

Petrojik Bir Katılma Termodinamiği sorunu: Magmatik Katmanların Oluşumu

A petrologic problem of solidification thermodynamics : Genesis of magmatic layering

YUSUF ZİYA ÖZKAN

MTA Genel Müdürlüğü, Ankara

ÖZ : Magmatik katmanların anın olugumuna ilişkin açıklamalar, bağlıca iki ana süreçten birine dayanır : Kristal çökeli mi ve salmımlı kristallerime. Ağırlığın fiziksel süreçlere verildiği ilkinde, birlikte kristallenen fazların aynmsal çökeli ml nin katmanlanmayı yaratan ana olgu olduğu öne sürülür. Tartışmalar olgunlaştıkça güçlenen ikinci açıklama girişimlerinde ise, katmanlanmanın, kristallenen fazların tür ve bağlı oranlarında katılma sırasında meydana gelen yinelenen def isimlerden (salmımlı kristallenme) ileri geldiği savunulur, Dolayısıyla da sorunun çözümü, salmımlı kristallenmeye yol açan katılma termodinamiğinin aydınlatılmasında aranır, Yazıda, her iki sürece dayanan açıklama girişimleri, ana örnekleriyle eleştirel olarak gözden geçirilmektedir,

ABSTRACT i Explanation« on the genesis of magmatic layering is based on on© of the two fundamental processes : Crystal settling and <osöallatory crystallization. In the first, physical processes are given more importance, to which differential settling" of phases that eryptklOe together in the main cause of maginatte layering. With the development of new studies, the second tllhaOe becomes stronger, In this case, layering is caused by the oscillatory changes In the mineral type and relative percentage of crystallizing- phases during Eradication. Hence, the solution of the problem to sought in the shading light on soliclfficaüon thermodynamics that cause oscillatory crystallization, In the paper, ateanps to explain either process is critically reviewed with examples.

GİBİŞ ve TANIMLAR

Magmatik katmanlanma (layering), tekdüze (uniform) veya tekdüze değişen özelliklerle belirgin düzlemsel bir katılma yapısıdır. Bir veya birkaç yapıcı mineralin düzlemsel sınırlar boyunca birdenbire görünürmesi-kayboluvarmesi yada bağlı oranlarının veya fiziksel özelliklerinin (taña biçimi ve/veya iriliğinin) birdenbire değişmesi ile açığa vurulur. Buna göre de katmanlar arasında faz dokanağı (phase contact), oran dokanağı (ratio contact) yada şekil dokanağından (form contact) söz edilir (Şekil 1),

İçerdikleri minerallerin oranları gözetilerek katmanlar, izomodal katmanlar O'semodal layers) ve mineral derecelenme katmanlar (mineral-graded layers) diye iki sınıfa ayrılır, tzemodal katman, bir veya daha çok mineralin tekdüze oranıyla belirgin bir katmandır, içerdikleri iki veya daha çok m'neralın oranlarında dereceli stratigrafik değişimler gösteren katmanlara ise, mineral derecelenme katman denir. Bunlar ayrıca derecelenme yönüne göre, normal mineral derecelenmeli katman (normal mineral-graded layer), ters m'neral derecelenmeli katman (reverse mineral-graded layer) ve sürekli mineral-derecelenmeli katman (continuous mineral-graded layer) diye çeşitlere ayrılır (Şekil i),

Magmatik katmanlar ayrıca, içerdikleri m'neral- rın fiziksel özelliklerindeki (kristal boyutlarındaki) ve kimyasal bileşimlerindeki stratigrafik değişimler gözetilerek, boy derecelenmeli katman (size-graded layer)

diye de sınıflara ayrılır, Boy derecelenme ve kimyasal derecelenmeli katmanlarına çoğunlukla model oranlardaki değişimlerle veya mineral ve/veya minerallerin görünürmesi-kayboluvarmesiyle beliren katmanlanmaya eşlik eder.

Öte yandan katmanlanmalar çoğunlukla belirli katman dizileri biçiminde izlenir. Buna göre de değişik adlarla anılırlar :

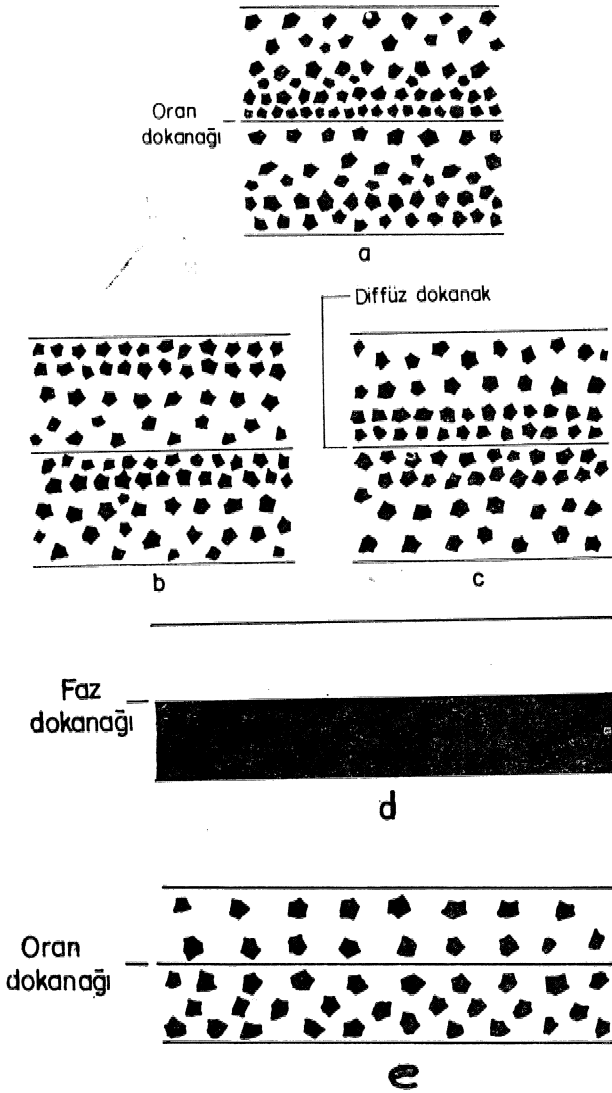
Ritmik Katmanlanma (rhythmic layering) : Belirli bir katman yada katman takımının belli bir düzen içinde yinelenildiği katmanlanma biçimidir (Wager ve Deer, 1939; Brown, 1956; Wager ve Brown 1968),

İCasintılı Katmanlanma (intermittent layering) : Birbirinden som (katmanlanmasız) kayaç aralıklarıyla ayrılmış ritmik katmanlanmaya denir (McBirney ve Noyes, 1979),

Dönemij Katmanlanma. (cyclic layering) : Özde bir düzen içinde, kesintisiz bir dizi (sequence) halinde belirli aralıklarla başlangıç noktasına dönerek-yinelenen katmanlanma biçimidir (jaekson, 1961, 1970),

Katmanlı magmatik kayalara, stratiform sokuimlarda ve ofiyolitik karmaşıkların katmanlı dizilerinde raslanır. Başlıca kromit, olivin, proksen ve plajyoklaz içeren ultrabazî/bazik büesimli kayaglardır, Kümülat dokular diye anılan tipik dokusal özellikler sunarlar.

Yeri gelmişken belirtilmelidir ki, katmanlı magmatik kayalarla ilgili kullanılagelen dokusal terimler



Şekil 1 : Katmanlanma çeşitleri

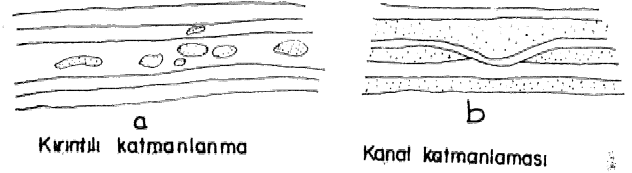
Figure 1 : Layering types:

- a,b,c : Mineral graded layering
d,e : İsomodal layering

(Wager ve diğerleri, 1960, Jackson, 1968) betimsel anlamdan yanısıra türümsel bir anlamda içerirler. Daha açık bir anlatımla, örneğin kümülat sözcüğünde olduğu gibi, hemen hemen tüm dokusal terimler üstü örtük olarak bu kayaçların aşağıda açıklanacak kristal çökme süreciyle oluştuğu anlamını taşır. Bugünkü durumda türümsel anlamı bu sözcükleri kullanmadan katmanlı magmatik kayaçlar üstüne söz etmek pek olanaklı değildir. Terimlerin yalnızca betimleyici anlamda yeniden tanımlanmaları yada yeni sözcüklerle defiftirilmeleri, hergün daha fazla duyumsanan bir gereksinimdir. Bu yazıda bunların türümsel anlamlarından sıyrılmış olarak kullanıldıklarının vurgulanmasıyla yetinilecektir.

Katmanlı magmatik kayalar da katmanlanma ile ilişkili birincil yapılar olarak slump, yük kalıbı (load

casts), ripple-mark, çapraz katmanlanma (cross-stratification), kanal katmanlanması (trough layering), kırıntılı katman (fragmental layer) gibi akıntılı bir ortamda süpürülme, çökme ve erken deformasyon yapıları da gözlenir (Şekil 2).



Şekil 2 : Katmanlanmaya ilişkili birincil yapılar

Figure 2 : Primary structures related to layering

a : Fragmental layering

b : Channel layering

Katmanlı magmatik kayaçların kimyasal ve mineralojik bileşimindeki, dokularındaki ve ilksel istif düzenlerindeki benzerlikler ana çizgileriyle benzer ve öteki magmatik kayaçlardan farklı katılma süreçleriyle oluştuğunu aklı getirir. Bu süreçleri ortaya çıkarmak için yüzyılımızın başından beri yoğun çaba gösterilmiştir. Yazıda bu çabalar sonucu geliştirilmiş açıklamalar eleştirel olarak gözden geçirilmekte ve sorununa kargı canlı bir ilgi uyandırılması amaçlanmaktadır.

KRİSTAL ÇÖKELİMİ

Katmanlı magmatik kayaçlarla kırıntılı çökme kayalar arasındaki göze batıcı dokusal ve yapısal benzerlikler araştırmacıların aklına ilkin benzer yolla oluşum olabileceklerini getirmiştir.

Gerçekten de katmanlı magmatik kayaçların katmanlanma ve onunla ilişkili çapraz katmanlanma, kanal katmanlanması gibi çökme yapıları göstermeleri yanısıra, dokusal özellikleri de kırıntılı çökme kayalara çok benzer olarak yorumlanmıştır. Nitekim bu kayaçların mineralleri dokusal özelliklerine göre, kırıntılı kayaçlardakine benzer biçimde, iki sınıfa ayrılmıştır.

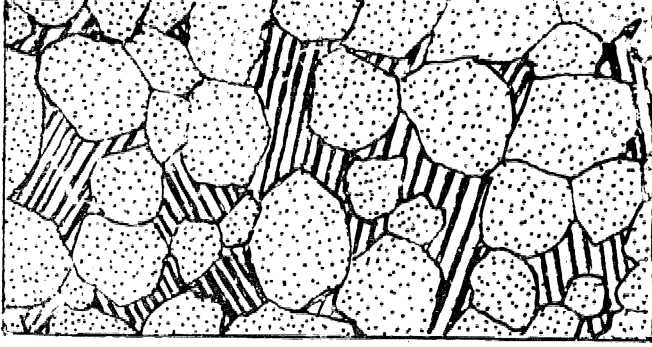
1) Çökme kristaller (primary precipitate crystals : Wager ve Deer, 1989; cumulus crystals : Wager ve diğerleri, 1960; settled crystals : Jackson, 1981, 1968) :

Çökme kristaller, magma içinde asılı (suspension) durumda büyüyüp yavaş yavaş dibe çökerek birikmiş kristaller olarak yorumlanmıştır. Bu kristaller özellikle özbiçime belirgin eğimleri, kapanım içermemeleri, eşboyuta sahip olmaları gibi dokusal özellikleri, onların doymuş bir magmatik ergiyikte yavaş yavaş dibe doğru batmaları sırasında asılı durumda serbestçe büyümeyle oluştuğunun kanıtları olarak düşünülmüştür. (Wager ve Deer, 1939; Cameron ve Emerson, 1959; Wager ve diğerleri, 1960; Hess, 1960; Jackson, 1961, 1968, 1970).

2) Postkümüllüs gereç (interprecipitate material : Wager ve Deer, 1989; ütercumulus material : Wager

ve diğerleri, 1983. postcumulus material : Jackson, 1981, 1983) :

Postcumulus geçiş, magma haznesi tabanında birikmiş çökelmiş kristal yığınının aralarındaki boşlukları dolduran magmatik sıvıların (intercumulus liquid : Wager ve diğerleri 1960; Jackson 1961, 1968) birikme sonrasında katılaşması ile oluşmuş geçiş, olarak yorumlanmıştır. Bu kristallerin çökelmiş kristaller arasında gelişigüzel biçimde dağılmış olmaları, yerleştikleri boşluğun biçimine bağlı olarak genellikle özbiçimsiz kris-



Şekil 3 : Ktknulat doku, Noktalı mineraller; kümülüs kristal taralı mineraller: post kümülüs kümülüs kristal .

Figure 3 : Cumulate texture. Dotted minerals: cumulus crystal. Shaded minerals: post cumulus crystal.

tallerden oluşmaları ve yaygın olarak polkitik dokuya sahip olmaları, sözü edilen yorumun dokusal kanıtları olarak öne sürülmüştür, (Jackson, 1961, 1988; Wager ve diğerleri, 1960, Hess, 1960;...) (Şekil 8).

Anlaşılabileceği gibi, kristal çökelişini savunanlarca Çökelmiş kristaller, kırıntılı gökeli kayaçlardaki kırıntı tanelere, postkümüllüs gerek de çimentoya benzer olarak tasarlanmıştır. Bu görüşlere göre, katmanlı kayaçlar magma içinde asılı durumda çekirdeklenip büyüyen kristallerin yerçekimi etkisiyle dibe çöküp hazne tabanında birikmelerine oluşmuşlardır. Biriken bu kristal yığını içindeki boşluklarda hapsedilmiş magmatik sıvıların daha sonra ana magma sıvısıyla bağlantılı yada bağlantısız biçimde katılaşmaları, değişik dokusal özelliklerin gelişimine yol açılmıştır. Kristal çökeliş sürecine eşlik eden magma ayrışması (fractionation) olgusu da katmanlı kayaç dizilerinde izlenen tabandan tavana doğru mineralojik ve kimyasal değişimlerden sorumludur. Daha açık bir anlatımla, bu magmatik dizilerde çökelmiş minerallerin görünme sırası, kimyasal bileşimleri, stratigrafik yönde büyümlerindeki değişiklikler ve değişim yolu son çözümlemede, ana magma bileşimleri ve magma ayrışma yoluna bağlı olarak çeşitli olabilmekteyse de bazaltik ergiyiklerde deneysel olarak saptanmış ayrışma yolları (Irvine, 1970) ile uyum içindedir.

Kristal çökelişini (crystal settling) sürecini savunanlara göre, katmanlı birikme yüzeyine çökelen

kristallerin nitelik (tür, şekil, irilik) ve bağlı oranlarında zamanla meydana gelen değişimleri yansıtır, O nedenle bu görüşlere göre, magmatik katmanlanmanın kökeni sorunu, "birikme yüzeyine çökelen kristallerin belirtilen özelliklerinde söz konusu defilmeleri yaratan süreçler nedir" biçiminde ortaya konabilir,

Önceleri kimi araştırmacılar (Wager ve Deer, 1939; Wager, 1953; Hess, 1960), bazı önemsiz farklılıklarla, magma içinde arada bir kesintilerle görülen kristal yüklü konvektif akıntılardan türbiditlere benzer biçimde kristal çökelişini katmanlanmanın oluşabileceğini düşünmüşlerdir. Akıntıların tapma gücüyle belirlenen hidrolik elenmenin katmanlanmayı doğuran ana süreç olduğunu öne sürmüşler ve katmanlı magmatik kayaçlarda kanal katmanlanması, fragmental katmanlanma gibi süpürme yapılarının varlığını da görüşlerinin önemli bir kanıtı olarak göstermişlerdir,

Gerçekten de bir magma sokulumunun çevresine ısı kaybı, sürekli yada kesintili konveksiyon akıntıları yaratılabilir ve bunu öne sürenlerin varsaydığı gibi çökelen minerallerin tür ve bağlı oranlarında yinelenme!! (rhythmic) değişimlere neden olabilir. Ancak katmanlı magmatik kayaçlarda izlenen yapısal ve dokusal özellikler (ek olarak daha sonra söz edilecek deneysel ve kuramsal veriler), kesintili yoğunluk akıntılarında çökeltme varsayımına karşıt kanıtlar oluşturur ve çökelişin durgun bir ortamda gerçekleştiğini gösterir, Şöyle ki, katmanlı magmatik kayaçlarda,

1) Çökelmiş (kümüllüs) mineral çizgiselliği zayıf veya yoktur,

2) Özdeş katmandaki kristaller arasında hidrolik eşdeğerlilik yoktur,

3) Akıntılı kofullarda çökelmeyi yansıtır süpürme yapıları, ana süreç olarak bu yolun düşünülmesini gerektirecek kadar yaygın değildir,

4) Katmanlarda boyut derecelenmesinden (size-grading) çok mineral derecelenmesinin (mineral-grading) görülmesi, katmanlanmanın oluşumunda hidrolik elenmenin, varsayıldığı gibi rol oynamadığını gösterir.

Bir yandan soğuyan magmaların katılaşmaları sırasında konveksiyon yapmış, olmaları yanısıra bir yandan da kristal çökelişinin durgun bir ortamda gerçekleşmiş olması gerekliliğinin anlaşılması üzerine bu iki olguyu gözeterek çökeltme modelleri öne sürülmüştür, Kristal çökelişini savunanlarca öne sürülen görüşlerin hepsi ana çizgileriyle, Jackson'm (1961) Stillwater Sokulumu ultramafik zonu katmanlı kayaçları için geliştirdiği kristalleşme modeline dayanır (Şekil 4).

Jackson'm (1981) modelinde magma iki farklı kesim halinde tasarlanmıştır. Hazne tabanına yakın kesimlerde magma durgun olup bunun üstünde konveksiyon akıntılarının yer aldığı magma kesimi bulunur. Kristalleşme ve çökeltme durgun magma kesiminde gelişir, Jackson'a (1961) göre durgun magma zonu zaman zaman konvektif kesime katılarak bileşiminin tazelenmesi, Stillwater sokulumunda izlenen benzer önemli katmanlanmalar (cyclic layering) yaratır,

Çizelge 1 : Piroksen ve/veya olivin ile plajiolklaz kristallerinin bazaltik magmalarda çökme hızları, (Goode, 1976)

a — Piroksen veya olivin ($\Delta d = 07,$)

n = 100 puvaz			n = 1000 puvaz		
Çap (mm)	hız (cm/sn)	hız (m/yıl)	Çap (mm)	hız (cm/sn)	hız (m/yıl)
1	$3,83,10^{-3}$	$1,21,10^3$	1	$3,83,10^{-4}$	$1,21,10^2$
2	$1,53,10^{-2}$	$4,83,10^3$	2	$1,53,10^{-3}$	$4,83,10^2$
3	$3,45,10^{-2}$	$1,09,10^4$	3	$3,45,10^{-3}$	$1,09,10^3$
4	$6,13,10^{-2}$	$1,93,10^4$	4	$6,13,10^{-3}$	$1,93,10^3$
5	$9,57,10^{-2}$	$3,02,10^4$	5	$9,57,10^{-3}$	$3,02,10^3$
10	$3,83,10^{-1}$	$1,21,10^5$	10	$3,83,10^{-2}$	$1,21,10^4$

b — Plajiolklaz ($\Delta d = 0,05$)

n = 100 puvaz			n = 1000 puvaz		
Çap (mm)	hız (cm/sn)	hız (m/yıl)	Çap (mm)	hız (cm/sn)	hız (m/yıl)
1	$2,74,10^{-4}$	$8,64,10$	1	$2,74,10^{-5}$	$8,64$
2	$1,10,10^{-3}$	$3,47,10^2$	2	$1,10,10^{-4}$	$3,47,10$
3	$2,47,10^{-3}$	$7,79,10^2$	3	$2,47,10^{-4}$	$7,79,10$
4	$4,38,10^{-3}$	$1,38,10^3$	4	$4,38,10^{-4}$	$1,38,10^2$
5	$6,85,10^{-3}$	$2,16,10^3$	5	$6,85,10^{-4}$	$2,16,10^2$
10	$2,74,10^{-2}$	$8,64,10^3$	10	$2,74,10^{-3}$	$8,64,10^2$

c — Özdeş koşullarda çökme zamanları (tane boyu = 2 mm, magma vizkozitesi = 100 puvaz)

uzaklık (m)	çökme zamanı (yıl)	
	Piroksen / olivin	plajiolklaz
200	0,04	0,57
400	0,08	1,14
600	0,12	1,71
800	0,17	2,28
1000	0,21	2,86

Bu modeli savunanlara göre, küçük Ölçekli katmanlanmalar ise ayrımsal çökmenin (differential sett, ling) sonucudur.

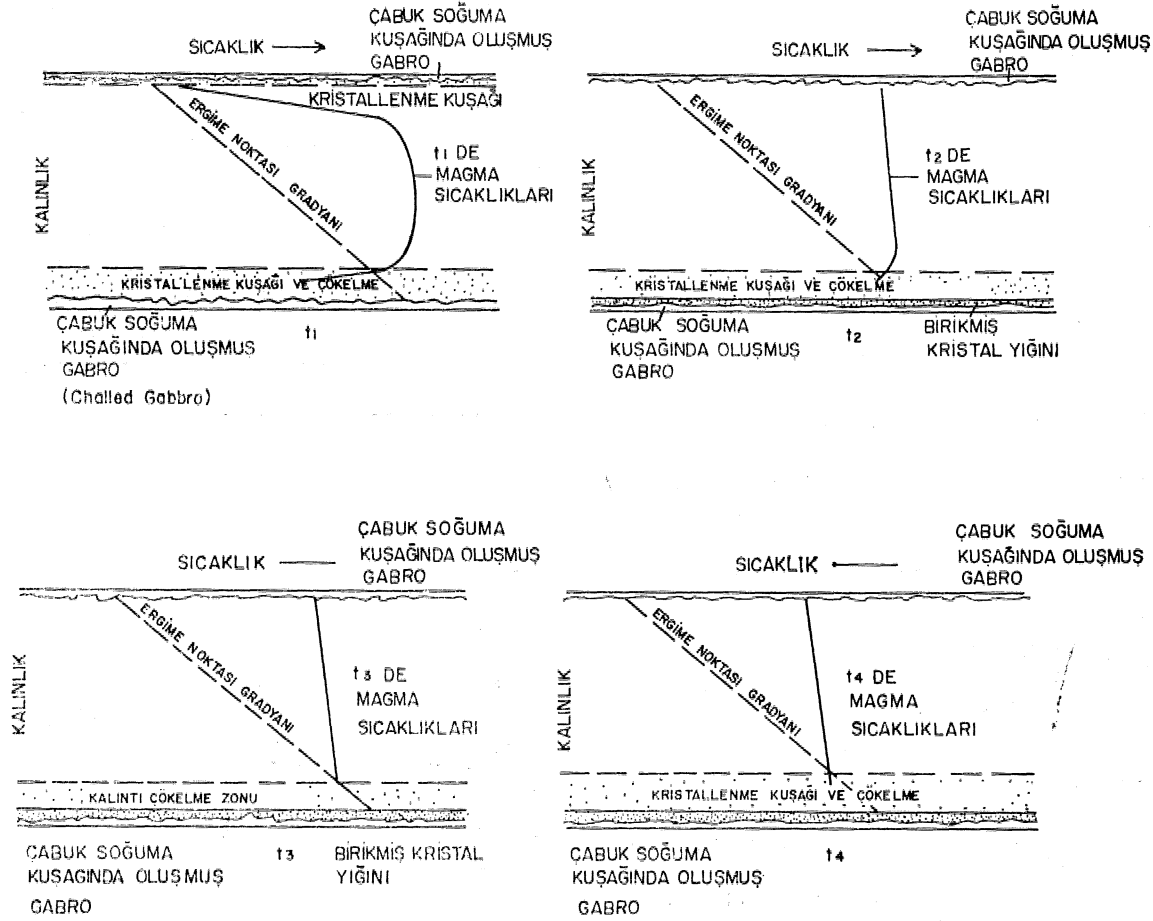
Çizelge 1 de değışik yoğunluk ve vizkozitede bazaltik ergiyikler içinde plajiolklaz ve olivin/piroksen kristallerinin Stokes, yasası uyarınca hesaplanmış hızları görülmektedir. Plajiolklazla koyu renkli minerallerin özdeş koşullarda çökme hızları arasındaki farklılıklar göze batıcıdır. Çökme hızlarındaki bu farklar, birlikte çökelen kristal fazların birbirlerinden ayrılmasına ve ayrımsal çökelmelerine neden olabilir.

Birlikte çökelen fazların ayrılma derecesi, Goode'ye göre çökme uzaklığı (L), bağıl çökme hızları ve kristallenme zonunun kalınlığına (d) bağlıdır, (Şekil 5), Kristallenme zonunun altında, magma tabanında birikmiş kristal yığından bağlayarak belli bir kritik uzaklık (L_c) varsa, açık ve koyu renkli minerallerin birbirlerinden tümüyle ayrılarak izomodal katmanlar halinde çökelmeleri olanaklıdır. Farklı fazların bu biçimde birbirinden tümüyle ayrılabilmesi, ancak kristallenme kesintili ve birdenbire bağlayıp duran kısa çekirdeklen.

me dönemleri halinde meydana geldiğinde söz konusu olabilecektir. Sürekli kristallenme durumunda daha çabuk çökelen koyu renkli mineral kristalleri daha önce kristallenmiş plajiolklaz kristallerini dibe ulaşmadan yakalayacağı için ayrımsal çökme gerçekleşmeyecektir, Dolayısıyla da katmanlanmamış som kayalar oluşacaktır, Yavaş soğuyan sokuiumiarda koşullar kesintili çekirdeklenmeye çok elverişlidir. Zira katılaşmayla açığa çıkan dönüşüm ısı magma sıcaklığını zaman zaman kristalleşme sıcaklıkları üstüne çıkaracaktır,

Kristallenme zonunun altında kritik L_c uzaklığın, dan daha fazla bir uzaklığın var olduğu ve anlık kristallenme dönemleri arasında da yeterli zaman aralıklarının bulunduğu koşullarda, birlikte çökelen farklı fazların birbirinden tümüyle ayrılması gerçekleşecektir. Bu durum, faz dokanaklı izomodal katmanlanmayı yaratacaktır,

Kristallenme zonunun altında sözü edilen kritik uzaklıktan daha az bir uzaklık varsa, birlikte çökelen fazlar birbirinden tümüyle ayrılamayacaktır. Ayrıca kristallenme dönemleri yakın ara-



Şekil 4 : Jackson'a (1961) göre dönemli (cyclic) katmanlanmanın oluşumu: Bağlı olarak soğuk çevre kayalar içine sokulum yapmış bir magmanın tavan ve tabanından ısı kaybı hızları bu evrede yaklaşık eşittir ve simetrik bir magma sıcaklık profili gelişir. Şekilde görüldüğü gibi, magma tavan ve taban kesiminde sıcaklıklar ergime noktası altındadır ve buralarda kristalleşme başlar. Üstte oluşan kristaller sıcak iç kesimlere taşındıklarından yeniden ergiyerek yok olurlar. Ancak alt kesimde oluşan kristaller soğuk hazne tabanına çökerek korunurlar. (t_1)

Zamanla çevre kayalar ısınca ısı kaybı hızı azalır. Ek olarak konveksiyon akıntıları da sıcaklıkları artırır. Böylece üst kesimde magma sıcaklıkları ergime noktası üstüne çıkar ve kristallenme durur. (t_2)

Alt kesimde ise kristallenme, ısı kaybı hızının azalması ve kristallenme dönüşüm ısı yüzünden - gittikçe artan sıcaklıklarda, magma sıcaklık profili ile ergime noktası gradyanı çakışmaya kadar sürer. (t_3)

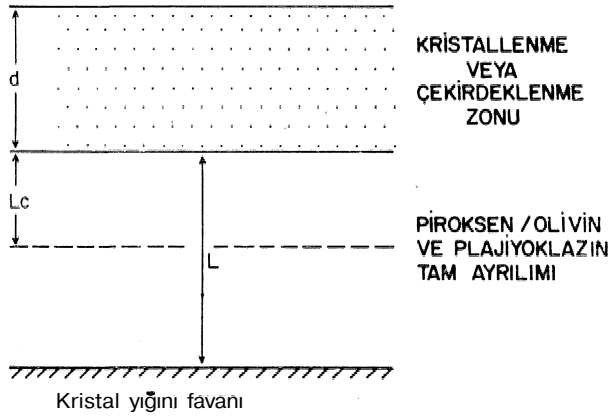
En sonunda sıcaklıkların ergime noktasının hafifçe üzerine çıkmasıyla, bu kesimde de kristallenme durur. Aslı kristaller yavaş yavaş dibe çökeldikçe magma yoğunluğunun azalması ve yükselen sıcaklıklarla birlikte, alttaki bu durgun magma kesimi de aşamalı olarak konveksiyon akıntısına katılır. Böylece bağlı olarak soğuk ve taze magma tabana getirilmiş olur. Gelişen yeni bir sıcaklık profili ile katılma yeniden başlar ve yukarıda anlatılanlar yinelenir. (t_4)

Figure 4 : Formation of cyclic layering according to Jackson (1961) : Rate of heat losses of a magma roof and bottom intruded to relatively cold host rock, in this stage, are approximately equal and a symmetrical magma profile develops. As in the figure, in roof and bottom of the magma temperatures are below the melting point and the crystallization starts here. The crystals forming at the roof are only remelted when carried to inner hot parts. But the crystals forming at the bottom are preserved through settling at the cold base of the reservoir (t_1).

As the host rocks get warmer, the rate of heat loss diminishes. The convection currents, additionally also increase the temperatures. Thus the magma temperatures, at the upper part, reaches above melting point and crystallization stops (t_2).

Crystallization in the lower part, due to diminishing rate of heat loss and due to crystallization exchange heat at progressively increasing temperatures, continues up to the junction point of profile of magma temperature and of gradient of melting point (t_3).

At the end, rising of the temperatures slightly over the melting point, crystallization also stops in this part. As the suspended crystals slowly settle down, by decreasing magma density and increasing temperatures, stagnant magma at the lower part join progressively to the convection currents. Thus, relatively cold and fresh magma has relatively cold and fresh magma has been carried to the bottom. By growing new temperature profile solidification starts again and above mentioned is repeated (t_4).



Şekil 5 t Ayrımsal çökeltme (Goode, 19*16)

\hat{u} t Kristalleimnë kuşağı kalınlığı

L. i Krtstrülenme kuşağının taban ile kristal yığılı tavanı arasındaki düşey uzaklık

Lo: Piroksen ve/veya olivin kristallerinin plajL oklaz kristallerinden tümüyle ayrılabilirdiği uzaklık

- Tam ayrılma: Birbirinden faz dokanaklarıyla ayrılmış izomodal katmanlar,
- Tam olmayan ayrılma: Mineral derecelenmeli katmanlaşma

Figure 5 t Differential settling (GoMe, 1916)

\hat{d} i Crystallization zone thickness

L: Perpendicular distance between the bottom of crystallization zone and the roof of crystal pile.

Le i Distance that pyroxene and/or olivine crystals completely seperated from plagioclase crystals,

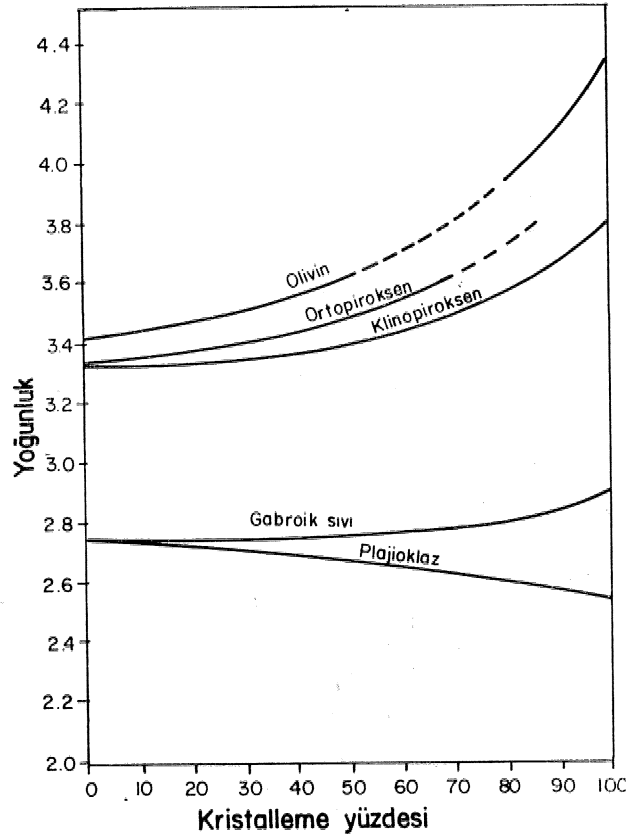
- Complete separation i fsomodal layers seperated from each other fey phase contacts,
- Incomplete seperatton % Mineral = graded layering

liklarla gerçekleşiyorsa, kristallerime zonu altında kritik uzaklıktan daha fazla uzaklık olsa bile, peşpeşe gelen kristallenme dönemlerinin kristalleri çökelerken aşmalar yapacağından, farklı fazlar yine birbirlerinden tümüyle ayrılamayacaktır. Tam olmayan ayrılma ise, normal, ters ve sürekli mineral derecelenme katmanlanmaları yaratacaktır.

Görüldüğü gibi, kristal çökeltme süreci, katmanlı kayalarda gözlenen yapısal ve dokusal özelliklerin nasıl oluşmuş olabileceğinin çok parlak bir kurgusunu vermektedir. Bugün bile araştırmacılar tarafından yaygın biçimde benimsenmesi bu yüzdendir. Ancak, bu kurgunun fizikokimyasal olarak gereğince temellendirilememiş olduğu, yalnızca parlak bir kurgu olarak kaldığı söylenebilir. Deneysel ve kurumsal kanıtlarıyla birçok araştırmacı Mc Birney ve (Noyes, 1979) tarafından vurgulandığı gibi, bazik bileşiminde olsa bir magma içinde kristallerin yerçekimi etkisiyle çökeltimi fiziksel olarak pek olanaklı değildir. Hele katılma tarihi boyunca magma sıcaklığının azalması ve bileşiminin evrimine koşut olarak viskozitesinin yükselmesi, yoğunluğunun düşmesi, magma içinde asılı kris-

tal derigiminin artması ve oluşan kristallerin yoğunluklarının azalması ile kristallerin çökeltme hızları iyice yavaşlar ve çökelererek dibe ulaşmaları sonsuz zaman alır, Hatta plajiyoklazların, katılma tarihinin önem= 11 bir bölümünde, çökeltmesi bir yana, yüzmesi bile gerekir (şekil 6)

Sonuç olarak kuramsal yaklaşımlardan, metalurjik gözlemlerden ve deneysel petrolojiden çıkan İlkeler ışığında kristal çökeltimi süreciyle katılma varsayılan olguların, magma katılma sırasında gerçekleşmiş olmaları olası görülmemektedir. Magma katılma ol-



Şekil 6 : Katılma tarihi boyunca bazik bir magma ile oluşan kristallerin yoğunlukları (Mc Birney ve Noyes, 1979)

Figure 6 : Densities of the crystals formed with a basic magma during solidification phase (Mc Birney and Noyes, 1979).

gusu daha iyi aydınlatıldıkça bu gerçek daha iyi anlaşılabilir ve katmanlanmayı yaratan süreçlerin gizlerinin değişik yaklaşımlarla araştırılması gerektiği kanısı gittikçe güçlenmektedir.

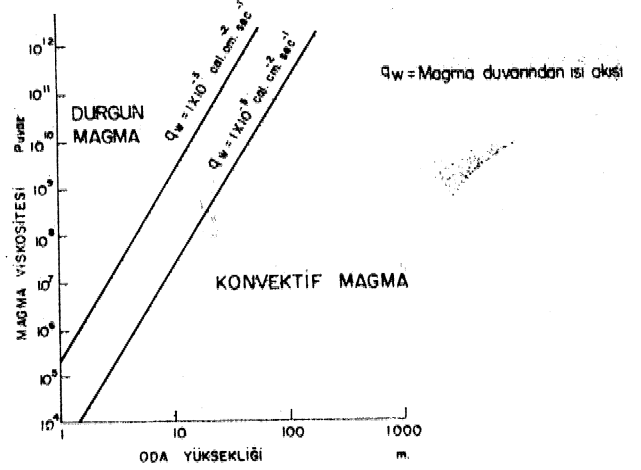
Aşağıda kısaca magma katılma üstünde durulduktan sonra sözü edilen değişik yaklaşımlar ele alınmaktadır,

MAGMA KATILAŞMASINI YÖNLENDİREN OLaULAB

Bir magmanın çevresine olan ısı kaybı, katılaşma* sını yönlendiren ana olgudur.

Derinlere sokulum yapmış, yavaşça loguyan bir magma, sofuma yüzeylerinden başlayarak içe doğru katılaşır. Katılaşma hızları, değişik sofuma yüzeylerindeki ısı kaybı hızının fonksiyonu olan sıcaklık profilleri ile bileşim ve basıncın fonksiyonu olan likidüs sıcaklıklarının ilişkisine bağlıdır. Derinlere yerleşmiş bir magma haznesinde ısı kaybının büyük bir bölümü yerkabufundaki sıcaklık dağılımı yüzünden - hazne tavanı ve yan duvarlardan olur. Buna göre, böyle bir magmanın daha çok tavan ve yan duvarlarından başlayarak katılaşması beklenir. Ancak katmanlı sokulum, lardaki gözlemler, katılaşmanın başlıca tabandan yukarı doğru ilerleyen bir katılaşma cephesinde yer aldığı göstermektedir. Kristalleme sıcaklığının basınca doğru orantılı bağımlılığı nedeniyle, homojen bileşimde bir magmanın üst kesimindeki likidüs sıcaklığı, taban kesimindeki likidüs sıcaklığından daha düşüktür. Ek olarak üst kesimde artan uçucu bileşen derişimi de özdeş yönde etki yapar ve likidüs sıcaklığının tavan kesiminde daha düşük olmasını sonuçlar. Ayrıca magma içinde sıcaklıklar konveksiyonla tekdüze (uniform) tutulmaya çalışıldığından üst ve yan duvarlardan ısı kaybı daha fazla olmasına karşın, sıcaklıklar yine de dik bir p-adyandan sonra taban kesimindeki sıcaklıklara yakındır, işte bu nedenle, üst ve yan duvarlardan katılaşma hızı çok düşüktür. Hatta, özellikle tavan kesiminde soğuma tarihinin önemli bir bölümünde, katılaşma bir yana, çevre kayaların Özümlenmesi bile söz konusudur. Kısacası katmanlı magmatik kayaların, daha çok tabandan katılaşmış olması, kristal çökelişini savunanların düğüdüğü gibi, hazne tabanında kristal birikimi sonucu olmayıp, bu kesimde katılaşma hızının daha büyük olması yüzündendir. Yoksa magma haznesi yan duvarları ve tavanından da az miktarda katılaşır, Skaerfaard sokulumunda yan duvarlar boyunca gözlenen katmanlanma (Mc Birney ve Noyes, 1979) bunun en güzel kanıtıdır,

öte yandan magma içinde ısı iletimi, çözünen dağılımı ve sıvı-katı arayüzey kinetiği üzerinde önemli etkileri nedeniyle katılaşmayı denetleyen bir başka olgu da konveksiyon, akıntılardır. Katmanlı sokulumları verebilecek boyutlardaki bazik magmaların katılaşma sürelerinin hemen, hemen tümünde konveksiyon yapmış olmaları gerektiği kuramsal ve deneysel dayanaklarıyla iyi kanıtlanmıştır, Shaw, 1965; Bartlett, 1969), Kritik Rayleigh sayısı ölçütüne dayanarak Bartlett (1969), viskoziteleri 10^8 puvazdan küçük magmalar için 15 metreden daha büyük plitonlarda yerkabufundan oluşan ısı akışının magma konveksiyonuna neden olmaya yeterli olduğunu gösterdi (şekil 7)



Şekil 7 : Plitonlarda magma viskozitesi ve boyutuna bağlı olarak konveksiyon - duraylılık sınırı (Bartlett, 1969)

Figure 7 : Convection - stability boundary in plutons related to magma viscosity and dimension. (Bartlett, 1969).

Bilindiği gibi nicel yönden bir akışkan içinde konveksiyon olup olmayacağını eşdeğer Rayleigh sayısı (Re) belirler. Eşdeğer Rayleigh sayısı C gibi (C, yaklaşık 2500 e eşittir) kritik bir sayıdan büyükse konveksiyon olur, küçükse olmaz. Matematiksel dille bu ifade

$$Re = \frac{Pr}{Pr + 1} \frac{R}{s} \geq C \text{ biçiminde yazılabilir.}$$

Burada,

$$R_T = g \alpha \frac{dT}{dZ} \frac{\Delta Z^3}{\nu k} \quad (\alpha = \frac{1}{d} \cdot \frac{ad}{dT} > 0)$$

$$R_S = g \beta \frac{dS}{dZ} \frac{\Delta Z^3}{\nu k} \quad (\beta = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{ad}{dT} > 0)$$

g = yerçekimi ivmesi

S = fraksiyonlaşmış bileşen derişimi

Z = katılaşma cephesi önünde dikey uzaklık

T = sıcaklık

Pr = Prandtl sayısıdır. Bazik magmalar için prandtl

sayısı yaklaşık 500 ile 5000 arasında değişir. Dolayısıyla $Pr/Pr + 1 \approx 1$ dir.

dT/dZ yerine $\Delta T/\Delta Z$ olarak yukarıdaki bağıntılar ilk formülde yerlerine konursa

$$Re = \frac{R_T + R_S}{\nu k} \geq C$$

$$Re = \frac{g \alpha \frac{\Delta T}{\Delta Z} \Delta Z^3 + g \beta \frac{dS}{dZ} \Delta Z^3}{\nu k} \geq C$$

$$Re = \frac{\Delta T}{\Delta Z} \frac{g \alpha \Delta Z^2}{\nu k} + \frac{dS}{dZ} \frac{g \beta \Delta Z^2}{\nu k} \geq \frac{C}{\nu k} \text{ olur}$$

Bu bağıntı sıcaklık farkına göre düzenlenirse,
 $v k C - s \beta \cdot dS$

biçimine dönüşür. Formüldeki fiziksel deisKsfJler yer'ne derinler«^yavaşça soğuyan magmalar için"şu yaklaşık değerler alınırsa

$$k = 4, 10^{-a} \text{ cm}^{-2} \text{ sn}^{-1}$$

$$a = 5, 10^{-3} \text{ } \gg c^{-1}$$

$$\beta = 6, 9, 10^{-f} \text{ fraksiyonlaşma bileşenlerin yüzdesi}$$

$$v = 2, 10^2 \text{ cms}^{-1}$$

$$AT > 0,3 10,3 A Z^{-3} 4 - 0,14^2 \frac{dS}{m} \quad \backslash \approx \cdot I$$

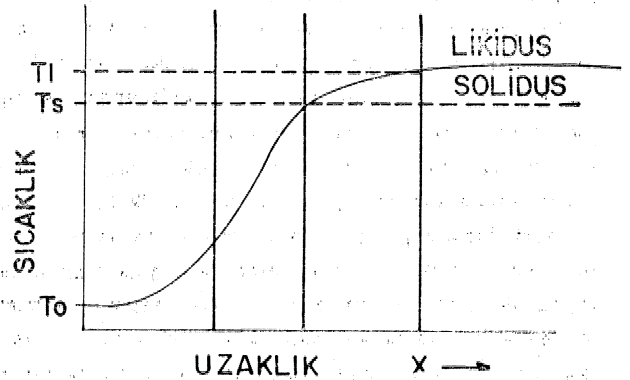
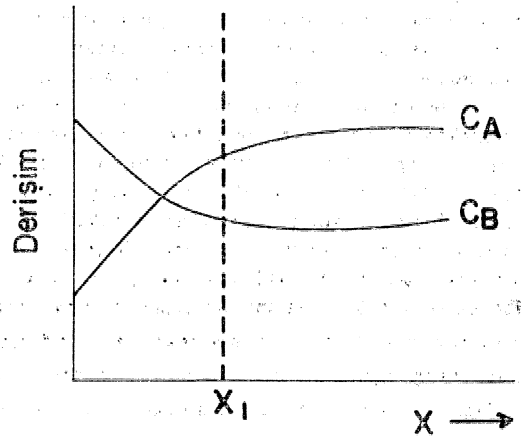
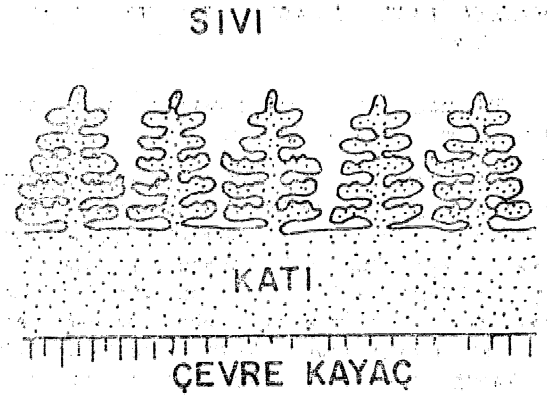
AZ > 10 cm İçin ilk terim gözardı edilebilecek kadar küçük olduğundan, sonuç,, alarak AT > o, 14, GB

AZ — bağıntısına ulaşılır.

Dağıntıdan anlaşılacağı üzere bir akışkan içinde konveksiyonun olup olmayacağını, sıcaklık farkı ile Ji-Ji-Jeşim gradyanı belirler. Sıcaklık farkı yukarıdaki buğifit/nm sağ yanındaki terimden büyük veya eşitse konveksiyon zotunludur. Tersine küçük'e, konveksiyon oluşamaz, demektir.

Bu kuramsal bilgiler ışığında, derinlere yerleşmiş yavaşça soğuyan bir magma için şunlar söylenebilir. Daha fazla tavadan ışı kaybı, magma içinde yu karudoğur jizalsm, jav sı çaldık gradyan yaratır. Işıl yayınma hızı kinivaysal yayınma hızına göre çok daha büyük olduğundan, oluşan sıcaklık gradyanm etkij'i bileğim gradyanı etkisiyle dengelenemez VP konveksiyon başlar. Yalnız katılma cephesinin önünde dar kuşak içm, özel bir durum söz konusudur. Şöyle ki, katılma cephesi önündeki magma, geçerli sıcaklıklarda bir ve* ya birkaç mineralce aşırı doymun duruma geldiğinde çekirdeklenme başlar. Cilayı yaljnktstürmak- bakımın, dan tek blr.A mineralinin kri s t allendif ini varsay alını. A minerali kristallenmeye başladığında, mineralin yapıcı bileşenleri büyüyen kristallere doğru yayınır ve katı-sıvı arayüaeiy önünde magma içinde birbirle^enlerce bir Lakile^me (tüketilme) kuşağı Clu^ur. Doğal olarak bu kuşakta katı faza geçipityreu bileşen-ere de zenginleşmiş bir çözünen dağılını yaj-atılır (Şekil 8). İşte katılma cephesi önünde kritik bir uzaklık (AZ), boyunca yaratılan bu büyük bildim gradyan (dS/dZ) nedeniyle (At > 0,14 A2 dS/dZ olacağından) bu kuşak içinde konveksiyon akıntıları gelişemez. Katılma cephesi önünde durgun sınır katmanı (static boundary layer) denilen böyle >3r durdun' magma kesiminin varlığı, yukarıda değinildiği gibi, daha önce petri olojistler tarafından katmanlı kayalarda gözlenen yapısal ve duku-Şİll verilere,bakarak da sezilmiştir.

Sonuç olarak kısaca belirtmek gerekirse magma katılmasının kristal çökelişimi sürecinde varsayılının tersine-soğuma yüzeyleymde yeğinde (in, situ) kristallenmeyle gerçekleştiği artık iyice anlaşılmıştır. Bu gerçek ışığında bakıldığında, - katmanlanmam katı.



Şekil 8 : Bir katılma cephesi önünde oluşan bileşim gradyanları

Figure 8 : Composition gradients forming in a solidification front:

laşma, cephesinde kristallenen fazların tür ve bağıl oranlarında zamanla meydana gelmiş ylnelenmei de«ğişimleri (salımlı kristallenme yada ritmik krstallenme) yansıttifi söylenebilir. Dolayısıyla katmarılan-mânin-oluşumtt'-sorunu; "bir magma katılması sırasında kristallenen fakların tür ve bağıl oranlarında ylnelenmeil defipmlere neden olan süreç yada süreçler nedir?" biçiminde oltaya konabilir. Bu nedenle sorunun yanıtım da katılma "-.termodinamiğinde aramak gerekir. Âşafıda bu çizgideki çözüm arayışları gözden geçirilmektedir,

AAUNIMU KRİSTALLENME

Magmatik katmanlanmayı salımlı kristallenme (oscillatory crystallization = rhythmic Crystallization) ile açıklama girişimleri, magma katılaşmasının daha iyi anlaşılmasıyla son yıllarda gittikçe güçlenmekle birlikte, geçmişi epey eskiye dayanır. Yüzyılın bağından beri birçok araştırmacı katmanlanmadan salımlı kristalleşmenin sorumlu olduğunu düşünmüş ve salımlı kristallenmeyi doğuran nedenleri açığa çıkarma, ya çalışmıştır.

Kimi araştırmacılar, çok sayıda magma sokulumu, uçucu bileşen kaybı, çevre kayaç özümlemesi, deprem gibi olguların katılaşma termecliniği üzerinde salımlı kristallenmeye yolaçacak etkiler yapabileceğini savunmuştur, (Ussing, 1912; Lombaard, 1934; Cooper, 1936; Yoder, 1955; Brown, 1959, 1969; Ulmer, 1960; Irvine 1974, 1975,....).

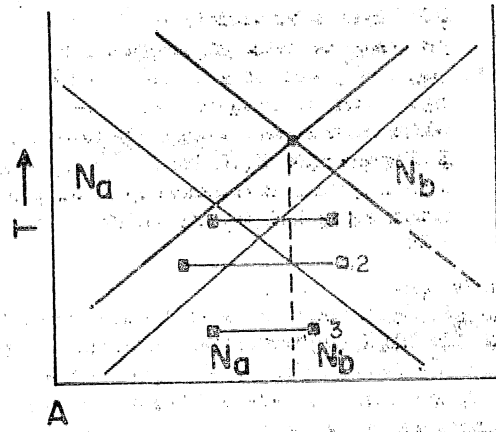
Bir örnek vermek gerekirse, Ulmer (1989), magma katılaşması sırasında

- Çevre kayaçlar ile tepkimelerle CO_2 ve H_2O Özümlemesi
- Yayınmayla gaz kaybı
- H_2O 'nin ayrımsal yayınması
- Çatlak ve yarık açılmasıyla gaz basıncının düşmesi
- Sıcaklık dalgalanmaları ve/veya konveksiyon akıntıları
- Kristallenen oksit fazlarının fraksiyonlanması gibi olası nedenlerin oksijen fugasitesinde (fO_2) dalgalanmalara yol açarak kromit-silikat biçiminde bir salımlı kristallenmeyi doğurabileceğini Öne sürmüştür. Deneysel veriler ışığında, yüksek oksijen fugasitesinde Mg'ca zengin piroksen ve spinel kristallerinin; daha düşük oksijen fugasitesinde ise silikat kristallerinin (olivin, piroksen) olugabileceğini belirten araştırmacıya göre, bağlıca olivin ve/veya piroksenin kristallendiği bazik bir magmada, yukarıda belirtilen nedenlerle oksijen fugasitesindeki bir artış spinel kristallenmesi için bir tetik görevi yapar, Spinel kristallenmesiyle kristallenen fazların fraksiyonlaşması yüzünden oksijen fugasitesindeki azalış sonucu yeniden silikat kristallenmesine dönülür. Böylece zaman zaman oksijen fugasitesinde yaratılan artışlarla kronik-silikat biçiminde bir salımlı kristalleşme oluşur. Bu da kromit silikat katmanlarından meydana gelen bir yinelenen katmanlanmayı sonuçlar.

Daha önce başka çalışmacıların da (Brown, 1958; Gordon, 1968; Me Birney ve Noyes, 1979) vurguladıkları üzere, çok sayıda magma sokulumu, deprem, uçucu bileşen kaybı, çevre kayaç özümlemesi gibi gelişigüzel olayların, katmanlı kayaçlarda izlenen düzenli katmanlanmaları sonuçlamaları aklı pek yakın gelmemektedir. Bu olayların, termodinamik koşullarda yaptıkları def isimlerle katılaşma yapılarının "büyüme"de önemli rolleri düşünülebilirse de, katmanlanmayı doğuran ana olgunun, yavaş magmatik katılaşmanın doğasında varolan bir özellik olması çok daha olasıdır.

Bu yönde bir yaklaşımla, kristalleşme sırasında; çeşitli fazların çekirdeklenmesi ve büyüme hızlarından görülen bağıl değişimlerin salımlı kristallenmeyi yaratan tabii bir sonuçtur. (Marker, 1909; Zyl, 1959; Hawkes, 1969; Gordon, 1968; Maale, 1974; 1078h Bu araştırmacıların görüşleri, ikili ötektik bir ergiyiğin katılaşması ele alınarak şöyle özetlenebilir.

Şekil 9 da gösterildiği gibi, ergiyük sıcaklığı likidüs sıcaklıklarının birer, daha altındaki n_a ve n_b eğrileri ile belirtilen sıcaklıklara kadar düştüğünde, çekirdeklenme başlar. Her faz kendi likidüs eğrini altında durur. Örneğin M bileşimli soğuyan bir ergiyükte ilk çekirdek P noktasında oluşur. Eğer soğuma hızı büyükse sıcaklık hızla azalarak n_a eğrisine ulaşılır ve çekirdeklenme hızı düşer. Dolayısıyla A ve B nin her ilcisi birlikte kristalleşir. Eğer soğuma hızı küçüksen ergiyük yaklaşık n_b sıcaklıkta kristalleşir. Kristallenme fazın IA (Kristali) fraksiyonlaşmasıyla ergiyiğin bileşimi eşsallaşıkta değişerek, bu kez B nin çekirdeklenmesi alanına girer ve B kristalleşir. B'nin kristallenmesi bu işlemi ters yönde yürütür ve ergiyük sıcaklığı salımlı bir kristalleşme hızıyla düşer.

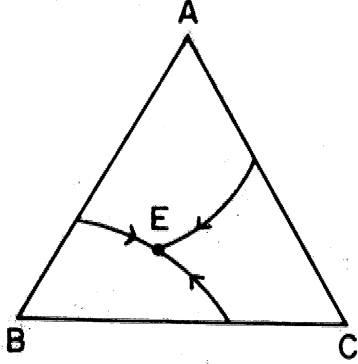


Şekil 9 : İkili bir ötektik sistemde salımlı kristallenme (Gordon, 1968)

Figure 9 : Oscillatory crystallization in a binary eutectic system.

Bu sözleri biraz açmak için, M bileşimi ergiyiğin I sıcaklığında kristallendiğini düşünelim. Ergiyük I sıcaklığına kadar soğuduğunda ilkin B kristalleri, B nin kristallenmesi sıvının bileşimini bu sıcaklıkta A yönünde değiştirir. Böylece ergiyiğin bileşimi n_b eğrisine kestiğinde B nin çekirdeklenmesi durur. Ancak daim önceden çekirdeklenmiş B kristalleri ergiyük içinde asılı oldukları sürece büyümeye devam eder ve ergiyiğin bileşimini n_a eğrisine kesinceye kadar düşürür. Böylece A kristallenmeye başlar. A nin kristallenmesiyle ergiyük bileşimi bu kez B ye doğru ilerler ve bu kez B kristallenmeye başlar. I sıcaklığındaki bu kristalleşme sıradan kristal büyüme (bunu savunular kristal büyüme kelimeye inanmaktadırlar) girişim olmazsa $b = a/b$ biçiminde bir katman dizisi gelişir.

Açıklanan ikili sistemden farklı olarak, magma gibi çok bileşenli sistemlerde salımlı kristalleşme, sıcaklık azalırken de gerçekleşebilir (Şekil 10). Yani çok bileşenli sistemlerde salımlı kristalleşme için eş sıcaklık koşulu da gerekli değildir,



Şekil 10 : Üç bileşenli bir sistem için ternary likidite grafiği. Şekil, en çukur olan D noktasına doğru akan üç vadi biçiminde gözde canlandırılabilir. Böyle bir sistemde örneğin E bileşimi sıvı E D boyunca bu vadinin her iki yanına giderek yaparak salımlı kriptolenebilir.

Fig. 10 : Liquidity graph of a ternary system. The figure can be imagined as three valleys which lead down toward the shallowest point. For example, liquid with D composition, in a ternary system, crystallizes by making oscillations along DE, in the DMS valley.

Bilindiği gibi, birlikte katılan fazların kristallenme hızlarında, bafıl değişimler termodinamik dengede kristallenmeyle olanaksızdır. Örneğin ötektik bileşimde, ki bir ikili sistemde dengede katılma sırasında, A fazının kristallenme hızı artarsa, B fazının kristalleşme hızı da aynı bileşimi ötektik noktada tutacak biçimde artar. Ancak fraksiyonla kristallenmede termodinamik dengede katılma söz konusu değildir. Bununla birlikte milimetre ölçeğinde bile olabilen katmanları yaratacak kadar bir kristallenme hızı olmayan magma boyutları göz önüne alınırsa sıvı bileşimini başka bir faz yada fazların kristallenmesi gerektirecek boyutta değiştirmesi olası değildir. O nedenle bu varsayımdayan söz konusu açıklamalar da gerçekçi görünmemektedir.

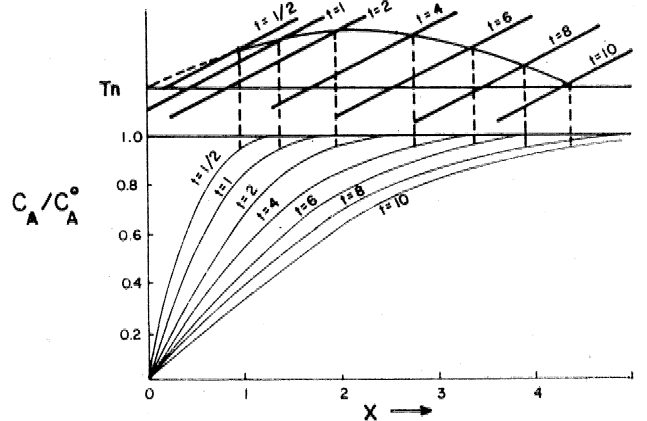
Birkaç yıl önce, Mc Birney ve Noyes (1979) tarafından öne sürülen ısı ve kimyasal yayılma bafıl hızlarıyla denetlenen bir salımlı kristallenme modeli, buraya en geçerli açıklama olarak tamtilabilir. Mc Birney ve Noyes'a (1979) göre hızlı bir kristalleşme başlangıcını izleyen çeşitli zamanlarda katılma cephesi önünde tüketilme kuşağındaki derişim profilleri şekil (II) deki gibidir. Olayı yalınlaştırmak için tek fazlı (A) bir kristallenme gözönüne alınmıştır. C_A simgesi, söz konusu tüketilme kuşağı içinde herhangi bir noktadaki A'nın noktasal derişiminin göstermektedir. Şekildeki grafikte bu, ayrılaşmamla, (başlangıçtaki) magmada A'nın derişimine (C_A⁰) oranı alınarak bir

oran ölçüğüyle (C_A/C_A⁰) Verilmiştir. Özdef grafiğ'n üst kesiminde, katılma cephesinin önünde tüketilme kuşağı boyunca yine katılma cephesinden uzaklığın fonksiyonu olarak değişik zamanlardaki sıcaklık profilleri çizilmiştir. Demek ki, katılma cephesi önünde magma içinde herhangi bir noktadaki ilk kristallenmeden sonra çeşitli zamanlardaki derişim ve sıcaklık, bu grafikten bulunabilir. Örneğin ilk kristallenmeden t = 1 birim zaman sonra x = 1,85 birim olan noktada A'nın derişimi C_A/C_A⁰ = 0,95 ve magma sıcaklığı t = S derecedir,

$$\text{Derişimin } C_A/C_A^0 = 0,95$$

(C_A = a 0,95 C_A⁰) olduğunda T_n sıcaklığında A'nın kristallenmeye başlama çağını varsayalım, Kuşkusuz bu 0,95 sayısı tümüyle keyfi alınmıştır. Daha gerçekçi sayılar sofuma hıza bağlı olacaktır. Daha yavaş soğuma durumunda, çekirdeklenme için gerekli doygunluk derecesi daha yüksek, örneğin C_A/C_A⁰ = 0,98 yada 0,99 olacaktır.

Dikkat edilirse A minerali bir kez kristallendikten sonra t = 10 birim zaman geçinceye kadar, katılma cephesi önünde tüketilme kuşağı içindeki sıcaklıklar A'nın kristallenebilmesi için yüksek kalacaktır; t = 10 birim zaman sonra x = 4,38 birim uzaklıktaki noktada A'nın derişimi ve magma sıcaklığı yeniden A çekirdeklenmesine elverecektir, A'nın bu ikinci çekirdeklenmesi başlayıncaya kadar geçen sürede ise ne olacaktır? Bilindiği gibi A'nın ilk kristallenmesiyle katılma cephesi önünde bir tüketilme kuşağı oluşacaktır. Bu tüketilme kuşağı aynı zamanda A dışındaki bileşenler açısından zengin bir çözünen dağılımına yol açacaktır (Şekil S). Soğuma cephesinin ilerlemesiyle A ikinci kez çekirdeklenmeye başlamadan önce, işte sözü edilen bu bileşenler kristalleşmektedir. Bu kristallenme, katılma cephesi önünde yeni ve ek derişim gradyanları (kris-



Şekil 11 : Katılma cephesi önünde derişim profilleri ve sıcaklık profilleri. Üstte sıcaklık profilleri, altta derişim profilleri çizilmiştir. Her iki set de t = 1/2, 1, 2, 4, 6, 8 ve 10 zaman aralıklarına karşılık gelir. Sıcaklık profilleri doğrudur, derişim profilleri ise eğilimlidir.

Fig. 11 : Composition gradients and profiles developing in the solidification front in various periods (t = 1/2, 1, 2, 4, 6, 8 and 10) following the first crystallizing phase, which starts at t = 0. (Mc Birney and Noyes, 1919).

tailenen minerali B ile gösterirsek B tüketilme kuşağı) yaratacak ve bu işlem sayısız kez yinlenecektir.

Gerçek mekanizma kuşkusuz bu yalınlaştırılmış açıklamadan çok daha karmaşıktır. Örneğin magma katılaşmasındaki gibi çok fazlı bir katılaşmada, her bir bileşenin bağlı yayınma hızına bağlı olarak oluşan, bileşim gradyanları karmaşık bir örnek (patern) sunabilecektir.

Ayrıca katılaşma cephesine dikey yönde bileşim gradyanları yamsıra, yanal yönde de bileşim gradyanları oluşacaktır. Bütün bunlar çekirdeklenme ve büyüme olgusunu (çekirdeklenme kombinasyonları ve büyüme hızları) çok karmaşık duruma sokacaktır. Ancak bu yalınlaştırılmış açıklamanın, olayın özünü bozmadan yansıtıldığına söylemek bir abartma sayılmasa gerektir.

SONUÇ

Anlatılanlar toparlanacak olursa, magma tüketiciler, manlanmanın oluşumuna ilişkin olarak, ya ayrımsal kristal çökeline yada sınımlı kristallenmeye dayanan açıklamalar öne sürülmüştür. Deneysel ve kuramsal yaklaşımlarla magma katılaşması konusu daha iyi aydınlandıkça, kristal çökelinin olguya karşı bir varsayım olduğu anlaşılmış ve sınımlı kristallenmenin katmanlanmadan sorumlu ana süreç olduğu kanısı pekişmiştir.

Bununla birlikte, yukarıda sözü edilen çok sayıda girişime karşın, sınımlı kristallenmeye yol açan katılaşma termodinamiğini, —sorunu yalınlaştırılmadan— doğadaki karmaşıklığı içinde açıklayabilmekten henüz çok uzaktayız. Genel yaklaşımların ötesinde sorunun, tüm yönleriyle ve öze inen ayrıntılarıyla çözümü, daha çok sayıda araştırmacının çok yönlü çabasını gerektirmektedir.

DEĞERLENDİRİLEN BELGELER

- Bartlett, R.W., 1969, Magma convection, temperabüre distribution and differentiation : Amer. jour. of Science, 267, 1067-1082
- Bojtniga, Y. ve WEİLL, B.F., 1970 Densities of liquid silicate systems calculated fram partial molar volumes of oxide components : Amer. jour. Sei., 269, 169-182
- Brown, G.M., 1956, The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides : Phil Trans. Roy Soc, London, B-240, 1-52
- Cameron, E.N, ve EMERSON, 1959, The origin of certain chromite deposits in the eastern part of the Bushveld Complex : Econ Geol., 54, 121-128
- Cooper, J.R., 1936, Geology of the southern half of the Bay of Islands igneous complex : Nfld Dept, Nat. Res., Geol. Sec Bull., 4
- Goode, A.D.T., 1976, Small scale primary cumulus igneous layering in the Kalka layered intrusion
- Giles Complex, Central Australia : Jour of pet. rology, 17, 379-397.
- Harker, A., 1909, The natural history of igneous rocks ; New York Hacmillan,
- Hawkes, D.D., 1967, Order of abundant crystal nucleation in a natural magma. Geol. Mag, 104, 473-486
- Hess, H.H., 1960, Stillwater igneous complex, Montana ; Geol. Soc, Amer. Mem., 80, 280 s.
- Irvine, T.N, 1970, Heat transfer during solidification of layered intrusions I sheets and sills. ibid., 7, 1031-1061
- — —, 1974, Petrology of the Duke Island ultramafic complex southeastern Alaska : Mem, geol. Sec, Amer., 138
- — —, 1975 Origin of chromitite layers in the-Mucox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation = Geology, 5, 273,277,
- Jackson, E.D., 1961, Primary texture and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana : U.S, Geol. Surv. Prof. pap, 358, 106 s.
- — —, 1967, Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld intrusions : Ultramafic and related rocks (ed, Wyllie P.J.), John Wiley and Sons, inc., N.Y.
- — —, 1971, The origin of ultramafic rocks by cumulus processes : Forstsch. Mineral 48, 128-174
- Maale, S., 1976, The zoned plagioclase of the Skaergaard Intrusion, East Greenland : Jour, Of Petrology, 17, 398-418
- — —, 1978, The origin of rhythmic layering : Miner Magazine, 42. 337-345
- Me Birney, A.R, ve Noyes, E.M., 1979, Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion : Jour. of Petrology, 20, 487-554
- *iice, A, 1981, Convective fractionation — a mechanism to provide zoning (macrogegration), layering, cumulates, banded tuff and explosive volcanism igneous processes. Jour, Of geophys Res., 86, 400
- Shaw, H.R., 1965, Comments on viscosity, crystal settling and convection in granite magmas : Amer. Jour, Soi., 263, 120-152
- Tailing, D.H., 1981, Magmatic snap, crackle and pop : Nature, 291, 108.109
- Ulmer, G.G., 1969, Experimental investigations of chromite spinels. * Magmatic ore deposits (Ed : Wilson, H.D.E.), 114-131

Ussing, N.V., 1912, Geology of the country around Juliane hand; Greenland, Medd, Grönland, 38

Wager, LLE, 1953, Layered intrusions : Meddr dansk, •: • geol, Foren., 12, 335-849

----- ve Brown, GM., 1968, Layered igneous*rocks, Oliver and Boyd, Edinburgh, 588 s.

-™ ve Deer, W;A-, 1938, Geological investigations in East Greenland : part 3 . The petrology of the Skoergaard intrusion, Kangerdluqssuaq, East Greenland, Meddelelser em Greenland, 105/4,

8525 s,

—™ ve Brown, GM., ve Wadsworth, W,J,s 1860, ^{T Y P E S of} igneous cumulates . Journ. Petrol, 1, 73=85

Zyl, C. Van, 1959 An outline of the geology of the Kapalagulu complex, Kungwe Bav, Tanganyika Territory and aspects of the evolution of layering in basic, intrusive» : Trans, geol Soc. S. Afr., 62, 1-31