

(8) マグマ溜り (Magma chamber)

地球では、マグマは上部マントル(又は地殻下部)で生成した後、浮力により上昇・噴火する。この上昇過程の途中ではマグマが集積したマグマ溜りを形成する機会が多い。マグマ溜りは重力場での浮力の中立点(LNB)に生じやすいが、熱的には周囲の低い温度場で常に冷却される。その形状・位置・温度・組成は周囲の母岩や下方からのマグマの供給率等と関連して変化する。

<マグマ溜り存在の証拠>

火山の下にマグマ溜りが存在することは次のような証拠から推定されている。

1. 火山噴火では短時間内に比較的均質な多量のマグマが噴出するが、地下にマグマが散在する状態からまとまった量の噴火が生じることは困難で、予めマグマは集積している。
2. 地震波探査、測地観測、電磁気探査により火山の地下に溶融体(S波が減衰し電気伝導度が大きい)の証拠が示されている。また噴火時の震源分布、低周波地震、地殻変動は地下でのマグマの移動を示す場合が多い。
3. 深成岩体には数km～数10km径のものが知られており、それらはある種のマグマ溜りの固化したものである。(六甲花崗岩と有馬層群の関係)

<マグマ溜りの形状、深さ>

マグマ溜りの深さについては、地震震源分布、地震波の減衰域の観測、地震波散乱体の観測、地殻変動圧力源、電磁気探査、火山岩斑晶の晶出条件、深成岩体の生成圧力等から見積もられている。桜島1914年噴火では桜島北方の錦紅湾(始良カルデラ)の中心部が沈降し、弾性体モデル(茂木モデル)からその圧力源が約10kmの深さにあることが示された。雲仙岳1991-95年噴火では、地殻変動観測から深さ11, 7, 3, 1kmでの体積変化が観測された。伊豆大島の地震波探査では散乱体が火山下約10kmに水平に広がっているのが観測された。また、地震波減衰域は深さ4, 2kmでも観測された。Mt.St.Helensでは震源分布の空白域が火山下深さ7-10kmに存在しているが、これは高温高压実験で求めた斑晶の晶出圧力(2.2kb)とよく一致している。深成岩はしばしばより浅所での固結を示唆する組織・組成を有するが、これはマグマ溜りの最終的な浅所貫入相を示していて現在の活火山下のマグマ溜りとは異なるものかもしれない。深成岩の形状にはラコリス、プラグ、シート状、じょうご状、岩脈状、等多様であるが、巨大なものはバソリスとよばれる水平方向に広がった形状をしている。

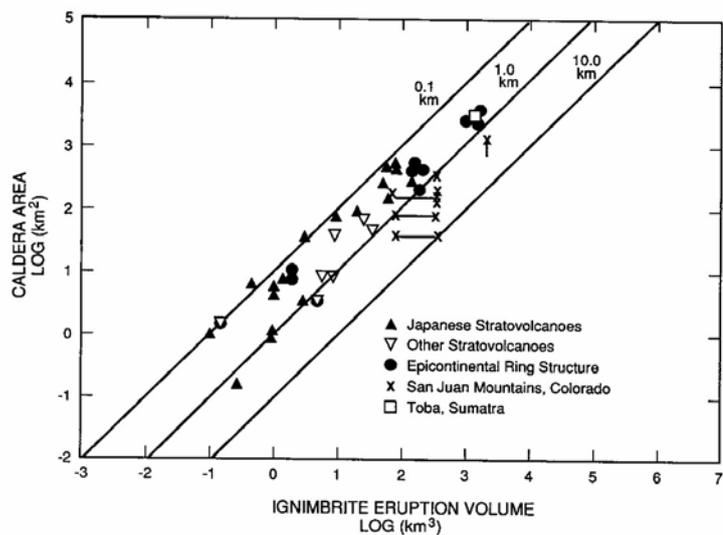


図1 カルデラの面積と噴出火砕流総量(Spera&Crisp)

<マグマ溜りの冷却固化>

マグマ溜りの周囲の地殻温度は 300-600°C程度であり、マグマ溜りは周囲に熱を放出して冷却する。図2は温度 1200°Cの厚さ 1km のマグマ溜りの温度変化を3つの場合について示したもので、Case 1 は周囲の岩石を溶融しながら対流による熱輸送で境界位置が変化する場合、Case 2 は熱伝導により境界位置が変化する場合、Case 3 は境界位置が固定され対流により熱が輸送される場合で、Case 1 では

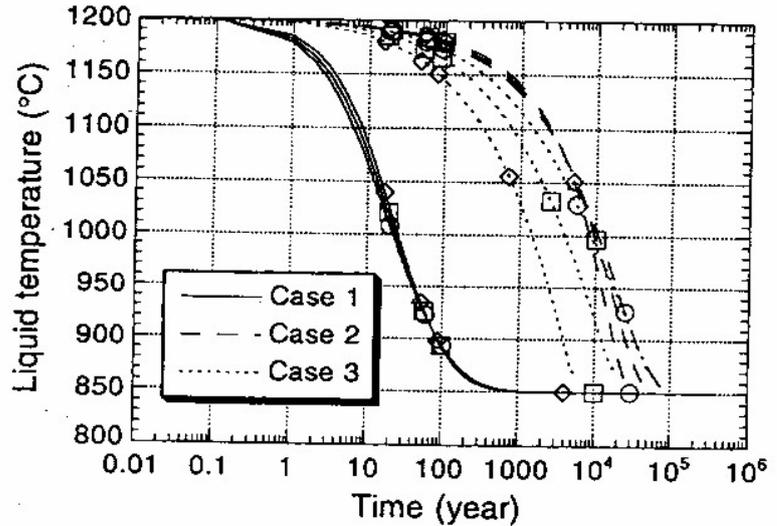


図2 1km厚のマグマ溜りの温度変化 (Koyaguchi & Kaneko, 1999)

あるのに対し、Case 2,3 では固化の時間スケールが数万年と2桁余り長くなる。マグマ溜りでは結晶量が 50%以下ではレイリー数が大きく対流混合が十分おこなわれ冷却速度が大きいですが、結晶量が 50%以上になると粘性が大きくなり対流は止まり熱伝導が支配的になって冷却に時間がかかるようになる (小屋口・金子 1999)。実際のマグマ溜りの冷却固化には、マグマ溜り内での熱輸送様式、周囲の母岩中の熱水対流の有無にも影響を受けると考えられ、また定常的あるいは間歇的な下方からの高温マグマの貫入・混合の影響も受け、マグマ発生領域でのダイアピルの生成・進化とも関連してその時間発展を把握する必要がある。

<マグマ溜りにおける諸過程>

マグマ溜りでは、冷却に伴う結晶作用、結晶沈積、発泡、対流、新たなマグマの貫入・混合等の諸過程によりその組成や組織を変化させると同時に、上方への貫入、ストーピング、ダイアピル上昇等、浮力に応じてその位置・形状を変化させる。

・ 対流の様式と結晶作用

厚さ 1km以上のマグマ溜りではレイリー数： $Ra = \rho g \alpha (T_1 - T_0) L^3 / (\eta \kappa)$ は 10^8 を越え、強い対流により混合されていると考えられる。しかし固化が 50%を越えると粘性係数が急激に増大して対流は抑制される。対流には連続的なセル対流や間歇的なプルーム等の様式があるが、その遷移の条件については明らかでない。図3はマグマ溜りの天井、側壁、床部での結晶作用とそれらの重力不安定による対流様式を模式的に示している。図5では側壁での結晶

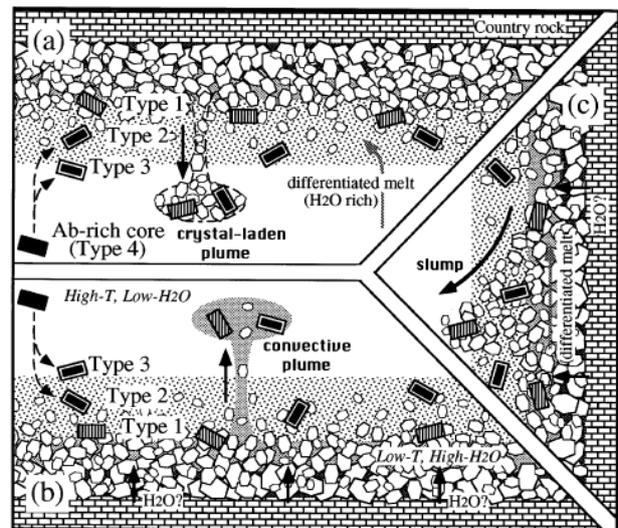


図3 まぐま溜りの天井、側壁、床での諸過程 (Kuritani, 1998)

作用で、液の密度が小さくなり浮上してマグマ溜り上部に濃集する機構を示している。

・ 結晶の沈積 (crystal cumulate)

マグマが貫入すると持っていた斑晶鉱物は一般に沈殿して沈積岩(層)を形成する。マグマ溜り固化の初期には周囲からの冷却で生じる結晶は沈降速度よりも冷却の進行速度が大きいため捕獲されて沈殿しない。図4では様々な規模の層状貫入岩体での斜長石の深さ方向の変化を示しているが、規模が大きいほど分化の程度が大きくなること、上下方向で非対称になっており、上部での結晶作用が対流で抑えられていることを示唆している。

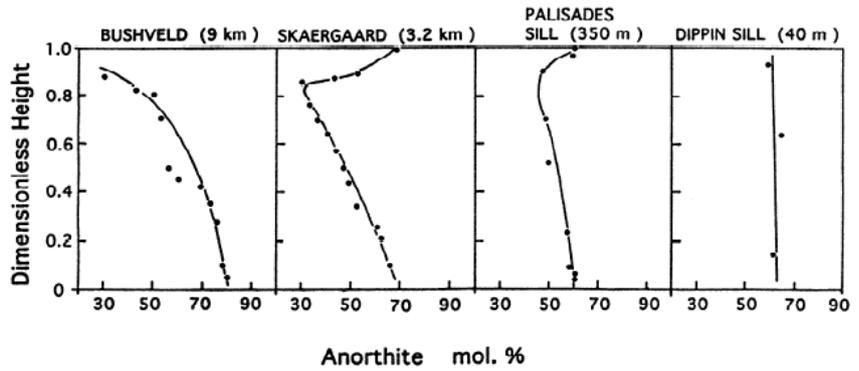


図4 層状貫入岩体での深さ方向の斜長石組成分布(Marsh, 2000)

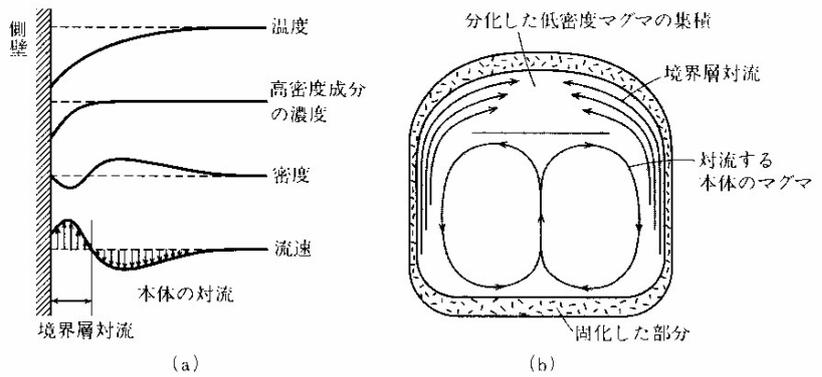


図5 境界層対流の模式図 (McBirney)

・ 新たなマグマの注入・混合(replenishment)

マグマ溜りは、ある意味ではマグマ給源と火山の間屋みたいなもので、常に下方から新たなマグマの供給を受け、その一部を上方へ貫入噴火させている。貫入したマグマが密度が大きいとマグマ溜りの下部を占め、二重拡散対流を生じる。この場合、上部の珪長質質マグマは下方から熱せられ対流混合し、一方、下部の玄武岩層の境界部は冷却固化・発泡して密度が小さくなり気泡と塩基性包有物として上部珪長質マグマに取り込まれ、一部はマグマ混合を生じる。図6は定常的なマグマ溜りを示したもので物性により3つに区分されている。つまり結晶量の乏しく流体として振舞う部分、結晶量が約50%で粥状の部分、十分結晶度が高く固体として振舞う部分。液体部分では対流が生じて熱輸送が大きいが、粥状部分、固体部分では熱伝導が主体で熱輸送は小さい。

・ 境界層対流(boundary layer fractionation)

マグマ溜りの側方では冷却に伴い、全体として密度は大きくなるが、より境界に近い部分では結晶化により液の密度は小さくなる。この液は浸透流

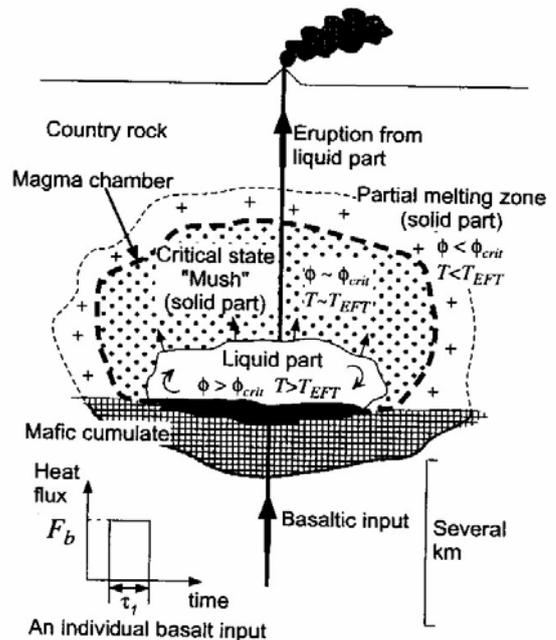


図6 下方からの玄武岩マグマの供給があるマグマ溜りの模式図(Koyaguchi & Kaneko, 2000)

として上方に移動しマグマ溜りの上部に珪長質の層を形成する。この過程を境界層対流と呼ぶ。

• 二重拡散対流 (double diffusive convection)

二重拡散対流は、1950年に海洋に於いて Stommel によって発見された現象で、熱と物質の拡散が境界層を通して行われ段階的な成層構造を作る場合と Salt finger と呼ばれる縦に長い対流セルを形成する場合がある。多段階成層構造は Huppert らによるアナログ実験でマグマ溜りへ応用が考えられた。しかし Clark ら (1989) による計算機実験で、マグマ溜り中ではせいぜい 2 層の構造しかとりえないことが示された。これは実際の火山噴出物では Crater Lake, 阿蘇 III, IV 等の火砕流堆積物で見られる組成の急激な変化と対応している。また深成岩でも二重拡散対流が多層に渡って生じた証拠がないことと対応する。低温珪長質マグマ溜りに高温苦鉄質マグマが貫入・混合するケースは多くの火山で岩石学的証拠から示されているが、そのような二層構造で、対流・混合がどのように生じるか、いくつかのモデルが提案されている。境界部で苦鉄質マグマが冷却・結晶化して発泡すると浮上して Mafic inclusion を形成するモデル (Eichelberger, 1980) や、結晶質珪長質マグマが境界部で熱せられ浮上・対流・混合するモデル (Couch et al, 2001) (図 7)がある。

<深成岩体は火山下のマグマ溜りに対応するか?>

深成岩体が活火山の下のマグマ溜りとどのように対応するのか、これまで多くの議論がおこなわれてきた。Jellenik & DePaolo (2003) は巨大なマグマ溜りは長期間のマグマ集積で生じると考え、その進化過程の計算をおこなった。彼等のモデルの重要な点は、壁岩の物性で、それをマクスウエル粘弾性体として扱い、連続的にマグマの供給が行われた場合、初期の小さなマグマ溜りでは過剰圧が大きくなり岩脈を形成して噴火するが、時間と共に周囲の壁岩の温度が上昇して粘性が低下することによりマグマ溜りの過剰圧は緩和されて低くマグマが蓄積するようになることを示した。下方の給源のエネルギーが減衰するとマグマ溜りへのマグマの供給も途絶え冷却するために液は分化して浮力で浅所に上昇・貫入して固化し深成岩体を形成すると考えられる。

<文献>

- Couch, S, Sparks, RSJ, Carroll, MR (2001) Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chamber. *Nature*, 411, 1037-1039
- Jaupart, C, Tait, SR (1995) Dynamics of differentiation in magma reservoirs. *JGR*, 100, 17615-17636.
- Jellenik & DePaolo (2003) A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 65, 363-381.
- Koyaguchi, T. and Kaneko, K. (1999) A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *J. Petrol.*, 40, 241-254.
- Marsh, BD (2000) Magma chambers. In *Encyclopedia of Volcanology*, 191-200.

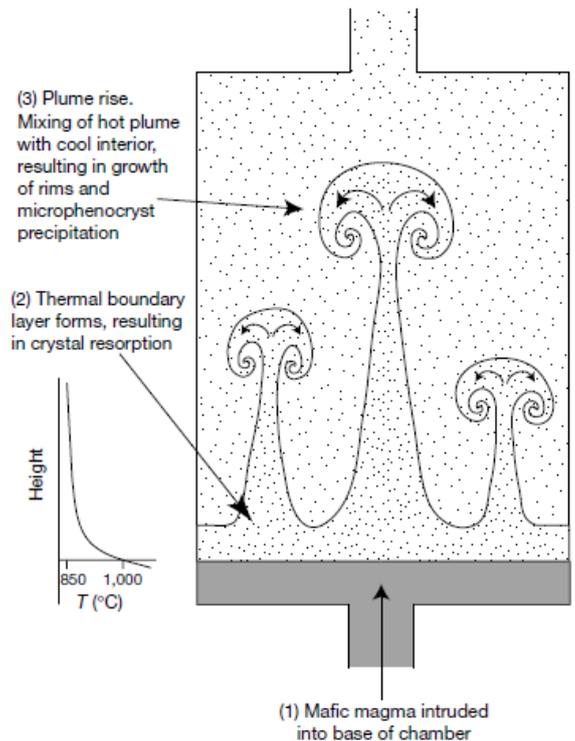


図 7 低温珪長質マグマ溜りに高温苦鉄質マグマが貫入した場合の、対流混合 (Couch et al 2001 Nature)