

コマチアイト・球顆状溶岩そしてアルカリ岩 —アビティビ緑色岩体の火山岩類をめぐって—

氏 家 治 (鉱床部)
Osamu UJIKE

はじめに

約46億年にわたる地球の歴史の早期 (プレカンブリア時代・約5億6千万年以上前)に形成され 現在にいたるまでほとんど変動を受けていない大陸地殻の塊をクラトンという。クラトンのうちで その基盤岩が地表に露出している地域を楯状地という。

北アメリカ大陸の北東部を占めるカナダ楯状地の中央部に スペリオール区 (Superior Province) と呼ばれる地質区がある (第1図)。この地質区は カナダ楯状地の中で最も早期 (約27億年以上前・始生代) の変動によって形成された幾つかの地塊のうちの1つで その後の北アメリカ大陸の成長の核になったと考えられている。

スペリオール区は 面積が100万 km² 以上ある広大な地質区で 各々の地域を特徴づける岩石の種類によって10個以上の東西に長い亜区 (subprovince) あるいは地帯 (belt) に区分されている。それらのうちの1つにアビティビ緑色岩帯 (Abitibi Greenstone Belt) がある (第2図)。

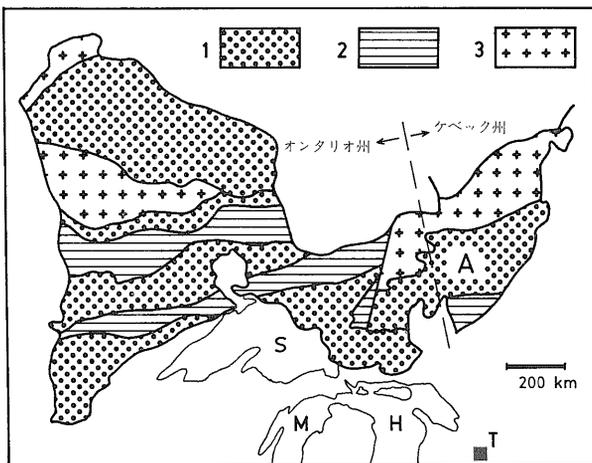
アビティビ緑色岩帯は 面積比で50%ほどが火山岩類で そして残りが花崗岩質の貫入岩類と堆積岩類などで構成されている。これらの岩石は広域変成作用を受けているが その変成度は 多くの場合緑色片岩相以下であっておおむね低い。したがって 変成作用を受ける



第1図 スペリオール区 (黒ぬりつぶし) を含むカナダ楯状地 (斜線部) の位置。

前の形態や化学組成をかなり (あるいはその古さからすると驚くほどに) よく保存している岩石試料を得ることができる。なお言うまでもなく “緑色岩帯” とは 単に “緑色の岩石の分布する地帯” を指すのでなく “プレカンブリア時代の楯状地内の暗緑色苦鉄質火成岩に富む地帯” を意味している。

アビティビ緑色岩帯の地質と岩石は ことにオンタリ



第2図 中・西部スペリオール区の地帯区分。
1: 火山岩の多い地帯。 2: 堆積岩の多い地帯。 3: 深成岩の多い地帯。 A: アビティビ緑色岩帯。 H: ヒューロン湖。 M: ミシガン湖。 S: スペリオール湖。 T: トロント。 図は GOODWIN (1981) を簡略化。

第1表 ムンロ郡区のコマチアイトの化学組成
(ARTH ほか 1977)

	A ₁	132	108
SiO ₂	46.2	48.2	52.1
TiO ₂	0.27	0.49	0.59
Al ₂ O ₃	7.13	8.89	12.4
Fe ₂ O ₃	—	2.61	1.79
FeO	11.0*	8.68	9.83
MnO	0.20	0.20	0.18
MgO	27.3	21.8	10.6
CaO	7.35	8.57	11.5
Na ₂ O	0.40	0.49	0.58
K ₂ O	0.14	0.03	0.29

A₁: カンラン岩質コマチアイト, 132: 輝岩質コマチアイト, 108: 玄武岩質コマチアイト. *FeO に換算した全鉄量. 表中の値は揮発成分 Cr₂O₃ および NiO を除いて100%に再計算した重量%.

オとケベックの両州にまたがる一帯に分布する火成岩類について 始生代のものとしては例外的と言えるほどに詳しく調査・研究されている. この一帯の地質・岩石についての研究が殊に進んでいる理由としては ノランダ地域など有力な鉱床が数多く分布して探査のための精密な調査が行われていること 地層・岩石の保存と露出状況が比較的良好なこと さらに文明社会に近いために多くの研究者が容易に露頭の調査や試料の採取を行うことができる点などを指摘できる.

小論では アビティビ緑色岩帯に産するものの中で筆者が接することのできた話題性に富んだ3種類の岩石—ムンロ郡区のコマチアイト ノランダの球顆状溶岩およびカーランド・レイクのアルカリ岩—をご紹介します. これらの岩石の産地は いずれも カナダ最大の都市トロントから真北に また首都オタワから北西に各々500~600 km ほど離れたところに位置している.

コマチアイト

コマチアイト (Komatiite) とは 耳新しく感じる読者も居られるかもしれない—現に 地学事典 初版 (1970年

平凡社刊)にはその項目がない(※1)—が MgO を多く含む超苦鉄質ないし苦鉄質な組成 (第1表) の火山岩で 始生代の火成活動を特徴づける岩石と考えられている.

始生代より後の時代 (約25億年以前から現在まで) にはその産出例が非常に少なく またそれら産出例についてよく調べてみると 後の時代のコマチアイトは 始生代のものに比べて一般に MgO 含有量が少ない.

現在活動中の火山の溶岩の温度は1,200°C 前後あるいはそれ以下のことが多い. これに対し始生代のコマチアイト溶岩の流出温度は1,650°C 程度と見積られている (GREEN 1975). ここで溶岩を地球の内部を探るための温度計に見立てれば 始生代の地球の内部は現在よりも著しく高温だったと考えられる. このことから 時と共に地球が冷却したために 始生代より後の時代にはコマチアイト質マグマが生じにくいのだと理解している研究者が多い.

現在コマチアイトと呼ばれている岩石は 実は 確認できる限りでも1910年代に既にその記載がなされている. ところがコマチアイト質の岩石は非常に高温でないで溶融状態にならないので 当時の岩石学者のなかには コマチアイト質マグマなどというものは地球上に存在しないと考える人が少なからずいた. また岩石学上の巨人・BOWEN (1928) が “The evolution of the igneous rocks” において 超苦鉄質液体マグマが存在する可能性を無視したことも 当時の地球学者のコマチアイトに対する探究心を冷ます働きをしたと言われている.

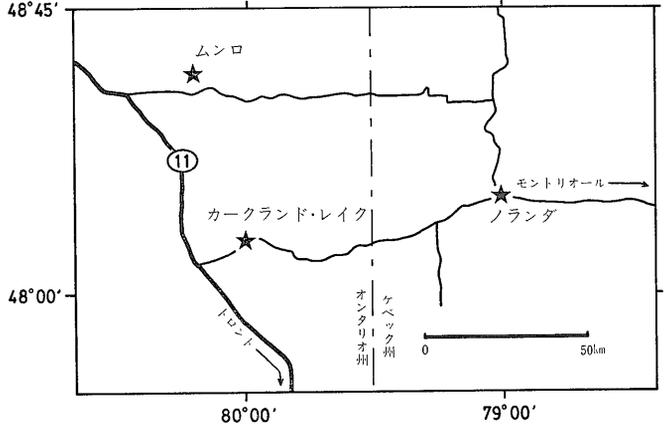
数10年にわたる停滞の後 超苦鉄質溶岩が本当に存在していることを示す確かな証拠が 南アフリカから公表された (VILJOEN と VILJOEN 1969). そして VILJOEN と VILJOEN (1969) は この “再発見” された溶岩を含む地層 (Komati Formation) とそれが露出している谷を流れる川 (Komati River) の名前にちなんで この特異な岩石をコマチアイトと命名した. 一旦その存在と地球科学上の重要性が認められると 多くの発見物語がそうであるように アビティビ帯を初め 世界各地の緑色岩帯からコマチアイトの存在が続々と報告され始めた (※2). そして現在 多くの岩石学者が コマチアイトを ソライイトなどと並んで 独立したマグマ系列をなす岩石群と考えるようになっていく.

(※1) 1981年刊の改訂版には収録されている.

(※2) ただし1960年代の中ごろから 控え目な表現ながらも超苦鉄質の液体マグマに言及する論文が公表され始めていた. したがってコマチアイト質マグマの存在を示すデータそのものは VILJOEN と VILJOEN (1969) の論文以前に 既に世界各地でかなりの量蓄積されていたと考えるべきだろう. 1970年代になってコマチアイトについての論文が爆発的に多数書かれるようになったこと背景として この点を見逃してはならない.

アビティ帯内でのコマチアイトの産地は10箇所以上知られているが 何と言っても有名なのは ムンロ 郡区 (Munro Township) のパイク・ヒル (Pyke Hill: 第3図および写真1) だろう。この丘の名前は 同地のコマチアイトを世界に紹介した研究者の名前 (D.R. PYKE) に由来するのだが 同地に特異な岩石が分布していること自体は 彼の研究 (例えば PYKE ほか 1973) のはるか以前から知られていた。そしてコマチアイトを特徴づけるスピニフェックス組織 (spinifex texture: 写真2) は 'chicken-track' 'bird-track' 'feather' あるいは 'herringbone' などと呼びならわされていたという。ともあれ スピニフェックス組織は 著しい過冷却状態のマグマ中でカンラン石が急成長したときに生じる。したがってこの組織が認められることは問題のコマチアイトが カンラン石・輝石などの斑晶鉱物が集まることによって超苦鉄質な化学組成になったのではなく もともと超苦鉄質な組成の液状マグマとして存在していたことの明白な証拠と言える。

パイク・ヒルには 累積した層の厚さ約125mにわたって 約60枚の溶岩流からなる連続露頭がある (PYKE ほか 1973)。個々の溶岩流 (厚さは 0.5から15mの範囲にあり 平均3m程度) は その組織が上下方向に関して非対称的で—だからこそ 流動時の溶岩の上・下面の判定ができるのだが— 上面付近



第3図 ムンロ郡区 (コマチアイトの産地) ノランダ (球顆状溶岩の産地) およびカークランド・レイク (アルカリ岩の産地) の位置。11号線は トランス・カナダ・ハイウェイ。



写真1 ムンロ郡区のパイク・ヒル。

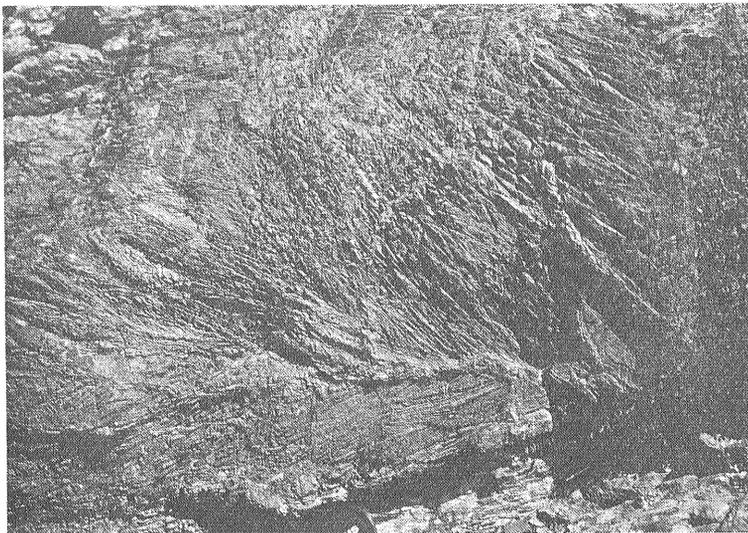
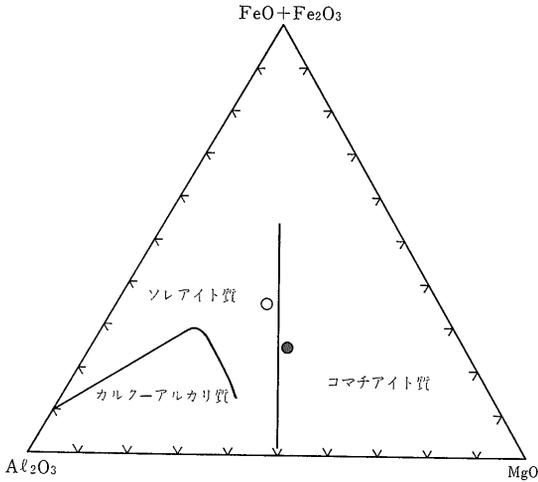


写真2
コマチアイトのスピニフェックス組織
右端から10分の1くらいの位置に 写真の右辺にはほぼ平行な溶岩流の境がある。そこから左に2-3cmの間がこの溶岩の 下底急冷部。さらに左側で写真の中央部を占めるスピニフェックス組織の発達した部分が溶岩の内部。溶岩流の境の右側には細かく不規則に割れた下位の溶岩の上面急冷部が見える。写真中央下端のカメラキャップが大きさの目安。パイク・ヒルにて。



第4図 簡略化したジェンセン図 (Jensen Cation Plot).
第2表による計算結果(黒丸)と誤った計算の例(白丸: 本文参照)とは 異なった岩石名が与えられる.

の急冷部は破碎されてガサガサになっている。上に述べたスピネフェックス組織は 溶岩の内部で発達している。それを構成しているカンラン石は 細粒でちみつな溶岩の底部に近いところで長く(最大1m) 溶岩の上部では比較的短い。

アビティビ緑色岩帯だけに関係することではないがここでジェンセン図(正式には Jensen Cation Plot)について説明しよう。ジェンセン図とは 古い時代の火山岩の類別を目的として オンタリオ州地質調査所の L. S. JENSEN が提唱した Al_2O_3 : $FeO+Fe_2O_3+TiO_2$ および MgO を端成分とする三角図のことで もともとは露頭での岩石の色にまで言及している。近年ではそれを簡略化して(第4図) 超苦鉄質ないし苦鉄質の火山岩を類別する目的で用いていることが多い。ところが彼の論文(JENSEN 1976)中での説明が不十分なためであろうか この図の使い方に明らかな間違いが見られることがある。そこで JENSEN 自身の手による未公表の解説文に従って 以下に使用方法を説明しよう。

まずこの図の肝心な点は ある岩石中に含まれる Al_2O_3 ($FeO+Fe_2O_3+TiO_2$) および MgO の重量比でなく $\cdot Al$ ($Fe^{2+}+Fe^{3+}+Ti$) および Mg の陽イオン(cation)数の比率を用いることにある。そして 陽イオン数相互の割合が陽イオン1個を含む仮想的な単位の分子の数の割合に比例するので このことを利用して計算を簡単化する。なお 通常のノルム計算と同様に Mn のイオン数は Fe^{2+} のそれに代入されることになっている。

第2表 Jensen Cation Plot の計算手順(本文参照)

1	2	3	4	5
	分子量	重量%	分子数比	分子数%
$AlO_{1.5}$	51	12.4	0.243	35.9
TiO_2	80	0.59	0.007	} 0.168
$FeO_{1.5}$	80	1.79	0.022	
FeO	72	9.83	0.136	
MnO	71	0.18	0.003	24.9
MgO	40	10.6	0.265	39.2
合計			0.676	100.0

以上を念頭において第2表をご覧いただきたい。第2表の第1列には 陽イオン数を1個に規格化した酸化物の分子式(Al_2O_3 と Fe_2O_3 でなく $AlO_{1.5}$ と $FeO_{1.5}$ で表示されていることに注意されたい)を記している。第2列には 第1列の化学式に相当する分子量を記している。第3列には 例として 第1表の試料番号108の分析値(重量%)を引用している。したがって 試料中の酸化物(例えば $AlO_{1.5}$)の分子数比は 第3列の数値を第2列の分子量で割ることによって得られる(第4列)。こうして得られた $AlO_{1.5}$ ($TiO_2+FeO_{1.5}+FeO+MnO$)および MgO の分子数比を合計で100になるように換算すると(第5列) ジェンセン図上での位置が決まり(第4図の黒丸) 結局 分析された岩石はコマチアイトであると判断される。

それでは もしもジェンセン図を重量比による図と誤解して同じ岩石試料について計算すると その結果はどうなるだろうか? Al_2O_3 : ($FeO+Fe_2O_3+TiO_2$) : MgO = 35 : 35 : 30 となって 第4図上の白丸で表わされるように この試料はソレライト質玄武岩として間違っ分類されることになる。このような誤った用例がときおり見られるのは もちろん本質的には引用者の不注意が責められねばならないが 3成分図の頂点の表示として Al_2O_3 など酸化物を用いた上に計算法の説明を忘れた点において その原因の一部が原著者の配慮不足にあるように思われる。

球顆状溶岩

アビティビ緑色岩帯南部には 玄武岩質ないし安山岩質の枕状溶岩(写真3)とハイアロクラスタイトがいたる所と言えるほどに多数分布している。よく知られているように 枕状溶岩やハイアロクラスタイトは粘性の低い溶岩が水底を流動した時に形成される。したがって 当地の火山岩類は 主に海底噴火によって形成されたと考えられている。

玄武岩質ないし安山岩質溶岩のなかには暗緑色の基質中に淡灰色の球状物を含んでいるものがある(写真4)。このように球顆(variole)を含む溶岩を球顆状溶岩(variolite)と呼ぶ。アビティ帯におけるこの種の溶岩はなぜかノランダ(第3図)南方ほかに分布するノランダ亜層群の基底部付近に限って出現するのでこの一帯の層序を編む上で重要な鍵とされている。さらに珪酸塩マグマの不混和作用によって球顆ができたと思われる点でも当地の球顆状溶岩は注目されている。

マグマの不混和作用とはある条件下で単一相だったマグマが例えば温度低下のような条件の変化によってあたかも水と油のように2相の液体マグマに分かれることを指す。この不混和作用が働くと化学組成の大きく

隔たった2種類のマグマができる。そこで初期の岩石学者たちは1個の岩脈や溶岩流が玄武岩と流紋岩とできている場合(複合岩脈 複合溶岩流)とかある地域にガブロと花崗岩だけが分布していてそれらの中間の組成の深成岩が見られない場合などにその成因をマグマの不混和作用に求めがちであった。つまり地下にあった中間組成のマグマが苦鉄質と珪長質の2種のマグマに分かれた後に噴出あるいは貫入したために化学組成の離れた2種類の火成岩ができたと考えたのである。

しかし近代の火成岩成因論においてはこの説はほとんど顧みられなくなっていた。と言うのは不混和現象の確実な証拠が天然の岩石中から見い出されずおま



写真3 ノランダ付近の枕状溶岩。

けに 実験岩石学の進歩によって「不混和現象が生じるのは普通の火成岩と化学組成が著しく違った系においてしかも異常に高温の条件下に限られる」との考えが「常識」になったからである。また不混和現象の他にも多種類の火成岩が存在する原因を説明するための機構(例えば結晶分化作用)が認められたこともその理由として挙げられよう。ところが天然のマグマとしておかしくない組成と温度の範囲内で液相の不混和現象が発見され(ROEDDER 1951)さらに屈折率の極端に違う2種類のガラスが接触・共存している例が月の岩石中から報告される(ROEDDERとWEIBLEN 1970)に及んで俄然状況が変わってきた。1969年の衝撃(VILJOEN

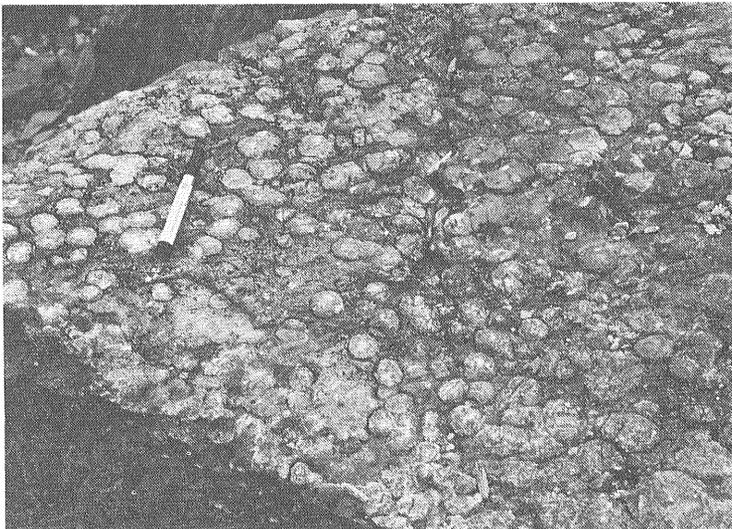
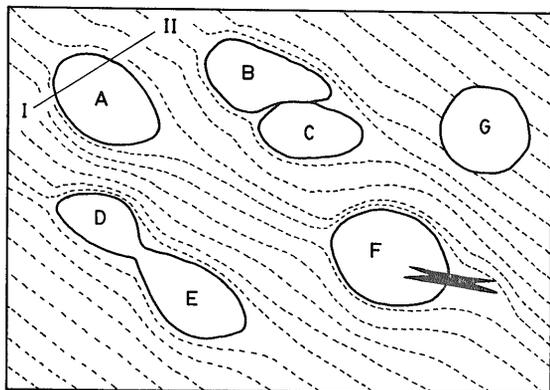


写真4 多数の球顆を含む球顆状溶岩。

球顆は基質に比べて風化作用に対する耐性が強いので風化面では少し盛り上がっている。球顆同士が接触して変形したりあるいは癒着・合体して大型の球顆になりかかっている様子が見られる。写真中央のマークが大きさの目安。ノランダ南方にて。



第5図 マグマの不混和作用で生じた球顆(A-F)と溶岩の固結後に生じた球顆(G)の比較。
球顆Fの境界を横切って結晶が成長していることに注意。

と VILJOEN)以降コマチアイトがあちこちから発見されたと同様に 液相不混和作用が働いたと考えられる岩石が 地球上からも続々と報告され始めたのである。ここに紹介する球顆状溶岩(写真4)も それらの内の1つである(GÉLINAS ほか 1976)。

ではどのようなことが 液相不混和作用が働いた証拠になるだろうか? まず 対になっている2相ともが同時に液体であったことが示されなくてはならない。液体マグマが急激に冷えるとガラスになるので 月の玄武岩の例のように2種類のガラスが共存していれば 比較的話は簡単である。ところがノランダ南方の球顆状溶岩は 球顆・基質ともに変成作用を受けて 細かな緑泥石 斜長石 石英などの集合体になっている。このような結晶質の岩石中では 何が見えれば液相不混和作用が働いたと言えるのだろうか?

まず第1には不混和作用によって生じたかもしれない2つの部分の境界の形が手掛かりになる。何らかの原因で結晶質になっていても 2種類の混ざり合わない液体が混在する時と同じ形態をした2種類のもの(例えば球顆と基質)が存在していれば とりあえずは それら両者がかつて液体として共存していたと考えてよい。

マグマの不混和作用の説明としてはあまり適切な例でないが 身近な例として サラダドレッシングの入ったピンをよく振ってから食卓に置いた時のことを考えてみよう。(1)最初はドレッシング全体が単一相のように見え(不混和作用を起こす前のマグマに相当)(2)しばらくするとサラダオイルの細かな球が見え始め(3)小さな球同士が合体することによってサラダオイルの球が徐々に大型化し(4)遂には合体が進んで サラダオイルはピンの上部の独立した層になる。マグマ溜り内での不混和作用で SiO_2 を多く含む液相が生じれば その形態は 上の

サラダオイルと似た変化をする。

第5図は 上の例の(3)の状態流出・急冷した溶岩の断面がどのように見えるかを示している。図の背景の破線は 溶岩の流理を表わしている。球状部Aは 溶岩の流動のために多少引き伸ばされている。BとCは接触し少し変形しているもの それでもまだ各々が独立した液塊であったことが分かる。これに対しDとEは 既に合体して より大きな1個の球状体になりかかった状態を表わしている。比較のために描いた球状体Gは 外形だけでは他の球状体と区別しにくい マグマの不混和作用の産物ではありえない。言うのは Gは基質の流理を切って成長しているので 溶岩の固結後に何らかの2次的作用のために生じたものと判断できるからである。

不混和な2液が混在しているマグマ(上記(3)に相当)中では 球状部と周囲の液相が平衡共存しているので 結晶作用は 2種類の液体の境界の位置にあまり関係なく進む。つまり2液相にまたがって一定組成の鉱物が成長することができる。第5図の球状部Fはそのような鉱物を持っている。マグマの流出時以後に成長した鉱物は ことに溶岩が水底を流れた場合 著しい過冷却状態のもとでの成長を反映して 図に見られるように末端が燕尾状になることがある。ノランダ亜層群の球顆状溶岩は 実際にAからFのような形をした球顆と鉱物を含んでいる(写真4には AからEに相当するものが写っている)。

それでは 不混和関係にない(つまり混ざり合って均一な液相になりうる)2種類のマグマが噴出時に混合したものと 不混和作用で生じた2液相が同時に噴出されたものとは どのような点が違っているだろうか? どちらも液状で共存していたものなので 球状部の外形だけでは両者は識別できないだろう。しかし混和できる2種マグマが混合した場合には 第5図の球状部Fに見られるような 2相にまたがって成長した鉱物は存在しえない。さらに次のように 化学組成の上から両者が識別できることもある。

SiO_2 を多く含む球顆と鉄分を多く含む基質を横断する測線上(例えば 第5図の直線I-II)での SiO_2 と鉄分の存在量を模式的に描くと第6図のようになる。結晶化した岩石では 構成鉱物の組成を反映して これらの成分量に細かなバラツキがあるが ここではそのことを無視して大局的な組成変化を見る。

球顆がマグマの不混和作用でできたのなら 第6図の実線のように SiO_2 と鉄分の存在量は 球顆と基質の境界で不連続的に変化する。これに対し不混和関係にない2種類のマグマが混合した時には それらが接する

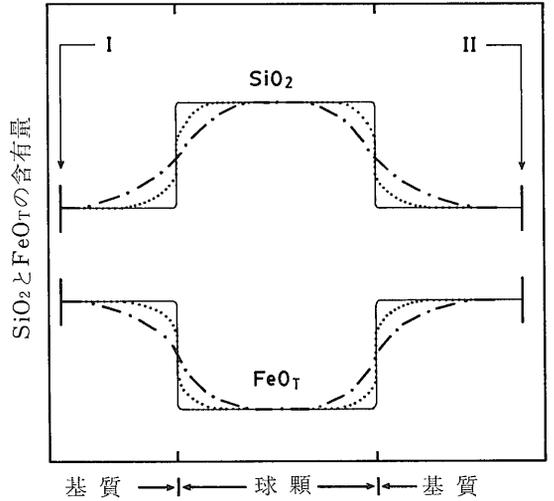
部分での組成の不均質さを解消する向きにほとんど全ての成分が急速に拡散するので 同図の点線あるいは一点鎖線のような濃度勾配ができる。つまり球顆と基質との境界での組成変化が急激か否かということが 判断材料になる。ノランダ亜層群の球顆状溶岩では 第6図の実線のような組成変化が認められる。

化学組成に基づくマグマの不混和作用の識別法には次のようなものもある。ここでは 比較的データを入手しやすいカリウム (K) とジルコニウム (Zr) の分析値を用いて説明しよう。

マグマが結晶化するとき K と Zr は ともに残液中に取り残されやすい。このため 一連の火成作用でできた岩石においては 第7図に見られるように 流紋岩 (R) の方が玄武岩 (B) よりもこれらの成分に 富んでいて しかも岩石中での K : Zr の比が一定に近い。

一方Kと Zr とは 不混和な2種のマグマ塊が接しているとき それら2相のいずれに集まりやすいかという点で “好み” が違っている(※3)。このため 不混和な関係にある2つの液相を比較すると SiO₂ を多く含むもの(第7図のV)の方が SiO₂ を少ししか含まないもの(第7図のM)よりも 常にKに富み Zr に乏しい。こうして 球顆とその基質の化学組成を比べてみて 両者の K : Zr 比が一定値から大きく離れていて むしろ第7図の結合線M-Vのような関係が見られれば その球顆と基質とはマグマの不混和作用によって生じた可能性が高いと言える。

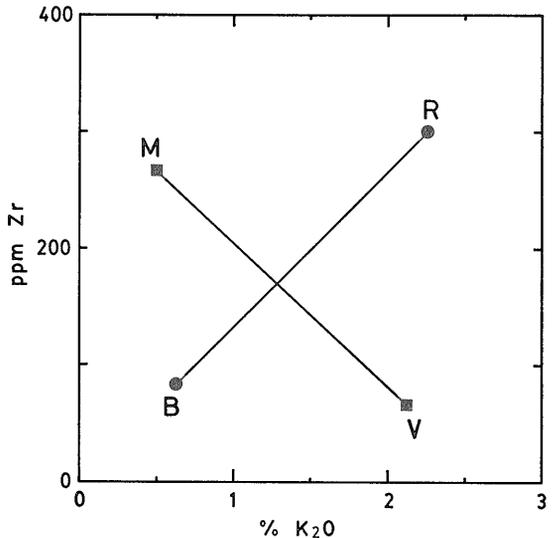
第8図は ノランダ亜層群の球顆状溶岩とその付近の火山岩の分析結果を示している。この場合は 縦軸に Zr の代わりとしてイットリウム (Y) 横軸にKの代わりに SiO₂ の含有量を用いている。ノランダ亜層群の多数の火山岩の分析値(図中の黒丸)は SiO₂ の多いものほどYの値の高い傾向にある。したがってYは これら火山岩のマグマの分化時に徐々に残液中に濃集したと とりあえずは考えてよい。にもかかわらず球顆 (V) は SiO₂ に乏しい基質 (M) よりも少量しかYを含んでいない。このことだけからでも 問題の球顆と基質とは 普通の流紋岩質と玄武岩質とのマグマが混合したものでなく 液相不混和作用で生じた2種類の液相が固結したものとかなりの確信をもって言える。



第6図 球顆と基質との境界付近での SiO₂ と FeO_T (全鉄) の濃度勾配の例。
第4図の球顆Aを横切る直線I-II沿いでの SiO₂ と FeO_T の存在量の変化を想定している。

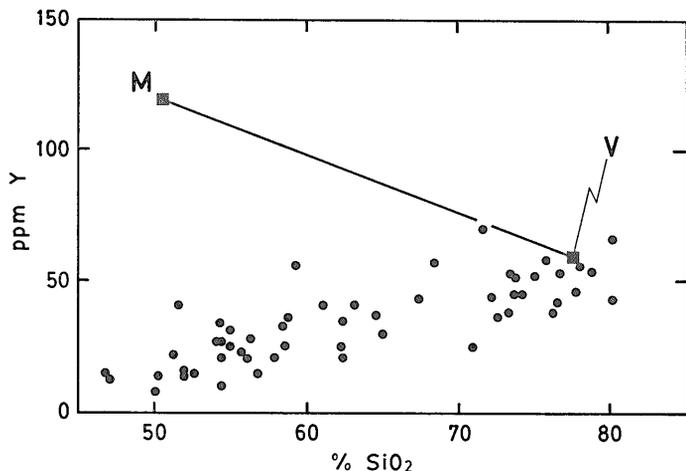
アルカリ岩

アルカリ岩とは 化学組成上は ある SiO₂ 含有量で



第7図 玄武岩 (B) と流紋岩 (R) およびマグマの不混和作用で生じた球顆 (V) と基質 (M) の組成関係。

(※3) SiO₂ 含有量の少ない (つまり玄武岩質の) 液と SiO₂ 含有量の多い (つまり流紋岩質の) 液の2相からなる不混和マグマが存在するとき 電価が高くイオン半径の小さなイオンは前者に そして電価が低くてイオン半径の大きなイオンは後者に集まりやすい。言うまでもなく Zr は電価が高く (4価) イオン半径が比較的小さいのに対し K は電価が低く (1価) イオン半径が大きい。



第8図
ノランダ班層群火山岩類のイットリウム (Y) と SiO₂ 含有量.
各種岩石の全岩分析値 (黒丸) が Y と SiO₂ の間の正相関を示すのに対し 球顆 (V) と基質 (M) の間では逆相関していることに注意. データは CAPDEVILA ほか (1982) UJIKE (1983) および UJIKE と GOODWIN (公表準備中) から引用.

の Na₂O+K₂O の量が非アルカリ岩よりも多い岩石と定義されている. これら 2 つの岩石系列を分ける基準の線としては 例えば MACDONALD と KATSURA (1964) の決定した SiO₂-(Na₂O+K₂O) 関係線などがよく使われている.

始生代におけるアルカリ岩質マグマの活動は 全地球的に見て その例があまり知られていない. アビティピ帯内の地質単位のうちで最も上部にあるティミスカミ

ング (Timiskaming) 層群は その数少ない産出例の 1 つで 特徴的にアルカリ系列の火山岩類を含んでいる. ティミスカミング層群は主に礫岩と硬砂岩 (graywacke) で構成されていて それら浅い海の底での堆積層の間に挟まれて アルカリ岩質の溶岩流や凝灰岩層が分布している.

オンタリオ州カークランド・レイク (第3図) 付近に分布しているアルカリ岩類の中には 偽白榴石の斑晶を含んでいるものがある (写真5). 直径が 2 cm に達するものもある程に大きな偽白榴石は 細粒のアルカリ長石炭酸塩鉱物および絹雲母などによって置換されているが その外形と 2 次鉱物の分布様式と化学組成から 本来白榴石であったことが分かる.

ティミスカミング層群のアルカリ岩の化学分析値のうちで代表的なものを第3表に示してある. アルカリ元素は変成作用や変質作用によって 2 次的に移動しやすいので 古い時代の岩石中の Na₂O や K₂O の量は マグマの組成を知る目的ではあまりアテにならない. しかしそのことを知った上でも 偽白榴石粗面岩 (第3表の分析値1) が著しく大量の K₂O を含んでいることは注目に値する.

偽白榴石粗面岩は K₂O の他に トリウム (Th) ランタン (La) バリウム (Ba) ルビジウム (Rb) などといった マグマが生じたり 結晶化したりするときに液体に集まりやすい化学成分を非常に多く含んでいる. このような組成のマグマは 上記成分に関して普通の (あるいは平均的な) マントルよりも富化した物質が溶けない限り生じない (CAPDEVILA ほか 1982). しかもそのような成分の富化の程度は 問題のアルカリ岩マグマを生じたマントル内で 一定でなかったらしい. 現在のマントル物質についても似たような不均質さが存在することが知られているので 始生代のマントルが不均質



写真5 偽白榴石粗面岩.
多数の丸くて白い斑点状のものが偽白榴石の斑晶・カークランド・レイク東方約 8 km にて.

第3表 カークランド・レイク付近のアルカリ岩の化学組成 (COOKE と MOORHOUSE 1969)

	1	2
SiO ₂	50.86	56.69
TiO ₂	1.07	0.53
Al ₂ O ₃	21.02	18.96
Fe ₂ O ₃	7.01	3.09
FeO	1.43	3.75
MnO	0.17	0.10
MgO	1.09	3.41
CaO	2.56	2.18
Na ₂ O	0.65	5.72
K ₂ O	9.64	2.22
H ₂ O+	1.85	2.42
P ₂ O ₅	0.37	0.24
CO ₂	1.99	1.03
Total	99.71	100.34

1：偽白榴石粗面岩。 2：粗面岩。

だからと言って驚くにはあたらないが……。

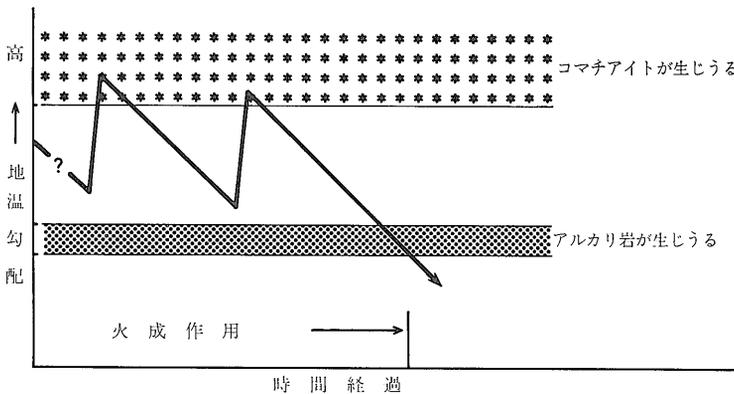
ところで マントル物質が溶けてアルカリ岩質マグマができるのは 各種の溶融実験結果などから 非アルカリ岩質マグマが生じるのよりも 低温・高圧の条件下であると信じられている。言替えるなら アルカリ岩質マグマが生じるときのマントル深部は 非アルカリ岩質マグマが生じるときのそれよりも低温であると考えてよいわけで そのときの地温勾配は比較的低いと判断できる。この意味で 全地球的に見て始生代のアルカリ岩の産出例が少ないことは 消極的ながらも 始生代の地球内部の温度が高かったとの考えを支持するデータの1つと言えよう。それでは 著しく高温のマントル内でしか生じないコマチアイトと比較的低温の条件下で生じるアルカリ岩とがアビティビ帯内に共存していることは

どのように解釈すべきなのだろうか？

実はコマチアイトとアルカリ岩とは 同時(あるいは連続的)に流出しているのではない。アビティビ帯の火山岩類は 2回あるいはそれ以上の火成活動の大きなサイクルで生じたことが知られている(例えば CAPDEVILA ほか 1982)(※4)。そしてコマチアイトが各サイクルの初期に生じているのに対し アルカリ岩の産出は現在確認されている限り 最後のサイクルの末期(ティミスカミング層群の堆積時)に限られている。このことを最も単純に解釈してモデル化すると ノコギリの歯のような急上昇と比較的緩やかな低下を繰り返しつつ 大局的には漸次低下する地温勾配の経時変化が想定できる(第9図)。

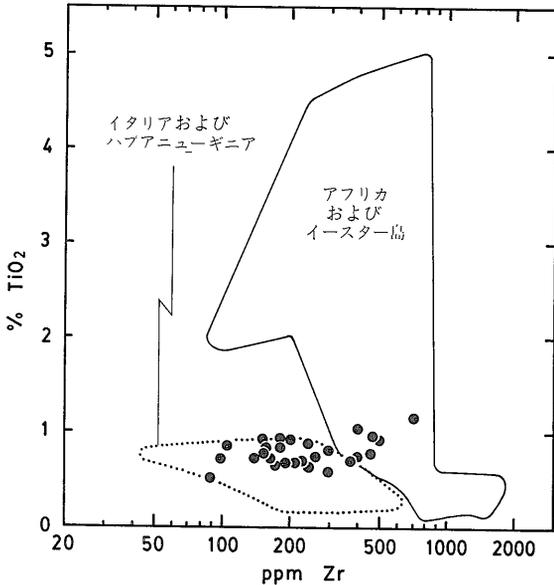
現在の地球上では あらゆると言えるほどに様々なテクトニクス場において アルカリ系列の火山岩が生じている。それらの中で アフリカやオーストラリアなど大陸内部地域とか ハワイやイースター島など海洋地域のものではなく 島弧上に分布するアルカリ岩がティミスカミング層群のものと同化学組成の上で似ている。アルカリ岩としては比較的 Al₂O₃ に富み TiO₂ と P₂O₅ に乏しい(COOKE と MOORHOUSE 1969; 第10図参照)ということの他にも 稀土類元素の存在度など 実に多くの地球化学的な点において 問題のアルカリ岩は 殊にイタリアのローマ地方やパプア・ニューギニアなど 発達・成熟した火山弧のアルカリ岩とよく似ている。このことは 始生代にも現在と同じようなテクトニクス場があって アビティビ帯内に成熟した島弧が形成されたことを意味しているのだろうか？

アビティビ帯の形成史については様々な見解があり その中には現在の海洋地域の火山弧の成長モデルと似たものも含まれている。層序および古地形の解析に基づ



第9図 アビティビ緑色岩帯における地温勾配の経時変化モデル(太実線)。

(※4) 各々の大きなサイクル内に マグマの平均組成の変化を伴うサブサイクル—例えば 前述のノランダ亜層群がその産物の1つなのだが—が幾つかあるが ここでは そのことは取り上げない。



第10図 カークランド・レイク付近(黒丸)と他地方(実線と点線で囲まれた範囲)のアルカリ岩類の組成関係。データは CAPDEVILA ほか (1982) UJIKE (公表準備中) その他多数の文献から引用。

く最近のモデル (DIMROTH ほか 1982) によると (1)まずコマチアイト質および玄武岩質溶岩の積重なりによって平坦な深海底ができ (2)その上に東西に並んだ海中火山列ができ (3)その成長と上昇によって火山体の上部が海上に現われ ティミスカミング層群を堆積するにいたったということになっている。アルカリ岩の噴出を火山弧の成長・成熟の終わりを告げる火成作用と解釈すれば アビティビ帯内で最後に形成されたティミスカミング層群に限って特徴的にアルカリ岩が見られることは上の島弧モデルを支持するデータと言える。

いずれにせよカークランド・レイク付近のアルカリ岩は 約27億年前という比較的若い地球における“富化したマントル”についての情報を秘めている。今後の詳しい地球化学的研究が待たれるゆえである。

おわりに

以上 ちょっと変わった岩石3種について アビティビ帯の火山岩類にまつわる話題を つまみ食い的にご紹介した。同帯内には ソレアイト系列とカルク・アルカリ系列の玄武岩から流紋岩にわたる大量の火山岩類が含まれているし 花崗岩質の岩体も多数分布している。これら普通の火成岩については紙面の都合で触れなかったが アビティビ帯に限らず 緑色岩帯の大部分を構成しているのは これら普通の火成岩なのである。小論の読者諸兄が“緑色岩帯はめずらしい岩石でできてい

る”などという誤った印象を持たれないよう 蛇足を加える次第である。

引用文献

- ARTH, J.G., ARNDT, N.L. & NALDRETT, A.J. (1977) Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: Trace-element evidence. *Geology* 5, p.590-594.
- BOWEN, N.L. (1928) *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press, N.J.
- CAPDEVILA, R., GOODWIN, A.M., UJIKE, O. & GORTON, M.P. (1982) Trace-element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi Belt, Canada. *Geology* 10, p.418-422.
- COOKE, D.L. & MOORHOUSE, W.W. (1969) Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 6, p.117-132.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M. & GOULET, N. (1982) Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Can. J. Earth Sci.* 19, p.1729-1758.
- GÉLINAS, L., BROOKS, C. & TRZCIENSKI, W.E., JR. (1976) Archean variolites—quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.* 13, p.210-230.
- GOODWIN, A.M. (1981) Archean plates and greenstone belts. IN: *Precambrian plate tectonics* (A. KRÖNER, ed.), Elsevier, Amsterdam, p.105-135.
- GREEN, D.H. (1975) Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints in Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology* 3, p.15-18.
- JENSEN, L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper* 66, p.1-20.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology* 5, p.82-133.
- PYKE, D.R., NALDRETT, A.J. & ECKSTRAND, O.R. (1973) Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, p.955-978.
- ROEDDER, E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O\text{-}FeO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2$. *Am. Mineral.* 36, p.282-286.
- ROEDDER, E. & WEIBLEN, P.W. (1970) Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 1, p.801-837.
- UJIKE, O. (1983) Geochemistry of Archean quenched immiscible liquids, Noranda, Quebec, Canada: with reference to magmatic liquid structure. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.* 78, 415-427.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. (1969) Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 2, p.87-112.