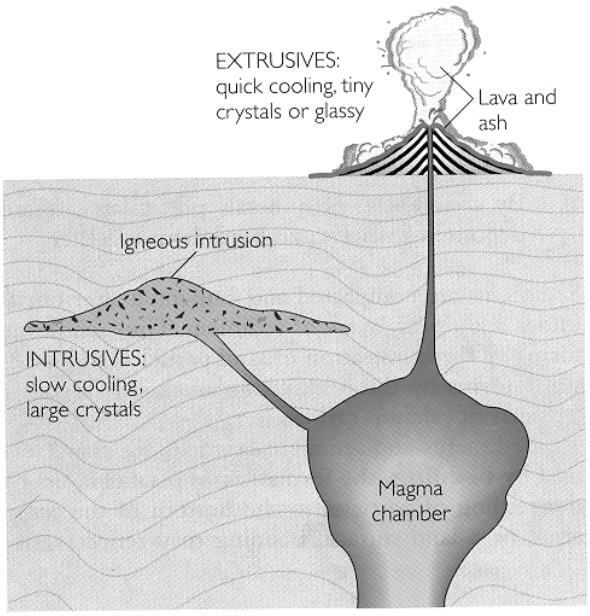
IV. MAGMATİK KAYAÇLAR (IGNEOUS ROCKS)

IV.1. Giriş

Volkanik püskürmeler sonucunda oluşan kayaçlar geniş alanlar kaplamaktadır. Fakat bunlar, magma olarak tanımlanan erimiş kayaç malzemesinin kristallizasyonu ve soğuması ile oluşmuş bütün kayaçların sadece küçük bir kısmıdır. Magma ile igili tüm jeolojik olaylara **magmatizma** adı verilir. Magmanın yeraltında oluşturduğu olaylara **plütonizma** ve oluşan kayaçlara **plutonik/intruzif** veya **derinlik** kayaçları adı verilirken; magma'nın yeryüzüne çıkması ile oluşan olaylara **volkanizma** ve oluşan kayaçlara da **volkanik / yüzey** veya **ektruzif** kayaçlar denir (Şekil IV.1).



Şekil IV.1. Derinlik ve volkanik kayaçların oluşumu.

IV.2. Magma ve Lav

Yeryüzeyinin altında bulunan erimiş kayaç malzemesine **magma** denir. Diğer bir ifade ile magma yerkabuğunun derin kesimlerinde bulunan veya kökeni buralarda olan bazaltik bileşime ve jeolojik bütünlüğe sahip sıcak bir çözeltidir. Magma volkanlardan yeryüzüne ulaştığında **lav** adını alır. Magma oluştuğu kayaçtan daha az yoğunluğa sahip olduğu için yüzeye doğru yukarıya hareket etme eğilimindedir. Bazen magma yüzey üzerinde püskürerek akar, buna **lav akıntısı**, bazen de **piroklastik malzeme** olarak adlandırılan parçalar şeklinde atmosfere etkili bir şekilde püskürür.

Magmatik kayaçlar magma soğuduğunda ve kristalleştiğinde veya kül gibi piroklastik malzeme pekiştiğinde oluşur. Magma ve lavın fiziksel-kimyasal özellikleri

a) Kompozisyonuna-bileşimine,
b) Sıcaklığına ,
c) Vizkozitesine bağlıdır.

IV.2.1. Kompozisyon-Bileşim.

Yer kabuğunda en yaygın olarak bulunan mineraller silikat mineralleridir. Bu mineraller silis, oksijen ve diğer elementlerin oluşturduğu bileşiklerdir. Kabuksal kayaçlar eridiğinde magma oluşur, magma tipik olarak silisçe zengin ve önemli miktarda alüminyum, kalsiyum, sodyum,

demir, magnezyum ve potasyum ile daha az miktarda diğer elementleri içerir. Tüm magmalar kabuksal kayaçların ergimesiyle oluşmaz. Bazı magmalar, çoğunlukla ferromagnezyen silikat minerallerinden oluşmuş üst manto kayaçlarından türemişlerdir. Bu kaynaktan türemiş magmalar daha az silis daha çok demir ve magnezyum içerirler.

Silis hemen hemen tüm magmaların bileşiği olmasına rağmen, silis içeriğine bağlı olarak magmalar **felsik**, **intermediyer** (**ortaç**) ve **mafik** (**bazik**) magmalar olmak üzere üçe ayrılır. **Felsik magma** %65' den fazla silis ve önemli miktarda sodyum, potasyum ve alüminyum fakat daha az miktarda da kalsiyum, demir ve magnezyum içerir. Buna karşılık **mafik magma** %45-52 oranında silis daha fazla miktarda kalsiyum, demir ve magnezyum ihtiva eder. %53-65 oranında silis içeren **intermediyer magma** mafik ve felsik magma arasında bir bileşime sahiptir.

COMMON MINERALS OF IGNEOUS ROCKS

COMPOSITIONAL GROUP	MINERAL	CHEMICAL COMPOSITION	SILICATE STRUCTURE
FELSIC	Quartz	SiO_2	Frameworks
	Potassium feldspar	$KAlSi_3O_8$	
	Plagioclase feldspar	$NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$	
	Muscovite (mica)	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	Sheets
MAFIC	Biotite (mica)	K, Mg, Fe, Al – $Si_3O_{10}(OH)_2$	
	Amphibole group	Mg, Fe, Ca, Na – $Si_8O_{22}(OH)_2$	Double chains
	Pyroxene group	Mg, Fe, Ca, Al – SiO_3	Single chains
	Olivine	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Isolated tetrahedra

IV.2.2. Sıcaklık.

Yeryüzünün altındaki magmanın sıcaklığının doğrudan ölçümü olanaksızdır. Ancak Hawai'de atmosferle reaksiyona girmiş volkanik gazların bulunduğu lav göllerinde ölçülmüş 1350 ^oC lik sıcaklığa rağmen, püskürmüş lavlar genellikle 1000-1200 ^oC sıcaklığa sahiptirler. Çoğu direk sıcaklık ölçümleri, jeologların emniyetli bir şekilde yaklaşabildiği, az veya hiçbir patlama aktivetisinin gelişmediği volkan lavlarında yapılmıştır. Felsik lavların patlamalı bir aktivite göstermesi ve püskürmenin çok nadir gelişmesi nedeniyle bu tür lavların sıcaklıkları da az bilinmektedir. Felsik magma kütlesinin oluşturduğu bazı lav domlarının sıcaklığı

uzaktan kumandalı optik pyrometre aletiyle ölçülebilmiştir. Bu domların yüzeyi de 900 ^{o}C den fazla sıcaklığa sahiptir. Fakat domun dışındaki bu değer, soğuma nedeniyle içindeki sıcaklık değerinden düşük olmalıdır. Ancak bilinen asidik (felsik) magmaların, bazik (mafik) magmalara göre daha düşük sıcaklığa sahip olmasıdır.

IV.2.3. Viskozite-Akıcılık.

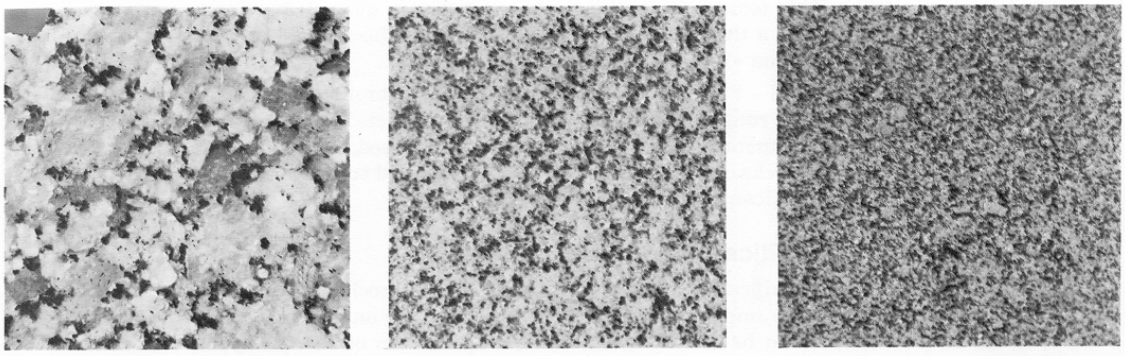
Magma viskozitesiyle (akmaya karşı gösterdiği direnç) karakteristik özellikler taşır. Su gibi bazı maddelerin viskozitesi çok düşüktür ve bu maddeler yüksek akıcılık göstererek kolayca akarlar. Diğer bazı maddelerin viskozitesi oldukça yüksek olup bunlar çok çok yavaş akarlar. Bu tür cisimler soğudukça sertleşirler ve çok daha yavaş akarlar. Isıtıldıklarında veya sıcak oldukları zaman ise kolayca akarlar. Böylece, magmanın viskozitesinin sıcaklıkla kontrol edildiği söylenebilir. Genel olarak sıcak lavın akışı soğuk lavdan daha fazladır. Bununla birlikte sıcaklık viskoziteyi tek başına kontrol eden faktör değildir. **Magmanın viskozitesi, magmanın silis içeriğiyle kontrol edilmektedir**. Silis miktarının artmasıyla viskozite de artar. Bu nedenle felsik (asidik) magma kalın, yavaş hareket ederken, mafik (bazik) magma uzun mesafelerde, daha hızlı, daha ince bir lav akıntısı oluşturur. Görüldüğü gibi bazik magma düşük, asidik magma ise yüksek viskoziteye sahiptir.

IV:3. Magmatik kayaçlar

Tüm plütonik ve çoğu volkanik kayaçlar, magmadan mineraller kristallendiğinde oluşurlar. Kristalleşme süreci kristal çekirdeklerinin oluşması ile başlar ve bunların sonradan büyümesi ile devam eder. Magmadaki atomlar devamlı hareket halindedir. Soğuma başladığında, bazı atomlar bağlanarak küçük gruplar oluştururlar. Atomların düzenlenişi kristallerdeki düzene karşılık gelmektedir. Sıvıdaki diğer atomlar, bu kristal çekirdeklerine kimyasal bağlarla bağlanarak belirli geometrik düzen içinde olur ve bu çekirdekler kristal olarak büyüyerek kayaç içinde tek tek taneler şeklinde yer alan mineral tanelerini oluştururlar. Hızlı soğuma sırasında kristal çekirdeklerinin oluşum oranı (hızı) büyüme hızını (oranını) aşmakta ve sonuçta çok küçük tanelerden oluşan bir kütle ortaya çıkmaktadır. Yavaş soğumayla ise büyüme oranı (hızı) çekirdeklenme hızını aşar ve bağıl olarak daha büyük taneler oluşur.

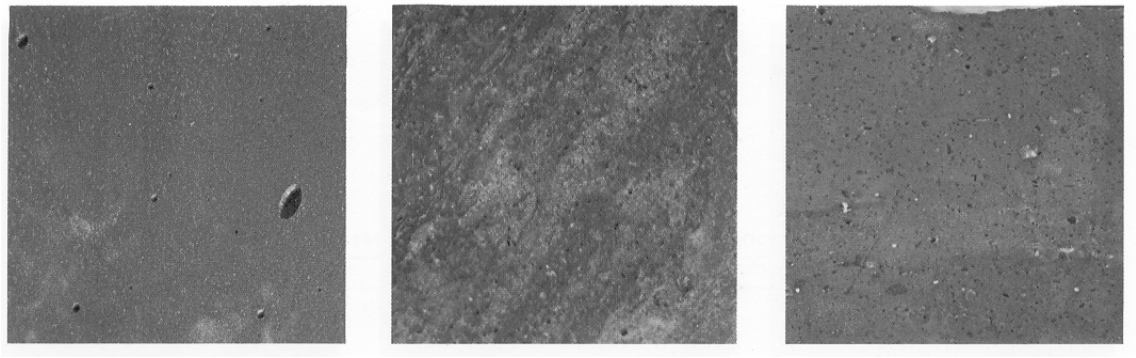
IV.3.1. Magmatik kayaçların dokusu (texture)

Magmatik kayaçların çoğu dokusu magmanın veya lavın soğuma hızıyla bağıntılıdır. Derinlerdeki yavaş soğuma gözle görülebilen iri kristallerin oluşmasına neden olur. Bu tür dokuya **faneratik** doku adı verilir ve plütonik kayaçların en önemli özelliğidir. Faneretik dokulu kayaçlardaki mineral taneleri, büyütme olmaksızın, gözle kolaylıkla görülebilir.



Şekil IV.2. Faneretik doku (phaneritic doku)

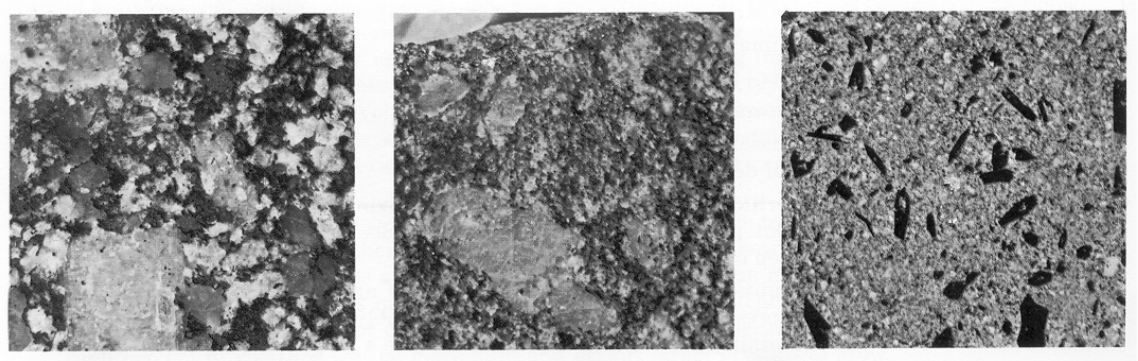
Lav akıntılarında ve bazı yüzeye yakın sokulumlarda hızlı soğuma sonucunda oluşan çok ince taneli dokuya da **afanetik doku** adı verilir. Afanetik dokulu kayaçlardaki mineral tanelerini büyütme olmaksızın görmek olanaksızdır.



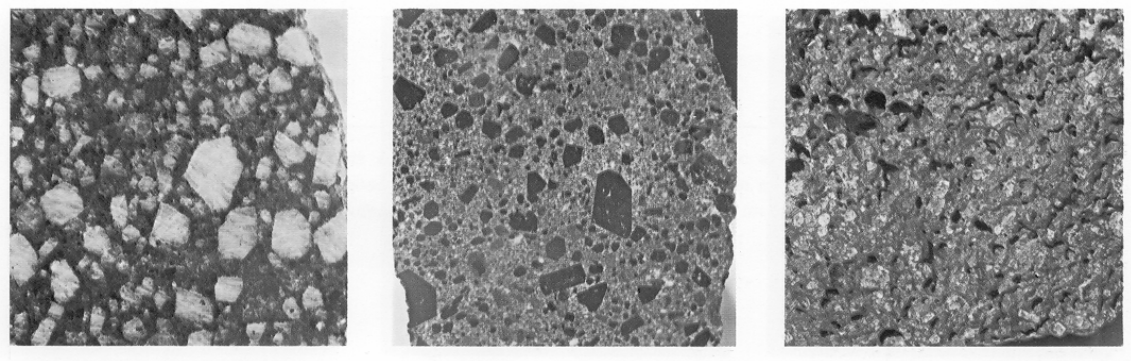
Şekil IV.3. Afanetik doku

Belirgin olarak farklı boyuttaki mineral taneleri bileşimine sahip olan dokuya **porfiritik doku** denir. Bu kayaçlar daha kompleks soğuma sürecine sahiptir. Büyük mineral tanelerine **fenokristal**, daha küçük tanelerin oluşturduğu kesime **hamur** (matriks) adı verilir (Şekil IV.4,5).

İntrüzif bir kütlenin/magmanın yavaş soğumaya başladığını kabul edelim. Bu durumda bazı mineraller oluşmaya ve bunlar büyümeye başlar. Magma'nın tümüyle kristalleşmesinden önce, içinde katı mineral taneleri ve artık sıvı faz yeryüzüne çıktığında çok hızlı bir şekilde soğur ve böylece afanetik doku gelişir. Sonuçta, magmatik kayaç, ince taneli kristalin hamur içinde dağılmış fenokristal/büyük mineral taneleri içerir, ve kayaç porfiritik karaktere sahiptir.

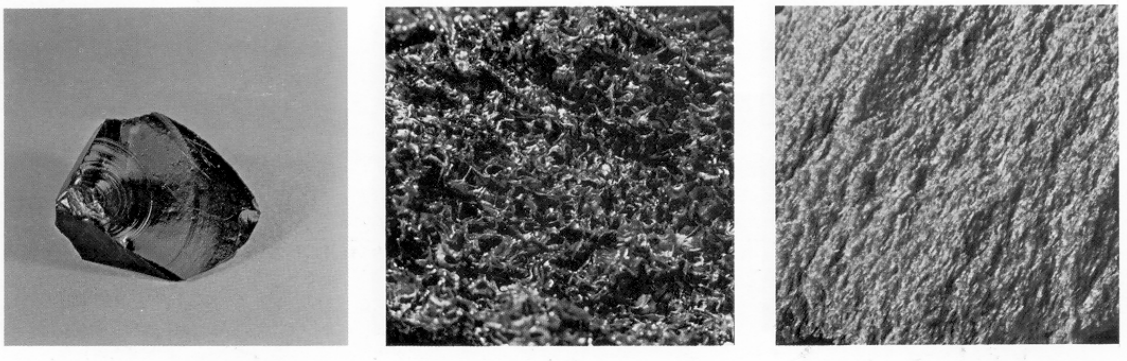


Şekil IV.4. Porfiritik-faneretik doku



Şekil IV.5. Porfiritik-afanetik doku

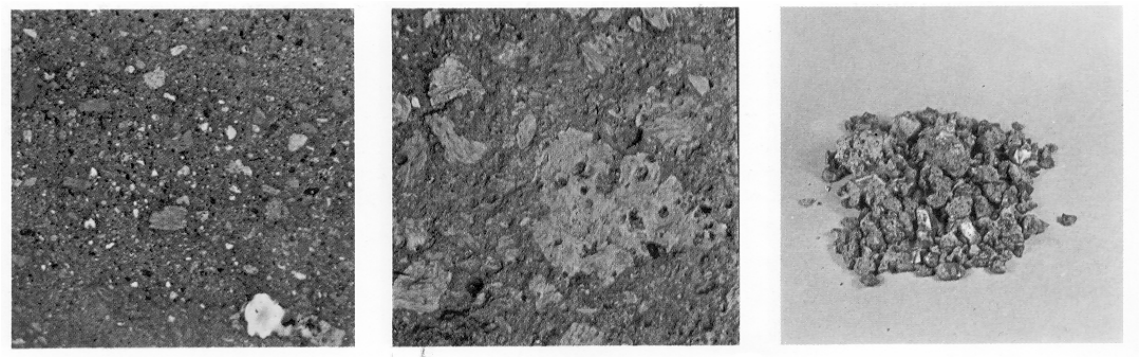
Lav bazen o kadar hızlı soğur ki lavın tüm bileşenleri kristal bir yapının gelişmesi için gerekli olan zamana sahip olamaz. Bu tür hızlı soğuma sonucunda obsidiyen gibi doğal cam oluşur (Şekil IV.6). Obsidiyen minerallerden oluşmamasına rağmen magmatik kayaç kabul edilir.



Şekil IV.6. Camsı doku

Bazı magmalar büyük oranda su buharı ve diğer gazları içerirler. Bu gazlar soğumuş lavlarda hapsolursa vesikül olarak adlandırılan çok sayıda küçük boşluklar oluşur. Bu dokuya **vesiküler doku** adı verilir.

Parçalı/klastik doku ise piroklastik kayaçların tipik dokusudur (Şekil IV.7)



Şekil IV.7. Piroklastik kayaçlardaki parçalı/klastik doku

IV.3.2. Magmatik kayaçların kompozisyonu-bileşimi

Magmalar bileşimleri açısından mafik (%45-52 SiO_4^-), ortaç (%53-65 SiO_4^-) ve felsik (%65 den fazla SiO_4^-) karakterler taşır. Magmatik kayaçların mineralojik bileşimlerinin tanımlanmasında önemli rolü ana magma oynar. Differansasyon-ayrışma, kristal çökmesi, asimilasyon, magmaların karışımı gibi süreçlere bağlı olarak farklı magmatik kayaçlar aynı magmadan türemiş olabilir (Konu: IV.4)

IV.4. Değişik magmaların kökenleri ile ilgili teoriler

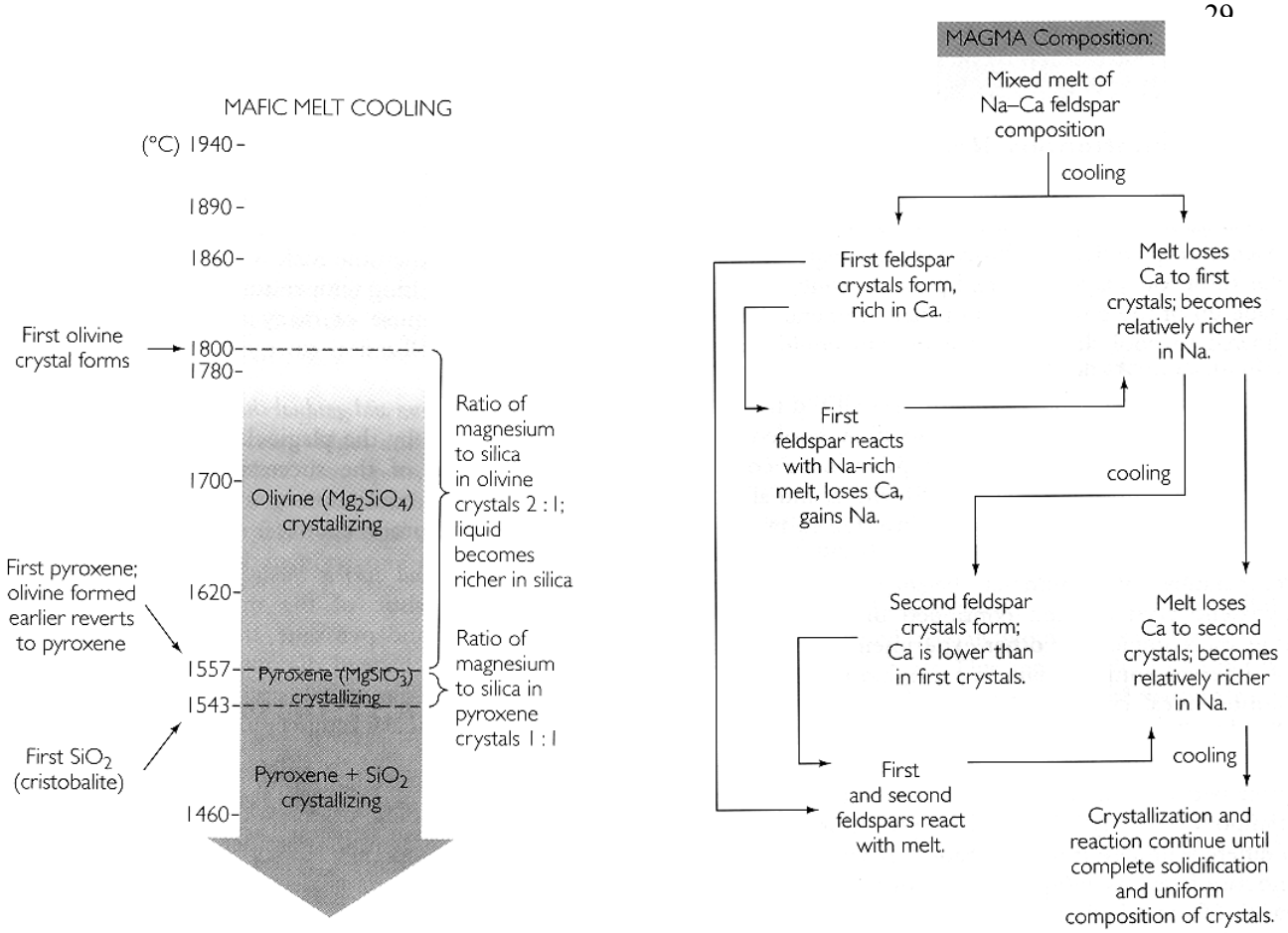
IV.4.1. Differansasyon-Ayrışma (Bowen reaksiyon serisi) (Differentiation)

Geçen yüzyılın başında Bowen mafik, intermediyer (ortaç) ve felsik magmaların bir ana mafik magmadan türediği hipotezini ortaya koymuştur. Bowen minerallerin soğuyan magmadan aynı anda tümünün kristalleşmediğini, fakat belli bir sıra içinde oluştuklarını biliyordu. Bowen'in gözlemleri ve laboratuar çalışmaları, **Bowen reaksiyon serisi** olarak önerdiği, intermediyer ve felsik magmaların bazaltik (mafik) bir magmadan türedikleri varsayımına dayandırılmıştır. Bowen reaksiyon serisi **kesikli-devamsız** ve **devamlı-sürekli reaksiyon serileri** olarak iki kola ayrılmıştır. Minerallerin kristalleşmesi eş zamanlı olarak her iki reaksiyon serisinde oluşmaktadır.

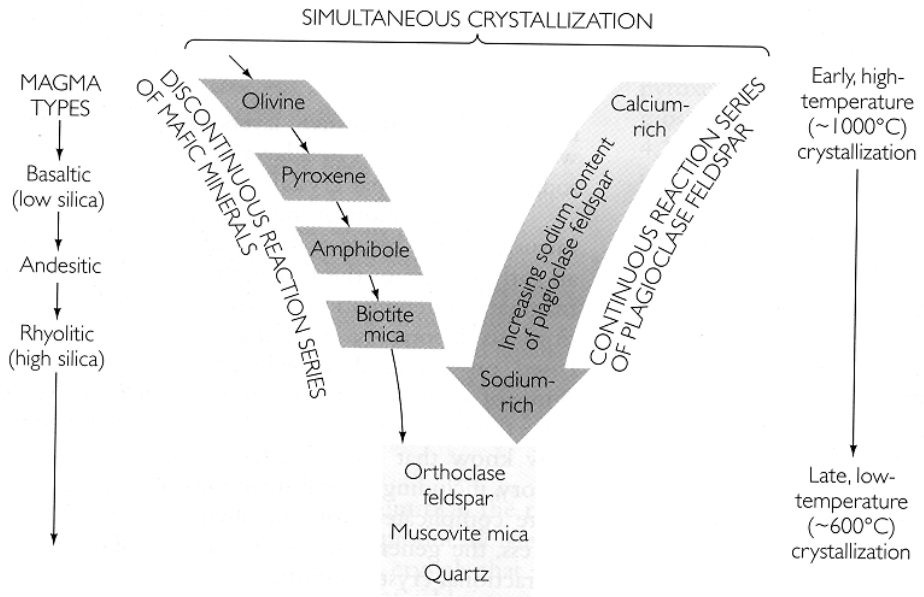
Sadece ferromagnezyen mineralleri içeren kesikli reaksiyon serisinde belirli sıcaklıkta bir mineral diğer bir minerale geçmekte veya dönüşmektedir. Sıcaklık azalması nedeniyle, sıcaklık belli bir seviyeye ulaştığında, o sıcaklık aralığındaki mineral kristalleşmeye başlar. Böylece ilk oluşmuş mineral artık sıvı magma veya çözelti ile reaksiyona girerek mineral sıralamasındaki bir başka veya sonraki mineralin oluşumu gerçekleşecektir. Örneğin **olivin** [$(Mg,Fe)_2SiO_3$] bu reaksiyon serisinde oluşan birinci ferromagnezyen mineraldir. Magma soğumaya devam ederek, sıcaklık stabil olduğu sıcaklık sınırına olaştığında olivin ve artık çözelti arasında kimyasal reaksiyonlar oluşur ve sonuçta **piroksen** minerali oluşur. Soğumanın devam etmesiyle benzer reaksiyonlar piroksen ve çözelti arasında oluşur ve piroksen yapısı yeniden değişerek **amfibolit** mineralleri oluşur. Soğumanın devamında amfibol ve çözelti arasındaki reaksiyonlar nedeniyle, amfibolün yapısı yeniden düzenlenerek tipik yapraksı yapıya sahip **biyotit** ve **mika** mineralleri oluşur. Reaksiyonlar belirtildiği şekilde bir mineral serideki bir sonraki minerale değişmesine rağmen, reaksiyonlar daima/her zaman tamamlanamaz. Örneğin, olivin piroksen'le çevrilmiş olabilir, bu reaksiyonun tamamlandığı işaretidir. Eğer magma yeterli bir hızla soğursa, ilk oluşan mineraller, çözeltiyle reaksiyona girecek zamana sahip olamazlar ve böylece kesikli reaksiyon serisindeki tüm ferromagnezyen mineraller bir kayaçta olabilir. Herhalde, biyotit kristalleştiğinde ana-orijinal magmada bulunan tüm magnezyum ve demir tüketilmiştir.

Bowen reaksiyon serisinin devamlı reaksiyon serisindeki tek mineral plajiyoklaz feldispattır. Ca-plajiyoklaj (kalsiyumca zengin plajiyoklaz) ilk önce kristalleşir. Magmanın soğumaya devam etmesiyle, kalsiyumca zengin plajiyoklaz çözeltiyle reaksiyona girer ve plajiyoklaz giderek daha fazla sodyum ihtiva ederek, kristalleşme çözeltideki kalsiyum ve sodyumun tümü tüketilinceye kadar devam eder. Soğumanın çok hızlı olduğu hallerde kalsiyumca zengin plajiyoklazdan sodyumca zengin plajiyoklaza dönüşür. Bu şartlar altında oluşan plajiyoklazlarda zonlanma görülür. Bu zonlu yapıda kalsiyumca zengin çekirdek ve onu çevreleyen sodyumca zenginleşmesiyle gelişen zonlar yer alır.

Bowen reaksiyon serisinin her iki kolunda bir tarafta magnezyum ve demir diğer tarafta da kalsiyum ve sodyum tüketilerek kristalleşme oluşur. Buna göre, geriye kalan her hangi magma, potasyum, alüminyum ve silisçe zenginleşmiş olur. Bu elementler birleşerek Potasyum feldspar-ortoklaz ($KAlSi_3O_8$) oluşturur, ve eğer su basıncı yüksek ise yapraksı silikat olan muskovit oluşur. Geriye kalan magma artık silis ve oksijence zengin olup, kuvars minerali bu çözeltiden itibaren kristalleşir. K-feldispat ve kuvarsın kristalleşmesi gerçek reaksiyon serisi değildir. Bununla birlikte, bunlar artık çözeltiyle ortaklasın reaksiyonundan daha çok bağımsız olarak oluşurlar.



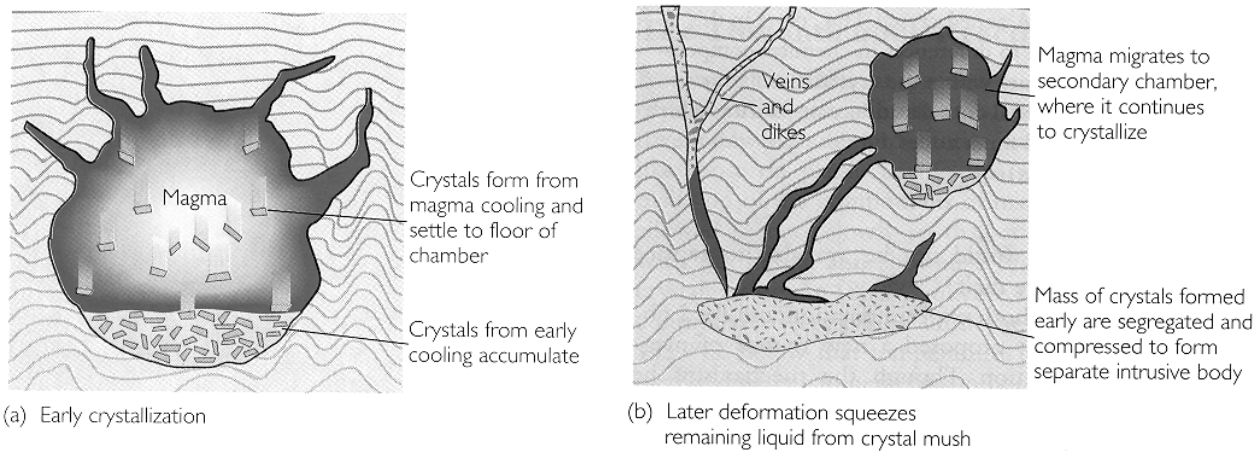
Şekil IV.8. Kesikli reaksiyon serisi Kesiksiz reaksiyon serisi



Şekil IV.9. Bowen reaksiyon serisi

IV.4.2. Kristal çökmesi (crystal settling)

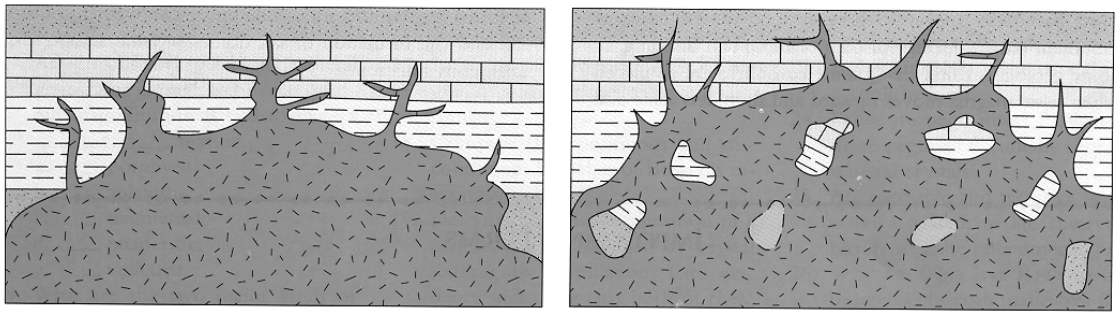
Magmanın bileşimi kristal çökmesi yoluyla değişebilir. Bu süreç, kristalleşme ve bunu takiben gravitasyonal çökme ile gerçekleşir. Olivin, Bowen reaksiyon serisinde oluşan ilk ferromagnezyen mineraldir. Olivinin özgül ağırlığı artık çözeltininkinden fazladır ve bu nedenle olivin çözeltide aşağı doğru batma-çökme eğilimindedir (Şekil IV.10a). Buna göre demir ve magnezyum içeren minerallerin kristalleşmesiyle bu elementler kullanılarak, arta kalan çözelti silis, sodyum ve potasyum bakımından daha zengin hale gelir. Bu nedenle üstte doğru dayk ve sill olarak yerleşen intruzif magmatik kütlelerde daha az olivin ve piroksen varken alt kesimler bu minerallerden daha çok bulunur (Şekil IV.10b)



Şekil IV.10. Kristal çökmesini gösteren diyagramlar

IV.4.3. Asimilasyon (assimilation)

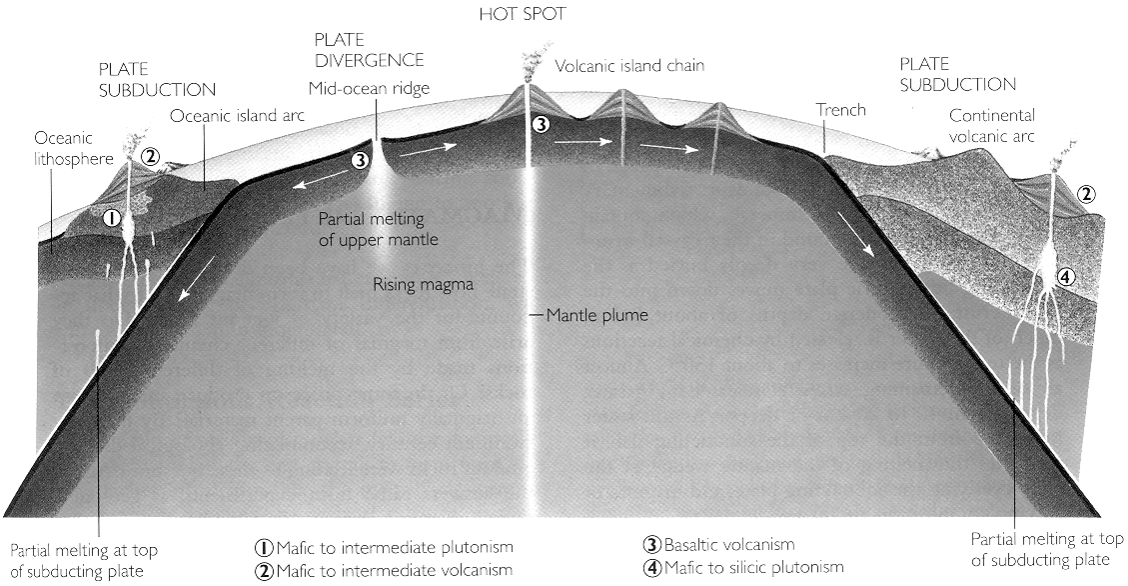
Magmanın bileşimi asimilasyon prosesiyle değişebilir. Bu proses magmanın etrafındaki komşu kayaçlarla reaksiyona girmesiyle gelişir. Magma ocağında (magma chamber) veya volkanik bacalarda magmaya yakın olan kayaçlar ısınarak sıcaklık 1300 ^{o}C ye ulaşabilir. Bu kayaçların bazıları kısmen veya tamamen ergir. Ergiyen kayaçların ergime sıcaklıkları magmanınkinden daha düşüktür. Asimile olmuş kayaçlar nadiren magmanınki ile aynı bileşimdedir, ve magmanın bileşimi bu nedenle değiştirir. Asimilasyon, magmatik kayaçların içinde yaygın olarak bulunan inklüzyonlarda görülmektedir. Çoğu inklüzyonlar komşu kayaçlardan türemiş, değişik boyutlardaki kütlelerdir.



Şekil IV.11. Magmanın komşu kayaların içine sokularak asimilasyona neden olması (a) ve inklüzyonların oluşması (b).

IV.4.4. Magmaların karışımı (magma mixing)

Tek bir volkandan farklı bileşimde lavların püskürmesi, farklı bileşimlerdeki magmaların varlığını işaret etmiştir. Bu magmalardan bazıları birbirleriyle karışabilir. Yükselen mafik magma ile yaklaşık aynı hacimdeki felsik magma karışırsa sonuçta intermediyer bileşimde yeni bir magma oluşur.

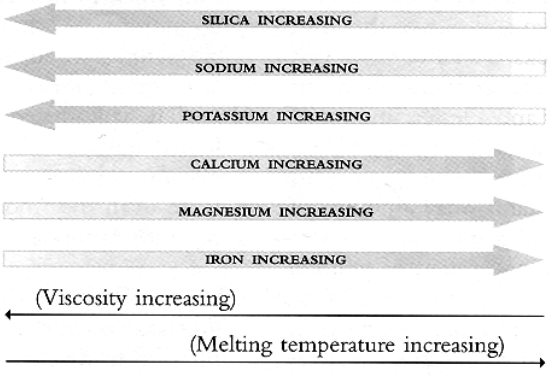


Şekil IV.12. Değişik kompozisyondaki magmatik kayaçların konumları

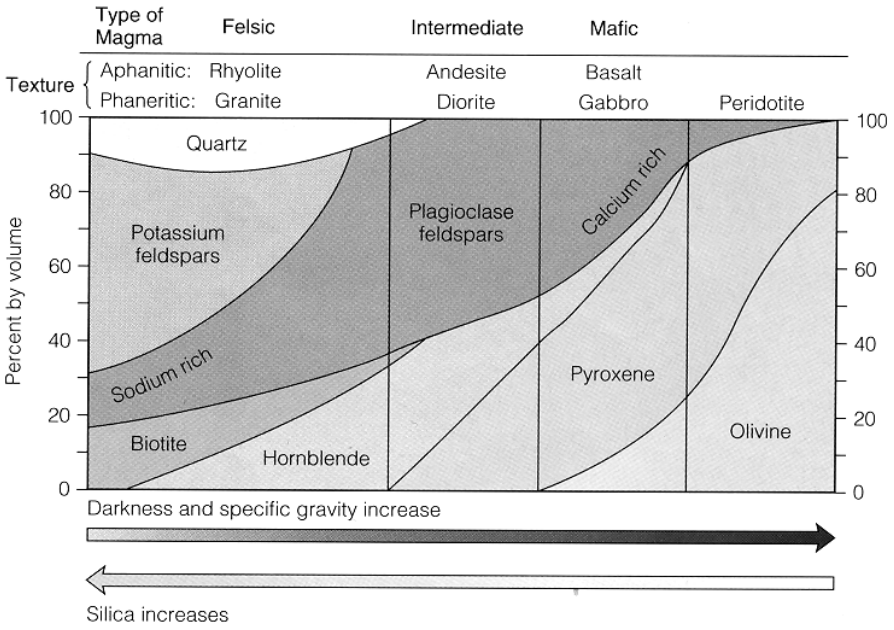
IV.5. Magmatik kayaçların sınıflaması

CHANGES IN SOME MAJOR CHEMICAL ELEMENTS FROM FELSIC TO MAFIC ROCKS

	FELSIC	INTERMEDIATE		MAFIC
COARSE-GRAINED (INTRUSIVE)	Granite	Granodiorite	Diorite	Gabbro
FINE-GRAINED (EXTRUSIVE)	Rhyolite	Dacite	Andesite	Basalt



Şekil IV.13. Magmatik kayaçların silika içeriği, kristal büyüklüğüne göre sınıflaması



Şekil IV.14. Magmatik kayaçların mineral içeriğine göre sınıflaması

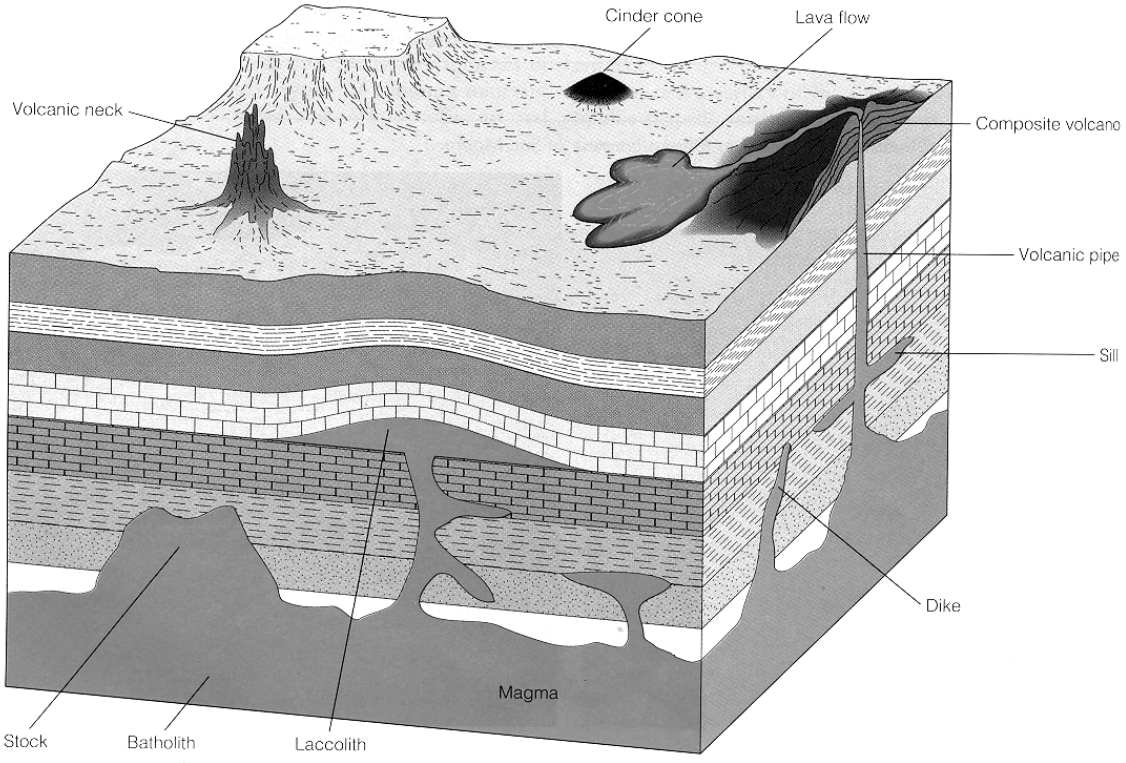
IV.6. Magmatik kayaçların yerleşim şekilleri

Volkanizma ve plütonizma dolayısı ile volkanik ve plütonik kayaçlar birbirlerinden farklıdırlar. Volkanizma ve oluşan volkanik kayaçlar doğrudan yüzeyde gözlenebilir. Ancak plütonizma ve plütonik kayaçlar indirekt olarak çalışılabilir. İntrüzif (plütonik) magmatik kayaç kütleleri pluton olarak adlandırılmakta olup, plutonlar magmanın yerkabuğu içinde soğuması ve katılaşması sonucunda oluşurlar. Bunlar ancak erozyondan sonra yüzeyde gözlemlenebilirler.

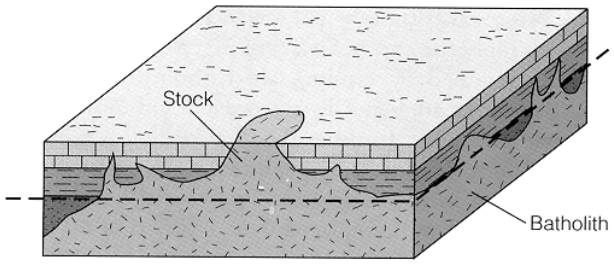
Plutonların pek çok türü/tipi tanımlanmıştır. Bunların tümü geometrik özelliklerine ve komşu kayaçlarla olan ilişkilerine dayanılarak ayrılmıştır. Plutonlar geometrik olarak masif, düzlemsel, silindirik ve mantar şeklinde olabilirler. Konkordan ve diskordan olmak üzere iki ana gruba ayrılırlar.

Konkordan plutonlar yan kayaçların tabakalanmasına paralel olup sill, lakolit bunlara örnektir.

Diskordan plutonlar ise yan kayaç tabakalanmasını keser. Dayk, batolit ve stok bunlara örnektir. Batolitler en az 100 km2 veya daha büyük alan kaplayan magmatik kütlelerdir. Stok, batolite benzer özelliklere sahip ancak ondan daha küçüktür.



Şekil IV.15. Plutonik yapılar



Şekil IV.16. Batolit ve stok arasındaki farkı gösteren diyagram