

# Granitoyid

## Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı

Sabah YILMAZ

*CJJ. Jeoloji Müh. Bölümü, 58140, SİVAS*

DurmugBOZTUĞ

*C,Ü, Jeoloji Mük Bölümü, 58140, SİVAS*

### 1. GİRİŞ

Hemen hemen tüm yerbilimciler tarafından kabul edildiği gibi, granitoyidler, yer gezegeninin petrolojik ve yapısal evriminde en karakteristik kayaç grubunu oluşturmaktadır. Örneğin çok uzun zamanlar boyunca, kıtasal kabuğun ortalama bileşiminin granit'e eşdeğer olduğu kabul edilmiştir. Günümüzde yapılan çalışmalara göz atıldığında ise granitlerin, kıtasal kabuğun ana bileşeni olduğu ve kabuğun oluşumunda ve yeniden çevrimlenmesinde (recycling) çok önemli roller oynadıkları görülmektedir. Granitoyidlerin sokulum yaptıkları derinlikler sedimanter kayaçların bulunduğu sığ derinliklerden-granulit fasiyesi koşullarındaki metamorfizmanın geliştiği derinliklere kadar değişmekle birlikte, genel olarak kabuğun orta kesimlerindeki derinliklerde daha boldur. Kıtasal kabuğun orta derinlikteki kesimlerinin, yizeylendiği ve eski orojenik dönemlere ait kayaçları içeren bölgelerde yapılan çalışmalarda granitoyidlerin yayılımlarının çok değişik olduğu gözlenmektedir. Örneğin, Batı Avrupa'daki Hersiniyen kuşakta bol miktarda granitoyid bulunurken (Fransız Masif Santrallerinin % 50'inden fazlasının granit olduğu bilinmektedir), Kaledoniyen ve Alpin kuşaklarda ise bağıl olarak daha azdır. Hatta bu ilişkiyi göz önüne alarak, granitik kayaçların sadece anateksi süreci ile oluşabileceğini ileri süren bazı araştırmacılar, çeşitli orojenik bölgelerdeki granitoyidlerin bolluğuna dayanarak bu bölgelerdeki metamorfizmaya yaklaşımda bulunmaya çalışmışlardır (Hal, 1973; Didier ve Barbarin, 1991a'dan). Oysa günümüzde granitoyidlerin jenezi ko-

nusunda yapılan çalışmalarda, granitoyidlerin oluşumunda metamorfizmanın rolünün, ikincil önemde olduğu, daha etkin rol oynayan faktörlerin ise jeodinamik ortam (Pitcher, 1993; Lameyre, 1988; Barbarin, 1990) ile kabuğun özelliklerinin (Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977; Vilzeuf ve diğ., 1990) olduğu belirtilmektedir (Didier ve Barbarin, 1991a).. Örneğin, Kuzey ve Güney Amerika Kordiyer kuşaklarında okyanusal kabuğun, sürekli dalması ile çok geniş alanlarda yayılır, gösteren granitik magmatizma oluşmaktadır. Kabuğun özelliklerine bağlı olarak gelişen granitoyid oluşumuna gelince, Hersiniyen çarpışma kuşağında çok büyük bacımlarda birikmiş olan yaş-pelitik sedimentler, granitik eriyiklerin türemesine uygun bir ortam oluştururken; Alpin ve Kaledoniyen kuşaklarda önceden mevcut olan kırıntılı-kristalin temel kayaçları ise (Alpin kuşakta Hersiniyen temel, Kaledoniyen kuşakta Prekambriyen temel) yeteri kadar fazla, granitik eriyiğin üretilmesi için uygun ortamları oluşturamamışlardır (Didier ve Barbarin, 1991a).

Görüldüğü gibi, dar anlamda granitoyidlerin jenezini, geniş anlamda da kabuğun petrolojik ve yapısal evrimini anlamaya yönelik çalışmalar, mikroskopik düzeydeki gözlemlerin yanısıra, birkaç 10 ppm miktarındaki eser element içeriğinden kıtasal ölçeklerdeki bölgesel jeolojik yorumlara kadar değişmektedir. Bu çalışmalar içerisinde güncel literatürde önemli bir yeri olan ve eşyaş mafik ve felsik magmaların homojen karışımı anlamındaki magma mixing kavramı ile bu magmaların heterojen karışımı anlamına, gelen magma mingling kavramı son derece önemli bir yer tutmak-

## GranitoyM

tadır. Bunlardan magma mixing, olayı., kayaç oluşturu-  
cu mineraller arasında gelişen bazı özel dokular ile ka-  
rakterize edilmekte ve mikroskopüç çalışmalar- ile ta-  
aimlanabilmekte iken; magma mingling olayı ise feisik  
gaoitoyidler içerisinde hapsedilmiş ve boyutları genel  
olarak birkaç cm'den - dm'ye ve- hatta ender olarak met-  
reye kadar değişebilen mikrogranüler dokulu mafik  
magmatik enklavlar (MME) ile karakterize edilmekte ve  
yegane şekilde arazide başlayan gözlemlerin labocatu-  
varda mineralojik-petrografik ve jeokimyasal inceleme-  
si şeklinde devam etmesi ile tanımlanabilmektedir.

Magma mixing-minling konusunda oldukça güncel  
bir çalışma olan Didier ve Barbarin (1991a) ya dayan-  
dırılan bu derleme çalışmasında konunun ana hatları-  
nın verilmesinin yanısıra, ülkemizdeki granitoyid plü-  
tonlanndan bazılarında yazarlar tarafından gözlenen  
magma mMng/minling örneklerinden de kısaca, bahse-  
dilmesi amaçlanmıştır.

### 2. TANIMLAR

Giriş bölümünde de belirtildiği gibi, granitoyidlerin  
jenezini çözümlmek için yapılan çalışmalar mikrosko-  
pik ölçekteki dokusal özelliklerden başlayarak birkaç  
10 ppm düzeyindeki eser<sup>1</sup> element içeriğine, mostra dü-  
zeyindeki jeolojik gözlemlere ve nihayet kıtasal ölçek-  
lerdeki bölgesel jeolojik yorumlara kadar uzanan bir  
yelpaze içinde toplanmaktadır. Bu bakımdan, ölçek ola-  
rak çok küçükmiş gibi görünen ve magma mixing. olayı  
sonuca gelişen mikroskopik dokular ile boyutları ge-  
nelde birkaç cm'den - dm'ye kadar değişebilen ve  
magma, mingling, olayı sonucu, gelişen MME'lerin suna-  
bilecekleri jenetik bilgiler., bunların boyutları ile hiç de  
doğru, orantılı olmayacak biçimde önemi, olabilmekte-  
dir.

#### 2.1 MAGMA MIXING VE MAGMA MINGLING KAVRAMLARININ TANIMI

Eşyaşlı mafik ve feisik magmaların homojen karı-  
şımı anlamına, gelen magma, mixing; olayında., her iki  
magma da viskozite özellikleri, bakımından "Newtoni-  
an" davranış aşamasında iken (bkz. 3. Bolum) karış-  
maktadır. Böyle bir karışım, oldukça derinlerie., olası-  
lıkla ilksel magma oluşum ortamlarında  
gerçekleşmekte ve her iki magma, da kendi özelliklerini  
kaybederek ortaya yeni bir hibrid magma çıkmaktadır.  
Diğer bir deyişle., daha basite indirgenirse, siyah ve be-  
yaz boya'nın aynı kapta karışmaları sonucunda, ortaya  
gri renkli bir boyanın çıkması sonucu gibi düşünülebi-

lir. Eşyaşlı mafik ve feisik magmaların heterojen, karı-  
şımı, anlamına gelebilecek olan magma, mingling ola-  
yında ise., eşyaşlı magmalardan, mafik olanı viskozite  
bakımından "Visko-plastik" evrede, feisik olanı ise,  
"Newtonian." evrede iken karışmaktadır. Böyle bir  
karışım., magmaların diyapirik olarak yükselmeleri sı-  
rasında meydana gelebilmektedir. Bu durumda, zaten  
yarı katı-yarı sıvı durumunda olan mafik magma, tama-  
men sıvı durumunda olan, feisik magmanın içinde çabu-  
cak, katı hale geçerde, feisik ana kayaçlar içinde- yakla-  
şık olarak, yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli malik  
magma damlacıklanykabarıkkan şeklinde yorumlana-  
bilecek olan mikrogranüler dokulu MME'leri oluşturu-  
maktadır. Böyle bir karışım sırasında» mafik magma ile  
feisik magma arasında birtakım element/kristal göçü ol-  
makla, birlikte, özellikle malik magma damlacıkları/  
kabarıkıkları kendi fiziksel-kimyasal özelliklerini geniş  
ölçüde korumaktadır. Diğer bir deyişle., beyaz ve siyah  
renkli boya'nın bir kapta karıştınmalan sonucunda;  
siyah boyanın, beyaz boya içinde, kendi özelliklerini  
koruyarak siyah, renkli damlacıklatfkar^arcıklar şeklinde  
görülmesi olarak basite indirgenebilir.

#### 2.2., ENKLAVLARIN TANIMI

##### 2.2.1. Tarihçe

Jeoloji literaturünde enldav teriminin ilk kez, Hutton  
(1795) tarafından tskoçya'daki granitlerde tanımlandığı  
ve bunların granitlerin kökeninin magmatik olabileceği,  
şeklindeki düşünceye kanıt olarak kullanıldıkları bilin-  
mektedir (Didier<sup>1</sup> ve- Baibarin, 1991b). Daha sonra Lac-  
roix. (1893., 1898., 1900a) tarafından çeşitli volkanik ve  
granitik kayaçlardaki. enklavlann çok ayrıntılı minera-  
lojik-petrografik fanımlamaian yapılmıştır. Aynı, dö-  
nemde., Phillips (1880), Sollas (1894) ve Hollaed (1900)  
tarafından da enklavlar üzerinde .araştırmalar yapıldığı  
gömmektedir. 20. yüzyılın ilk yansında, enklavlar üze-  
rinde gerçekleştirilmiş olan. çalışmaların önemli olan-  
ları ise Pabst (192,8) tarafından Siena Nevada batolitini-  
de (ABD); Thomas ve Campbell-Smith (1931)  
tarafından da Ptoumanacii masifinde (Fransa) gerçek-  
leştirilmiştir.

Sonraki dönemlerde, özellikle mikrogranüler dokulu  
mafik magmatik enklav (MME) tanımının- da yapıldığı  
en kapsamlı çalışmanın Didier (1964) tarafından yapıldığı  
görülmemektedir. Aynı anda., Blake ve dğ., (1965) ta-  
rafından da enklavlar konusunda önemi bir<sup>1</sup> çalışma  
gerçekleştirilmiştir.

## Granüoid

Didier ve Barbarin (1991a) tarafından editörlüğü yürütülen "Enclaves and Granite Petrology" kitabından önceki en etkin eseri, ise yine Didier (1973) tarafından yayınlanan "Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves, on the Origin of Granites" isimli kitap olduğu bilinmektedir.

### 2.2.2., Enklavların Sınıflandırılması

İlk kez Fransız araştırmacı Lacroix (1890) tarafından tanımlanan "enkav" terimi, homojen magmatik kayalarda içerilen değişik kayaç parçalarını tanımlamak için kullanılmıştır. Boyutları, ne olursa olsun (birkaç mikrondan - birkaç yüz, metreye kadar), enklavlar, içerildiği ana kayaç tarafından tamamen çevrelenmiş durumdadır. Enklavların büyük bir çoğunluğu, çeşitli minerallerden meydana gelmiş olmakla birlikte, bazı enklavlar tek tip kristallerden de oluşabilmektedir. Özellikle tek tip minerallerden meydana gelme durumunda bunların enklav olarak isimlendirilmesi güçleşmektedir. Önceleri, yapılmış, bazı çalışmalarda, enklavlar, taşıyıcı kayadan daha yaşlı olarak değerlendirilmekle birlikte, bazı güncel çalışmalar, durumun daima böyle olmadığını göstermiştir. Örneğin, bazı enklavların magma karışması ile (magma mingling) oluştuğunu; yani taşıyıcı granitoidlerle eşyaş (coeval) olduğunu, göstermiştir.

Lacroix (1390)'dan beri Fransızca literatürde enklav ve inklüzyon terimleri tamamen farklı anlamlarda kullanılmıştır. "Enklav" terimi, herhangi bir kayaç içerisinde gözlenen kayaç parçalarını tanımlarken; "İnküzyon" terimi ise, tek bir kristal içerisinde içerilen mineral tanesi, sıvı veya gaz oluşuğunu tanımlamak için kullanılmıştır. Oysa İngilizcede böyle bir farklılık bulunmamaktadır. Diğer bir deyişle, inklüzyon terimi her iki durumda da kullanılmaktadır. Bununla birlikte, İngilizce literatürün hemen hemen tamamına yakınında enklav terimi kullanılmaktadır.

İnküzyon terimi dışında, çeşitli enklav tiplerini tanımlamak için daha değişik, terimler kullanılmıştır. Örneğin Lacroix tarafından kullanılan enklav ve inklüzyon terimlerinin dışında "enallojen enklavlar", "homojen enklavlar", "polijen enklavlar" ve "pnömatojen enklavlar" tanımlanmıştır. Lacroix (1890, 1393, 1901, 1904) tarafından ileri sürülen terminoloji çok kompleks görüldüğü için, pek çok jeolog tarafından, kullanılmamıştır.

İngiliz ve Amerikalı jeologlar, madenciler tarafından tanımlanan birçok terimi kullanmışlardır. Bu terim-

ler kuşatma (enclosure), düğüm (knot), siyah nokta (black spot), salkım/demet, (bunch) ve mineral yuvalanması (nest of minerals) gibi enklav tanımlamalardır. Buna karşın inklüzyon sık sık kalıntı yerine kullanılmıştır. Bazı yazarlar, "eşkökenli inklüzyonlar (cognate inclusions)" veya "endojen inklüzyonlar" olarak da tanımlanabilen enklavları, Lacroix tarafından "homojen enklavlar" ve "enallojen enklavlar" olarak tanımlanmış olan enklavlardan ayrı olarak, değerlendirmişlerdir.

Diğer terimler açık bir şekilde genetik bir ilişki gösterirler. "Otolit" (Holland, 1900), etrafındaki kayalar ile benzer bir enklav iken, "ksenolit" (Sollas, 1894) bilinen çevre kayaların bir enklavı olarak tanımlanmaktadır. Otolit ve ksenolit, sırasıyla, Lacroix'ın "homojen enklavlar" ve "enallojen enklavlar" ile eşdeğer olarak kabul edilmektedir. "Ksenokristal" (Sollas, 1894) yalnız bir kristalden oluşan ksenolit olarak sınırlanmaktadır. Ksenokristal magmatik kayalar içeriğinde ayrılmış kristallerden oluşan ortama yabancı malzemedir. "Skialitli" (Goodspeed, 1947) kısmen, grayzenleşmiş ksenolitlerin kalıntıları olarak tanımlanmaktadır. Bu terim bir magmada gömülü, halde yabancı kayaç parçaları olarak, bulunan ksenolitlerden ayrılan artıklardan oluşmaktadır. Skialitli, Lacroix'ın "polijenik enklavlar"ının eşdeğeridir.

Alman yazarlar Mstallerdeki inklüzyonların ve kayalardaki enklavların her ikisini de "Einschlüsse\*" olarak isimlendirmişlerdir. Bunlar eksojen enklavlardan, endojen enklavları ayırmışlardır. Derecelenmiş kenarlara, uzanmış minerallere sahip enklavları da "şiliren" olarak isimlendirmişlerdir.

### .2.23. Didier ve Barbarin (1991b) Tarafından Önerilen. Güncel Enklav Tanımı

Enklavlar konusunda, şimdiye kadar anlatılan tüm tanımlama ve kavranılan dikkate alan Didier<sup>1</sup> ve Barbarin (1991b), Çizelge 1 de görülen güncel tanımlamayı önermişlerdir. Birçok eski terim açık bir şekilde tanımlanamadığı için, enklavlar daha genel bir takım olarak kullanılmaktadır. Çünkü, kökensel hipotezler genel olarak hayalidir. Enklav ve inklüzyon terimleri kayalarda enklavlar ve kristallerde inklüzyonlar olarak Lacroix (1890) tarafından tanımlandığı gibi kullanılmaktadır.

Ksenolit ve ksenokristal terimleri (Sollas» 1894), sırasıyla yabancı kayaç parçaları veya magma içinde izole edilmiş yabancı kristaller olarak tanımlanmaktadır. Birçok durumda ksenolitler kolayca tanımlanır. Kseno-

## Granüoid

**Çizelge 1. Didier ve Barbarin (1991b) tarafından önerilen güncel enklav tanımı.**

Terim	Bulunuş Şekli	Sınır İlişkisi	Biçim	Karakteristik Özellikler
SK&ero»	Yan Kayaç Parçaları (Hornfels)	Keskin	Köşeli	Kontakt! Meta morform a! Dokusu ve Mineralleri
K&enü-Srötal	İzole Edimi? Yabancı Kristaller	Keskin	Küresel	Korozyon Reaksiyon Kuşağı
Witeamsi EnMav	Erime Kalıntısı (Re>tit)	Keskin (ÜreliMe Biyotit Ka' bı* ile KesHleşmiş)	Merreksi	Metanöük Doku, Mikalar ve ATca Zengin Mineraller
Şiliren	Düzensizleşti- nmiş Enklav	Dereceli	Eipsoyicla!	Düzlemsel Yapılar
Feblk Mikrog- arüler Enklav (FME)	Düzensizleşti- rilmig İnce Taneli Kenar	Keskin veya Dereceli	Yuvarlağimsı -Elipsoidal	İnceTaneli Magmatik Ooiu
Malik Miferogranüler Enklav (MME)	EfyaşU Mafik Magma Damlacığı	çoğunluç'a İkeskin	Yuvarlağimsı -Elipsoidal	İnceTaneli Magmatok Doku
Kümülsrt Enklav (Otoirt)	Düaemsizleşti- ril m iş KüTület	Çoğunlukla Dereceli	Yuvarlağım>! -Elipsoidal	İri Taneli Kümülat Dokusu

Etler, granitoidler ile köşeli, ve keskin kontaklar gösterirler ve dokuları kuvvetli kontakt metamorfizma nedeniyle rekristalizasyonu yansıtır.. Gabro türü yan kayaçlardan magma odasına, düşen bir gabro ksenolit, eşyaşlı mafik ve felsik magmalann karışımı (magma mingling) sonucu oluşan ve gabro bileşimine sahip olan mikrogranüler dokoiu. mafik magmatik enklavdan kolayca ayırt, edilebilir. Çünkü, ksenolitler Goldschmidt (1911) ve Barker (1939) tarafından ayrıntılı olarak, tanımlanmış olan kontakt, metamorfik kayaçlara eşdeğer dokusai. özellik ve mineralojik bileşim gösterirler.. Diğer taraftan, ksenolitler, çoğunlukla intrüzyonların kenarlarında ve özellikle çatı kısımlarına yakın yerlerde bol miktarda bulunurlar. Ksenolitler gibi ksenokristaller de tamamen, veya kısmen rekristalizasyona uğramış olarak görülebilirler, Bunlar magma tarafından kemirilmiş olduklarından dolayı hiçbir zaman, özşekli olarak gizlenemezler. Tamamen asimile olmadıklarında leaksiyonel hale ile çevrelenmiş olarak görülebilirler.

Mikamsı (surmicaceous) enklav terimi. (Lacroix» 1933b), birçok, intrüzyonda ve özellikle de yaygın olarak migmatitler ile birlik oluşturan anateksitik granitlerde oluşan- bir enklav tipi. olarak, tanımlanır.. Mikamsı enklavlar genellikle küçük, boyutlarda (birkaç cm uzunluğunda) ve mercekli biçimlere sahip olarak görülürler. Bunlar' genellikle- biyotitten oluşur ve çoğunlukla, muskovit ve AFca zengin, diğer bazı mineralleri (sillimanit, aodaluzit», kordiyerit, korund, spinel, granat) içerirler.

Mikamsı enklavlarda biyotitik bir kabuk olduğu için arazide ana granitoidlerden kolayca ayrılabilirler. Refrakter müerallerce zengin olmalarından dolayı mikamsı enklavlar,, Mehnert (1968) tarafından tanımlanan "restit" ve Montel ve diğ. (1991) tarafından tanımlanan "erime kalıntısı" malzemelerin, eşdeğerleri olarak değerlendirilebilirler (Didier ve Barbarin, 1991b).

Tamamen morfolojik, bir terim, olan şüiren, kısmen derecelenmiş kenarlara sahip olup, mercek veya uzamış enklavlar' şeklinde tanımlanabilir. Şüiren, enklavların ve kümülatların (Didier,, 1973) magma, odalarındaki konveksiyon nedeniyle bozunmalan sonucu oluşmaktadır. Silken, sıg yerleşimli granitik intrüzyonlardan ziyade; daha çok,, derin, yerleşimli ve raigmatitik kompleksler ile birlik oluşturan anateksitik granitlerde görülür. Şilirene benzer şekilde görülen biyotit ve diğer mafik: mineral zenginleşmeleri, kümülasyon süreçleri sonucu, meydana gelebilmektedir. Bunlar' genellikle "tabakalanma" olarak isimlendirilmektedir.

Ksenolitler, şiliren ve mikamsı enklavlar, anateksitik. granitler hariç, diğer intrüzyonlarda ender olarak görülürler. Granitoidlerdeki enklavların birçoğu taşıyıcı ana magmatik kayaçlardan ince taneli (yaklaşık İmm) olmaları ile ayrılırlar ve "mikrogranüler enklavlar" olarak tanımlanırlar (Didier ve Roques, 1959). Mikrogranüler enklavların boyutları değişiktir. Birkaç cm'den birkaç dm'ye kadar olmakla birlikte bazıları 1 m veya daha. büyük de olabilirler» Ana granitoidler ile mikrogranüler enklavlann kontakları genellikle keskindir.. Taşıyıcı ana granitoidler ile aynı anda. kristalleşen bazı enklavlar biyotitçe- zengin, bir kenar zonu da içermemelerinden dolayı ana granitoidlerden kolayca ayırt, edilemezler., Bazı mineraller ve özellikle iri K-feldispat kristalleri enklavlar' ile ana kayaç arasındaki kontakt boyunca gelişebilirler., Bu tür megakristallerin, önceleri, granitoidlerdeki enklavlarda. meydana gelen metasomatizma ile oluştuğu ileri sürülmüştür. Güncel çalışmalar ise,, bu tür megakristallerin oluşumunda eşyaşlı (coeval) mafik. ve felsik iki magmanın karışması (magma mingling) esnasında magmalar arasında meydana gelebilecek kristal transferinin etkili olduğunu ileri sürmektedir (Barbarin, 1991; Bussy, 1991),

Mikrogranüler enklavlar daha çok elipsoidal biçimlidir. Bunlar arazide yuvarlağimsı veya oval. görünürler. Bu biçimsel özellik bunların ilksel fiziksel özelliklerinden, ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanır. Magma mingling olayının meydana geldiği

## Granüoyid

yerlerin yakınlarında oluşan enklavların büyük bir bölümü düzensiz biçimli, loblu (yuvarlak kısımları olan) ve ince taneli kenarlara sahip olarak gözlenirken; oldukça, uzaklara göç etmiş enklavlarda ise bu özel karakteristikler gözlenmez. Enklavlann bu. elipsoyidal biçimlerinin, granitik magmanın yerleşmesi sırasında, enklavlarda meydana gelebilecek hareketlenmeye bağlı deformasyon ve erozyondan kaynaklanabileceği ileri sürülmektedir (Didier, 1987).

Mikrogranüler dokulu enklavlar,, taşıyıcı ana kayaç- lan ile karşılaştırıldığında, ana kayaçtan daha mafik veya daha felsik bir<sup>1</sup> bileşim sunarlar. Enklavlann bu iki tipinin, .kaynaklan kolayca ayrılabilir. Malik, mikrogranüler enklavlar (MME), mafik ve felsik magmalar .arasındaki, mingling olayının ürünleridir. Nadir olarak, görülen felsik. mikrogranüler enklavlar (**FME**) ise. granitik magmaların yükselişi sırasında erken, soğumuş olan kenar' zonlannın parçalanması ile meydana gelirler. MME'ler granitik intrüzyonlann büyük, bir kısmında gözlenirken; FMEler ise, daha çok, sığ yerleşimli intrüzyonlann üst kesimlerinde gözlenmektedir;. Diğer taraftan. belirtil.mesin.de' yarar<sup>1</sup> görülen bir<sup>1</sup> diğer<sup>1</sup> nokta da; MME ve FME'lerini sadece granitoyidlerde değil de; aynı zamanda, siyenit, ve nefelin siyenitlerde de bulunabilirliği (Didier ve Barbarin, 1991b).

Mikrogranüler enklav {Didier, 1973} veya. mikrogranitoyid enklavı (Vemon, 1983, 1984) olarak tanımlanan eoklavlar<sup>1</sup> tipik olarak rn.ikrog.ran.iler<sup>1</sup> dokuya sahiptirler ve granitoyid bileşimindedirler. Diğer taraftan, Barbarin (1988) bu enklavlann daima mikrogranüler dokulu olmadığını, zaman zaman 2-3 mm. boyutunda mineraleri, de içerebildiğini, yani porfirik dokulu da olabildiklerini ileri sürerek mikrogranüler enklav veya. mikrogranitoyid enklavı yerine mafik magmatik enklav (MME) teriminin kullanılmasını önermiştir. Didier ve Barbarin (1991b) tarafından belirtildiğine göre bu. terim, de doğrudur, ancak bu enklavlar daima, taşıyıcı ana kayaç olan. graeitoyidlerden daha ince- tanelidirler. Bu ince taneli olma. özelliği daha soğuk olan. felsik magmalar içerisine karışmış olan mafik magmaların hızlı soğumasından. kaynaklanm.akta.dır. Ayrıca, mafik magmatik enklav (MME) terimi kümülat kayaçlann enklavlann için de kullanılmaktadır. **İ**Bu tip eoklavlar nadir<sup>1</sup> olarak gözlenmektedirler- ve bu. nedenle- bunlar- -üzerindeki, çalışmalar azdır (Frost, ve Mahood, 1987; Dorais ve dig.,, 1990; Barbarin, 1991).

Kümülat enklavlar daha çok maliktir ve granitoyid

bileşimi! ana kayaçlarda erken, kıstalknraış minerallerce- zenginleşmişlerdir. Bunlar, ana kaynak, kayaçlar ile aynı tane boyuna sahip olmaları ve kümülat dokusu göstermeleri nedeniyle: mafik mikrogranüler enklavlardan ayrılırlar.

Mafik mikrogranüler enklavlar granitoyid. plütonlarmda genel olarak dağılmış bir- durumda bulunsalar da bazen lokal, olarak enklav karmaşıkları (swarm.) halinde de bulunabilirler.. Enklav karmaşıktann kaynakları değişik olabilmektedir. Örneğin, değişik mekanizmaların birlikte etkin, olmasıyla meydana gelen ve ksenolit+mikamsı eoklav+MME gibi değişik tip enklavları içeren -ve bu nedenle "polijenik karmaşıklar" olarak tanımlanan enklav karmaşıklarının yamsıra daha çok. magma mingling; olaylarının geliştiği ortamların yakınında görülen (Barbarin, 1991) "monojenik karmaşıklar<sup>1</sup>" da tanımlanmıştır (Didier ve Barbarin, 1991b),,

Mikrogranüler» mikrogranitoyid veya. magmatik. enklav gibi her<sup>1</sup> üç terim de güncel olarak; kullanılmakta ve bunların tümü için MME kısaltmasının kullanılması önerilmektedir<sup>1</sup> (Didier ve Barbarin, 1991b), Böylece, MME kısaltması hem Mafik Mikrogranüler Enklav, hem Mafik Mikrogranitoyid Enklavı ve hem de Mafik Magmatik Enklav 'terimlerinin kısaltması olarak kullanılmış olabilecektir (Didier ve Barbarin, 1991b),. Ancak, bu derlemelerin yazarları, Türkçe kullanımda MME- terimi. Mafik Magmatik Enklav sözcüklerinin .kısaltması, olarak, önermekle -ve mikrogranüler dokulu MME veya porfirik dokulu MME terimlerinin kullanılmasını önermektedirler (bkz. Bölüm 4).

### 3. EŞYAŞLI (COEVAL) MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN BAĞIL REOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE ETKİLEŞİM SÜREÇLERİ

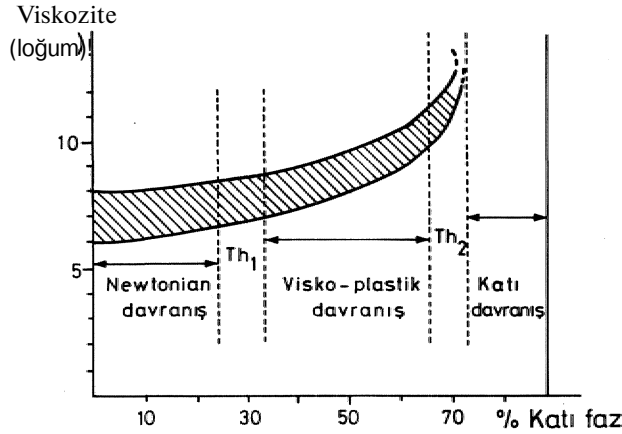
Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımı (magma mixing) ve heterojen karışımı (magma mingling) süreçlerindeki en etkili .faktör, magmaların bağıl bileşimleri ve sıcaklıkları arasındaki, farklılıkların doğal sonucu olan bağıl viskozite farklılığıdır« Bu bakımdan, magmaların bağıl reolojik özelliklerinin incelenmesinde yarar<sup>1</sup> görülmektedir.

#### 3.1. Magmalarda. Viskozite-Katı Faz ilişkisi

Herhangi bir magmanın viskozitesi ile içerisindeki katı. faz maddan incelendiğinde (Şekil. 1), magmanın üç ayrı davranışa ve bu. üç davranış biçimi arasında da iki ayn eşik değerine sahip olduğu görülmektedir. Diğer

bir deyişle, her bir eşik değeri, magmanın değişik davranış biçimlerini birbirlerinden ayırt etmektedir.

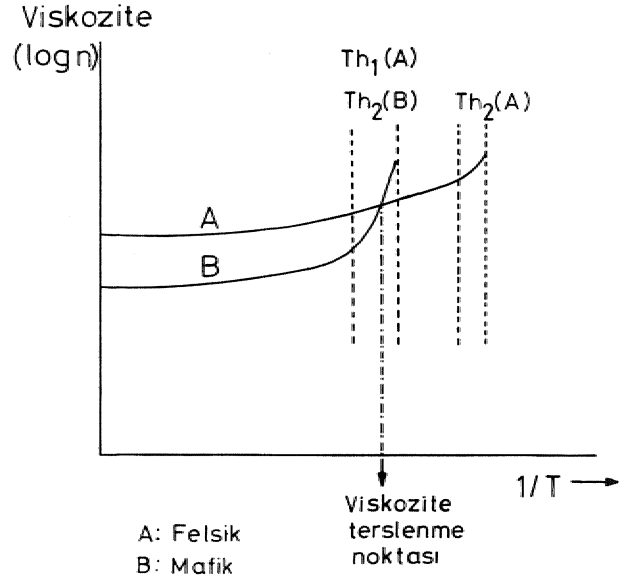
Şekil 1'den de görüleceği gibi, herhangi bir magma, içindeki, katı faz, % 30'a gelinceye kadar "Newtonian" davranış sergilemektedir. Katı faz % 30'a ulaştığında I eşik değerine ulaşmış, olmaktadır ki, katı faz, % 70'e ulaşınca kadar' söz konusu magma "Visko-Plastik" davranış göstermektedir. Magma içindeki kaü fazın % 70'e ulaşması durumunda ise, II. eşik değere ulaşmış olunmaktadır ki,, bu eşik değerden itibaren söz konusu, magma artık "Plastik" bir davranış sergilemeye başlayacaktır (Fernandez ve Barbarin, 1991),



Şekil 1. Magma sisteminde viskozite-katı faz yüzdesine bağlı davranış biçimleri.  $Th_1$ , I. eşik değeri;  $Th_2$ , II. eşik değeri (Fernandez ve Barbarin, 1991)

### 3.2. Eşyaşlı (Coeval) Mafik ve Felsik Magmalarda Viskozite Terslenmesi Kayramı

Eşyaşlı mafik ve felsik iki magma sistemi ele alındığında, bunlardan; felsik olanı Newtonian, davranış aşamasında iken» diğer bir deyişle içindeki katı faz % 30'dan az iken, yani henüz I. eşik değere ulaşmamışken; bu felsik magmanın içine visko-plastik davranış aşamasındaki bir mafik magma - diğer bir deyişle içindeki katı faz içeriği % 30-70 arasında olan yani I. eşik değerini geçmiş olan bir mafik magma - katıştırdığında, mafik magma daha çabuk soğuyarak hemen II. eşik değerine ulaşacak ve plastik, davranış göstermeye başlayacaktır. Mafik magmanın I. eşik değere ulaştığı bu noktada, felsik magma ancak I. eşik değere ulaşmış olacaktır M, işte bu noktaya "viskozite terslenme noktası" denilmektedir (Şekil 2). Viskozite terslenme noktası denilmesinin nedeni ise, bu noktadan itibaren, mafik magmanın plastik davranış aşamasına, geçtiğinden felsik magmaya göre daha yüksek değerlerde viskozite göstermesidir.



Şekil 2. Eşyaşlı mafik ve felsik magma karışımında viskozite terslenme noktasını gösteren diyagram- (Fernandez ve Barbarin, 1991).  $Th_1$  (A), felsik magmanın I. eşik değeri;  $Th_2$  (B), mafik magmanın I. eşik değeri;  $Th_2$  (A), felsik magmanın II. eşik değeri

### 3.3\* Eşyaşlı Malik ve FeEsic Magmaların. Etkileşim Süreçleri

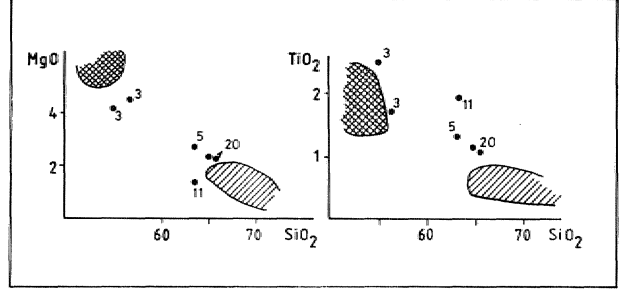
Yukarıda anlatılanlardan kolayca anlaşılacağı gibi, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların her ikisi de Newtonian davranış aşamasında iken karışmışlarsa, homojen bir karışma şeklinde, tanımlanabilecek magma mixing olayı gerçekleşmektedir. Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından belirtildiğine göre, bu tür bir karışım ancak, yer kabuğunun derinliklerinde, olasılıkla ilksel magma oluşum ortamlarında meydana gelebilmektedir.. Söz konusu eşyaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki karışma, kabuğun kısmen daha üst kesimlerinde, yani mafik magmaların diyapirik olarak yükselmeye başladığı ortamlarda gelişmişse, diğer bir deyişle felsik magma yine Newtonian, evrede, mafik magma ise visko-plastik evrede iken karışım meydana gelmişse,, heterojen karışım anlamına, gelebilecek olan magma mingling olayı meydana gelmektedir... Bu karışım sırasında, felsik magmanın yükselme hızı 10 cm/yıl'dan (Fernandez ve Barbarin, 1991) - 145 cm/yıl'a (Mahon ve diğ., 1988) kadar değişen bir hızla sahipken, felsik magmaya karışmış visko-plastik davranıştı ve çapı yaklaşık 10 cm olan mafik bir magma damlacığının gömülme hızı ise 2000-3000 yıl/cm arasında değişen hızlarda gerçekleşmektedir (Fernandez ve Barbarin, 1991). Bunun nedeni

ise, viskozite terslenmesinden dolayı daha. 'viskoz özel-lik kazanan magma, damlacığının, viskozitesi daha düşük, olan felsik magma, içinde kolayca gömülebilme yeteneğine sahip olmasıdır. Böylece, mafik magma damlacığı çabok bir şekilde katılarak» felsik kayalar içinde korunmuş ve mikrogranüler dokulu MMElerin oluşumunu sağlamış olmaktadır.

Magma mingling olayı sırasında,, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık fazla değilse (örneğin tonalitik hileşimli felsik magma içinde diyorit bileşimi! mafik magma damlacığının bulunması durumunda), mikrogranüler dokulu MMElerin ilksel küresel şekilleri fazlaca, deforme olmamaktadır. Ancak, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık büyük ise,, mikrogranüler dokulu MMElerin ilksel küresel şekilleri deforme olmakta ve daha çok elipsoidal biçimler almaktadır. Ancak, vurgulanmasında yarar görülen hususlar, her iki durumda da,, MMEler ile taşıyıcı felsik kayalar arasında keskin bir sınırın olduğu, MMElerde herhangi bir kontak! metamorfizma etkisinin gelişmediği ve MME'lerin kesinlikle magmatik katılmanın göstergesi olan mikrogranüler doku göstermeleridir (Fernandez ve Barbarie,, 1991)

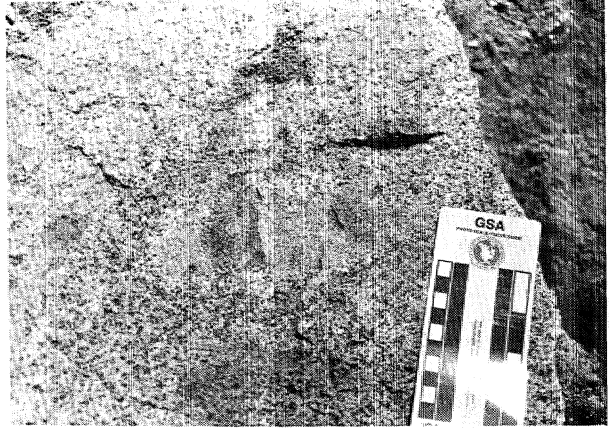
Mikrogranüler dokulu MMElerin gelişimi sırasında, haliyle mafik ve felsik magma sistemleri arasında çeşitli kimyasal madde alış-verişi de gerçekleşmektedir. Örneğin, çapı dala büyük olan mafik magma damlacıkları, küçük, olanlara göre,, felsik magma ile daha UZÖÖ süre ve daha fazla yüzeyler boyunca temas halinde olacağından, felsik magmadan çeşitli elementleri bünyesine- alabilecektir,, Örneğin, Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından Velay lökograditi içinde görülen Peyron diyoriti ile, Peyron diyoritinin mafik magma damlacıklarını karakterize eden. mikrogranüler dokulu MMElerin  $SiO_2$  içeriğine karşı  $MgO$  ve  $TiO_2$  değerleri incelenmiştir... Şekil 3'te görüldüğü gibi, MME'lerin çapları küçüldüğünde, bileşim, Peyron diyoritine yaklaşıyor; çapları büyüdüğünde bileşim,, Velay lökograditine doğru yaklaşmaktadır.

Magma mingling sırasında felsik ve mafik magmalar arasında elementer göçün bir başka, şekli ise, MMElerin çevresinde gelişen ve felsik hale olarak isimlendirilen kesimlerin meydana gelişidir (Şekil 4). Bussy (1991) tarafından, belirtildiğine göre,, mafik magma damlacığındaki silisin dışarıya doğru göçü ile MME'nin çevresinde kuvars ve feldispatça zengin, bir



Şekil 3. Velay paiinjeneik lökograditi (tek çizgiyle taralı) içerisindeki Peyron diyoriti (çapraz taralı) ve mikrogranüler dokulu MME (içi dolu noktalar) örneklerinin %  $SiO_2$  içeriklerine karşılık %  $MgO$  ve  $TiO_2$  içeriklerinin değişim diyagramları, MME örneklerinin üzerindeki rakamlar cm çinsinden çapları gösterir (Fernandez ve Barbarin, 1991)

felsik hale meydana gelebilmektedir. Doğu Karadeniz bölgesindeki Kaçkar hatolitinin biyotit-granitoid fasiyesindeki kayalar içerisinde, ÇantlıJemşin (Rize)-Ayder Yaylası arasında felsik haleye sahip olan mikrogranüler dokulu bir MME, örneği gözlenmiştir (Şekil 4).

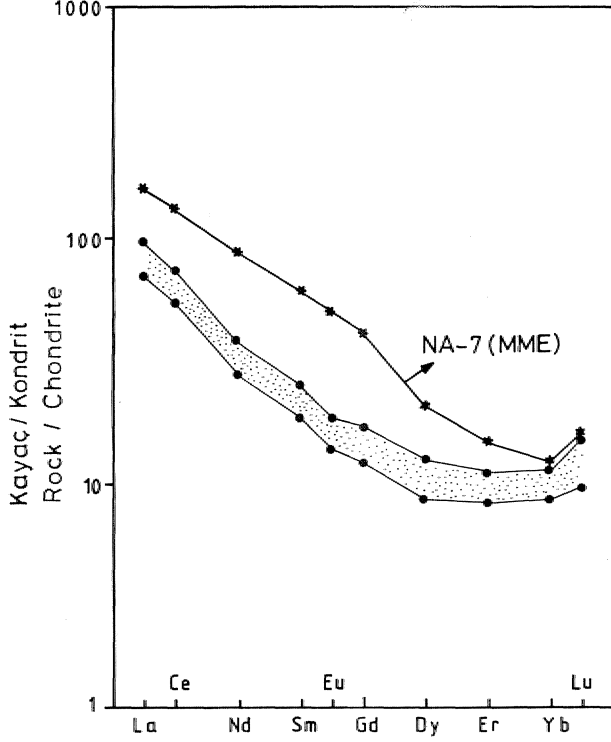


Şekil 4. Kaçkar batolitinde biyotit-granitoidler içerisindeki mikrogranüler dokulu bir MME'nin çevresinde gelişmiş felsik hale (Fotoğraf Ayder Yaylasının {Çamhemsin-Rize} yaklaşık 5 km kuzeyinde yol yarmasının doğu yamacından alınmıştır)\*

Bu sürecin sonucu olarak, MME'lerin kendilerinin en dış kesimlerinde silis bakımından fakirleşme nedeniyle daha koyu renkli bir kesim meydana gelebilmektedir. Diğer taraftan felsik ana kayalar ile MMEler arasındaki kimyasal element göçü sırasında,, MMElerin başlıca alkaliler, Ba, Ti, Zr, Y ve REE bakımından zenginleşebileceği de belirtilmektedir (Bussy, 1991).

MMElerin, taşıyıcı ana kayalara göre EEE bakımından zenginleşebilme özelliği» ülkemizde, Çaltı plü-

tonunda (Avcı ve Boztuğ, 1993) çarpıcı bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 5).

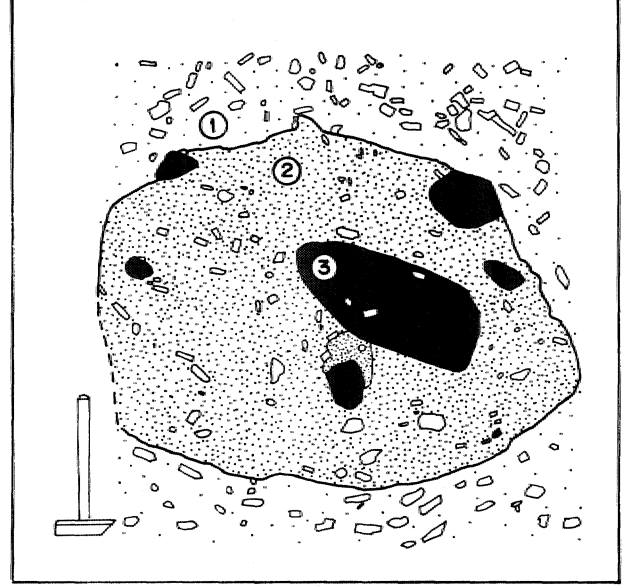


Şekil 5. Granitoyit-lonatif bileşimli kayalardan oluşan Çattı platosu içerisinde bulunan kuvars-diyorit bileşimindeki mikrogneüler dokulu bir MME örneğinin (NA-7 no'lu örnek), taşıyıcı ana kayalara göre REE bakımından zenginleşmesi (Avcı ve Boztuğ, 1993'ten alınmıştır).

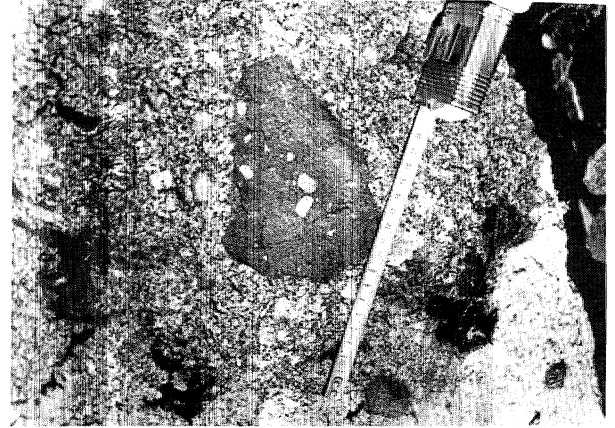
' Felsik ana. kayaç ile MME arasındaki diğer bir önemli malzeme alışverişi de, özellikle M K-feldispat megakristalleridir. Bu tür megakristalleri içeren ana felsik magmadaki. K-feldispat kristal çekirdekçikleri., aynı zamanda MMElerin içerisine nüfuz edebilmekte ve daha sonra felsik sistemden beslenen, uygun elementler ile MME içerisinde tıpkı felsik ana. kayaç takine benzer iri K-feldispat megakristalleri büyüebilmektedir (Şekil 6), Bu şekilde büyüyen K-feldispat megakristalleri, ilkinde, Kaçkar batolitin.de gözlenmektedir (Şekil 7).

#### 4.EŞYAŞU MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN HETEROJEN KARIŞIMI (MAGMA MİNGLİNG)

Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen, karışımı (magma, mingling) olayı, arazi çalışmaları sırasında mostra düzeyinde gözlenen, ve boyudan genel olarak cm-dm ve hatta, yer yer m düzeyinde gelişmiş olan. mikrogneüler dokulu mafik magmatik enklavların (MME) varlığı" ile karakterize edilmektedir (Şekil



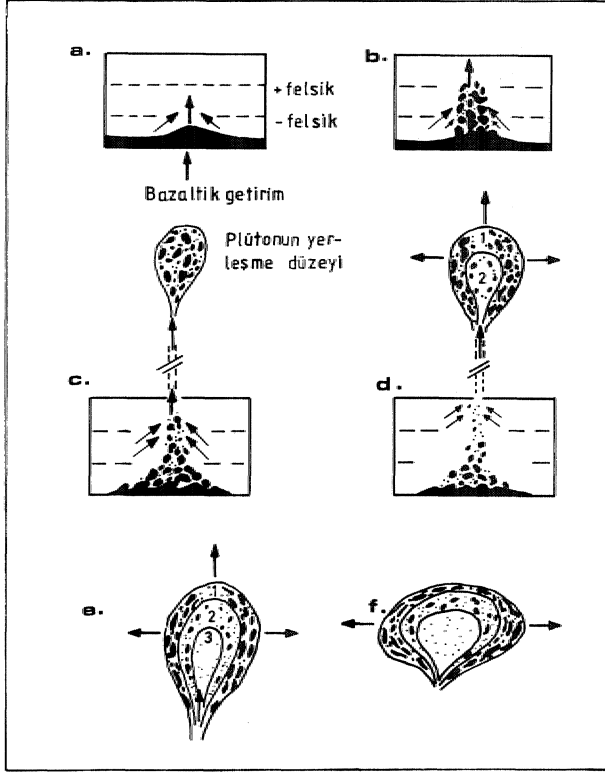
Şekil 6. K-feldispat megakristalleri içeren Shap graniti (1) (Cumbria, İngiltere) içinde görülen mikrogneüler dokulu ve kuvars-diyorit bileşimli bir MME (2) ile bunun içerisinde yer alan mikrodiorit bileşimli MME (3) içinde gelişen K-feldispat megakristalleri (Pitcher, 1993)



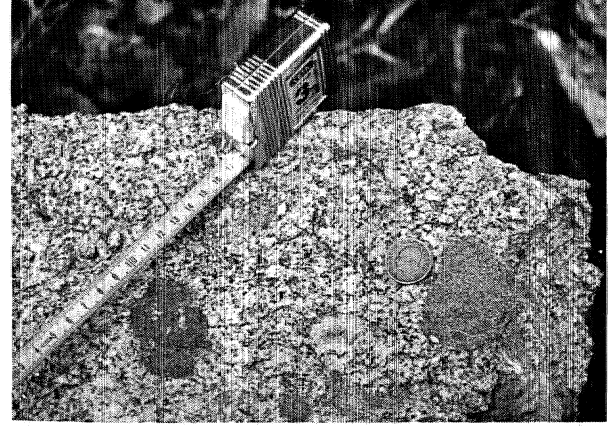
Şekil 7. Kaçkar batolitinde K-feldispat megakristalleri içeren granit oy idler içerisindeki mikrogneüler dokulu bir MME'de kristal çekirdekçığı ve elementer göç yoluyla gelişmiş K-feldispat megakristalleri (Fotoğraf Ayder-Kavrun Yaylaları, Çamhemşin-Rize, arasından alınmıştır)

8). Sierra Nevada batolitinde bulunan MMEler üzerinde yapılan ayrıntılı çalışmalarda (Barbaric, 1991), çeşitli MME' türleri tanımlanmıştır. Bazıları ülkemizdeki granitoyid plütonlarında da görülebilen bu MMElerin özellikleri şöyle özetlenebilir.





Şekil 9. Felsik granitoidler içerisinde magma mingling olayı sonucu gelişen mafik magmatik enklavların (MME) genel görünümü. Sağ taraftaki MME örneği mikrogranüler doku gösterirken, sol taraftaki ise iri K-feldispat megakristalleri içermesi nedeniyle porfirik doku göstermektedir (Kaçkar baidiinde Ayder-Kavrun Yaylaları., Çamlıhemşin-Rize, arasından alınmıştır).



Şekil 9. Felsik granitoidler içerisinde magma mingling olayı sonucu gelişen mafik magmatik enklavların (MME) genel görünümü. Sağ taraftaki MME örneği mikrogranüler doku gösterirken, sol taraftaki ise iri K-feldispat megakristalleri içermesi nedeniyle porfirik doku göstermektedir (Kaçkar baidiinde Ayder-Kavrun Yaylaları., Çamlıhemşin-Rize, arasından alınmıştır).

#### 4.2. Porfirik Dokulu Mafik Magmatik Enklavlar (MME)

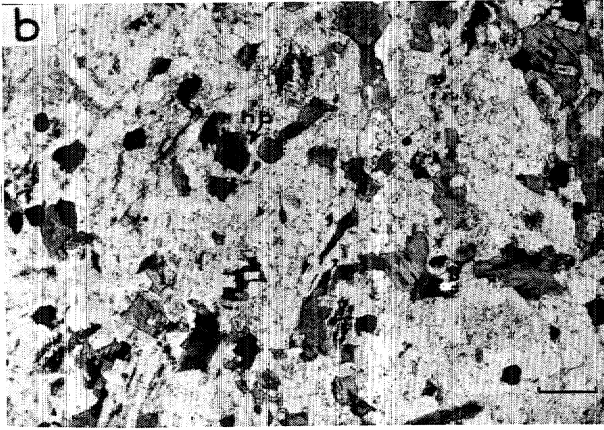
Oluşum şekli, tamamen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar ile aynı olan bu tür MMElerin tek farkı, mikrogranüler doku yerine porfirik doku göstermeleridir., Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada, Batoliti Mount Givens granodiyoritinde tanımlanan bu tür mafik magmatik enklavlar, aynı zamanda mikrogranüler dokulu MME'de içerdiğinden kompozit MME olarak da tanımlanabilmektedir (bkz.B; açbari.n,1991; ŞeM1 2).

#### 4.3. Kümülat Enklavlar

Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada batoliti Half Dome granodiyoriti ile Mount Givens granodiyoritinin Courtright Intrüzif Zonunda tanımlanan bu tür enklavlar tipik olarak kaba taneli diyorit veya gabro bileşimi gösterirler. Kabaca yuvarlağımsı ve elipsoidal biçimler gösteren bu enklavlar karakteristik olarak 1 cm 'ye kadar ulaşabilen tane boyuna sahip hornblend kristalleriyle belirginleşen magmatik doku göstermektedirler (bkz. Barbarin, 1991; Şekil 1 G,H). Araştırmacı tarafından belirtildiğine göre, bu enklavların taşıyıcı granodiyorit ile olan dokanaklan kısmen keskin olup, ince taneli kenar zonları gelişmemiştir. Daha önceki araştırmacılar tarafından bu enklavların aynı zamanda "gabroyük kapanmalar" (Frost ve Mahood, 1987) ve "gabroyük enklavlar" (Dorais, ve diğ., 1990) olarak isimlendirildikleri, de bilinmektedir.

#### 4.İL Mikrogranüler Dokulu Mafik Magmatik Enklavlar (MME)

Magma mingling olayı sonucu en fazla bulunan ve en karakteristik olan enklav tipi mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlardır (MME).. Daha önce de belirtildiği gibi, felsik ana kayaç içerisine karışmış ancak bağl viskozite farklılığı nedeniyle daha hızlı bir şekilde soğumuş mafik magma damlacıkları/kabarcıkları olarak değerlendirilmektedir (Şekil 9). Herhangi bir kontakt metaniorfizma etkisi, göstermedikleri gibi, kesinlikle magmanın katılması sonucu gelişmiş mikrogranüler dokuya sahiptirler (Şekil 10).



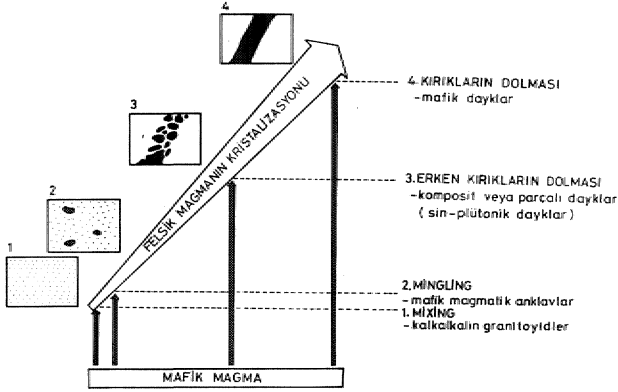
Şekil 10. Diorit bileşiminde mikrogranüler dokulu bir MME örneğinin a. çift nikelde, b. tek nikelde genel görünümü. Aynı MME örneğinin, granodiyorit bileşimli taşıyıcı ana kayalık ile olan dokanağı ise c' de sol alt köşede görülmektedir. hb, hornblend; kf, K-feldispat (çizgisel ölçek 0.25 mm).

Barbarin (1991), Sierra Nevada batolitinde gözlediği bu tür kümülat enklavların oluşumunu şu şekilde açıklamaktadır. Muhtemelen, üst mantodan türemiş mafik magma, altı kıtasal kabuğa sokulunu, yaparak, kıtasal kabuğun alt kesimlerinin de erimesine yol açmaktadır. İlkel magma oluşum ortamları derinliğinde gelişen bu olaylar sonucunda, mantodan türemiş ve daha sıcak olan mafik magma ile alt kabuktan, türemiş ve daha soğuk olan felsik magma homojen bir şekilde karışarak (magma mixing) yeni bir hibrid magma kaynağı meydana getirmektedirler. Bu hibrid magma katılaşmaya başlar başlamaz, ilk oluşan mineraller gravitatif ayrılma yoluyla, tabana çökerek kümülat. dokulu kesimlerin oluşumuna neden olmaktadır. Bu sırada magma devamlı olarak yukarıya doğru hareketine devam ettiği için,, erken evrede oluşan kümülat dokulu kesimleri parçalayabilmekte ve böylece felsik granodiyoritler içerisinde hapsedilmiş kümülat. enklavların oluşumunu sağlamaktadır. Burada, kümülat. dokulu kesimlerin, tam plastik davranış gösteren katı. kayalardan ziyade, visko-plastik davranış gösteren yani yarı katı - yarı sıvı özelliğe sahip oluşumları olduğu, unutulmamalıdır.

#### 4.4. Sin-Plütonik Dayklar

Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından belirtildiğine göre,, felsik bileşimli magma katılaşmaya yüz tuttuğunda,, diğer bir deyişle visko-plastik evrede iken yani henüz II. eşik değere ulaşmamışken» bünyesinde meydana gelebilecek, erken evre kırıkları Newtoniyen davranış gösteren mafik magma ile doldurulduğunda, felsik magmanın hareketliliği ile, mafik magmanın oluşturduğu dayk kırılmakta, parçalanmakta ve her bir parçanın arası yine felsik magma, malzemesi ile doldurulmaktadır. Böylece,, felsik kayalar içerisinde,, belirli zonlarda dizilim gösteren,, irili-ufaklı mikrogranüler dokulu. mafik magmatik enklavların (MME) varlığı ile karakteristik olan. sin-plütonik daykların oluşumu gerçekleşmiş olmaktadır. (Şekil 11).. Ülkemizde, Kaçkar batolitiün granodiyorit fasiyesi içerisinde, Çamlıhemşin (Rize) güneyindeki Şenyuva köyü yöresinde sin-plütonik dayk oluşumu, gözlenebilmektedir (Şekil 12).

Pitcher (1993)ye göre eşyaşlı ' mafik ve felsik magmaların heterojen karışmaları (magma mingling) sırasında oldukça değişik faktörlerin sonucunda gelişebilen sin-plütonik daykların (Şekil 13) en güzel örnekleri ABD'nin batısında, Peru'da, Güney Korsika'da,, Sinai'de ve Malay Peninsula'da gözlenmektedir. Hill (1988) tarafından Güney Kaliforniya'daki San Jacinto kompleksin-

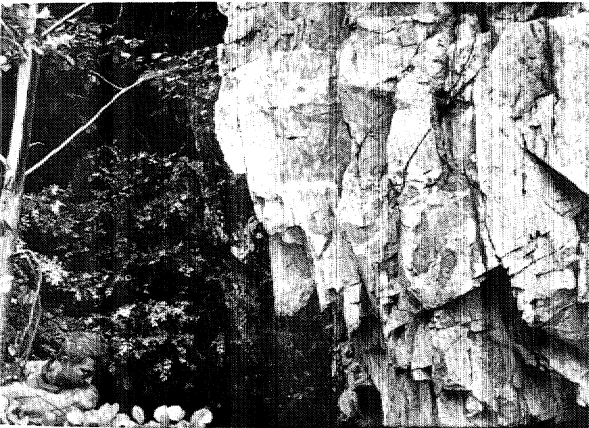


Şekli 11... Felsik bir magmanın katılaşması sırasında,, farklı kristalleşme evrelerinde,, mafik magma, karışması sonucu meydana gelebilecek etkileşimler ve ürünler. Felsik magmanın kristalleşme derecesi arttıkça, eş yaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki etkileşim tedrici olarak azalmaktadır (Fernandez ve Barbarin, 1991).

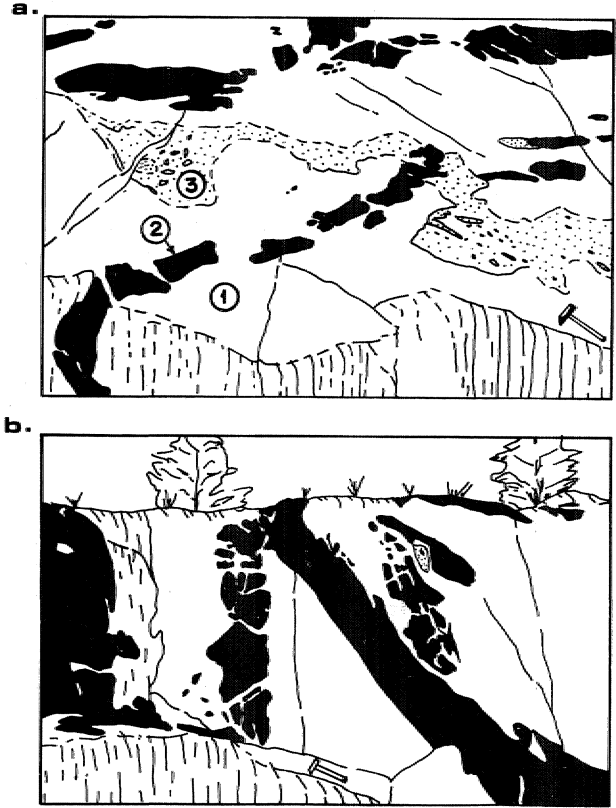
deki sio-pli. too. ik. daykların oluşumuna ilişkin önerilen modelin (Şekil 14), şimdye kadar önerilenlerin en iyilerinden birisi olduğu belirtilmektedir (Pitcher, 1993).

#### S. EŞYAŞLI MAFİK VE FELSIK MAGMALARIN HOMOJEN KARIŞIMI (MAGMA MIXING)

Hibbard (1991) tarafından belirtildiğine göre,, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların her ikisi de jeolojik özellikleri bakımından, henüz "Newtonian" davranış aşamasında iken karışıklarında, meydana gelen homojen magma karışımı (magma mixing) olayı, ancak mikroskopik olarak tanınabilecek bazı dokusal özellikler yardımıyla tanımlanabilmektedir. Bu dokusal özelliklerle



Şekil 12. Koçkar batolitindeki granodiyor iller içerisinde gelişmiş bir sin-plütönik dayk oluşumu (Çamlıhemşin güneyindeki Şenyuva Köyü yöresi).



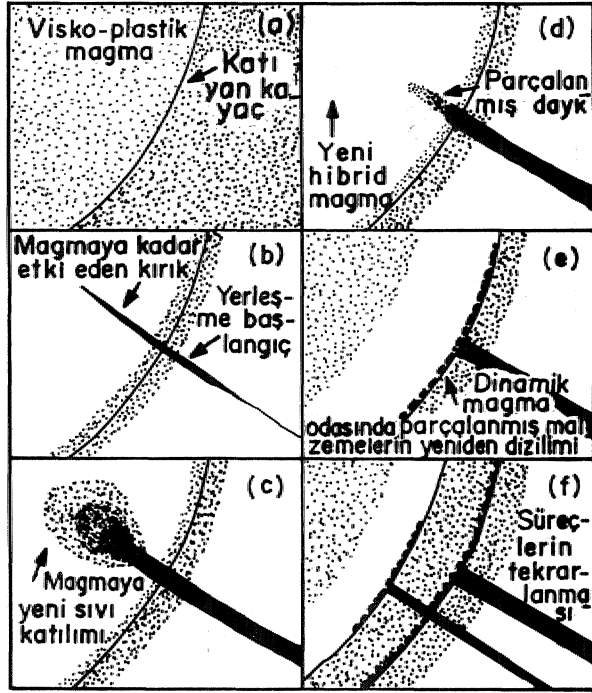
Şekil 13. Granitik ana kayalar (1) içerisindeki mafik bileşimli sin-plütönik dayk (2) oluşumunun; oblik (a) ve yarma, düzleminde (b) görünümü. Noktalarla taralı olarak gösterilen kesimler (3) diyoritik bileşimli olup, kısmen özümsermiş bazik enklavlar içermektedir (Cortes Island,, British Columbia, Canada; Pitcher, 1993'ten alınmıştır).

rin ortaya çıkmasında etkili olan süreçler,, Hibbard (1991) tarafından şu şekilde özetlenmiştir,

1. Mafik sistemin felsik sisteme ısı vererek soğuması sonucu çekirdeklerime ve kristallenme oranlarının bağıl olarak daha yüksek olmasına neden olması.

2. Mafik sistemden ısı alınması sonucu sıcaklığı oldukça artan felsik sistem içerisinde, mixing öncesinde oluşmuş kristallerin kısmi erimeye uğraması veya kısmen, çözünmesi,..

3. Mafik ve felsik magma sistemleri, henüz mixing olayına manız kalmadan önce, çeşitli nedenlerle 1. ve 2. maddelerde belirtilen yeniden ısıl dengelenmeler martiz kaldıklarında; 1. ve 2. maddelerde verilen süreçler, mixing olayından önce de her bir magma sisteminde bağımsız şekilde meydana gelebilmektedir...



Şekil 14. Eşyaş mafik ve feisik bileşimli magmalar arasındaki magma mingling olayı sonucu gelişen mafik bileşimli sin-plünotik dayk oluşumu için Hill (1985) tarafından önerilen model (Pitcher, 1993'ten).

a. Herhangi bir ortama yerleşerek katılaşmaya başlayan feisik magmanın viskozite bakımından visko-plastik evredeki durumu; b. Visko-plastik özellikli feisik magma odasına kadar etkileyen erken evre kırıklarının mafik magma ile doldurulmaya başlaması; c. Erken evre kırığının mafik magma ile doldurulması sırasında feisik magmanın hibridleşmeye başlaması; d. Feisik magmanın hibridleşme süreci devam ederken, erken evre kırığının içinde oluşan mafik daykın magma odasında kalan kesiminin kısmen parçalanması; e. Magma odasının dinamiğinden dolayı, parçalanmış mikrogranüler dokulu MME\* lerin yeniden dizilimi ve sin-plünotik daykın oluşumu; f Aynı süreçlerin tekrar etmesi..

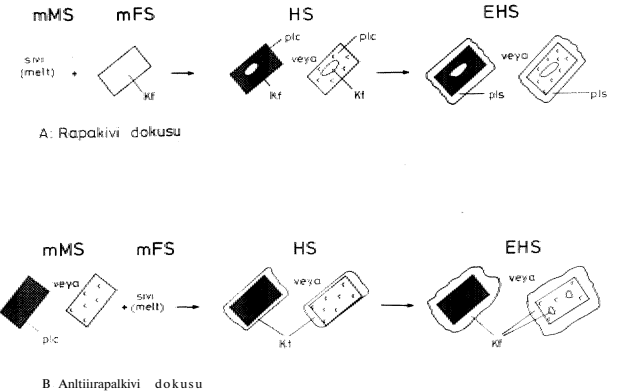
4. Mixing olayına katılan, sistemlerin en bol bulunan bileşenleri yeni bazı. minerallerin oluşmasına neden olmaktadır (örneğin Fe/Mg; içeren magmanın, K içeren magma ile karışmasında hidrojenik biyotitin oluşması gibi).

5. Mixing olayının en son. evreleri termal dengelenme ile karakterize edilir. Burada yaklaşık olarak, homojen bir tek. eriyiğim kristalizasyonu söz konusudur ki, bu tür sistemlere dengelenmiş hibrid sistemler (EHS) denilir.

Mixing olayına maruz kalmış magmatik sistemlerde, bu beş sürecin, çerçevesinde meydana gelebilecek dokusal özellikler şu şekilde özetlenebilir;

5.1. Rapakivi Dokusu: K-feldispatın plajiyoklaz tarafından mantolanmasıdır. Burada mafik magma eriyik halde iken, feisik magmada K-feldispat kristalleri bulunmaktadır, iki magma, mixing olayına uğradığında, feisik magmadaki K-feldispat kristalleri kalsik plajiyoklazlar için bir kristalleome çekirdeği oluşturmaktadır. Böylece kalsik plajiyoklaz tarafından, mantolanmış K-feldispatlar ortaya çıkmaktadır. Daha. ileri evrede ise, yani. dengelenmiş hibrid sistem (EHS) evresinde ise kalsik plajiyoklazın çevresinde yeni bir sodik plajiyoklaz mantosu meydana gelmektedir (Şekil 15a).

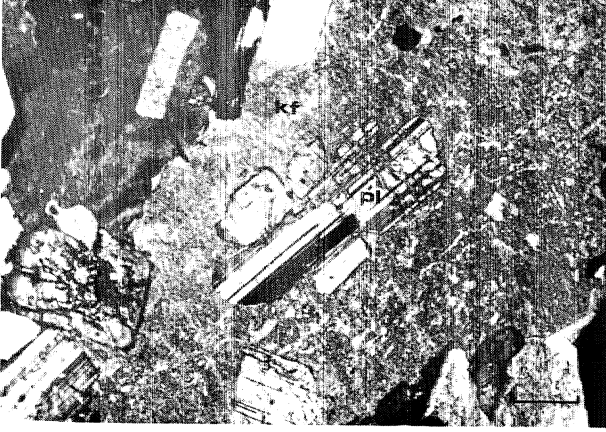
5.2. Antirapakivi Dokusu.: Burada mafik sistem içerisinde katılaşmış plajiyoklaz kristalleri, feisik sistemdeki eriyik ile karşılaştığında, kalsik. plajiyoklaz K-feldispat tarafından, mantolanmaktadır. Daha ileri evrede (EHS) ise., K-feldispat mantosunun boyutları, büyümekte veya çekirdekdeki kalsik plajiyoklazın içinde zaman zaman K-feldispat gelişimi ortaya çıkmaktadır (Şekil. 15b). Antirapakivi dokusu, ülkemizdeki, granitoyid plütonlarından Köseadağ (Boztuğ ve diğ. 1993), Çaltı (Avcı ve Boztuğ, 1993), Hasançelebi (Yılmaz ve diğ., 1993) ve Divriği. (Sivas) yöresi plütonları (Boztuğ ve diğ., 1992) ile Şebinkarahisar-Dereli (Giresun) arasındaki plütonlarda yaygın, şekilde gözlenmektedir (Şekil 16)..



Şekil 15. H ihbar d (1991) tarafından tanımlanan rapakivi (a) ve antirapakivi (b) dokularının gelişimi. mMS, daha mafik magma sistemi; mFS, daha feisik magma sistemi; HS, hibrid sistem; EHS, dengelenmiş hibrid sistem, kf K-feldispat; ple, kalsik plajiyoklaz; pis, sodik plajiyoklaz.

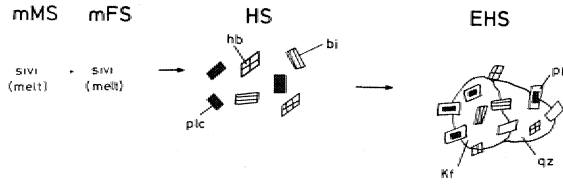
5.3. Poikilitik Kuvars ve K-feldispat Oluşumu: Mafik ve feisik sistemlerin her ikisi de eriyik halde karşılaştıklarında, mafik sistemden itibaren birbirinden ayrı şekilde duran birçok küçük taneli kalsik plajiyoklaz, homblend ve biyotit kristali tri oluşmaktadır. Daha ileri

## Granitoyid

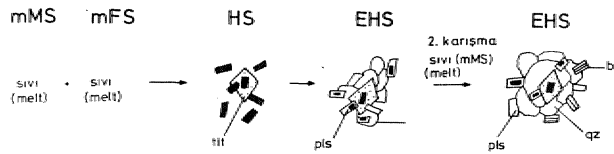


Şekil 16. Antirapakavi dokusunun genel görünümü (Şebinkarahisar-Dere'li arasındaki granitoyid plütonundan alınan DŞ-69 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.25 mm) kf, K-feldispat; pl, plajiyoklaz.

evrede ise, önceden oluşmuş bu küçük mineralleri kapamılar halinde içeren kuvars ve K-feldispat mineralleri ortaya çıkmaktadır (Şekil 17a). Şebinkarahisar-Dere'li arasında yüzeylenen granitoyidlerde gözlenen poikilitik K-feldispat oluşumu Şekil 18'de görülmektedir.



A: Poikilitik kuvars ve K-feldispat dokusu

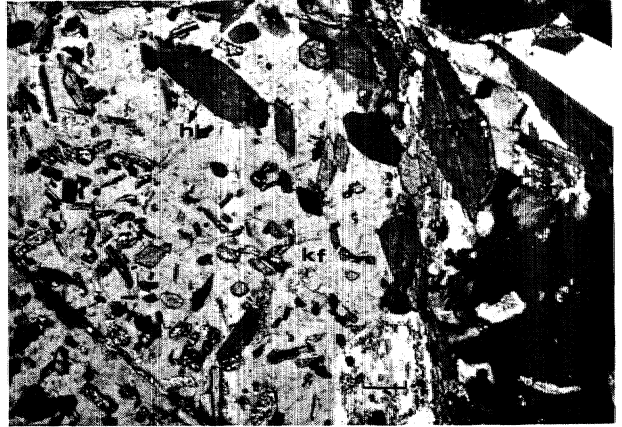


B: Titanit-fekjispas gözlü (oceliar) dokusu

Şekil 17. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan poikilitik kuvars ve K-feldispat dokusu (a) ile titanit-feldispat gözlü (oceliar) dokusunun (b) gelişimi, hh, hornblend; bi, biyotit; qz, kuvars; tit, titana (diğer açıklamalar için Şekil 15'e bakınız)..

**SA. Titanit-FeUlispat Gözlerinin (Oceliar) Oluşumu:** Yine malik, ve felsik sistemler eriyik olarak karşılaştıklarında, mafik sistemden itibaren özşekilli titanit

kristalinin çeyresinde kalsik plajiyoklazlar kristallenmektedir. Burada biyotit ve hornblend görülmemektedir. Daha ileri evrede ise, titanitlerin ve küçük kalsik plajiyoklazların gözler (oceliar) halinde oluşturduğu beraberlik, felsik magmadan itibaren gelişen kuvars ve K-feldispat mineralleri ile çevrelenmekte ve aynı zamanda, küçük kalsik plajiyoklazlar sodik plajiyoklaz tarafından mantolanmaktadır. Çok ender olarak rastlanan bazı durumlarda ise mafik sistemin, eriyik kısmı ile ikinci kez tekrar kansan bu titanit-feldispat gözlerinin çevresinde, hidrojenik biyotit ve sodik plajiyoklaz büyüme ve ayrıca kuvars - K-feldispat. büyüme gelişmektedir (Şekil 17b).



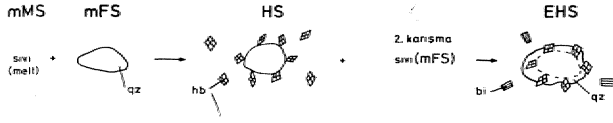
Şekil 18. Poikilitik doku gösteren K-feldispat mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dere'li arasındaki granitoyid plütonundan alınan DŞ-177H no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.225 mm), kf, K-feldispat; lib, hornblend.

5.5» **Kuvars - Hornblend/Klinopiroksen Gözlerinin (Oceliar) Oluşumu:** Bu dokuda bağıl olarak iri kuvars kristalinin kenar zonunda dizilmiş küçük hornblend kristalleri bulunmaktadır, felsik sistemde bulunan ve erken evrede kristallenmiş kuvars kristalleri, mafik sistemde bulunan ve erken evrede **Jöistallenmiş** küçük hornblend kristalleri ile karşılaştığında, hornblend kristalleri iri kuvars mineralinin yüzeyine yapışık vaziyette konumlanmaktadır. Daha sonra kanşmamın ileri evresinde, daha felsik sistemden gelen silika fazlalığı, bu ilksel iri kuvars mineralinin etrafında tekrar bir zon halinde, önceden iri kuvarsa yapılmış hornblendlerle kenetlenerek büyümektedir. Böylece içte iri bir kuvars, çevresinde ince taneli uafik mineraller ve en dış zonda tekrar kuvarsin yer aldığı kuvars-hornblend/klinopiroksen gözlü dokusu ortaya çıkmaktadır (Şekil

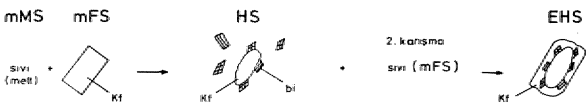


## Granüoyid

**19a).** Bu doku, ülkemizde, Hekimhan (KB. Malatya) yöresindeki Neojen yaşlı Koçasar volkanitinde (Yılmaz ve dig., 1993) gözlenmektedir (Şekil 20).

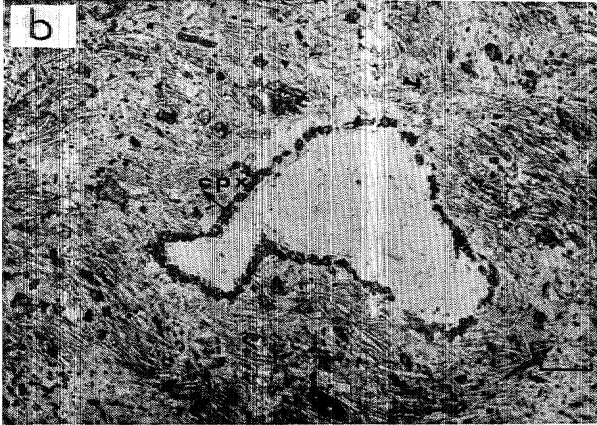
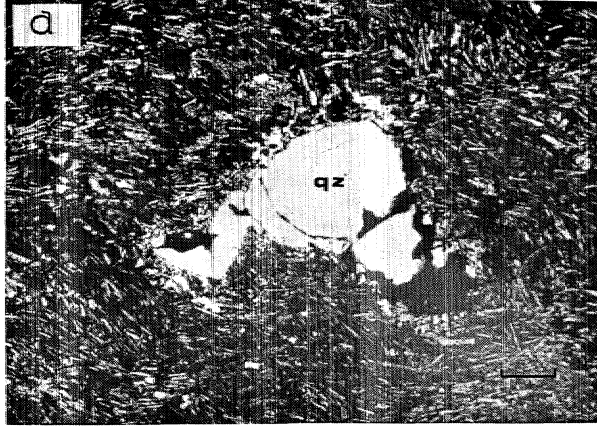


A: Kuvars-hornblend/ klinopiroksen gözlü (ocellar) dokusu



B: K-feldspat fenokristallerinde hornblend-biyotit zonlu-dokusu

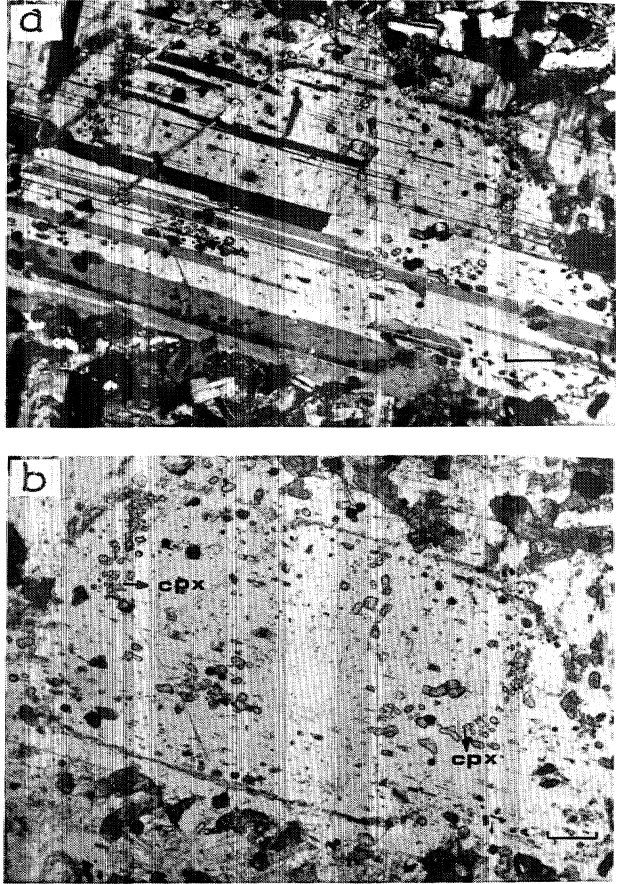
Şekil 19. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan kuvars-hornblend/ klinopiroksen gözlü (ocellar) dokusu (a) ile K-feldspat fenokristallerinde hornblend-biyotit zonu (b) gelişimi (diğer açıklama için Şekil 15 ve 17'ye bakınız)



Şekil 20. Kuvars-klinopiroksen gözlü dokusunun genel görünümü (Hekimhan/KB Malatya yöresindeki Koçasar volkaniti, SY-645 no'lu kayaç örneği a. çift nikol b. tek nikol, çizgisel ölçek 0.2 mm). qz, kuvars; cpx, klinopiroksen.

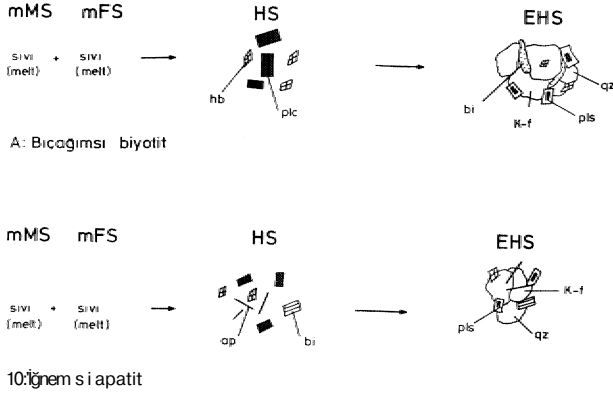
**5.6.K-feldspat Fenokristallerinde Hornblend-Biyotit Zonlarının Gelişimi:** Kuvars-hornblend gözlü dokusuna benzer şekilde gelişen bu dokuda, daha felsik sistemde önceden, kristalleşmiş K-feldspat mineralinin çevresine, mafik sistemden itibaren kristalleşen ince taneli hornblend ve biyotit kristalleri kenetlenmektedir. Karışmanın ileri evresinde, felsik sistemden beslenen K fazlalığı ile K-feldspat büyümesine devam etmektedir. Böylece iri K-feldspat fenokristalleri içerisinde düzenli bir şekilde dizilmiş hornblend-biyotit minerallerinin bulunduğu zonlar ortaya çıkmaktadır (Şekil 19b).

Ülkemizdeki granitoid plütonlarından Şebinkarahisar-Dereli arasında yüzeylenenlerinde görülen benzer dokusal özellikte ise K-feldspat yerine, iri piajiyoklaz mineralleri, içerisinde dizilmiş klinopiroksen ve biyotit mineralleri görülmektedir (Şekil 21),

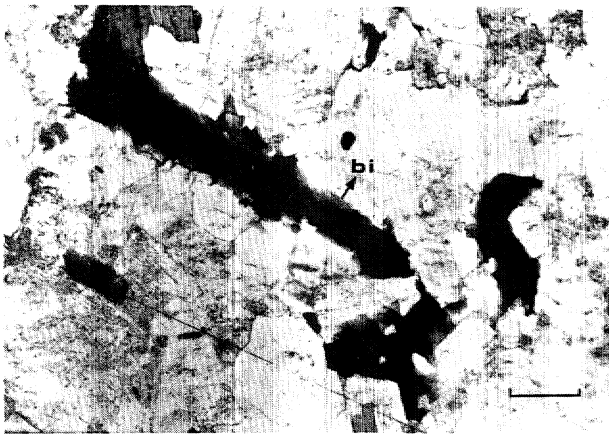


Şekil 21. Piajiyoklaz mineralinin içindeki klinopiroksen kaplamalarının dizilimi (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid plütonlardan alınan DŞ-392 no'lu kayaç örneği, a. çift nikol, b. tek nikol çizgisel ölçek 0.175 mm). cpz, klinopiroksen.

**5.7. Bıçağımsı Biotit Oluşumu:** Mg ve Fe bakımından zengin alümino silikattı bir magma, K bakımından zengin diğer bir magma ile katıştığında hidrojenik biyotitin kristaüzasyonu başlamaktadır. Bo durumda daha önceden oluşmuş kristalin fazlar, Myotit büyümesini fiziksel olarak, engeller ise biyotitin bazis yüzeyleri (dilinin, içermeyen, c-eksenine dik yüzeyleri) tipik, albgenimsi-levha yerine.» bıçağımsı biçimlerde gelişmektedir. Bu özellik, ince kesitlerde, bir yönde uzamış bıçağımsı biçimli biyotit bazis yüzeylerinin varlığı ile karakterize olmaktadır (Şekil 22a). Bıçağımsı biyotit oluşumu, ülkemizdeki granitoyid plütonlarından Çaltı (Avcı ve Boztoğ, 1993), Köseadağ (Boztoğ ve diğ., 1993) ve Şebinkarahisar-Dereli yöresindeki granitoyid- lıca (Şekil 23) görülmektedir.,

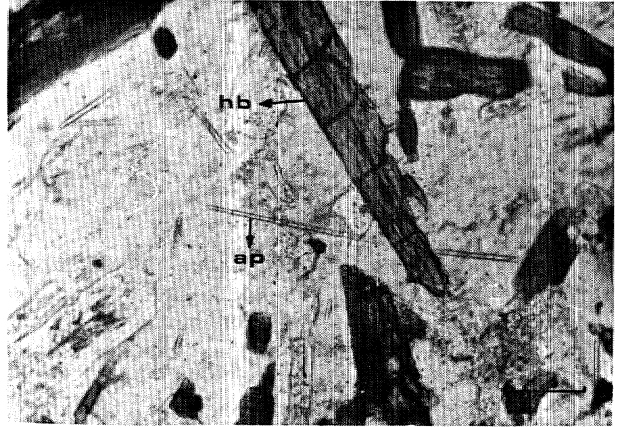


Şekil 22. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan bıçağımsı biyotit (a) ve iğnemsı apatit (b) minerallerinin oluşumu (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17'ye bakınız).



Şekil 23. Bıçağımsı biyotit minerallerinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonlarından Çaltı ve Köseadağ yöresindeki granitoyid- lıca, bi, biyotit)

**5.8. İğnemsı Apatit Oluşumu:** Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler birbirleriyle karıştıklarında, mafik magmanın sıcaklığının aniden düşmesi sonucunda, küprizmatik biçimli apatit kristalleri, yerine iğnemsı biçimli apatitler oluşmaktadır (Şekil 22b), İğnemsı apatit oluşumu, ülkemizde, Çaltı, Divriği (Sivas) yöresi plütonları, Köseadağ ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 24) görülmektedir.



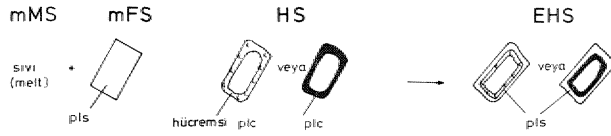
Şekil 24. İğnemsı apatit mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonlarından Çaltı ve Köseadağ yöresindeki granitoyid- lıca, ap, apatit; hb, hornblend).

**5.9. İri. Plajiyoklaz İçerisinde Lata Biçimli Küçük Plajiyoklazların Bulunması:** Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karıştıklarında, erken evrede çekiideklenme kabiliyeti yüksek olan kalsik plajiyoklazlar küçük latalar şeklinde kristallenmektedir. Bu küçük plajiyoklaz lataları, karışmanın ileri evresinde sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılarak, özşekilli veya yan-özşekilli iri sodik plajiyoklaz içerisinde, özşekilli küçük kalsik plajiyoklaz latalarının varlığı ile karakteristik olan bir dokunun, oluşumunu sağlamaktadır- (Şekil. 25a). Elektron mikropropajaliz (EMA) yöntemiyle test edilmesi gereken bu tür dokusal özellikler, ülkemizde, Çaltı ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 26) görülmektedir.

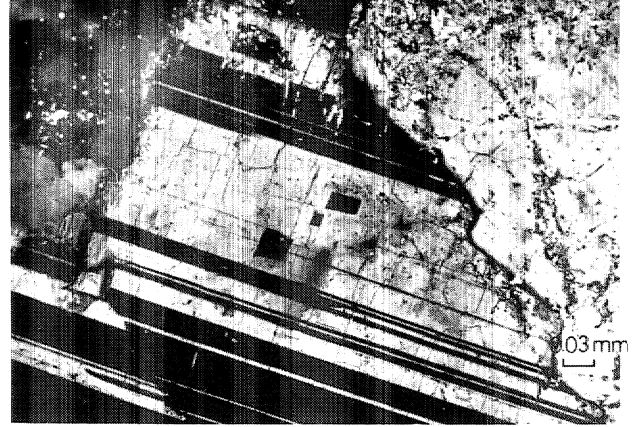
5\*10, Pbj^oktobrada EJ Çivi Ba^aima. Benzer Yamalan Sodik plajiyoklazın katılmış olduğu felsik sistem ile eriyik haldeki mafik sistem karıştığında, bu sodik plajiyoklazın çevresi kalsik plajiyoklaz tarafından, kuşatılır. Bu kuşatılma, düzgün yüzeyli kristaller halinde olabildiği gibi, çivi başlarına benzer yama biçimli kalsik plajiyoklazların kuşatılması ile meydana gelen hücre-



A: İri plajiyoklaz içerisinde lala biçimli küçük plajiyoklazların bulunması



B: Plajiyoklazlardaki çivi başlarına benzer yamalar

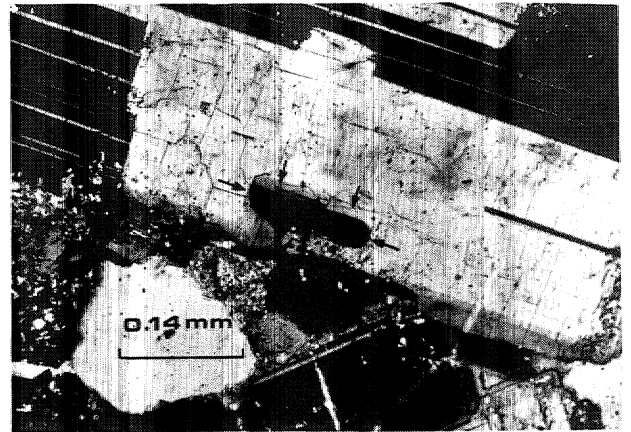
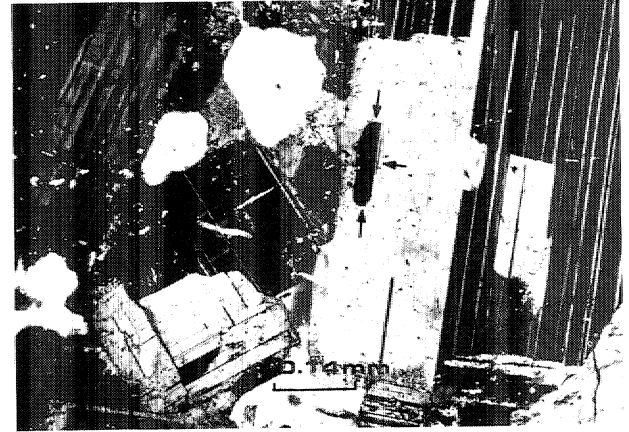


Şekil 25. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan iri plajiyoklaz içerisinde lala biçimli küçük plajiyoklazların (a) ve çivi başlarına benzer yamaların (b) gelişimi (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17\*ye bakınız).

√ yapıya sahip bir kuşak olarak da gelişebilir. Karışmanın ileri evresinde, Ca'ca zengin bu kuşağın tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılması mümkün olabilir. Mikroskop altında, içte düzenli bir sodik plajiyoklaz çekirdeği; dışta ise, düzenli veya çivi başına benzer yamalardan oluşan hücreli yapıya sahip ve Ca'ca zengin bir plajiyoklaz kuşağı ve en dışta da düzenli bir yapıya sahip sodik plajiyoklaz mineralinin varlığı ile tanınan bu dokusal özellik, aynı zamanda, EMA yöntemiyle de test edilmelidir (Şekil 25b).

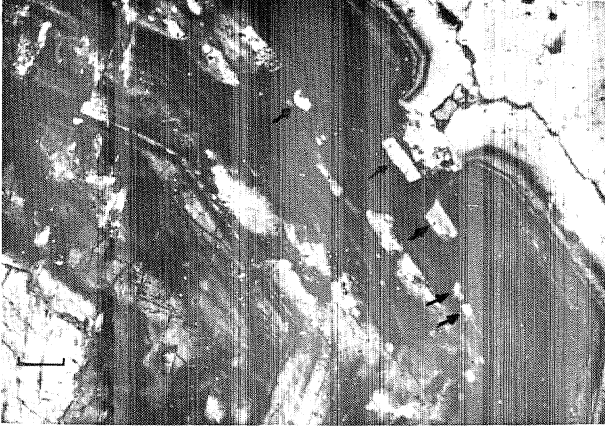
Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda gözlenen bu "üü" dokusal özellik Şekil 27'de verilmiştir.

5.11. Prizmatik-Hücremsi Biçimli Plajiyoklaz Büyümesi: .Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karışıklarında, bağıl olarak çekirdeklenmenin düşük ve büyümenin ise daha yüksek olduğu kristallenme koşullarında; özşekilli, iri, prizmatik plajiyoklaz kristalleri gelişir.. Bu gelişme- sırasında mafik sistemden itibaren, katılan kalsik plajiyoklaz, daha felsik sistemdeki eriyik ile reaksiyona girerek prizmatik görünüm bozulur. Bunun yerine boşluklu-hücreli bir görünüm ortaya çıkar. Ancak bu boşluklu-hücreli görünümde prizma, biçimli iskelet yapı kısmen korunmaktadır ve kalsik bileşime sahip plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Bu yapının içerisinde yamalar halinde görülen plajiyoklazların ise sodik bileşimde olduğu, bilinmektedir. Karışmanın ileri evrelerinde, prizmatik-hücreli yapıya sahip kalsik bileşimli bu plajiyoklaz, tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılmaktadır. Bu dokusal özellik de yine EMA ile tespit edilmelidir (Şekil 28a). Ülkemizdeki plütonlardan Çaltı ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 29) gözlenmektedir...

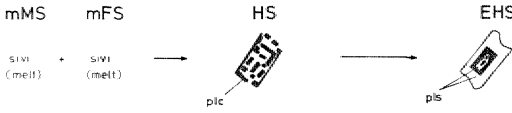


Şekil 26. İri plajiyoklaz minerali içerisinde bulunan lala biçimli küçük plajiyoklaz minerallerinin {oklarla gösterilmektedir} genel görünümü {Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granit oy id plütonmdan alınan DŞ-37 tto'lu kayaç örneği, çift ni kol}.

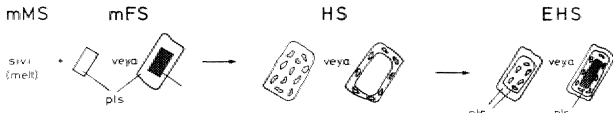




Şekil 27. İri plajiyoklaz minerali içinde çivi başına benzer yamaların (oklarla gösterilmektedir) genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid plütonundan alınan DŞ-48 no\*U1 kayaç örneği, çift nikoL çizgisei ölçek 0.2 mm).



A: Prizmatik hücremsi biçimli plajiyoklaz büyümesi

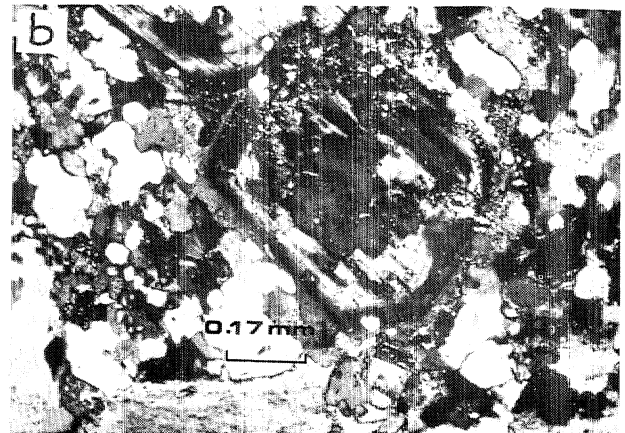
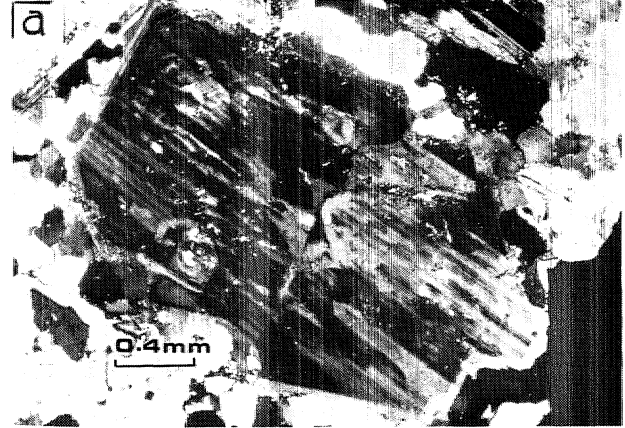


B: Süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu

Şekil 28. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan prizmatik hücremsi biçimli plajiyoklaz büyümesi (a) ile süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu (b) (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17ye bakınız).

5. 12. Süngerimsi Hücreli Plajiyoklaz Oluşumu: Eriyik haldeki malik sistem ile içerisinde sodik plajiyoklaz kristallerinin olduğu felsik sistem, karışıktlarında; malik sistemden - felsik sisteme transfer edilen ısı enerjisi nedeniyle, felsik sistemde önceden oluşmuş olan sodik plajiyoklaz kristalleri duraylılığını kaybederek erime ve/veya kısmi çözünme olaylarına maruz kalır. Bunun sonucunda,, önceden oluşmuş özşekilli sodik plajiyoklaz yerine,, bunun kalıntıları olarak özşekilsiz ve yama biçimli sodik plajiyoklaz parçacıkları ortaya çıkar.

Bu parçacıklar daha sonra özşekilli kalsik plajiyoklaz tarafından kuşatılır. Karışmanın, daha. ileri, evresinde



Şekil 29... Prizmatik hücremsi biçimli plajiyoklaz minerallerinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid pistonundan alınan (a) DŞ-39 ve (b) DŞ-25 no'lu kayaç örnekleri, çift nikol).

de ise, felsik magmadan beslenen sodik plajiyoklaz gelişimi, tüm bu oluşukları içine alacak, şekilde kuşatır. Böylece; en dışta, sodik plajiyoklaz kuşağı, içte kalsik plajiyoklaz kuşağı ve bu kalsik. plajiyoklaz kuşağının içinde de yamalar halinde korunmuş sodik plajiyoklaz kalıntılarının (ilksel felsik sisteme ait özşekilli sodik plajiyoklaz kristallerinin kalıntıları) 'varlığı ile karakteristik olan bu. dokunun da EMA ile test. edilmesi gerekir (Şekil 23b)..

Bu dokunun daha kompleks gelişenlerinde ise, ilksel felsik sistemde yer alan sodik plajiyoklazın iç kısmında özşekilli bir kalsik plajiyoklaz zonunun varlığı da muhtemeldir.

Şebinkarahisar-Dereli arasında yüzeylenen granitoid plütonlarda gözlenen süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu. Şekil 30'da görülmektedir.



Şekil 30. Süngerimsi hücreli ptajiyoktaz mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid plütondan alınan DŞ-13 no'lu kayaç örneği, cifti nikol, çizgisel ölçek 0.3 mm).

#### 6. EŞYAŞLI MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN KARŞILIKLI ETKİLEŞİM ÜRÜNLERİ

Buraya kadar anlatılanlardan kolayca, görülebileceği gibi eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemleri herhangi bir şekilde karışma olayına, maruz kaldıklarında; ilgili magmaların viskozite özellikleri, dikkate alınılarak, karışım tipinin ve ürünün aşağıdaki çizelgedeki gibi özetlenebileceği sonucuna varılmaktadır (Çizelge 2).

Çizelge 2. Bu derlemelin yazarları tarafından önerilen ve eşyaşlı (coeval) mafik ve felsik iki magmanın karışımı sırasında etkin olan siheçlerin ve karışım ürünlerinin topluca görünümü.

Mafik Magma Sisteminin Viskozite Özelliği	Felsik magma Sisteminin Viskozite Özelliği	Karışım Tipi	Ürün
Newtonian	Newtonian	Magma mixing	Hibrid granitoidlerdeki mikroskropik dokular
Visk-çplastik	Newtonian	Magma mingling	MME
Newtonian	ViskO-plastik	Magma mingling	Sin-plütönik dayk
Newtonian	Plastik	-	Malk dayk
Plastik	Newtonian	-	Felsik dayk

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Avcı, N. ve Boztuğ, D., 1993, Çaltı granitoidinin (İliç-Erzincan) Petrolojisi, Yerbilimleri, (baskıda).

Barbarin, B., 1988, Field evidence for successive mixing and mingling between, the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nocd-Forez, Massif Central, France), Can. J. Earth Sci., 25,49-59.

Barbarin, B., 1990., Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, Geol. J., 25, 227-238,

Barbarin, B., 1991, Contrasted origins for the "poligenic" and "monogenic" enclave swarms in some: granitoids of the Sierra Nevada batholith, California,, Terra. Abstr., 3, 32.

Blake, D.H., Elweli, R.W.D., Gibson, LL., Skelhorn, R.R. and Walker, G.P.L., 1965., Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas, Q J. Geol., Soc. London, 121,31-50.

B-oztoğ, D., Deboo, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N., and Kesgin, Ö., 1992, Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central-Eastern Anatolian Alkaline. Province (Divriği region, Turkey). International Workshop: Work in progress on the Geology of Türkiye, 9-10 April, Keele, England, Abstr., 25-26.

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y., 1993, İç Boğuş Anadolu Alkalın. Provansindeki Kösedag Plütünü (Suşehri - KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve Petrokimyası, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 87..

Bussy, R., 1991,, Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy, In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology 13, 167-178.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8, 173-174.,

Didier, J., 1964, Etude petrographique des enclaves de quelques granites, du Massif Central Français,, Ann. Fac. Sci Univ. Clennont-Ferrand, 23,, 254 pp.

Didier, J., 1973, Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, Development in Petrology,, 3, Elsevier, Amsterdam, 393pp.

Didier, J., 1987, Contribution of enclaves studies to the understanding of origin, and evolution of granitic magmas, Geol., Rundsch., 76,41-50.

Didier, J., and Baitarin, B. (eds.), 1991a, Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.

## *Graniöoid*

- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991b, The different types of enclaves in granites - nomenclature, In: Didier J. ve Barbarin, B. (eds). Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, Elsevier, 19-24.
- Didier, J. and Roques, M.L. 1959, Sur les enclaves des granites du Massif Central Français, C.R. Acad. Sci. Paris, 228, 1839-1841.
- Dorais, M.X., Whitney, J.A. and Roden, M.R., 1990, Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith, California, J. Petrol., 31, 853-88.
- Fernandez, A.N., and Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval, mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves, In: Didier, J., and Barbarin, B. (eds.). Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, 263-275.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California, Geol. Soc. Am. Bull., 99, 272-291.
- Goldschmidt, V.M., 1911, Die Kontakt, metamorphose im Kristianagebiet, Dybwad, Oslo, 843pp.
- Goodspeed, G.E., 1947, Xenoliths and Skiaiiilhs., Am. J. Sei, 246, 51,5-525...
- Hall, A., 1973, Geochimie des granites varisques du Sud-Ouest de l'Angleterre, Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XV, 229-237,
- Harker, A., 1939, Metamorphism, A study of the Transformation of Rock Mases, Methuen, London, 362pp.
- Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems, In: Didier J. and Barbari, B. (eds.). Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.
- Hill, R.L., 1988, Journal of Geophysical. Research, 93, 10325-10348.,
- Holland, T.H.L., 1900, The charnockite series, a group of hyperstbenic rocks in peninsular India, Geol. Surv. India, Mem., 28, 215-218,
- Hutton, J., 1795, The Theory of the Earth,, Edinburgh.
- Lacroix, A., 1890, sur les enclaves acides, des roches volcaniques d'Auvergne, Bull. Serv. Carte Geol. ET., 2, 25-56.
- Lacroix, A., 1893, Les enclaves des roches volcaniques, Protat, Maçon, 770p..
- Lacroix, A., 1898, Le granite des Pyrenees et ses phénomènes de contact, I. Boll, Serv. Carte Geol. Fr., 10, 241-306.
- Lacroix, A., 1900, Le granite des Pyrenees et ses phénomènes de contact,, II Bull. Serv., Carte Geol. Er., 11, 51-118.
- Lacroix, A., 1901, Sur deux nouveaux groupes d'enclaves de roches eruptives. Bull. Soc. Fr. Mineral., 24, 488-504.
- Lacroix, A., 1904, La Montagne Pelée et ses eruptions» Masson, Paris, 662pp.,
- Lacroix, A., 1933, Sur quelques granites des environs de Porto. An. Fac. Cienc. Univ. Porto, 18, 43-48,
- Lameyre, J., 1988, Granite settings and tectonics. Rend. Soc. Ital Mineral, Petrol., 43, 215-236...
- Manon, K., Harrison, T.M and Drew, D.A., 1988, Ascent, of granitoid diapir in a temperature varying inedium, J. Geophys. Res., 93, 1174-1188.
- Mehnert, K.K., 1968, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks, Developments in Petrology, 1, Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Monte!, J-M., Didier, J. ve Pichavant, M., 1991, Origin of somiicaceous enclaves in intrusive granites., In: Didier, J. ve Barbarin, B. (eds\*), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, 509-528.
- Pabst, A., 1928, Observations on inclusions in trie granitic rocks of the Sierra Nevada, Univ. Calif. Publ, Dep. Geol. Sei, 17, 325-386.
- Phillips, J.A., 1880, Ön concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite, Q. J. Geol. Soc. London, 141, 1-21.
- Pitcher, W., 1993, The Nature and Origin of Granite, Chapman and Hall, 32 Ip.

## *Granitoid*

- Sollas, J.W., 1914, On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion., Part I. On the relation of the granite to the gabbro of Barnavave, Carlingford, Trans. R. Irish Acad., 30,477-512.
- Thomas, HUH. and Campbell-Smith, W., 1931, Xenoliths of igneous origin in the Tiegastel-Ploumanac'h Granite, Cotes du Nord, France, Q J. Geol. Soc, London, 88,274-296.,
- Vernon, R.H., 1983, Restite xenoliths and microgranitoid enclaves in granites, J. Proc. R. Soc. N.S.W., 116,77-101
- Vernon, R.H., 1984, Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment, Nature, 309,438-439.
- Vielzeuf, D., Clemens, J.D., Pin, C. and Moinet, E., 1990, Granites, granulites, and crustal differentiation, In: D. Vielzeuf and P. Vidal (eds.), Granulites and Crustal Differentiation, NATO ASI Ser., Kluwer, Dordrecht, 1-25pp.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D. and Öztürk, A., 1993, The geological setting, petrographical and geochemical characteristics of the Cretaceous and Tertiary igneous rocks in the Hekimözü-Hasançelebi area, NW Malatya, Türkiye, Geological Journal, Special Issue- for the International Workshop:Work in progress on the Geology of the Türkiye (in press),
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977, Ultramorphism and granitoid genesis, Tectonophysics, 43,7-22.
- Zorpi, M., Coulon, C., Orsini, J.B. ve Cöcirta, C., 1989, Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics, 157,315-329.