

(6) マグマの結晶作用 2 (結晶サイズ分布, 結晶の累帯構造)

< マグマの結晶作用の 2 つの要因 >

マントルで発生したマグマは周囲のかんらん岩よりも密度が小さいため上昇する。マグマが上昇すると減圧するが、通常マグマの熱容量は十分大きく、また熱伝導による冷却は遅いので、急速なマグマ上昇は断熱的である。マグマのリキダスの圧力依存性(100-150 /1 万気圧)は断熱温度勾配(50 /1 万気圧)よりも大きいので、断熱的なマグマの上昇がおこると、マグマは過熱(superheat)する。マグマが地殻に達すると、周囲の岩石は低温で、また、密度が小さいため浮力は働かなくなり、浮力がゼロの地点で上昇は停止し、マグマ溜りを作る。そこで分化によりよりシリカに富み揮発性成分が濃集すると密度が小さくなるためさらに上昇し、最終的に一部は地表に噴出し、一部は地下で固化する。その際、結晶作用の駆動力を考えると、冷却による結晶作用と、浅所でのマグマの脱ガスによる結晶作用がある。後者はマグマの飽和含水量が圧力の平方根にほぼ比例し、さらにマグマが水を含むと融点降下が著しい(特に珪長質マグマ)ために、マグマが上昇すると減圧発泡して結晶作用が生じるものである。つまり、噴火の際の脱ガス過程を結晶作用が記録していることが考えられる。マグマ溜りの冷却結晶作用は、熱放散が、対流を伴うか、伴わないかで大きく異なるが、通常、貫入初期では対流が激しく生じて急速に冷却する。その際、マグマ溜りの周囲に境界層が発達し、そこでは結晶のネットワークが極めて粘性の高い状態を生じる。一方、内部では対流により攪拌された結晶の乏しい状態になる。対流が生じて急速に冷却する期間は一般に数 100~1000 年と短期間であると見積もられる。冷却に伴い結晶作用が生じ、マグマが 50-60% 固化するとマグマ溜りは対流を止め、静止状態で、熱伝導により冷却するが、これは、数万年オーダーの期間を有する。結晶度が大きくなるとメルト中の含水量が増加し、発泡・脱ガスを生じる。このような冷却による発泡は二次発泡(second boiling)と呼ばれる。二次発泡はマグマ溜りの圧力を増加させ、噴火を生じさせる場合がある。また、マグマ溜りは定常開放系であるという観方もあり、その場合、定常的(あるいは間歇的)に下方から玄武岩質マグマが供給され、それが引き金になって噴火が生じる。

< 結晶サイズ分布 (crystal size distribution : CSD) >

岩石中では同じ種類の結晶が多様なサイズ分布で存在している。これを定量的に表現する方法として結晶サイズ分布の考え方がある。まず岩石中の結晶サイズ(幾何平均半径や長さ等)分布を考える。通常、薄片等で二次元の画像からサイズを読み取り、それを補正を加えながら三次元のサイズ分布に変換する(球の場合は比較的簡単)。実際の表示はサイズクラス毎の結晶数密度(cm^{-3})を棒グラフで示す(図)。次にこの三次元の密度を累積曲線として表示する。この累積曲線の微分を考えると、サイズクラスの幅に依存しない結晶数密度(cm^{-4})が得られる。実際には各クラスの結晶数密度をクラスのサイズ幅で割ってこの結晶数密度(cm^{-4})を求める。このようにして求めた結晶数密度(cm^{-4})の対数を結晶サイズに対してとったものが結晶サイズ分布関数と呼ばれるものである。経験的には、しばしばこの間には線形の関係があり、結晶サイズ分布が指数関数であらわされる場合が多い。この扱いは化学工学の開放系のタンクでの結晶作用でモデル化され

たもので、一定の条件の定常状態では結晶サイズは指数函数となる。火山岩では斑晶と、石基では異なる勾配の直線で表される。 $\ln n = \ln n_0 - L/(G\tau)$

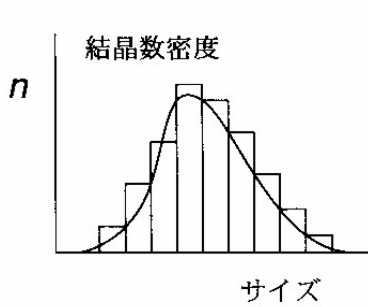


図1 結晶数密度

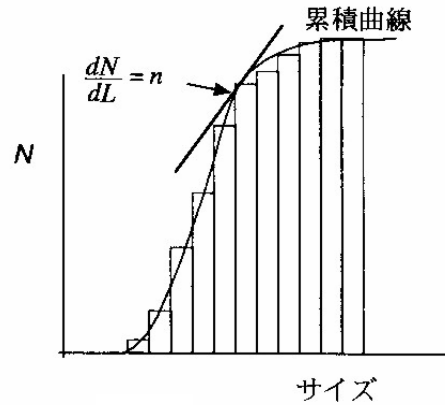


図2 結晶数累積曲線

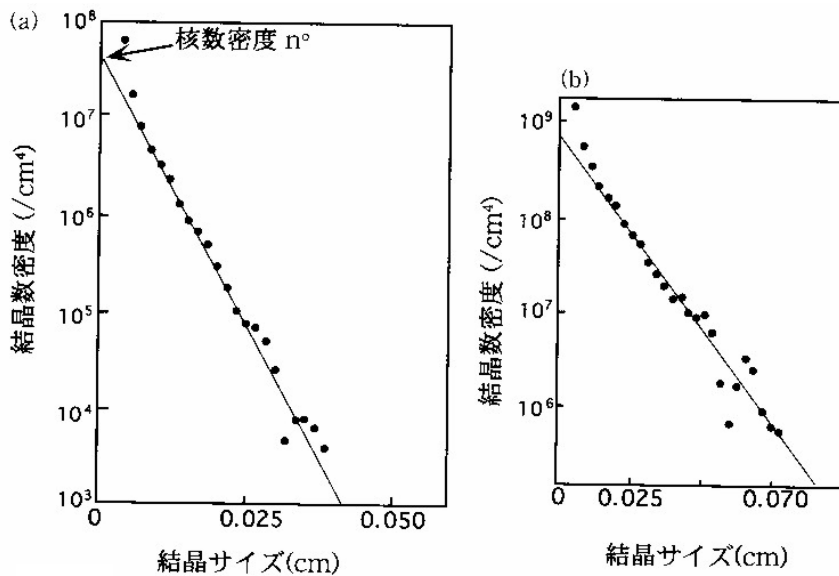


図3 結晶サイズ分布 (CSD) の測定例

- (a) ハワイのマカオプヒ溶岩の斜長石結晶[Cashman and Marsh, 1988 より].
- (b) ホルンフェルス中の磁鉄鉱結晶[Cashman and Ferry, 1988 より].

< 結晶累帯構造 : zoning texture >

結晶は一般に元素拡散が比較的遅いため、種々の組成不均質性を残している。これは、結晶が成長した時点での周囲の液組成や温度・圧力等の変動を記録している場合もあるし、あるいは結晶化後の条件の変化に対応した元素拡散により不均質性が発生する場合もある(拡散の項参照)。このような結晶の組成の不均質性を組成累帯構造と呼ぶ。結晶の組成累帯構造は大きく分けると2種類ある。一つは同心円状累帯構造 (concentric zoning) で結晶の成長の各時点の結晶組成が残されたものである。もう一つはセクター累帯構造 (sector zoning) で、これは結晶が成長する時、成長する各結晶面で異なる組成を持ったものが、そのまま残されたものである。後者は境界面の結晶構造が面毎に異なり、それぞれ異なる元素分配係数をもつことによる。有名な例としては普通輝石が(010),(100)面で Al,Ti,Cr 等が濃集し(001)面でそれらに乏しい構造を持つものが挙げられる。

同心円状組成累帯構造は、正累帯構造(normal zoning)、逆累帯構造(reverse zoning)、反復累帯構造(あるいは振動累帯構造: oscillatory zoning)、汚濁帯(dusty zoning)、パッチ状累帯構造(patchy zoning)、蜂の巣状累帯構造: honeycomb zoning)などがある。

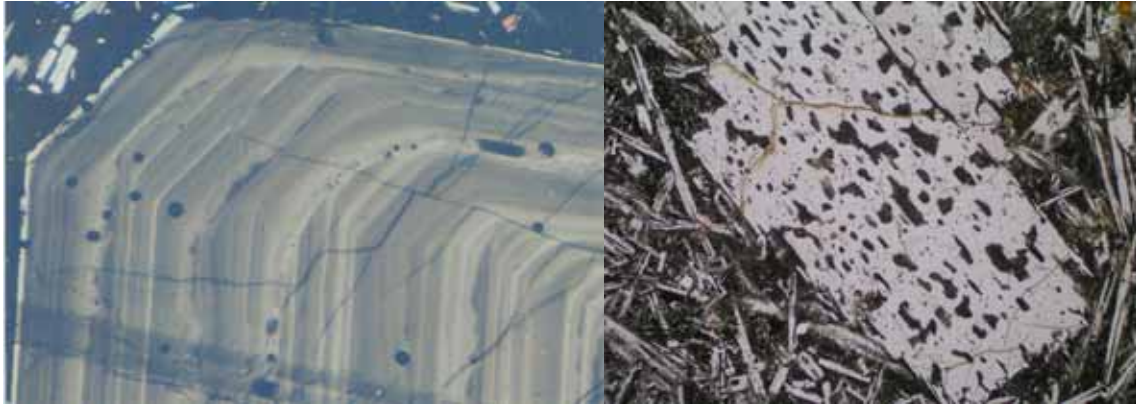


図4．反復累帯構造(雲仙岳デイサイト)

図5．パッチ状累帯構造(大西洋中央海嶺)

正累帯構造は、結晶組成がソリダス温度が低下する方向に変化する場合を云い、花崗岩の斜長石等に一般的に認められる。逆累帯構造は、ソリダス温度が上昇する方向に結晶組成が内側(コアと呼ぶ)から外側(リムと呼ぶ)へ変化する場合である。汚濁帯累帯構造は、微晶なメルト包有物が斜長石に含まれたもので、一般にマグマ混合が生じた時、低温マグマから晶出した結晶が、液と反応して部分溶融して生じると考えられている。Tsuchiyama(1985)は汚濁帯の生成条件をDi-An-Ab系についての実験で検討し、結晶が平衡な組成よりリキダス温度の高い液と共存すると汚濁帯が生じることを確かめた。パッチ状累帯構造は汚濁帯累帯構造のメルトがより粗粒になったもので、その成因には部分溶融説と、骸晶組織から発達したという説とがあるが実験的には再現されていない。反復累帯構造は、一般にマグマ溜りに高温マグマが貫入・混合した際に生じる場合と、拡散を伴う結晶成長のカイネテイクスで生成する場合、等、複数のモデルが立てられているが一般的に判別する方法は明らかになっていない。組成変動が小さい場合は実験的に反復累帯構造が形成されることが確認されている。下の図は Tsuchiyama(1985)の実験結果を解説したものである。

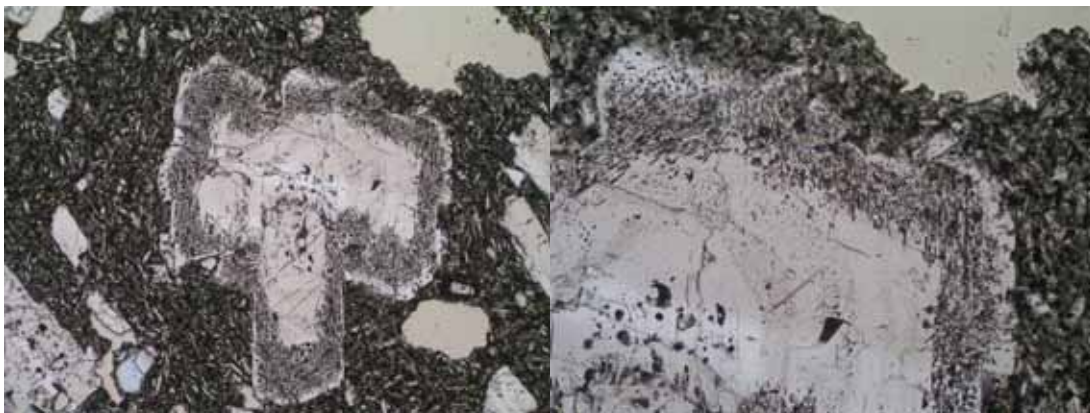


図6．汚濁帯累帯構造(富士火山 864AD 青木が原溶岩) 右は拡大図

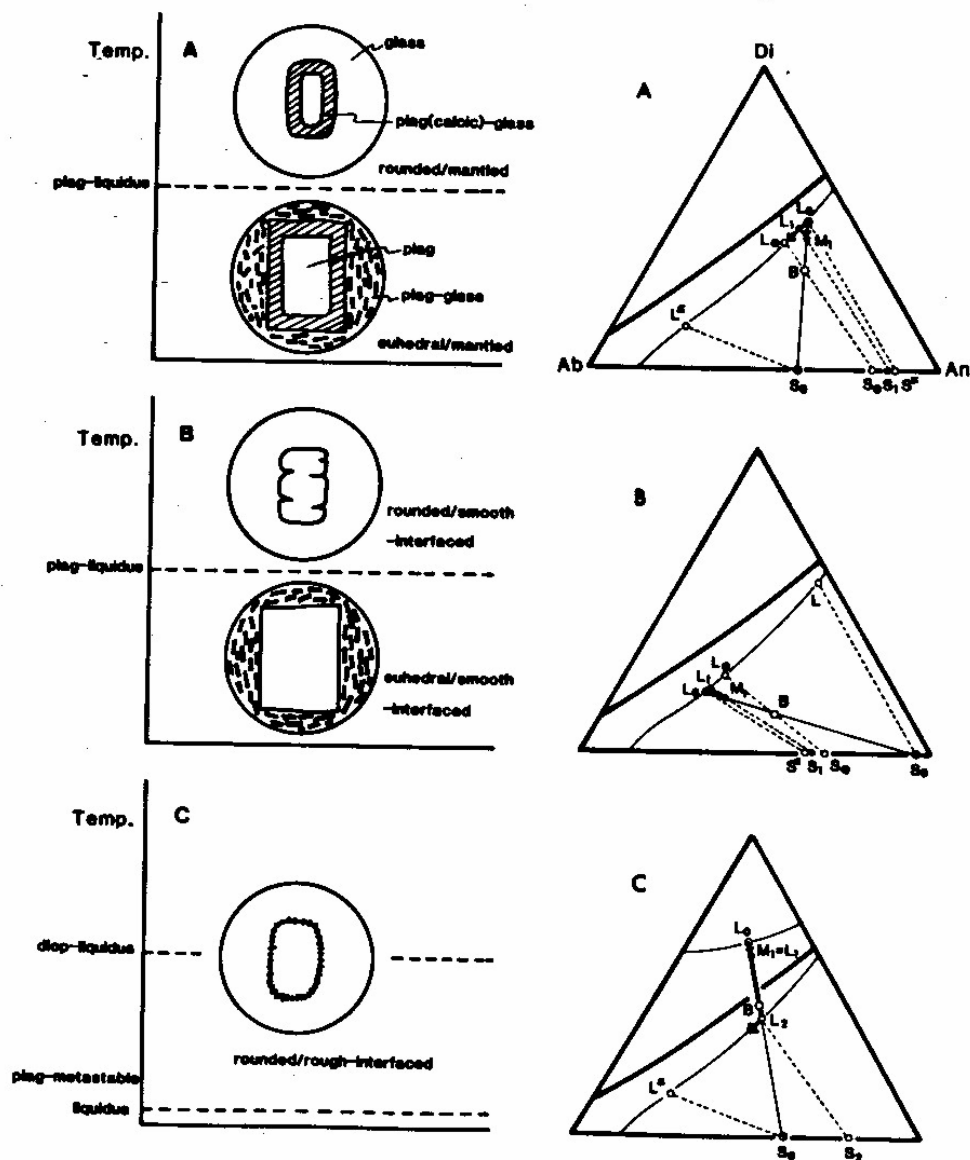


図7．結晶の溶融と汚濁帯累帯構造の形成条件の検討 (Tsuchiyama,1985)

<参考文献>

- ・小畑正明 (2000) 岩石の組織学 . 「岩石形成のダイナミクス」 東大出版会 , 125-186 .
- ・ Cashman, KV. (1990) Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. *Reviews in Mineralogy*, 24,259-314.
- ・ Mason, R., Martin, R.F. edit. (1996) Origin and significance of zoning in minerals. *Canadian Mineralogist*, 34, 1109-123
- ・ Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 1-16.,