınan bir numunenin K/Ar yöntemine göre analizi sonucunda 38.5 (0.7) My olarak bulunmuştur (Keskin, 1994a).

### Siyah andezit

Eosen yaşlı temeli örten çarpışma kökenli volkanitlere (ÇKV) ait ilk birim, Siyah andezit olarak adlandırılan ortaç bir lav istifidir. Birim, haritalama alanının doğusunda, Harabe Dere vadisinin girişinde, ÇKV istifin tabanında dar bir alanda mostra verir (Şekil 2). Her biri 5-15 m kalınlıkta 4-5 lav akıntısında oluşan birim, başlıca andezitik bileşimdedir, afirik dokuludur ve siyah renklidir. Söz konusu birimin K/Ar yöntemine göre saptanan yaşı, 7.83 (0.12) My'dir. Harabe Dere vadisinde Siyah andezit ile aynı bileşimi sunan ve stratigrafik olarak onun yanal yönde devamında bulunan, tefra düzeyleri altında gömülmüş ve büyük ölçüde aşınmış bir spatter-konisi de haritalanmıştır (Şekil 2). 1 km<sup>2</sup>'den küçük bir alanda mostra veren koni, başlıca skorya, kaynaklanmış lav spatter'ı, volkan bombası gibi Hawaii tipi bir püskürmeyi karakterize eden bazik/ortaç piroklastik malzemeden oluşur.

### Taban Tüf düzeyi

Siyah andezit üstte, Taban Tüf düzeyi olarak adlandırılan, yüksek-silikalı riyolit bileşiminde piroklastik akıntı, döküntü ve nadiren de base-surge birimlerinin egemen olduğu bir düzeyle örtülür. Birim, az oranda da, yanal yönde devamsız (merceksi) bazik/ortaç lav arakatlıkları içerir. Plinian veya sub-plinian türü güçlü patlamalı püskürmeler sonucunda oluşmuş olan bu birimdeki piroklastik ürünlerin dikkati çeken en önemli özellikleri, tümüyle camsı malzemeden oluşmaları (vitrik) ve hemen hiç kristal içermemeleridir. Taban tüf düzeyi, doğu alanlarda istif içinde izole mercekler veya ince düzeyler şeklindedir. Birim, doğudan batıdaki Büyükdere vadisine doğru gidildikçe tedricen kalınlaşır. Yine doğudan batıya doğru piroklastik malzeme içinde akıntı ürünlerinin döküntü ürünlerine göre oranı artar. Birimin Büyükdere vadisindeki görünür kalınlığı 300 m civarındadır. Tek bir piroklastik akıntı ünitesinin kalınlığı kimi yerde 60 m'ye dek ulaşır. Her bir piroklastik akıntı ünitesi, renkleri, kaynaklanma derecesi, iç yapı ve genel görünüm açısından farklılıklar gösteren iki fasiyese ayrılabilir: beyaz ve gri ignimbirit fasiyeleri.

Beyaz ve krem renkleri ile karakteristik olan Beyaz ignimbirit fasiyesi, Taban Tüf düzeyinin kabaca %25-30'unu oluşturur. Piroklastik akıntıların daha fazla sıkışmaya uğrayan taban kesimini temsil eder ve yoğun biçimde kaynaklanma (welding) ve farklı derecelerde gelişmiş reomorfik dokular (rheomorphic textures) içerir. Birim içinde mikro ve meso ölçekteki akma kıvrımlanmaları (flow folds) yaygınca gözlenir. Kimi yerde kaya, metamorfik kaya benzeri bir görünüm kazanır. Beyaz ignimbirit'in taban kesimlerinde aşırı kompaksiyon nedeniyle siyah obsidiyen bantlarının yoğunlaştıkları sıkça gözlenir. Beyaz ignimbirit ayrıca farklı boyutlarda (1-2 den 10 cm'e kadar) gelişmiş yığışım lapillilerini (accretionary lapilli) de bol miktarda içerir. Gri ignimbirit ise, piroklastik akıntı ünitelerinin fazla kompaksiyona uğramamış daha üst kesimlerini temsil eder. Başlıca kaba ve siküllü, kırılmalı ve gri renkli masif pomzadan oluşur. Alttaki Beyaz ignimbirit ile arasında tedrici bir geçiş vardır.

Piroklastik döküntü birimleri, beyaz ve grimsi beyaz renklerde, birkaç mm'den 2-3 cm'e kadar değişen çeşitli boylardaki pomza parçalarının oluşturduğu tabakalı istiflerden meydana gelir. Boylanması kötü olan bu tabakalar bazen zayıf bir normal derecelenme gösterirler.

#### Kızılveren volkaniti

Piroklastik Taban düzeyi üzerine gelen ilk birim, amfibol içeren porfiritik dokulu bir dasit domudur. Kızılveren Köyü dolaylarında 2-2.5 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra veren bu birim, Kızılveren volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Birim başlıca mikrokristalen ve camlı bir hamur içinde plajioklas, amfibol fenokristalleri ve orto/klino-piroksen mikrokristalleri içerir. Maksimum kalınlığı 130 m civarında olan birim önce ince bir tefra (Orta Tüf), sonra da Siyah ignimbirit ile örtülür (şekil 2).

#### Siyah ignimbirit

Yukarıda tanımlanmış tüm birimler Siyah ignimbirit adı verilen, kuvvetlice kaynaklanmış bir piroklastik akıntı birimi ile örtülürler. Kalınlığı birkaç m'den 150 m'ye kadar çok geniş bir aralıkta değişen birim, platonun kuzeyinde geniş alanlar (kabaca platonun 1/3'ü) kaplar. Birimin altındaki diğer birimlerle olan taban dokanağı keskin ve düzlemseldir. Siyah, bordo, kiremit rengi, kahverengi ve bej renkleri ile karakteristik olan Siyah ignimbirit'in bileşimi trakidasit'ten riyolit'e dek değişir. Öteksitik doku (eutexitic texture) sunan birim, boyları ortalama 5-10 cm olan iri fiyammeler içerir. Bu ignimbirit düzeyinin platondaki diğer ignimbirit düzeylerinden en büyük farkı, %40'a varan oranda bol miktarda fenokristal (başlıca plajioklas ve nadiren piroksen) içermesidir. Bazı düzeylerinde ise, çok sayıda plastik olarak biçim değiştirmiş beyaz ve gri ignimbirit parçaları içerir. Birim içinde bazen sütun yapılarına da rastlanır.

#### Kargapazarı volkanitleri

İstifte Siyah ignimbirit üzerine Kargapazarı volkanitleri gelir. Batıda, Kargapazarı dağı zirveleri dolayında maksimum 300 m'ye ulaşan kalın istifler oluşturan bu birim, Pasinler alanında ince (3-5'den 30 m'ye kadar kalınlıklarda), yanal yönde devamsız, merceğimsi lav akıntıları şeklinde mostra verir (şekil 2). Bazalt'tan bazaltik-andezit'e ve andezit'e kadar değişen bir bileşim sunan birim, camlı bir hamur içinde başlıca plajioklas mikro-fenokristalleri ve mikrolitleri (An<sub>78-51</sub>) ile klino-piroksen (ojit) ve olivin (Fo<sub>75-84</sub>) mikro-kristallerinden oluşur. Birim içinde Tımar Köyü KB'sında bulunan Kızılgüney dolaylarında, skorya ve volkan bombalarından oluşan bir spatler konisi bulunmaktadır.

#### Ardıçlıdağ volkaniti

Kargapazarı volkaniti, batıda, Büyük Dere ile Sansor Dere vadileri arasında kalan Davullu, Büyükgüney tepeleri içine alan sahada yüksek silikalı riyolitlerden (high-silica rhyolites) oluşan bir piroklastik istif ile örtülürken, daha doğuda, Harabe Dere ile Sansor Dere dolaylarında porfiritik bir riyolit ile örtülür. Batıda yer alan piroklastik istif, Üst Tüf düzeyi olarak isimlendirilmiş olup, Taban Tüf düzeyi'nde görülen litolojilerin hemen hemen tümüyle aynı olan piroklastik akıntı düzeylerinden meydana gelir. Daha doğudaki porfiritik riyolit ise, Ardıçlıdağ volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Söz konusu birim, porfiritik lav ve ignimbirit olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır. Dokusal olarak büyük farklılıklar göstermelerine karşın Ardıçlıdağ volkaniti'nin her iki üyesi de benzeri mineralojiye sahiptirler. Başlıca camlı bir hamur içinde bulunan plajioklas, anortoklas, sanidin, az miktarda magmatik korozyona uğramış kuvars fenokristalleri ve çok nadir amfibol, biyotit mikro-kristalleri içerirler. Badicivan Köyü KD'sunda Büyükdag T. dolaylarında görüldüğü gibi, Ardıçlıdağ volkaniti yerel olarak Siyah ignimbirit'le benzeri litoloji ve kimya gösteren ignimbirit düzeyleri ile örtülmektedir. Pasinler Platosu'na ait tüm birimler, güneyde Pasinler ovasına doğru Pliyosen yaşlı Aras formasyonu tarafından diskordans olarak örtülürler. Aras formasyonu, karasal ve yer yer de gölsel bir ortamda çökelmiş olan, malzemesinin çoğunu volkanik kırıntılıların oluşturduğu bir istifle temsil edilir.

#### ANALİTİK YÖNTEM

Numuneler önce çeneli kırıcı ile kırılmış ve birkaç mm boyuta indirgenmişlerdir. Bu kaba taneli malzemeler, toplu agat değirmeninde (agate ball mill) öğütülerek homojen toz haline getirilmişlerdir. Numuneler, 900°C'de 2 saat bırakılarak suları uçurulmuş ve böylece su kayıpları (loss on ignition) tespit edilmiştir. Suyu uçurulan (ignited) numuneler, 1/5 oranında flux (Li tetra borat) ile karıştırılarak platin potalar içinde 1050°C'de 15 dakika süre ile bırakılarak eritilmiş ve sıcak levha üzerindeki

grafit kalıplara dökülmüşlerdir. Böylece numunelerin cam diskleri (fusion disks) üretilmiştir.

Öğütülerek toz haline getirilmiş olan numuneler önce moliol çözeltisi ile karıştırılmışlar ve ardından 7 ton basınç altında sıkıştırılarak pellet haline getirilmişlerdir. Tüm bu işlemler sırasında kirlenmenin (cross contamination) en az seviyede tutulması için temizliğe azami dikkat gösterilmiş, değirmenler periyodik olarak kuvars kumu ile temizlenmişlerdir.

Tüm kaya ana ve iz elementlerinin analizlerinde, Durham Üniversitesi'nde bulunan Rodyum tüplü Philips marka PW1400 model otomatik yükleyicili bir XRF kullanılmıştır. XRF, 30 kadar uluslararası standart ile kalibre edilmiş, analizler sırasındaki zamana bağlı sapma (drift) ve tekrarlanabilirliğin (reproducibility) saptanması amacıyla üçer uluslararası standart ve numune, diğer numunelerle birlikte sistematik aralıklarla analiz edilmişlerdir. Veri elde edilmesi (data acquisition) ve veri işleminde (data process) Philips'in yazılımı kullanılmıştır. Ana (major) elementler cam diskler üzerinde, iz elementler ise pelletler üzerinde analiz edilmişlerdir.

Volkanitlerin içerdiği minerallerin ana element analizleri, yine Durham Üniversitesi'nde bulunan Cambridge Geoscan modeli bir elektron mikro prob ile gerçekleştirilmiştir. Analiz yapılması planlanan ince kesitlerin önce A4 boyutunda fotoğrafları çekilmiş, ardından petrografileri ayrıntılı olarak çalışılarak analize en uygun kristaller özenle seçilmiş ve bu minerallerin yerleri fotoğraflar üzerine işaretlenmiştir. Özel olarak parlatılan kesitler, önce vakum içinde karbon ile kaplanmışlar, ardından EDS sistemi (Energy Dispersive System) ile nokta başına 2 dakika süre düşecek şekilde analiz edilmişlerdir. Analizlerde odaklanmış bir elektron ışını, 15 kV tabanca potansiyel farkı ve 70-75 a ışın akımı kullanılmıştır. Veri işleminde (data reduction) Link System bilgisayar ve Link yazılımı kullanılmıştır.

Volkanik kaya numunelerinin K/Ar radyometrik yaş tayinleri, İngiltere'nin Newcastle Upon Tyne Üniversitesi'nde J. Mitchell'in kontrolünde gerçekleştirilmiştir.

### PASINLER PLATOSU VOLKANİTLERİNİN JEOKİMASAL KARAKTERİSTİKLERİ

Pasinler Platosu'ndaki farklı volkanik birimlerden seçilmiş temsilci numunelerin XRF ile tayin edilmiş olan ana ve iz element konsantrasyonları, Tablo 1'de sunulmaktadır. Pasinler Platosu'nu oluşturan volkanik ürünler bazaltik andezit'ten yüksek silikalı riyolit'e kadar geniş bir bileşim aralığındaki lavlardan meydana gelmişlerdir (Şekil 4). Tipik kalk-alkalen karakter sunan Kızılvaren volkaniti ve Siyah andezit dışında tüm birimler, zayıf bir alkali eğilimi (mild alkaline-affinity) gösterirler ve Peacock'un (1931) şemasına göre alkali-kalsik olarak sınıflanırlar (Keskin, 1994a). Volkanik istif içindeki birimlerin tümü, büyük iyonlu litofil (LIL: Sr, K,

Rb, Ba ve Th) ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE: La, Ce) belirgin bir zenginleşme gösterirler ki bu, Pasinler Platosu'ndaki volkanizmada bir yitim bileşeninin varlığının işaretçisidir (Keskin, 1994a,b). Bu yitim bileşeninin, Üst Kretase-Eosen döneminde bölgede varolan yitime bağlı bir yay magmatizmasının manto üzerinde oluşturduğu metasomatizma etkisinden miras kaldığı düşünülmektedir (Pearce vd., 1990). Pasinler Platosu'nu oluşturan volkanik ürünler, jeokimyasal açıdan birbirlerinden farklı evrim çizgisi izlemiş olan "düşük" ( $Y < 20$  ppm) ve "yüksek" ( $Y > 20$  ppm) Yitrium serilerine ayrılabilirler (Şekil 5). Bu serilerden düşük-Y serisi sulu (amfibol), Yüksek-Y serisi ise susuz (POAM: plajyoklas, olivin, piroksen, magnetit) minerallerin egemen olduğu ayrılaşma evrimini karakterize etmektedir (Pearce vd., 1990; Keskin, 1994a,b). Pasinler platosunda Kızılvaren volkaniti ve Siyah andezit dışındaki tüm birimler, yüksek-Y serisine dahildirler ve susuz bir fraksiyonel kristallenme (FC) evrimi sonucunda oluşmuşlardır.

### PASINLER PLATOSU VOLKANİTLERİNDE MAGMA ODASI EVRİMİNE İLİŞKİN JEOKİMYASAL VERİLER

Pasinler Platosu'ndaki birimlerin bimodal bir karakter taşımakta olup, ortaçağ bileşimli lavların çok az bulunduğu ve tümüyle camsı afirik dokulu riyolitlerin en yaygın litoloji olduğuna değinilmişti. Burada doğal olarak akla gelebilecek ilk soru; platoda geniş hacimler işgal eden ve birbirlerinden oldukça farklı bileşimler sunan mafik ve felsik bu ürünlerin, aynı magma odasından mı, yoksa farklı magma odalarından mı geldikleri olacaktır. Diğer bir soru ise, istifin büyük bölümünü oluşturan ve tümüyle camsı yüksek-silikalı malzemeden oluşan piroklastik malzemenin, herhangi bir mineral FC'ü geçirip geçirmediğidir. Bunları test etmenin en iyi yolu, volkanik istiftaki farklı birimlerin temsilci düzeylerinden alınmış bir dizi karakteristik numunedeki major ve iz element davranışlarının sistematüğünü "varyasyon diyagramları" üzerinde incelemektir. Bu tip diyagramlarda iz veya major elementler çoğunlukla, "fraksiyasyon indisi" (fractionation index) olarak alınan bir elemente karşı izdüşürülürler. Fraksiyasyon indisi,  $SiO_2$  veya Rb gibi magmanın fraksiyonel kristallenme süresince sistematik bir değişim gösteren ve böylece magma odası işlemleri için bir zaman ölçeği görevi üstlenebilen elementlerdir.

Pasinler Platosu'na ait birimlerin iz ve ana element konsantrasyonlarını varyasyon diyagramları üzerinde Rb ve  $SiO_2$ 'ye karşı izdüşürdüğümüzde, veri noktalarının ihmal edilebilir bir saçılma ile birbirleriyle oldukça uyumlu (coherent) tek bir trend üzerinde yer aldıklarını görmekteyiz. Bu, özellikle Ba ve Sr için daha belirgindir (Şekil 6). Farklı bir magma odası içinde sulu minerallerin egemen olduğu bir FC evrimi geçirdiği bilinen Kızılvaren volkaniti ve Siyah andezit (Keskin, 1994a), bu di-

yagramlara özellikle iz düşürülmemiştir. Şekil 6'da dik-kati çeken en önemli özellik, volkanik birimlerin her birinin belirli SiO<sub>2</sub> aralıklarını kapsamaları ve birbirleri üzerine aşmaksızın ve boşluk da bırakmaksızın tüm silika aralığını kat etmeleridir. Bu, tek bir sıvı iniş çizgisinin (liquid line of descent) varlığının önemli bir kanıtıdır ve dolayısı ile plato üzerinde görülen bazik veya asit tüm birimlerin, aynı magma odasında evrim geçirerek, aynı magmanın fraksiyonel kristallenme ile farklılaşıp dönemsel erüpsiyonlarla yüzeye ulaştıklarının belgeleri.

Söz konusu magma odasının derinliği konusundaki bilgi ise, Ardıçlıdağ volkanitinin içerdiği eser miktardaki amfibol mikro-fenokristallerinin kimyasından elde edilmiştir. Mineral kimyası alanında şimdiye kadar yapılmış olan çalışmalar, amfibol'deki formül ünitesi (formula unit) cinsinden toplam alüminyum'un (Al<sup>TOT</sup>), başlıca kristallenme basıncı ve ayrıca bir dereceye kadar da sıcaklık ve oksijen fugasitesi ile belirgin bir korelasyon gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu ilişkiyi temel alan bazı araştırmacılar, amfibollerin kimyasından yola çıkarak lineer regresyon yöntemiyle magma odası içindeki kristallenme basınçlarını hesaplamada kullanılabilecek formülasyonlar önermişlerdir (Spear, 1981; Wones, 1981; Helz, 1979; Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995). Bu formüller kullanılarak kristallenme basıncını bulmak; basınçtan ve kabuğun ortalama yoğunluğundan yola çıkarak ise kristallenme derinliği konusunda yaklaşımda bulunmak mümkündür. Bunlardan Johnson & Rutherford'un (1989) daha yüksek sıcaklıklar için (~760 °C) kalibre edilmiş formülasyonu, Pasinler Platosu volkanik kayalar için daha uygundur çünkü, bu volkanitlerin Lindsley (1983) ve Lindsley ile Andersen'in (1983) iki piroksen; Blundy ve Holland'ın (1990) amfibol-plajioklas; Kudo ve Weill'in (1970) plajioklas; Seck'in (1971) ve Brown ve Parson'ın (1981) iki feldspat ve δ<sup>18</sup>O duraylı izotop jeotermometrelerine göre bulunmuş olan kristallenme sıcaklığı değerleri (750-1050°C), diğer barometreler için nispeten yüksek kalmaktadır (Keskin, 1994a). Buna göre, Ardıçlıdağ volkaniti'ndeki amfibollerin Johnson ve Rutherford'un (1989) formülüne göre hesaplanan kristallenme basınçları 2.5 ile 2.8 (0.5) kbar arasında değişmekte olup, bu değer ise 9.5-10.7 ± (1.9) km derinliğe karşılık gelmektedir (Keskin, 1994a). Aynı şekilde Siyah ignimbirit için hesaplanan kristallenme derinlikleri 11.1 ila 14 ± 1.9) km arasında değişmektedir (Tablo 2).

## PETROLOJİK MODELLEME

FC sırasındaki iz element konsantrasyonlarının değişimi ve bu değişimlerin petrolojik anlamı, sözkonusu elementlerin birbirlerine karşı izdüşürüldükleri log-log diyagramları üzerinde daha iyi incelenebilir. Bu grafiklerin en elverişli tarafı, teorik ve gerçek (gözlemlenen) FC trendleri arasında bir karşılaştırmaya ve dolayısı ile petrolojik modellemeye olanak vermeleridir. FC model-

lemesinde en sık kullanılan yöntem, FC'ü vektörlerle ifade etmek ve bu vektörleri de diyagramlar üzerine izdüşürmektir. Bunlar arasında yaygınca kullanılan, "Rayleigh" fraksiyasyon vektörleridir. Bu vektörlerin oluşturulmasında kullanılan formül:

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{(D-1)} \text{ olarak ifade edilir. Burada:}$$

- C<sub>L</sub> : sıvıdaki bir iz elementin konsantrasyonu,
- C<sub>0</sub> : aynı elementin birincil magma sıvısındaki konsantrasyonu,
- F : kalan sıvının yüzde miktarı,
- D : FC sırasında fraksiyasyona uğrayan mineral topluluğuna ait ortak dağılım katsayısı (bulk partition coefficient) dir.

Yukarıda verilen Rayleigh eşitliği, bir magmadan kristallenen minerallerin, kristallenme yerini terkettikleri ve böylece magma ile dengelenmeye (equilibration) fırsat bulamadıkları varsayımına dayanmaktadır.

Şekil 6'da Sr'un Kargapazarı volkanitleri ve Siyah andezit'in FC evrimi sırasında artan SiO<sub>2</sub> ve Rb ile düzenli olarak azaldığı ve %65 SiO<sub>2</sub> değerinden sonra ise - özellikle Siyah ignimbirit, Ardıçlıdağ volkaniti ve Taban Tüf düzeyi'nin üyelerinin FC evrimi sırasında- hızla düştüğü görülmektedir. Baryum da, ergiyiğin artan asiditesi ile düzenli bir artış gösterir ve SiO<sub>2</sub> değeri %65'i aştıktan sonra büyük bir hızla düşer (Şekil 6-b). Fraksiyasyon gidişlerindeki (trends) bu tür ani değişimler, magma odası evrimindeki değişim ve dönüm noktalarını belgelerler. Bu değişimlerin petrolojik anlamlarını tartışabilmek için, bu tür bir magmadan kristallenmesi olası mineral ve mineral topluluklarının bazik (B), ortaç (I) ve asitik (A) magma bileşimleri için hesaplanan Rayleigh fraksiyasyon vektörleri, diyagramlar üzerine izdüşürülmüşlerdir. Bu üç temel magma bileşiminden kristallenen minerallerin vektör hesaplamalarında kullanılan mineral/ergiyik dağılım katsayısı (Kd: mineral/melt partition coefficient) değerleri, Keskin'den (1994a) alınmıştır.

Şekil 6-a'da Sr'a karşı SiO<sub>2</sub> diyagramında Siyah ignimbirit, Ardıçlıdağ volkaniti ve Taban Tüf düzeyi'ne ait numunelerin veri noktaları, asit bileşimdeki bir magmadan kristallenen plajioklas'ın vektörü ile büyük uyumluluk gösterir. Bu durumda, sözkonusu birimlerin magma odası evrimleri sırasında plajioklas'ın hemen hemen tek başına fraksiyasyonunun egemen olduğu ortaya çıkmaktadır. Çünkü, K-feldspat hariç diğer herhangi bir mineralin (ör. piroksen, amfibol) plajioklas'a eşlik etmesi, vektörün eğimi azaltacak (ör. 3 nolu vektörde olduğu gibi) ve gözlemlendiğimiz trendin daha az eğim göstermesine neden olacaktı.

Şekil 6-b'deki Ba'a karşı SiO<sub>2</sub> diyagramında, Kargapazarı volkaniti ve Siyah andezit'in Ba konsantrasyonlarının silika yaklaşık %67-68 değerine ulaşana kadar düzenli artış göstermesi, bu birimlerin evrimi sırasında henüz Ba'ü bünyesine alacak bir mineralin fraksiyasyona katılmadığını belgelemektedir. Ba'ü bünyesine alan en önemli mineral alkali feldspattır (Ba'un bazik bileşimde  $K_d^{(sanidin/sıvı)} = 0.04$ , ortaç bileşimde  $K_d^{(sanidin/sıvı)} = 0.5$ , asit bileşimde ise  $K_d^{(sanidin/sıvı)} = 6$ ). Ba ayrıca biyotit'in kristal yapısında da önemli ölçüde tutulabilir (ortaç bileşimde  $K_d^{(sanidin/sıvı)} = 6$  asit bileşimde ise  $K_d^{(sanidin/sıvı)} = 7.5$ ) ancak Nb'un davranışı, biyotit'in Pasinler alanı için önemli bir ayırılma fazı olmadığını belgelemektedir (Keskin, 1994a). Şekil 6-b'de, SiO<sub>2</sub>'nin %67'yi aştığı Siyah ignimbirit, Ardıçlıdağ volkaniti ve Taban Tüf düzeyi'ne ait birimlerin magma odası evrimleri sırasında ise, ani bir Ba düşüşü yaşanmaktadır ki, bu trend, asit bileşimli magmadan sanidin'in tek başına FC'ü için modellenen vektör ile büyük uyum göstermektedir.

Plajyoklas ve alkali feldspat FC'unun magma odası evrimi sürecindeki ilişkilerini daha yakından incelemek amacıyla, Ba Sr'a karşı izdüşürülmüştür (şekil 7). Diyagram üzerine ayrıca, kristallenmeleri olasılı mineral topluluklarının ortaç (I) ve asit (A) bileşimli magmalardan FC'ü için modellenen vektörler de izdüşürülmüşlerdir (diyagramda 1'den 8'e kadar numaralandırılmışlardır). Şekil 5 ile paralellik kurabilmek için, magmanın SiO<sub>2</sub> değerleri de trend üzerine işaretlenmiştir. Şekil net bir şekilde, bazik (Kargapazarı volkanitleri'nin bileşimine yakın) bir magmandan, SiO<sub>2</sub> değeri %65-67'e ulaşana kadar sadece plajyoklasın ( $\pm$  piroksen olivin) kristallendiğini belgelemektedir (vektör 1 ve 2). Bunun en önemli kanıtı, diyagramın sağ kesiminde, magma içinde Sr azalırken Ba'un giderek artmasıdır. Magmanın SiO<sub>2</sub> değeri %70'e ulaştıktan sonra, Siyah ignimbirit'in magma odası evrimi sırasında, K-feldspat da kristallenmeye katılmaya başlamıştır. Bunu ise, sıvı düşüm trendinin tepe noktasında yataya yaklaşacak şekilde gitgide eğim kaybetmesinden (vektör 3) yani Ba'un da tüketilmeye başlamasından anlıyoruz (vektör 4). Bu noktadan sonra trend 1000 ppm'den 20 ppm'e kadar hızlı bir düşüm sergilemekte, sırasıyla Ardıçlıdağ volkaniti ve Taban Tüf düzeyi'nin Gri ve Beyaz ignimbiritlerini katetmektedir. Diyagramın bu kesiminde Ba ve Sr birlikte azalmaktadır yani plajyoklas ve alkali feldspat magmadan birlikte kristallenmektedirler (vektör 5-8). Feldspatlar, magmanın bazikten asitiğe uzanan çok geniş bir silika aralığında kristallenen mineral grubudur. Bu nedenle petrolojide, bu örnekte de görüleceği gibi geçmişte magma odasında gelişmiş olaylar için büyük bir kayıt potansiyeline sahiptirler.

Olivin'e duyarlı MgO'ü ve piroksen'e duyarlı Sc ve V iz elementlerini diyagramlara Sr'a karşı izdüşürülmüşde, Kargapazarı volkanitleri'nin magma odası ev-

rimleri sırasında bu üç elementin Sr'la birlikte tüketildiklerini görmekteyiz (Şekil 8). Siyah ignimbirit'in magma odası evrim basamağına ulaşıldığında ise (Sr  $\equiv$  250 ppm ve SiO<sub>2</sub> = %67), bu elementler X-Ray Floresan $\equiv$  ile tespit edilebilme limitlerinin (detection limit) altına kadar düşmekte, bu noktadan sonra Sr tek başına yatay bir trend izleyerek düşmeye devam etmektedir. Bunun anlamı, Kargapazarı volkanitleri'nin magma odası evriminde plajyoklas ile birlikte başlangıçta olivin, daha sonra ise klino ve orto-piroksenlerin önemli rol oynamış olduklarıdır. Birimin petrografisi de bunu doğrulamaktadır; Kargapazarı volkanitleri plajyoklas olivin ve klino-piroksen fenokristalleri içermektedir. Silika %65-67'e ulaştıktan sonra ise, mafik minerallerin FC'ü tamamen durmuş ve magma odası FC evrimi tümüyle feldspatların kontrolüne geçmiş olmalıdır. Magma odası duvarları ve tavanına yakın zonda gelişen FC ve kristal filtrelenmesi sonucunda magma odası içinde bileşimsel ve termal bir zonlanma ortaya çıkmıştır (Keskin, 1994a). Sözkonusu odanın en üst zonu, kristallerden hemen tümüyle arınmış yüksek silikalı riyolitler ile temsil edilmiştir.

## SONUÇLAR

1. Kuzeydoğu Anadolu'da bulunan Erzurum-Kars Platosu, çarpışma kökenli volkanizmanın dünyada en iyi görüldüğü alanlardan biridir. Bu makalenin konusunu teşkil eden Pasinler alanı ise, çarpışma kökenli volkanik birimlerin plato üzerindeki en iyi kesitlerinden birini içermektedir.

2. Volkanik istifin tabanından derlenen bir numunenin K/Ar radyometrik yaş tayini, Pasinler Platosu'ndaki volkanizmanın günümüzden 7.8 my önce başladığını ortaya koymuştur.

3. İz elementlerin, özellikle Sr ve Ba'un davranışları, Pasinler Platosu'nu oluşturan ve bileşim açısından büyük bir kontrast sunan bimodal ürünlerin aynı magma odasından geldiklerini göstermektedir.

4. Ardıçlıdağ volkaniti ve Siyah ignimbirit'in içerdiği amfibollerin mineral kimyası, bunların 2.5 ila 3.9 kbar basınçlar altında kristallenmiş olduklarına işaret etmektedir. Buna göre, bu minerallerin içinde kristallenmiş oldukları magma odasının derinliği yaklaşık 11-14  $\pm$ 1.9) km civarındadır.

5. Pasinler Platosu'nu oluşturan birimlerin iz element fraksiyasyon trendleri ve modellenen Rayleigh fraksiyasyon vektörleri, Plato üzerindeki bütün birimlerin, bu magma odasında yer almış olan aynı bazik (parental) magmanın fraksiyonel kristallenmesi (FC) ile meydana geldiklerini göstermiştir. FC, başlıca susuz (POAM) minerallerinin egemenliğinde gelişmiştir. Magma odası evriminin başlangıcında plajyoklas, klino-piroksen ve olivin'den oluşan bir mineral topluluğu, bazik magmadan FC'a uğramıştır. Sözkonusu mafik mineralce zengin FC dönemi, magma bileşiminin tedricen asitiğe

doğru değişmesine yol açmış, ve bunun sonucunda magma bazik bir bileşimden (Kargapazarı volkanitleri) başlayarak hızla felsiğe (Siyah, Gri, Beyaz ignimbiritler, Ardıçlıdağ riyoliti) doğru evrim geçirmiştir.

6. Siyah ignimbirit'in magma odası evrimi sırasında magmanın  $\text{SiO}_2$  içeriği %65-67'e ulaştığında, mafik minerallerin fraksiyonu tamamen durmuş ve yerini plajyoklas ve alkali feldspat'a terketmiştir. Magmanın bundan sonraki FC evrimi, nispeten düşük sıcaklıklarda (700-800°C) tümüyle feldspatlar tarafından denetlenmiştir. Magma odası içinde %76  $\text{SiO}_2$ 'e kadar ileri derecede evrimleşen magma, sıvı/kristal filitlenmesi ve bileşimsel ve termal zonlanmalar nedeniyle büyük oranda kristallerinden arınmış ve plinian tipi güçlü dönemsel patlamalarla yüzeye püskürerek Pasinler Platosu'nda geniş hacimler kaplayan afirik piroklastik akıntı ve döküntü birimlerini oluşturmuştur. Magma odası içindeki farklı zonlarda viskozite-yoğunluk dengesindeki sıcaklık, kristal yükü gibi parametrelerle denetlenen zamana bağlı değişimler, zonlanmada dönemsel terslenmelere de neden olmuştur (Keskin, 1994a). Böylece plato üzerindeki yer yer karmaşıklaşan ve terslenen stratigrafik dizilim ortaya çıkmıştır.

7. Bu makalede ulaşılan sonuçlar, magma odalarındaki fraksiyonel kristallenme işleminin, volkanik ürünlerin farklılaşmasında (differentiation) ve çeşitliliğinde ne büyük bir etkiye sahip olabileceğinin iyi bir kanıtıdır. Makalede sunulan petrolojik modelleme, sadece fraksiyonel kristallenme işlemi ile büyük hacimlerde riyolitin bazik magmadan "kabuksal ergime veya özümsemeye gerek kalmaksızın" üreyebileceğini kanıtlamaktadır. Erzurum-Kars Platosu'ndaki Yüksek-Y serilerinin Sr, Nd, Pb ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop sistematiği, plato volkanitlerinde AFC işleminin düşük oranlarda var olduğunu, ancak bu oranın yüksek silikalı riyolitik birimlerde çok düşük oranlarda kaldığını ( $r=0.2-0.05$ ) göstermektedir (Keskin, 1994a,b). Özellikle asimilasyona duyarlı  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, felsik birimler için 7.3 dolayında bulunmuştur. Bu sonuçlar, bölgedeki bimodal volkanizmanın evrimi için çeşitli yazarlarca önceleri ileri sürülen "kabuksal ergime" veya "ileri derecede kabuksal kirlenme" gibi hipotetik modellerin geçersiz olduklarını göstermektedir.

#### KATKI BELİRTME

İngiltere'nin Durham Üniversitesi'nde yürütmüş olduğum doktora çalışmalarım süresince danışmanlığımı üstlenen, yapıcı ve titiz eleştirileri ve önerileri ile çalışmamı zenginleştiren magmatik petroloji ve jeokimya dünyasının tanınmış isimlerinden Dr. Julian A. PEARCE ve Dr. Dave HIRST'e en içten teşekkürlerimi sunarım. K/Ar radyometrik yaş tayinleri, Newcastle Upon Tyne Üniversitesi'nden Dr. J. MITCHELL'in yardımları ile yapılmıştır. Kendisine teşekkür ederim. Bu çalışma, yurtdışındaki doktoram süresince maddi kaynak sağlayan Milli Eğitim Bakanlığı, Yurtdışı Eğitimi Genel Müdürlüğü sayesinde mümkün olmuştur. Kendilerine son-

suz şükranlarımı sunarım. Arazi çalışmalarım sırasında sağladıkları kamp, araç olanakları ve lojistik destek için T.P.A.O. Arama Grubundaki tüm meslektaşlarıma içten teşekkürlerimi sunarım. M.T.A.'dan Dr. Evren YAZGAN, Dr. Jerf ASUTAY, Jeoloji Mühendisleri Ali ARBAS, Latif GÖK, Mehmet İMİK kamp imkanları konusunda destek vermişlerdir. Kendilerine içten teşekkürlerimi burada ifade etmek isterim.

#### SUMMARY

The Pasinler Plateau, comprising westernmost part of the Erzurum-Kars Plateau in North-eastern Anatolia, includes a spectacular section of collision-related volcanics. On this plateau, a thick (up to 400 m) pile of highly-evolved pyroclastic products of mostly rhyolitic composition alternated with occasional olivine-bearing basic to intermediate lava flows is present. The lavas and pyroclastic units on the plateau are almost horizontal throughout the plateau. In general, the lavas become relatively more abundant upward in the volcanic succession. The area under consideration can be regarded to be an ideal place to study volcano-stratigraphy and magma chamber processes by which magmas were evolved to give way to the formation of volcanics displaying contrasting compositions.

Previous research to date has shown that collision-related volcanism initiated on the Plateau in the Horasan area immediately after rapid uplift (15 Ma) of the region at about 11 Ma (Keskin, 1994a). New K/Ar age determinations indicate that collision-related volcanism on the Pasinler Plateau initiated at around 7.8 Ma.

The basement to the Pasinler Plateau is represented by the Eastern Anatolian Accretionary Complex of the Upper Cretaceous age. This unit is a typical ophiolitic melange, consisting basically of blocks of basic and ultrabasic rocks, serpentinite together with pelagic and neritic limestone. The Eastern Anatolian Accretionary Complex is unconformably overlain by the Narman group which has been dated radiometrically as 38.5 (0.7) Ma. This group is made up of two members: (1) the Kışlaköy volcanics which are composed basically of basaltic to andesitic lavas, and (2) A flüsch like sedimentary sequence. It crop out in the north of the Harabedere gorge, NE of Pasinler. This basement is unconformably overlain by a set of 5-15 m aphyric andesitic lava flows which characteristically display dark grey to black colour. This unit, named the Black andesite and dated at  $7.83 \pm 0.12$  Ma by the K/Ar method is exposed as a narrow strip in the Harabedere gorge. The Black andesite is overlain by a thick sequence of pyroclastic deposits. The unit, named the Lower Tuff layer consists of crystal-free, glassy pyroclastic flows and falls of predominantly rhyolitic composition. These pyroclastics are interlayered in places with subordinate basic to intermediate lavas. The pyroclastic flow units can be subdivided into two facies on the basis of their distinctive colour and texture: the White and Grey ignimbrites. The lower tuff is overlain by a porphyritic-textured amphibole-bearing



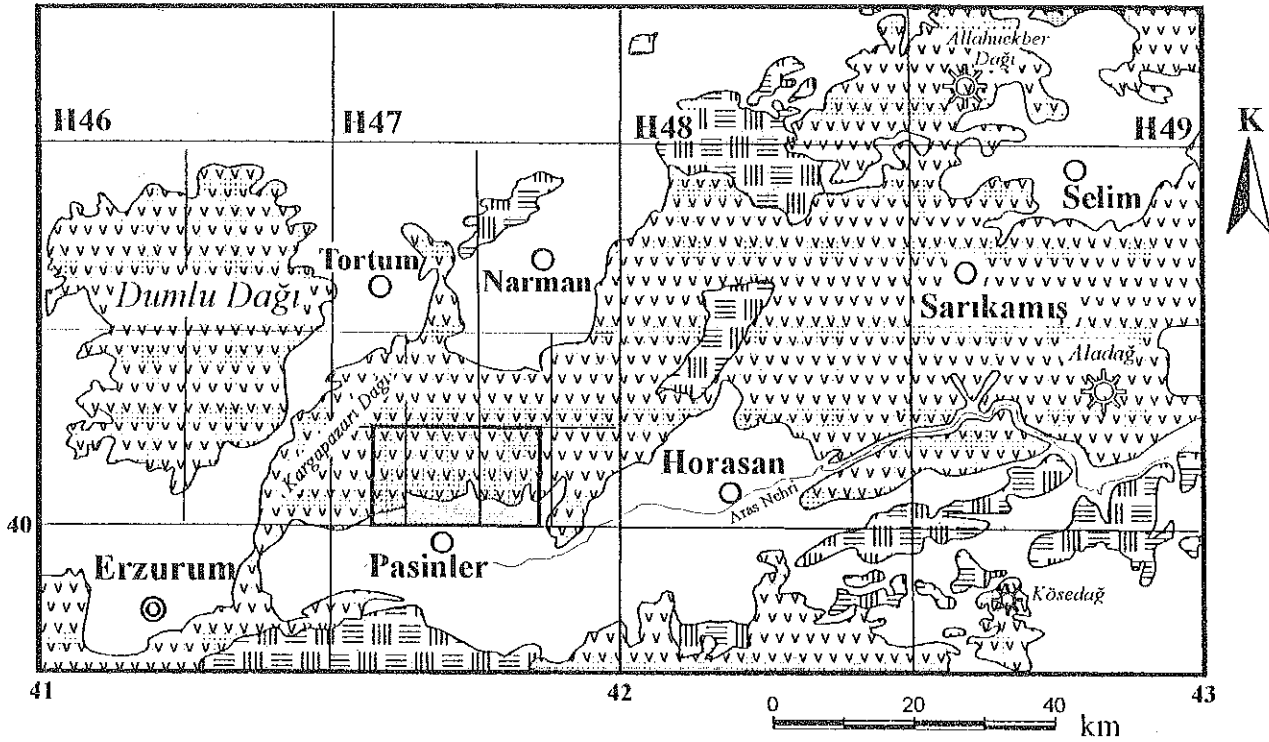
Tablo 1. Pasinler Platosu'ndaki volkanik birimlerden seçilmiş temsilci numunelerin ana ve iz element konsantrasyonları.

Birim Numune Kayaç türü	SIYAH ANDEZİT		KIZILVEREN VOLKANİTİ			TUF			SIYAH İGİNİMBİRİT	
	MK117 Andezit	MK115 Dasit	MK118 Dasit	MK119 Dasit	MK112 Dasit	MK71 Riyolit	MK355 Riyolit	MK76 Riyolit	MK78 TrakDasit	MK318 TrakDasit
<i>Ana elementler (%)</i>										
SiO <sub>2</sub>	62,14	63,73	66,42	67,02	66,81	75,45	73,97	71,91	63,09	65,11
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,70	0,57	0,55	0,57	0,10	0,14	0,21	1,08	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	16,88	16,56	15,99	15,90	13,12	13,52	14,66	16,26	16,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,78	4,85	3,66	3,72	3,82	1,23	1,43	1,75	4,93	3,90
MnO	0,09	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	0,10	0,09
MgO	1,99	1,44	1,24	1,26	1,24	0,03	0,02	0,05	1,33	1,13
CaO	4,97	4,84	4,00	3,66	3,68	0,43	0,38	0,44	3,20	2,67
Na <sub>2</sub> O	4,03	4,25	3,95	3,57	3,68	3,38	4,52	4,89	4,69	4,94
K <sub>2</sub> O	2,34	2,15	2,58	3,30	3,26	5,54	4,95	5,28	4,02	4,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,19	0,16	0,16	0,16	0,03	0,03	0,03	0,32	0,21
Su kaybı	0,77	1,25	2,02	2,42	1,81	3,71	0,38	0,71	2,57	1,61
Total	99,04	99,11	99,20	99,28	99,17	99,36	99,01	99,24	99,01	99,05
<i>İz elementler (ppm)</i>										
Sc	16	10	10	9	8	1	3		11	5
V	113	96	74	64	64	2	2		58	43
Rb	59	58	63	77	78	173	168	152	92	100
Sr	369	420	413	353	350	7	10	15	279	244
Y	21	17	11	15	18	36	35	29	39	37
Zr	169	155	142	152	156	176	238	377	580	513
Nb	10	10	11	12	12	28	27	28	23	23
Ba	503	503	500	577	581	57	64	108	784	770





Birim Numune Kayaç türü	SIYAH İGİNİMBİRİT			KARGAPAZARI VOLKANİTLERİ			ARDIÇLIDAĞ VOLKANİTİ			
	MK79 TraDasit	MK80 Riyolit	MK106 TraDasit	MK307 Andezit	MK308 Andezit	MK310 Andezit	MK108 Riyolit	MK125 Riyolit	MK320 Riyolit	MK338 Riyolit
<i>Ana elementler (%)</i>										
SiO <sub>2</sub>	68,05	69,62	67,53	57,06	59,96	61,40	70,08	73,60	72,55	71,00
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,42	0,59	1,05	1,11	0,84	0,24	0,11	0,14	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	15,94	16,31	16,89	18,03	17,25	15,89	13,95	14,49	15,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	2,03	2,87	6,59	4,90	5,21	1,75	1,50	1,69	1,92
MnO	0,07	0,06	0,08	0,22	0,05	0,08	0,03	0,06	0,05	0,06
MgO	0,27	0,14	0,70	3,44	2,07	2,58	0,12	0,02	0,03	0,01
CaO	1,30	1,04	1,90	8,49	7,43	5,55	1,01	0,70	0,57	0,66
Na <sub>2</sub> O	4,98	5,16	5,01	3,50	3,47	3,64	4,73	4,18	4,62	4,51
K <sub>2</sub> O	4,37	4,59	4,30	1,81	1,80	2,66	5,36	4,99	5,21	5,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,07	0,12	0,27	0,27	0,23	0,07	0,02	0,03	0,04
Su kaybı	1,41	1,20	2,47	2,33	3,24	1,61	1,31	2,64	0,35	0,55
Total	99,15	99,07	99,40	99,33	99,09	99,45	99,27	99,13	99,37	99,04
<i>İz elementler (ppm)</i>										
Sc	5	4	3	20	22	14	4	4	5	4
V	21	5	23	156	164	127	6	3	1	2
Rb	117	128	111	46	55	74	122	142	141	133
Sr	137	110	175	433	449	361	94	31	37	49
Y	32	34	33	31	39	27	29	36	30	34
Zr	485	457	463	189	194	217	299	180	202	230
Nb	26	27	24	14	15	16	19	24	22	21
Ba	859	799	856	363	382	496	623	231	302	434

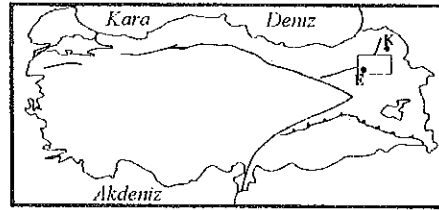
Tablo 2. Pasinler Platosu'na ait birimlerin içerdiği amfibollerin Elektron Mikro Prob ile tespit edilmiş olan ana element kimyası, uç üye (end-member) hesaplamaları ve Al<sup>TOT</sup> içeriklerine göre kristallenme basıncı ve derinliği hesaplamaları

Numune no	Siyah ignimbirit					Ardıçlıdağ volkaniti				
	MK318	MK318	MK318	MK318	MK319	MK125	MK125	MK125	MK330	MK330
Nokta no	2b	3b	4c	7a	2b	2a	3a	13b	9b	9c
<b>Oksitler %</b>										
SiO <sub>2</sub>	43,71	43,68	45,94	44,33	45,92	43,14	42,84	43,65	42,51	41,74
TiO <sub>2</sub>	3,95	3,96	3,01	3,65	3,17	1,99	1,93	1,81	1,83	1,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,73	10,28	9,00	10,04	9,30	8,12	7,68	7,72	8,08	7,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,08	0,00	0,20	0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	11,95	12,27	12,24	11,49	14,10	27,27	28,13	28,51	30,72	29,89
MnO	0,40	0,28	0,36	0,29	0,27	1,21	1,55	1,42	1,49	1,86
MgO	14,29	14,43	15,09	14,75	12,80	5,06	3,79	4,19	3,46	3,30
CaO	11,29	11,38	11,35	11,47	10,46	9,95	9,53	9,62	9,67	9,48
Na <sub>2</sub> O	2,67	2,75	2,88	2,61	2,51	2,25	2,26	2,46	2,52	2,28
K <sub>2</sub> O	0,86	0,87	0,89	0,66	0,92	1,00	1,06	1,11	0,97	1,03
NiO	0,20	0,05	0,00	0,05	0,00	0,17	0,06	0,00	0,00	0,00
Total	99,06	100,03	100,77	99,53	99,52	100,24	98,83	100,47	101,25	99,38
<b>Formül</b>										
Si	6,367	6,305	6,553	6,388	6,651	6,671	6,759	6,767	6,620	6,624
Ti	0,433	0,429	0,323	0,396	0,346	0,232	0,229	0,211	0,214	0,217
Al	1,671	1,750	1,513	1,706	1,587	1,480	1,428	1,411	1,484	1,490
Cr	0,000	0,009	0,000	0,023	0,008	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	1,456	1,481	1,460	1,384	1,708	3,526	3,712	3,696	4,002	3,968
Mn	0,050	0,034	0,044	0,035	0,033	0,158	0,208	0,186	0,196	0,250
Mg	3,102	3,105	3,209	3,169	2,762	1,167	0,892	0,969	0,804	0,782
Ca	1,762	1,761	1,735	1,772	1,624	1,649	1,611	1,598	1,614	1,613
Na	0,755	0,770	0,797	0,730	0,705	0,674	0,692	0,738	0,760	0,702
K	0,161	0,161	0,162	0,121	0,170	0,196	0,212	0,219	0,192	0,208
Ni	0,023	0,005	0,000	0,005	0,000	0,021	0,008	0,000	0,000	0,000
O atomu sayısı	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Toplam	15,779	15,810	15,795	15,730	15,594	15,786	15,751	15,795	15,886	15,854
<b>Currie'e (1991) göre hesaplanmış olan uç bileşenler</b>										
<b>Barroisite</b>			0,054		0,256	0,226	0,293	0,282	0,191	0,214
magnesio-alumino			0,000		0,047	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000
magnesio-ferri			0,041		0,128	0,068	0,063	0,066	0,040	0,044
ferro-alumino			0,000		0,021	0,000	0,010	0,007	0,000	0,000
ferro-ferri			0,012		0,057	0,148	0,201	0,194	0,141	0,156
<b>Tschermakite</b>	0,345	0,335	0,273	0,400	0,265	0,304	0,236	0,207	0,304	0,326
magnesio-alumino	0,000	0,000	0,002	0,015	0,049	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000
magnesio-ferri	0,259	0,255	0,207	0,296	0,133	0,091	0,050	0,049	0,064	0,067
ferro-alumino	0,000	0,000	0,000	0,004	0,022	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000
ferro-ferri	0,080	0,076	0,062	0,081	0,059	0,199	0,162	0,142	0,224	0,237
<b>Edenite</b>	0,318	0,248	0,448	0,336	0,346	0,311	0,347	0,362	0,271	0,246
magnesio	0,238	0,189	0,341	0,262	0,238	0,093	0,078	0,088	0,057	0,051
ferro	0,074	0,056	0,102	0,071	0,106	0,204	0,250	0,257	0,200	0,179
<b>Kaersutite</b>	0,086	0,162		0,020						
magnesio-alumino	0,064	0,123		0,016						
ferro-alumino	0,020	0,037		0,004						
<b>Taramite</b>	0,252	0,256	0,224	0,243	0,133	0,159	0,125	0,149	0,234	0,214
magnesio-alumino	0,000	0,000	0,001	0,009	0,025	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
magnesio-ferri	0,189	0,195	0,170	0,180	0,067	0,047	0,027	0,035	0,049	0,044
ferro-alumino	0,000	0,000	0,000	0,003	0,011	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000
ferro-ferri	0,058	0,058	0,051	0,049	0,030	0,104	0,085	0,102	0,173	0,155
<b>Johnson &amp; Rutherford'un (1989) amfibol barometresi P kbar (±0.5)</b>										
Basıncı (kb ±0.5)	3,6	3,9	2,9	3,8	3,3	2,8	2,6	2,5	2,8	2,8
Derinlik (±1.9 km)	13,6	14,9	11,1	14,2	12,3	10,6	9,7	9,5	10,6	10,7



#### AÇIKLAMALAR

-  Çalışma alanı
-  Volkanik koniler
-  Genç volkanik kayalar
-  Üst Kretase: Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı



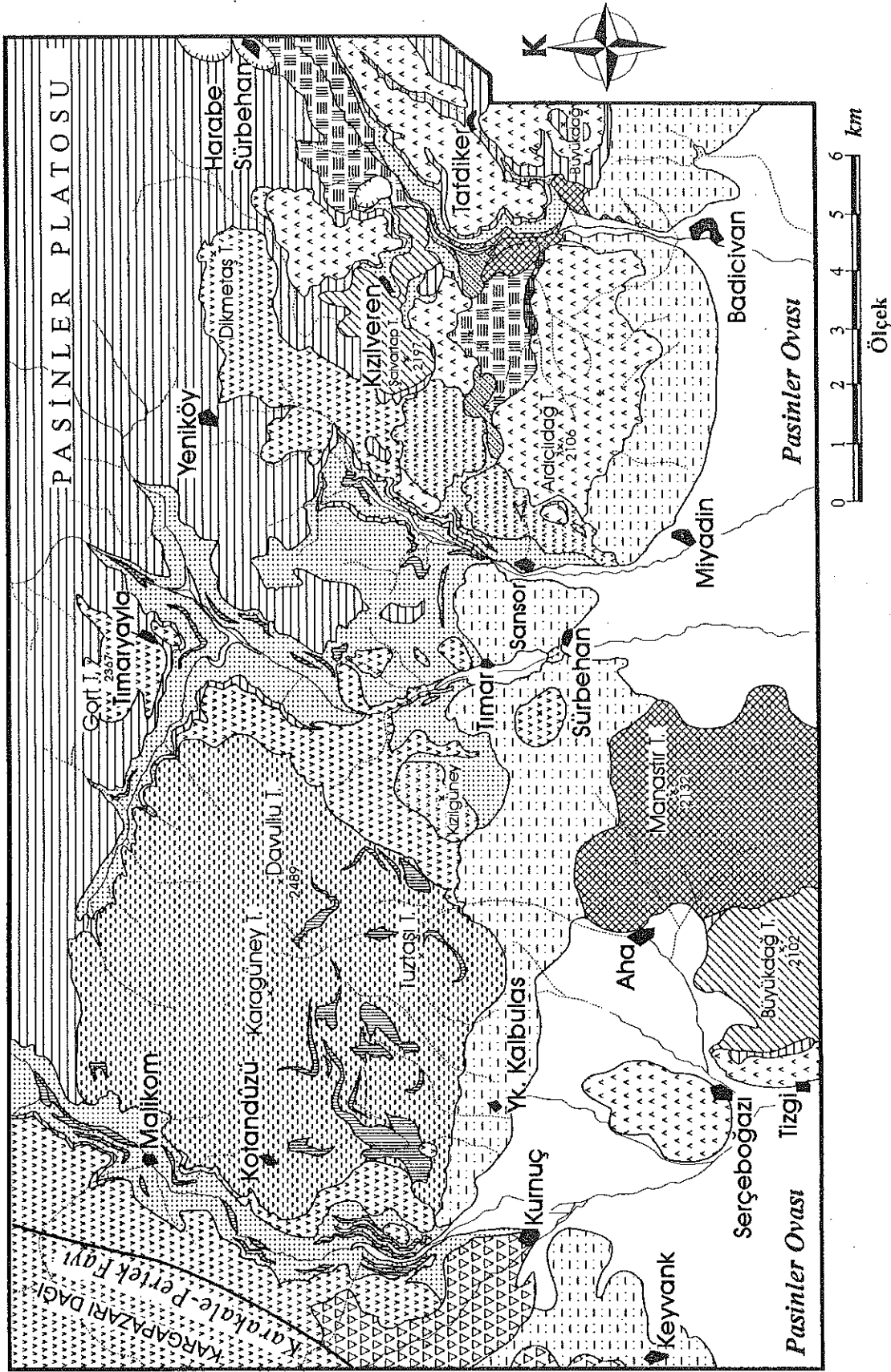
Şekil 1. Pasinler Platosu'ndaki çalışma alanının yerini gösterir yer bulduru haritası. E. Erzurum, K. Kars.

Figure 1. Location map of the Pasinler Plateau.

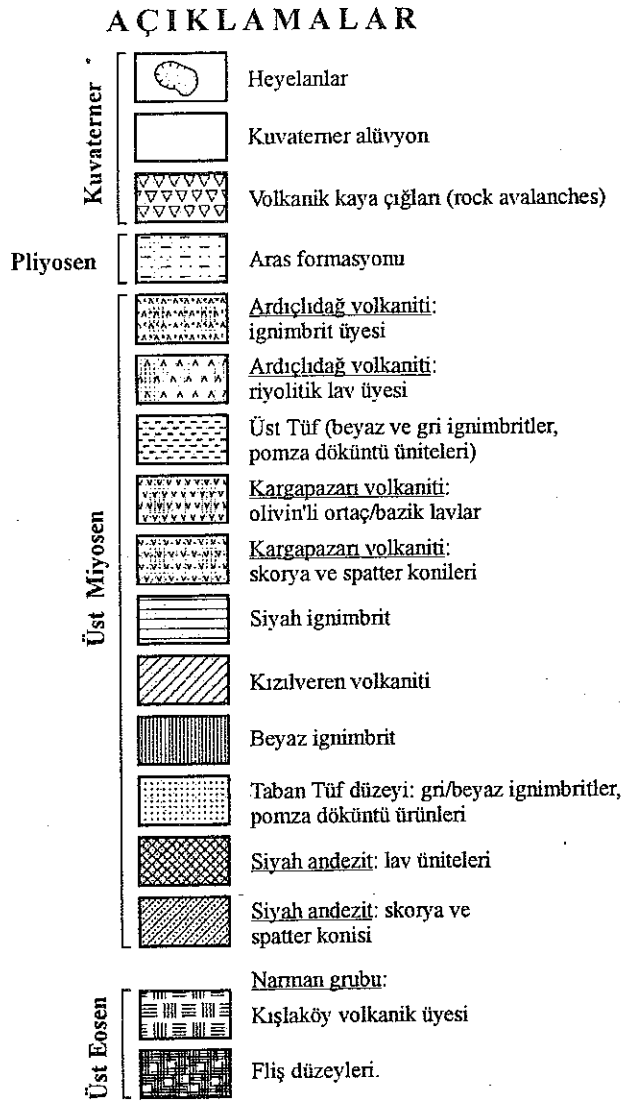
dacitic dome in the vicinity of Kızılveren village. This unit, which is called the Kızılveren volcanics, covers an area of just over 2 km<sup>2</sup>, reaching in thickness up to 100 m. This unit is overlain by a phenocryst-rich black-coloured pyroclastic flow unit named the Black ignimbrite. It spans a rather narrow compositional range from trachy-dacite to rhyolite and covers almost 2/3 of the Pasinler plateau with a thickness of 2 to 70 m. It is densely welded and exhibits various stages of rheomorphism. The Black ignimbrite is overlain in turn by the Kargapazarı volcanics. The Kargapazarı volcanics consist of basic to intermediate lavas which contain olivine and clino-pyroxene as a fractionating mafic phase. Top of the volcanic sequence is represented by a sanidine-bearing porphyritic rhyolite in the east, around the Harabedere gorge, whereas it is represented by pyroclastic flows and rare falls in the west between the Büyükdere

and the Tımar gorges. The collision-related volcanic sequence is unconformably overlain firstly by coarse detrital beds of Aras formation (Pliocene) and secondly by a thick alluvium to the south, around the Pasinler Plain.

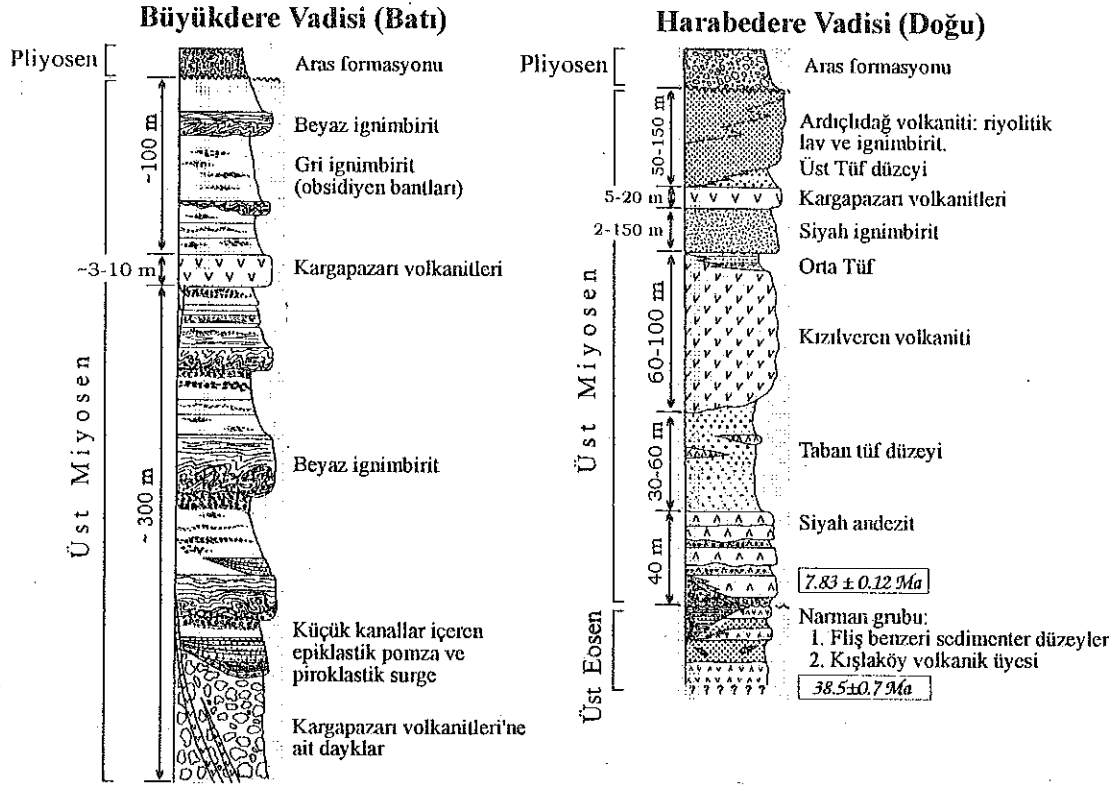
The collision-related volcanics of the Pasinler plateau may be divided into two series; the low- and the high-Y series on the basis of their Y concentrations. Volcanics comprising the low-Y series classify as calc-alkaline whereas those of the high-Y series display a mild alkaline affinity (Keskin, 1994 a, b). Except for the Black andesite and the Kızılveren volcanics, all of the volcanics on the plateau belong to the high-Y series. The high-Y series display a bimodal character. All volcanics on the plateau exhibit a distinctive subduction signature which is thought to have been inherited from the pre-collision subduction event during Upper Cretaceous and Eocene.



Şekil 2. Kargapazari Dağı ile Pasinler Plateosu arasındaki alanın volkanik fasiyes haritası; Erzurum-Kars Plateosu.  
 Figure 2. Volcanic facies map of the area between Mt. Kargapazari and the Pasinler Plateau; the Erzurum-Kars Plateau.

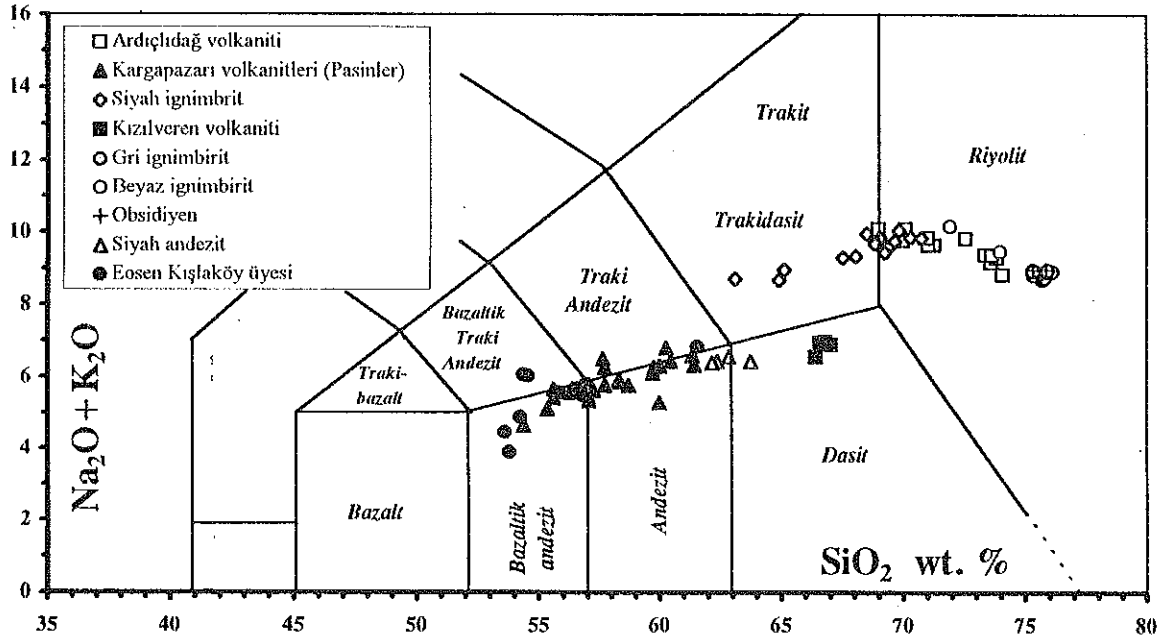


(Şekil 2. nin açıklamaları)



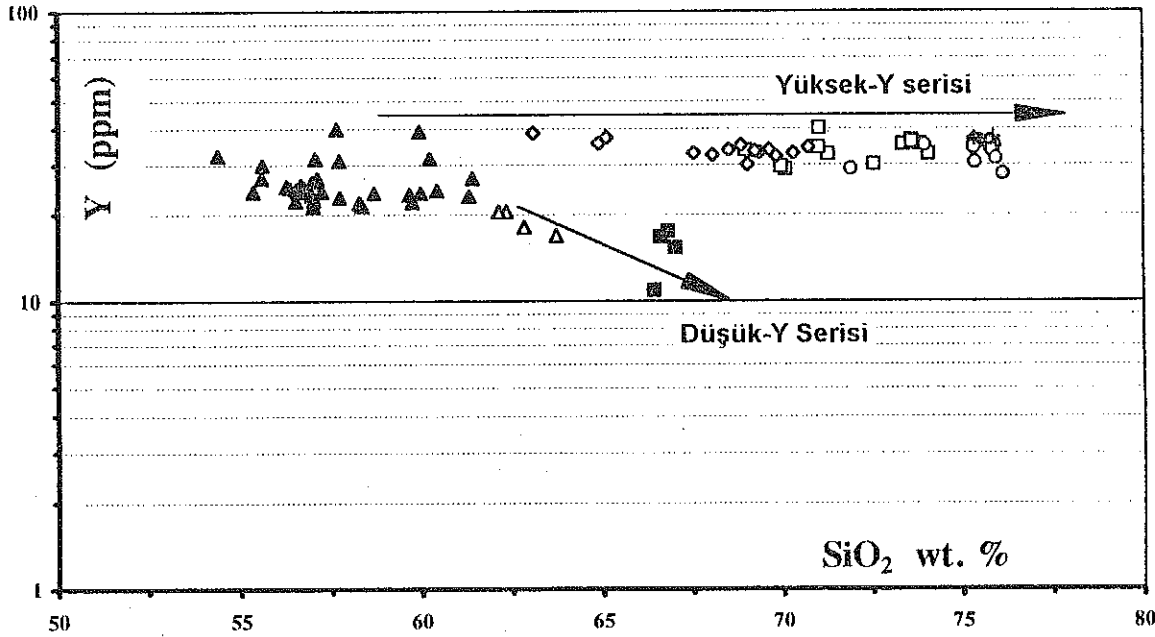
Şekil 3. Pasinler Platosu'nun volkano-stratigrafisini gösterir ölçeksiz sütun kesitler.

Figure 3. Stratigraphic columns (with no scale) displaying volcano-stratigraphy of the Pasinler Plateau.



Şekil 4. Pasinler Platosu'ndaki volkanik birimlerin Le Bas vd.'nin (1986) diyagramına göre sınıflandırılması.

Figure 4. Classification of volcanic units on the Pasinler Plateau using the diagram of Le Bas et al. (1986).



Şekil 5. Pasinler Platosu'ndaki volkanik birimlerdeki düşük- ve yüksek-Y serilerini gösterir log-normal diyagram.

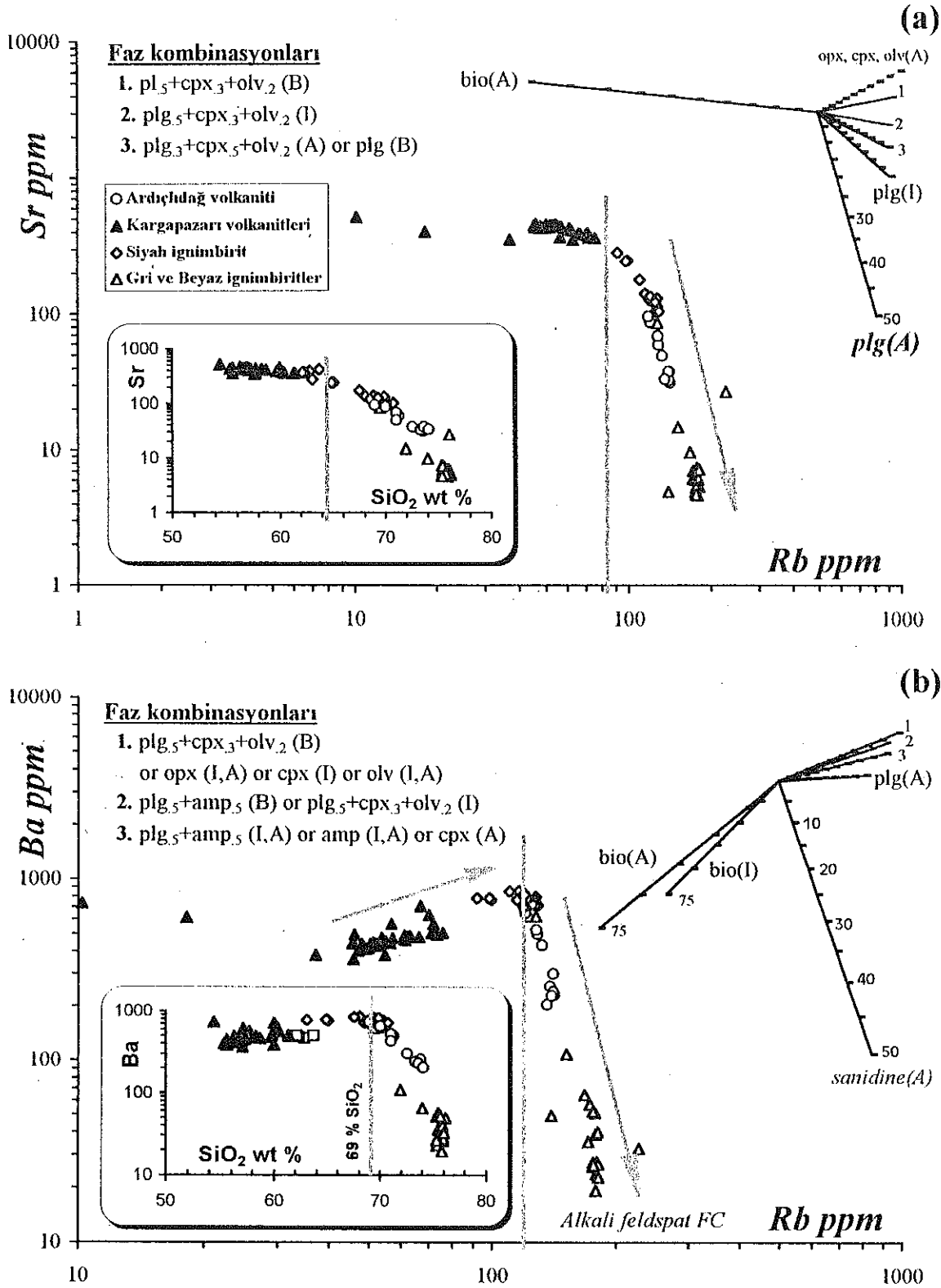
Figure 5. Log-normal diagram showing high- and low-Y series in the volcanic units of the Pasinler Plateau.

Variations in Ba, Sr, Sc, V and MgO through the volcanic sequence have been examined to assess FC history in the magma chamber from which the volcanics products making up the Pasinler plateau had been derived. Results of Al-in-amphibole paleo-geobarometry calculations point out that this magma chamber was located around 11-14 ( $\pm 1.9$ ) km depth. The strong coherence in data points on Ba vs. Rb, Sr vs. Rb, and Ba vs. Sr can be regarded as an indication of a single liquid line of descent. This favors derivation of magmas with contrasting compositions from the same magma chamber. Therefore, it can be argued that all the volcanic products were generated from the same basaltic parental magma by means of FC. Petrologic modelling of Rayleigh fractionation vectors implies that FC of plagioclase and clinopyroxene was dominant until SiO<sub>2</sub> of magma reached 70% at which K-feldspar was joined to the crystallising phenocryst phase during the course of FC evolution of the Black ignimbrite. It appears that the rest of the fractionation history that progressively gave way to the formation of more evolved products was dominated by fractionation of K-feldspar with relatively less abundant plagioclase. Volcano-stratigraphy of the Pasinler plateau suggests that compositional and/or thermal zoning was established in the magma chamber. This appears to have resulted in accumulation of crystal-free high-silica liquid at the roof of the chamber. At the beginning of volcanic activity, plinian and sub-plinian type explosive eruptions tapped upper part of the chamber, bringing aphyric felsic magma onto the surface. When they tapped deeper part of the chamber, less evolved magma, which is represented presently by the Black ignimbrite and the Kargapazarı volcanics, reached to the surface. Episodic re-

versals of the zonation in the chamber appear to be responsible for complexities in the volcanic succession.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

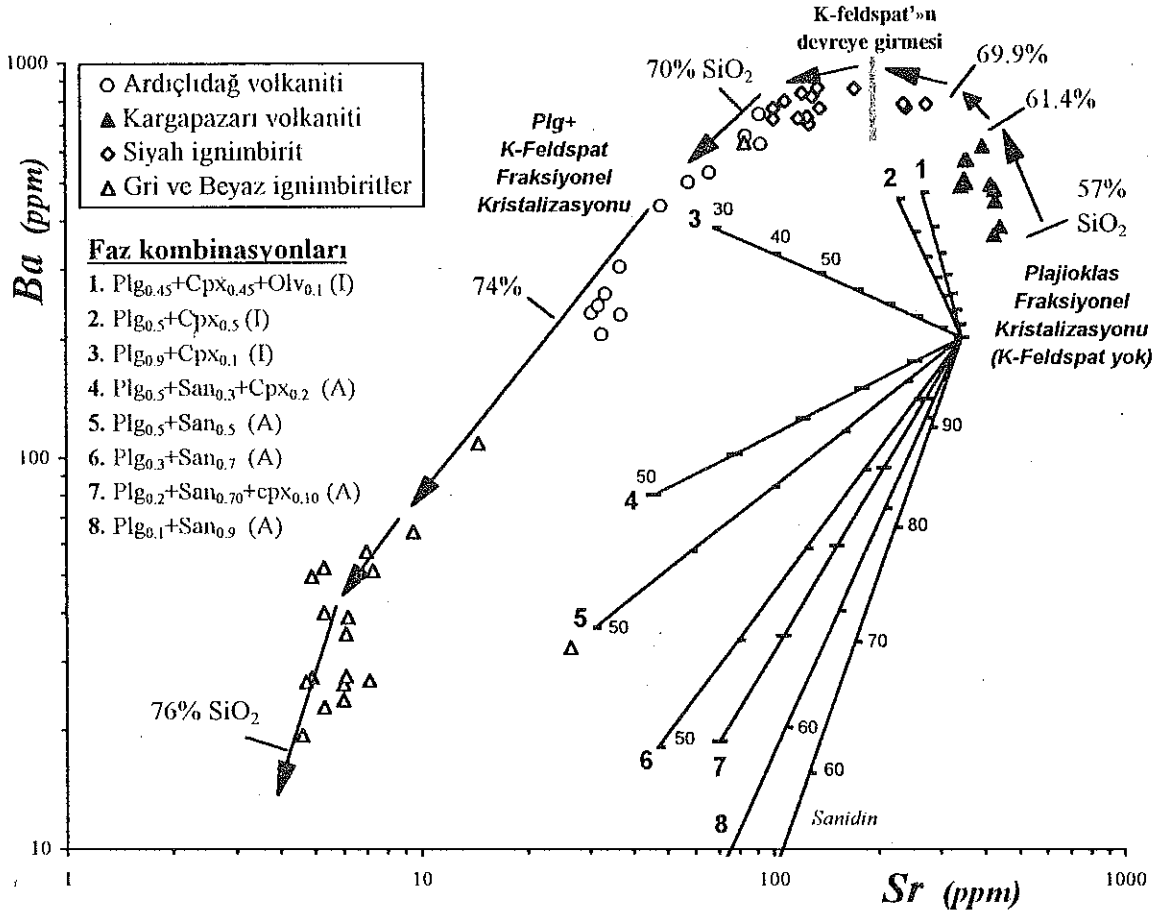
- Anderson, J.L. ve Smith, D. R., 1995, The effects of temperature and  $f_{O_2}$ , EOS Transactions, American Geophysical Union, 61(17): 290.
- Currie, K. L., 1991, A simple quantitative calculation of mol fractions of amphibole end-members, Canadian Mineralogist, 29: 287-299.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.I., Notsu, K., Tokel, S. ve Ui, T., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu, M.T.A. Dergisi, 110: 143-164.
- Gülen, L., 1980a, Strontium isotope geochemistry of Mount Ararat and Mount Süphan Volcanics, Eastern Turkey, EOS, 61 (17): 412.
- Gülen, L., 1980b, Sr, Nd and Pb isotope systematics of Ararat and Süphan volcanoes, Eastern Turkey, EOS, 63 (45): 1145.
- Hammarstrom, J.M. ve Zen, E.A., 1986, Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer, American Mineralogist, 71: 1297-1313.
- Helz, R.T., 1979, Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction, American Mineralogist, 64: 953-965.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. ve Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the em-



Şekil 6. Pasinler Platosu'nun volkanik birimleri arasında Sr ve Ba iz elementlerinin davranışlarındaki değişimleri gösteren Rb'a karşı Sr (a) ve Ba (b) log-log diyagramları. İçteki küçük diyagramlar, aynı elementlerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı davranışını göstermektedir.

Figure 6. Rb vs. Sr (a) and Rb vs. Ba (b) log-log diagrams displaying the variations among volcanic units of the Pasinler Plateau. Inset diagrams show behaviour of the same elements against SiO<sub>2</sub>.





**Şekil 7.** Ba'a karşı Sr'un FC evrimi sırasındaki davranışını gösterir log-log diyagram. Teorik Rayleigh fraksiyasyon vektörleri, hem tek tek minerallerin hem de mineral topluluklarının kristallenmesini modelleyecek şekilde diyagrama iz düşürülmüşlerdir. Bu tür diyagramlarda vektörlerin başlangıç noktası önemli değildir. Vektörlerin sadece konumları önemlidir. Bu nedenle, vektör grupları beraberce kaydırılarak diyagramın istenen yerine iz düşürülebilir. Her bir vektör için, kristallenmesi olası minerallerin % oranları (faz kombinasyonları), diyagramın sol tarafında verilmiştir. Vektörler, başka türlü belirtilmediği takdirde %50 kristallenme için modellenmişlerdir ve üzerlerindeki çizgiler, %10 kristallenme basamaklarına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: plg: plajoklas, san: sanidin, olv: olivin, bio: biotit, cpx: klinopiroksen. B: bazik, I: ortaç, A: asit bileşimli magma.

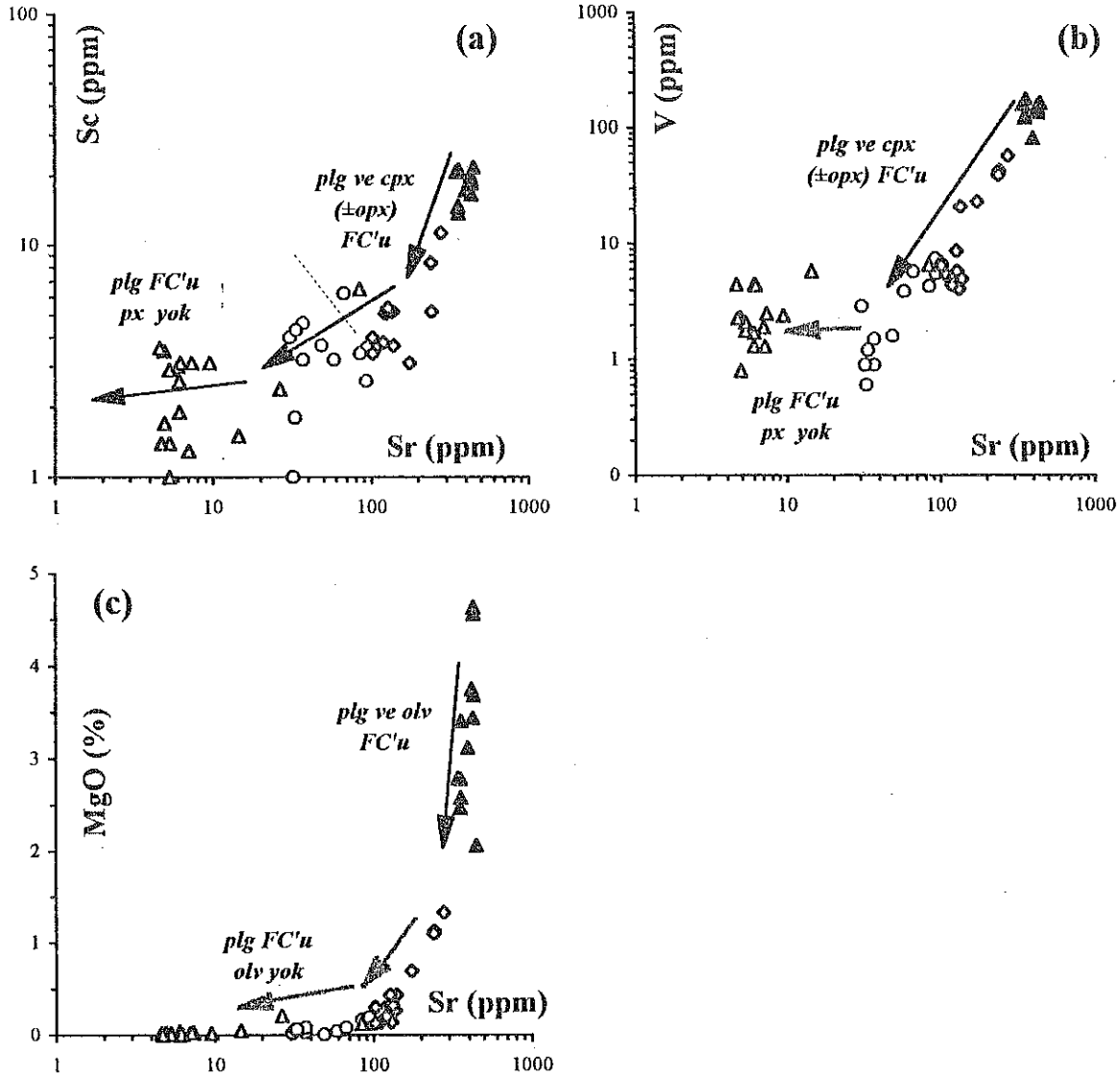
**Figure 7.** Ba against Sr log-log graph displaying behaviour of these elements during the course of FC. Theoretical Rayleigh fractionation vectors have been modelled for crystallisation of individual mineral phases and also phase assemblages. The starting composition of vectors is not crucial in these type of diagrams. Therefore, the entire array of vectors may be moved to superimpose on the data points. Possible phase combinations (in %) are presented in inset on the left. The vectors are designed for 50% crystallisation unless otherwise indicated. Short lines on each vector correspond to 10% crystallisation intervals. The number beside each vector is the quantity (in percent) of that mineral or phase combination removed from the melt in order to generate the vector. Key to abbreviations: plg: plagioclase, san: sanidine, olv: olivine, bio: biotite, cpx: clinopyroxene; B: basic, I: intermediate, A: acid.

pirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist*, 72: 231-239.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquaré, G. ve Villari, L., 1982a, Anatolia and north-western Iran, in *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, (R.S. Thorpe ed.), John Wiley & Sons: 327-349.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquaré, G., Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1976, Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian, and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1: 103-112.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquaré, G., Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1982b, Tertiary and Qua-



Şekil 8. Tüm kaya içindeki Sc (a), V (b) ve MgO'nin (c) Sr'a karşı davranışlarını gösterir diyagramlar.

Figure 8. Sc (a), V (b) and MgO (c) versus Sr (whole-rock concentrations) diagrams reflecting the behaviour of these elements against Sr.

ternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13: 223-240.

Johnson, M.C. ve Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17: 837-841.

Keskin, M., 1992, Collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, NE Anatolia, Turkey, Keele Üniversitesi'nde düzenlenen "Work in progress on the Geology of Turkey" adlı International Workshop'ta sözlü bildiri abstract'ı: 38.

Keskin, M., 1994a, Genesis of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey, Durham Üniversitesi'nde hazırlanmış Doktora tezi: 358 s.

Keskin, M., 1994b, Trace element and isotope systematics of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, NE Turkey, Uluslararası Volkanoloji Kongresi (IAVCEI), Theme 1. Collision-Related Magmatism'de sözlü bildiri.

Keskin, M., 1997, Erzurum-Kars Platosu'nun Çarpışma Kökenli Volkanizmasının Volkano-Stratigrafisi ve yeni K/Ar Yaş Bulguları Işığında Evrimi, *Kuzeydoğu Anadolu, M.T.A. dergisinde* yayınlanmak üzere.

- Lambert, R.S.T., Holland, J.G. ve Owen, P.F., 1974**, Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey, *Journal of Geology*, 82: 419-438.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B., 1986**, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Lindsley, D. H. ve Andersen, D. J., 1983**, A two pyroxene thermometer: Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, *Journal of Geophysical Research*, 88 (Supplement): A887-A906.
- Lindsley, D. H., 1983**, Pyroxene thermometry, *American Mineralogist*, 68: 477-493.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Er-can, T., 1995**, Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64: 171-192.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990**, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 189-229.
- Schmidt, M.W., 1992**, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Spear, F.S., 1981**, An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphiboles, *American Journal of Science*, 281: 697-734.
- Wones, D.R., 1981**, Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas, *Mining Geology*, 31: 191-212.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987**, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia, *Tectonophysics*, 134: 177-199.

*Makalenin geliş tarihi : 25.4.1997*

*Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 16.6.1997*

*Received April 25, 1997*

*Accepted June 16, 1997*

