

平成 5 年度新入所員研究発表会講演要旨*

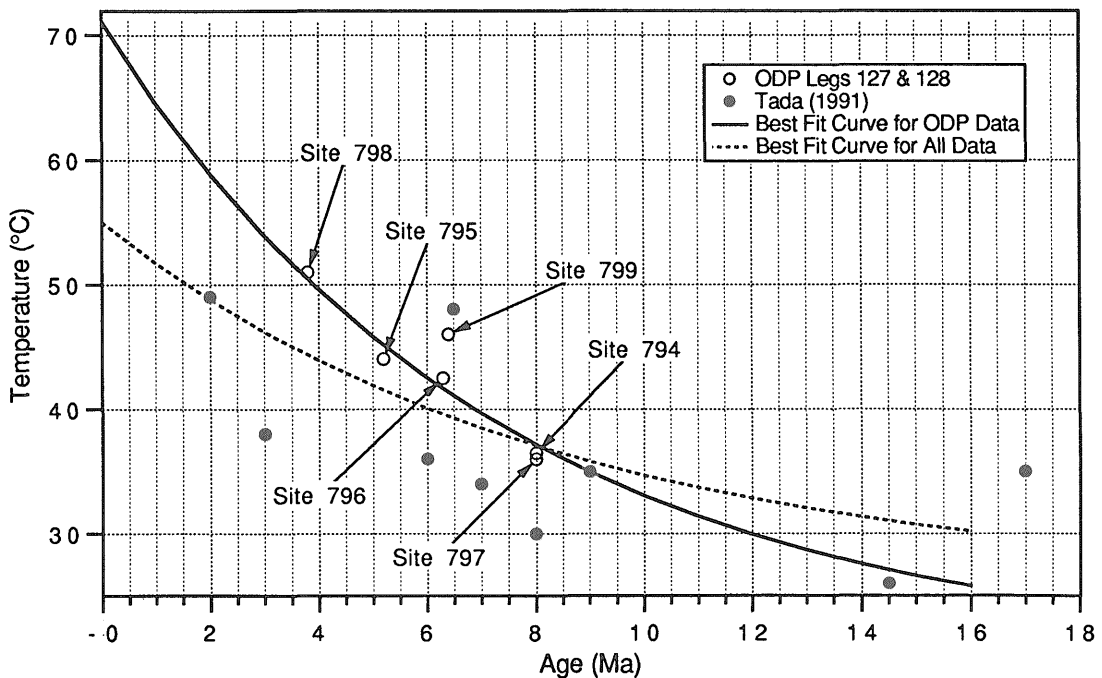
日本海大和海盆の音響学的層序と
その熱構造について

倉本真一

背弧海盆形成のメカニズムを考察するうえで、一番の問題点はサブダクションという定常場において、ある一時期にだけ背弧海盆の形成という事件が起こることである。背弧海盆形成時の島弧における様々な事件については、温度の異常によるリンスフェアの物性の変化によって引き起こされていることが最近議論されている。もし背弧海盆の形成が熱的な異常に原因を求められるのであ

れば、それは恐らく日本海全体を含むテクトニクス及びダイナミクスに関与していたはずである。このような観点から特に大和海盆について音波探査記録、深海掘削試料の物性測定からその海盆の形成起源について議論した。

日本海堆積物の物性の特徴は、音波探査記録に明確に現われており、その原因は珪質堆積物の続成作用によって引き起こされていることが明らかになった。特に Opal-A から Opal-CT への変化は明確に音波探査記録上に現われ、いわゆる BSR とよばれる反射面を形成していることが解かった。この続成作用は温度と時間に依存していることが明らかになり（第 1 図）、掘削データ及び音



第 1 図 Opal-A/Opal-CT 続成境界における温度と時間の関係を示す。白丸は ODP 日本海掘削によって得られたもの。黒丸は Tada (1991) のコンパイルによる。実線は ODP のデータに対する fitting curve を示し、波線は全データに対する fitting curve である。

* 平成 5 年 5 月 14 日日本所において開催

響層序の解釈からその続成境界の時間を推定することによって、その境界面の温度を推定した。さらに地殻熱流量を見積り、それを海盆全体に適用した。このような方法で海盆全体の温度構造を求められたのがこれが初めてであり、既存の地殻熱流量値とは±15%程度で一致する。しかも Opal-A/Ct BSR から求められた値の方が広域でかつ高密度であり、これまでには明らかにされていなかった温度異常帯を発見できた。その温度異常の地域は海盆のほぼ中央部に位置し、海盆形成以降特別な熱的イベントがなかったことから、その異常は海盆形成時のダイナミクスを反映していると考えられる。音波探査記録の解釈から求められた海盆の地殻構造と合わせると、大和海盆の形成にはプレューム的な熱異常が原因として考えられる。

(海洋地質部)

Keywords: Japan Sea, Yamato Basin, Opal-A/CT, thermal structure

コケムシ群体形と微小環境

兼子尚知

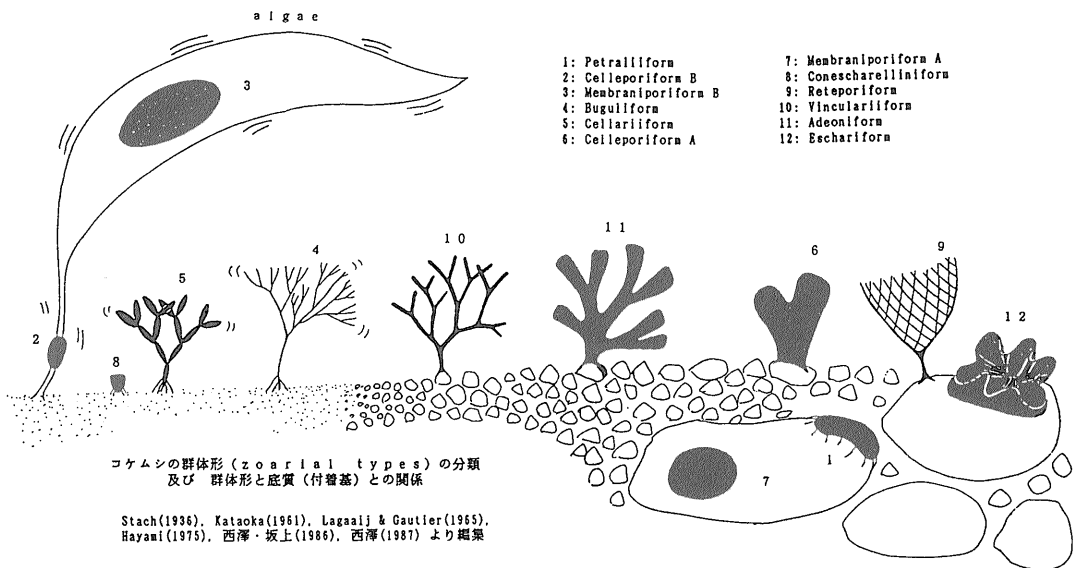
沖縄本島南部の琉球層群(更新統)から得られたコケムシ(bryozoa)化石を用い、その群体形(zoarial type)

と棲息環境との関係について考察した。

コケムシは長さ1mm程度の個虫が無性出芽して多数集まり、様々な形の群体を形成する。一つの個虫は虫室と呼ばれる石灰質またはキチン質の骨格と、それにおさまる虫体(軟体部)からなり、虫体は食物を濾しとるための特徴的な器官(触手冠)を備える。岩盤・礫・貝殻のような底質物、木片・流れ藻のような浮遊物、また、船底・ブイ等の人工物に着生して棲息する。

コケムシの群体形は棲息場所の環境を反映していると考えられるが、その様式は、被覆性・起立性・自由底生性に大別され、そのほか可撓性の有無や分岐パターンによって合計12種類の群体形に分類することができる(図)。さらに、現生コケムシの生態資料と群体形の機能形態学的特徴を基に、これら群体形と棲息環境(水流・堆積物供給量・深度・底質状態)との間の関係を表のようにまとめた。本研究の調査地域は、主にサンゴ礁およびその周辺の堆積物からなる石灰岩が広く分布し、岩相をもとにして上に挙げた環境を推定することが比較的容易である。群体形別産出データと岩相から復元された環境との関係は、浅い環境を示す岩相についてはこの表により良く説明できることが確認された。

しかし、あるサンプルについては予想される産出パターンと異なることがある。この理由としては、①浅海からの流れ込みによる混合、②コケムシによって推定さ



コケムシの群体形(zoarial types)の分類
及び 群体形と底質(付着基)との関係

Stach(1936), Kataoka(1961), Lagaaj & Gautier(1955),
Hayami(1975), 西澤・坂上(1986), 西澤(1987)より編纂

群体系の属性

No	群体系	特徴	付着基	付着部	外觀	可塑性	水流	堆積に	深度分布の目安 (m)
1	Petraliiform	単層性群体系. 根組織で岩などに付着.	硬	軟	硬	無	中	中	0-20-40-100- *****
2	Celleporiform B	多層性塊状群体系. 海藻などに付着.	軟	硬	軟	無	中	中	*****
3	Membraniporiform B	単層性群体系. 海藻などに付着. 石灰化は比較的弱い.	軟	硬	硬	有	強	強	*****
4	Buguliform	節状・房上群体系. 虫室口は片側にのみ開く. 海藻などに付着することが多い.	硬	軟	硬	有	強	強	*****
5	Cellariiform	円柱状の節が集合し, 群体系を形成. 虫室口は全方向に向き, 様々な基盤に付着.	硬	軟	硬	有	強	強	*****
6	Celleporiform A	多層性塊状群体系. 様々な硬質基盤に付着.	硬	軟	硬	有	中	弱	*****
7	Membraniporiform A	単層性群体系. 岩に付着.	硬	硬	硬	無	中	弱	*****
8	Conescharelliniform	円錐形・扇形の自由性群体系. 小根などにより砂泥底に立つ.	-	-	自由	無	中	弱	*****
9	Reteporiform	網目状群体系. 岩に付着.	硬	硬	硬	無	弱	弱	*****
10	Vinculariiform	二又に分岐する円柱状の枝からなる群体系. 岩に付着.	硬	硬	硬	無	弱	弱	*****
11	Adeoniform	二層性葉状またはつの状群体系. 岩に付着.	硬	硬	硬	無	弱	弱	*****
12	Eschariform	二層性群体系. 石灰質基盤または根組織で岩に付着.	硬	硬	硬	無	中	中	*****

れる環境は, 岩相から予測する環境よりも更に細かい部分, すなわち微小棲息環境 (microhabitat) を示している, といった原因が考えられる. 岩相から復元される環境は全体に平均化されたものであるが, コケムシ群体系の解析により, より細かな部分の微小環境推定の可能性が示唆される. (地質部)

Keywords: Okinawa, Pleistocene, bryozoa, Ryukyu Group

A Study of P-wave Velocity Discontinuity in D" Layer with J-Array Records: Preliminary Results

Akiko TANAKA

We analyzed digital waveform data recorded at J-Array, a large-aperture short-period seismic array in Japan, in order to search for P-waves reflected and or refracted at a velocity discontinuity possible existing at the top of D" layer. During the period of April 1991-June 1992, we selected waveform data with good quality for 8 events; 3 events in California-Nevada, and 5 events in Fiji-Tonga-New Zealand. They are located in the distances of 70~85° from the J-Array, where the phases originating at D" layer are expected. However, the P-waves from the events display no clear later arrivals with corresponding slowness in the raw paste-up traces. In slant-stacked

records from two events of Fiji Islands, there is a small peak with slowness and delay corresponding to waves originating at D" layer although these peaks are not so prominent. For the other events, we could not observe the phases even in the stacked records. Comparing synthetic data with observed ones, there can exist a P-wave velocity discontinuity with a jump of 1.0~1.5% at the top of the D" layer beneath the paths from Fiji Islands to Japan. However, the data set is only for the period of a year and we might need more good quality data for complete analyses.

(Geophysics Department)

Keywords: D" layer, J-Array, P-wave velocity

炭素質隕石中の有機化合物について

古宮正利

炭素質隕石に含まれる有機化合物は, 太陽系の始源物質中にどのような有機化合物が含まれていたのか, 有機物が非(前)生物的にどのような進化, 変遷をたどるのかということを知るために貴重な情報を与える. ここでは南極産炭素質隕石に含まれる有機化合物についての分析結果を述べる. 南極産隕石は地球上の有機物による汚染が極めて少なく, 地球外起源の有機物の研究に最適な試料である.

まず抽出性有機化合物について南極産炭素質隕石

Yamato(Y)-74662からモノカルボン酸を、Y-791198から炭化水素を検出する実験を行った。その結果Y-74662から、直鎖飽和 (C₂~C₁₂), 分枝, 芳香族の各種モノカルボン酸が10⁻⁶~10⁻⁷ g/gのレベルで検出された。Y-791198からは、ナフタレンからピレンまでの44種の芳香族炭化水素類が10⁻⁷ g/g以下のレベルで検出された。これらは多くの構造異性体を含む特徴を示した。

5種の南極産炭素質隕石の不溶性有機物を濃縮した試料をヘリウム気流下、室温から800°Cまで10°C/minの速度で昇温加熱した。分解放出成分中の化合物を詳しく同定するために、Y-791198の放出成分をGC/MSに導入して分析したところ120種以上の化合物を同定できた。それらのほとんどはベンゼン、ナフタレン、チオフェンなどの芳香族炭化水素、イオウを含むヘテロ環化合物と、それらにアルキル側鎖のついたものであった。次に有機物の分解放出の温度範囲を調べるため、成分を直接質量分析計に導入する方法で分析を行った。Y-791198とY-74662からは炭化水素が300~600°Cの幅広い温度範囲で放出され、放出の極大は400~500°C付近であった。一方Y-793321, Belgica(B)-7904, Y-86720からは有機物の放出はほとんど見られなかった。熱重量測定と元素分析の結果、分解成分が多く検出された不溶性有機物の減量率は他の試料に比べて大きく、またそれらの加熱前におけるH/C原子比の値も高いという傾向が見られた。

これらのことを併せて考察すると、Y-791198とY-74662の不溶性有機物は芳香環や、イオウを含むヘテロ環がアルキル鎖で架橋された構造を持つことが支持される。この不溶性有機物は加熱によって切断される結合を比較的多く含んでいるのに対し、Y-793321などではそのような結合が少ないと推測される。Y-791198とY-74662は比較的穏やかな熱作用を受けているのに対し、他の隕石は500°C以上の温度で熱作用を受けたことが報告されている。Y-793321などの不溶性有機物は高音の熱作用を受け、熱に弱い結合は切れて揮発性分子を消失し、よりグラファイト的になったと考えられる。

(燃料資源部)

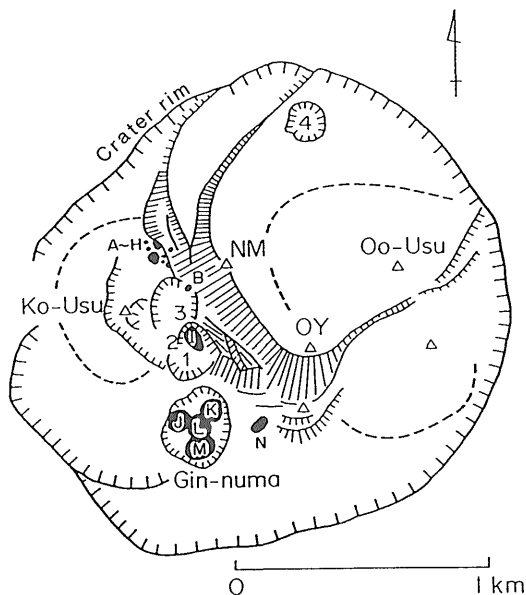
Keywords : meteorite, carbonaceous chondrite, organic compounds

有珠山1977年噴火にともなう熱活動について

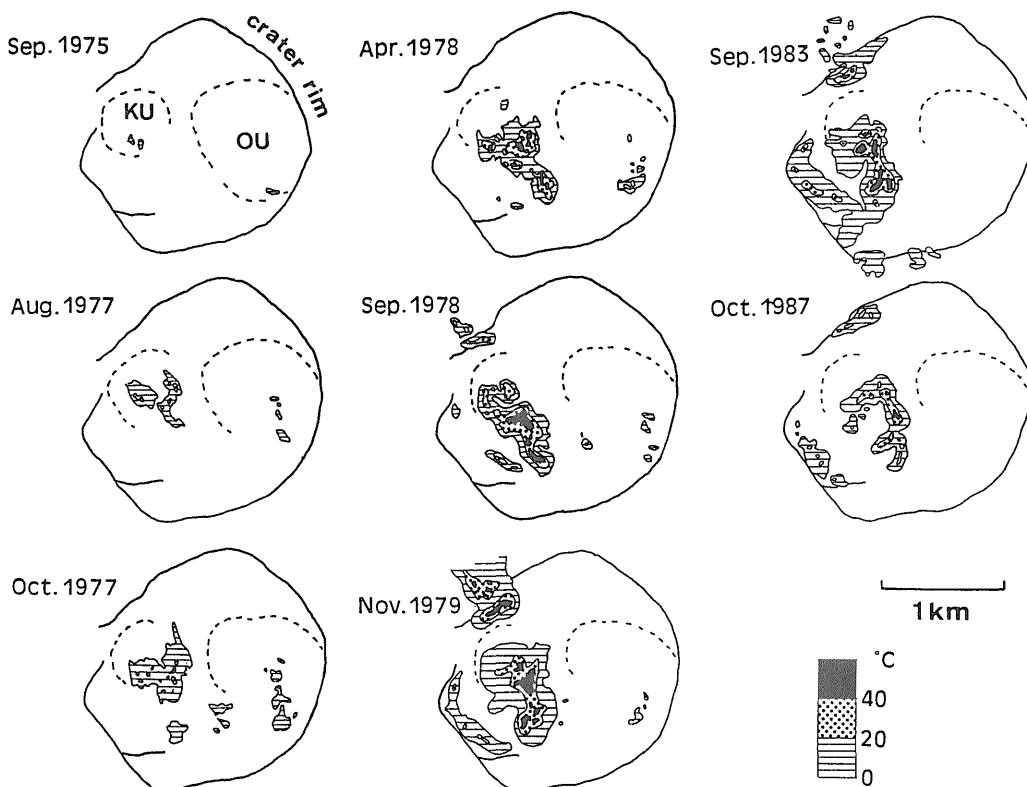
松島喜雄

1. はじめに

活動的な火山では、水蒸気を主体とした噴気現象や地中温度異常等の熱活動が見られる。これらの活動を定量的に捉えることは、火山での熱水系を考察する上で重要である。噴火に前後して地下浅部に貫入したマグマに起因する熱活動は、マグマの冷却にともない短期的な変動を示すことが予想される。しかしながら、そのような推移を系統的に観測した例は極めて少ない。そこで、マグマが貫入したことが明らかである有珠山1977年噴火に着目し、熱学的な観測を繰り返し行ない放熱量の時間推移を明らかにした。さらに、観測結果を基にして、蒸気・熱水流動にともなう熱伝達の数値シミュレーションを行ない、地下の熱伝達について考察した。



第1図 山頂火口原内の噴火口、断層の分布。図中の数字(1-4)、アルファベット(A-N)は1977-78年噴火により形成された火口を、斜線部は断層を示す。銀沼火口はJ, K, L, Mの火口が複合して出来た。NM(有珠新山), OY(おがり山)は、隆起運動により形成された滞り山頂丘である。

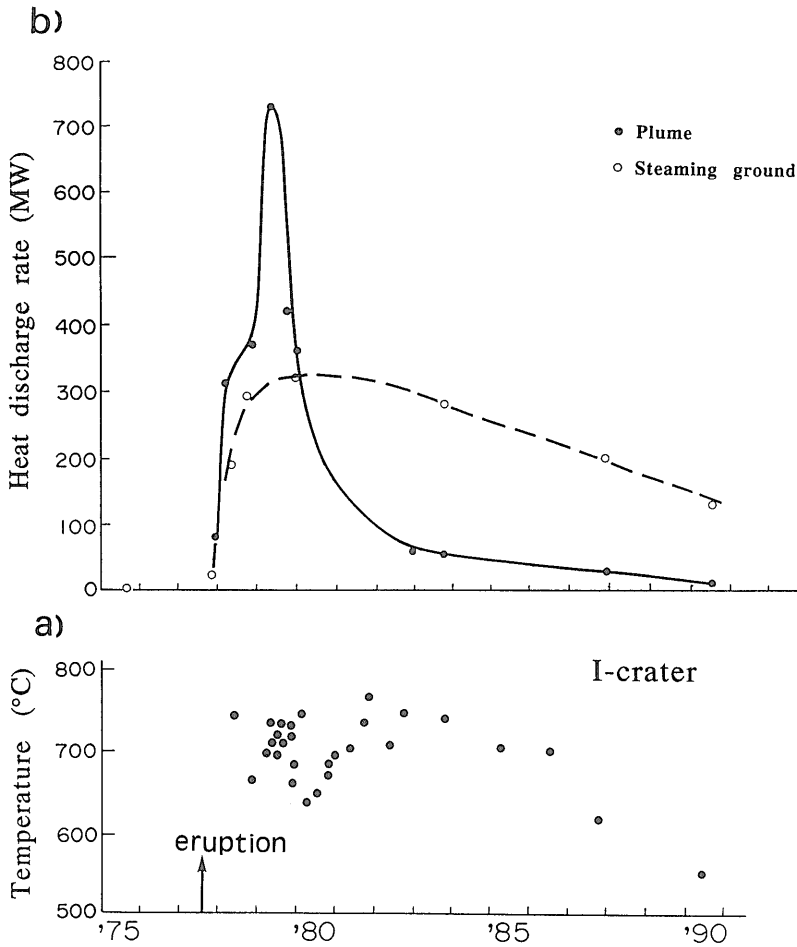


第2図 火口原における地表面温度分布の時間推移。

2. 噴火の概要と放熱量の時間推移

有珠山の噴火活動は、粘性の高いデイサイトマグマによる円頂丘形成で特徴づけられ、山頂火口原には、それぞれ1853年、1663年に形成された大有珠、小有珠の溶岩円頂丘が存在する。1977年に始まる噴火は火口原内でおこった。形成された火口を第1図に示す。噴火にともなうマグマの貫入によって、U字型の断層(第1図斜線部)を境に北東側は比高差約180mまで隆起し、有珠新山(NM)、おがり山(OY)を形成した。噴火後から活発化した熱活動は、微噴気後の形成と加熱蒸気を主体とした噴気活動に大別される。微噴気地の形成過程は、地表面温度分布の推移(第2図)から把握される。噴火開始後、断層群や火口に沿って高温部が現われ、微噴気地が拡大した様子が見られる。地表面温度分布の最高温部に位置するI火口(第1図I)では、過熱蒸気が勢いよく上昇する噴気孔が存在している。このような噴気活動の推移は、地表面温度から捕えることはできない。参考のため、

噴気の最高温履歴年変化を第3図aに示した。噴火後温度は低下しているものの1990年でも依然として500°C以上の高温であることがわかる。以上述べた熱活動の推移を定量的に評価するために、それぞれの放熱量を算出した。噴気孔からの放熱量は、Briggs(1969)の方法を用いて噴気の上昇速度から算出した。一方、微噴気地からの放熱量は、江原・岡本(1980)の方法を用いて、先に述べた地表面温度分布と、1987年、90年に行った地中温度分布のデータを用いて算出した(松島, 1992)。その結果、1990年に至るまでの放熱量の時間推移を示したのが第3図bである。噴気孔からの放熱量(黒丸)も、微噴気地からの放熱量(白抜き丸)も噴火開始後から増加し、約2年後の1979年に活動のピークを迎える。その後噴気孔からの放熱量は急速に減少するのに対し、微噴気地からの放熱量は穏やかに減少している。ピークに達した後、放熱量は単調に減少し、熱源であるマグマの冷却を示している。ただし、各々の時間推移は媒質での熱伝達過程を反映している。噴気温度が高温なので、噴気孔からの



第3図 a) I 火口における噴気の最高温度の経年変化。

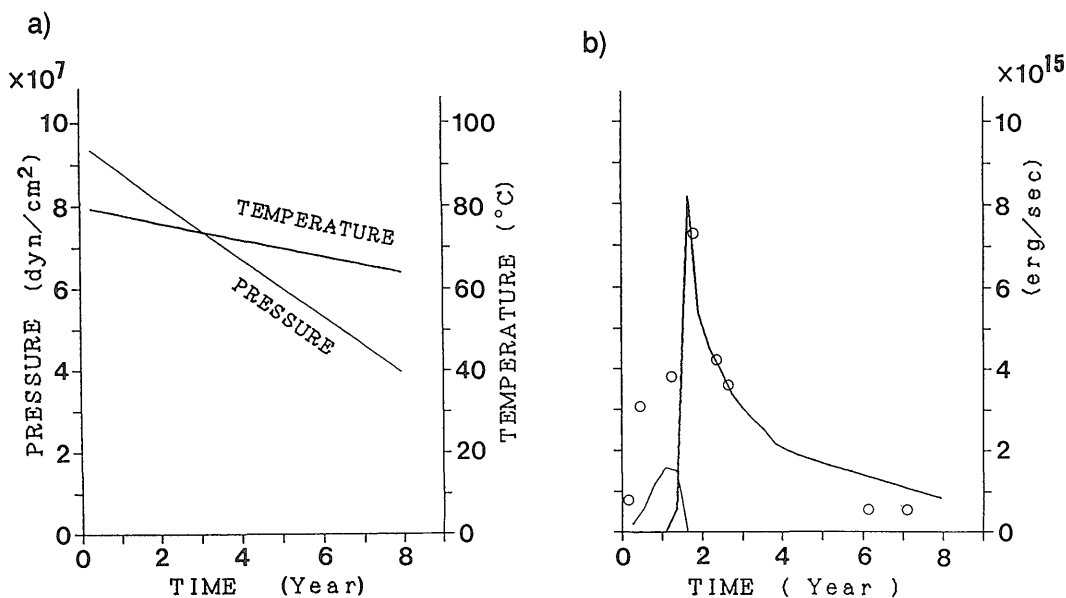
b) 放熱量の経年変化。放熱量の単位はMW (10^6 J/sec)。黒丸は噴気孔からの放熱量、白抜き丸は微噴気地からの放熱量を示す。

放熱は、火道や断層等の断裂を上昇するマグマ付近の加熱蒸気によってまかなわれている。一方、微噴気地を形成している南西火口原は、自然電位や比抵抗の観測から推定される熱水の上昇域である (Matsushima *et al.* 1990)。蒸気上昇域の周囲には熱水対流ゾーンが形成され、それによって微噴気地からの放熱がまかなわれていると考えられる。微噴気地からの放熱が噴気孔からの放熱に比べ時間推移が緩やかなのは、多孔質媒質中の熱水の移動が、断裂の蒸気の移動に比べ緩慢であることによるのであろう。

3. 数値シミュレーション

放熱量の時間推移のパターンをもたらす地下構造とメ

カニズムについてさらに考察するために、多孔質媒質中の気液 2 相流体による熱伝達のシミュレーションを行った。現在までのところ、噴気孔からの放熱 (第3図 b の黒丸) に着目したシミュレーションを行っている。放熱量の時間推移として特徴的なことは、鋭いピークを持つこと、そのピークは噴火後約 2 年の遅れをもって現われることである。計算の目的は、このような放熱量の時間推移がどのような条件で現われるか、その時の地下の状態はどうなっているかを明らかにすることである。マグマは各種の地球物理学的な探査結果から、地表下 1 km に位置すると推定されている。そこで、マグマより上方 1 km の範囲を対象とし、マグマ付近で生じた過熱水蒸気が上昇する過程で、媒質の状態および地表での放熱量がいか



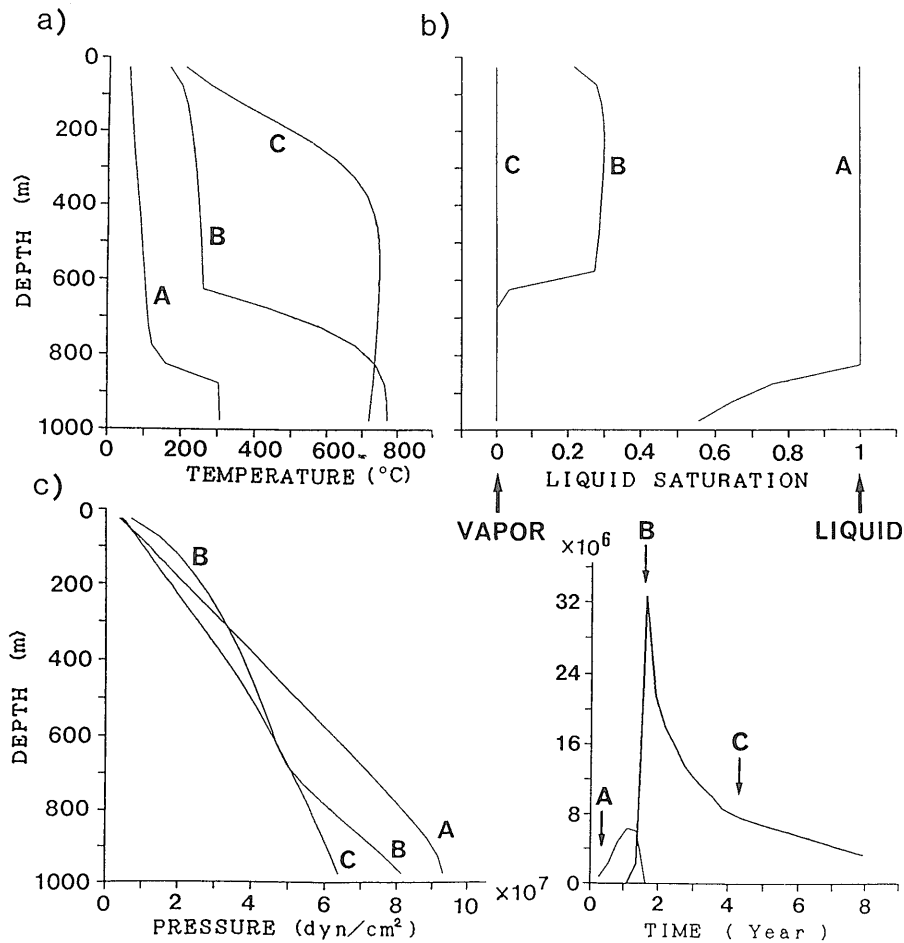
第4図 a) 下面に与えた温度(右軸), 圧力(左軸)の境界条件。
 b) 放熱量の計算結果(実線)と観測値(白丸)。細い実線が液相の水による放熱量, 太い実線が蒸気による放熱量である。

に時間推移するかを計算する。計算は、鉛直方向1次元で行った。媒質の初期条件は水で飽和し地殻熱流量に相当する温度勾配と、それに対応する静水圧分布を与えた。境界条件は、上面では50°Cで大気圧、下面ではI火口の噴気最高温度を近似して与えた。そして、下面の圧力と、媒質の構造となる透過度、空隙率を未知パラメータとして繰り返し計算を行った。その中で、最も観測値に一致した結果を第4図に示す。第4図aは、下面での温度、圧力の境界条件である。第4図bは、放熱量の計算結果(実線)と観測値(白丸)を示す。細い実線が液相の水の放出に伴う放熱、太い実線が蒸気の放出に伴う放熱量である。なお、計算に当たって放熱面積は $2.5 \times 10^4 \text{m}^2$ としたが、これは、噴気活動域の面積に相当する。放熱量がピークに達した後、単調に減少するためには、境界条件の圧力を低下させる必要があった。このことは、マグマ付近からの蒸気供給量の減少を意味している。一方、放熱量がピークに達するまでの時間は、地下構造に依存する。透過度が大きく空隙率が小さいほど、ピークは早く現われる。図に示した結果は、透過度を $2 \times 10^{-9} \text{cm}^2$ 空隙率を0.3とした場合である。試行錯誤的に行った計算の結果、透過度は 10^{-9}cm^2 のオーダーでなければならぬことが明らかになった。次に、媒質の状態に注目し、放熱量にみられる鋭いピークをもたらすメカニズム

について考察する。第5図に示したのは、温度(a)、液相飽和度(Liquid saturation, b)、圧力(c)の深さ方向の分布である。それぞれ、第5図の右下に示したA、B、Cの各時期における分布である。ここで、液相飽和度とは、単位質量中に占める液相の割合を示した量で、1.0の時は全て液相の水、0.0の時は全て蒸気、その中間では2相状態であることを示している。第5図a、bから分かるように、AからCへの時間経過とともに、下部から温度が上昇し、2相そして蒸気単相へと次第に推移する。第5図cに見られ圧力分布は、初期には静水圧に近い(A)が、2相領域が出現するにおよび逆S字状の分布を呈するようになる(B)。これは、2相領域では、飽和圧力を維持する傾向にあるのに対し、上面、下面で圧力が規定されているためである。その結果、この時点では、地表付近の圧力勾配が急になり、量流が増すとともに放熱量が増加した。しかし、全域が蒸気になると、再び圧力勾配は単純な分布(C)となり、放熱量は減少している。すなわち、地下の状態が液相の水から蒸気に置き変わる過程で、観測値にみられるような一時的な放熱量の増加が生じることが分かった。

4. まとめ

熱学的な観測を繰り返すことにより、放熱量の経



第5図 a) 鉛直方向の温度分布. 右下に示したA, B, Cの3つの時期の分布である.
 b) 鉛直方向の液相飽和度の分析. a)と同時期の分布である.
 c) 鉛直方向の圧力分布. a)と同時期の分布である.

年変化を明らかにした。その結果、次のような変動を捉えることができた。放熱量は、噴火開始後から増加し、約2年後の1979年に活動のピークを迎える。このような遅れは、媒質中での熱対流形成によるものである。ピークに達した後、放熱量は単調に減少し、熱源であるマグマの冷却を示している。ただし、噴気孔からの放熱量は急速に減少するのに対し、微噴気地からの放熱量は穏やかに減少している。前者が、断裂を上昇する水蒸気によってまかなわれているのに対し、後者は多孔質媒質中の熱水対流によってまかなわれている。放熱量の時間推移が緩やかなのは、多孔質媒質中の熱水の移動が、断裂の蒸気の移動に比べ緩慢であることによるのであろう。噴気孔からの放熱量に着目し、気液2相を考慮した熱伝達

の数値シミュレーションを行った。その結果、ピークの遅れは媒質の構造に依存し、透過度が 10^{-8}cm^2 のオーダーであることが明らかになった。また、地下の状態が蒸気になる過程で、2相領域が形成されることにより放熱量の鋭いピークが現われることがわかった。

文 献

Briggs, G. A.(1969) Plume rise. ACE critical review series, USAEC report TID-25075.
 江原幸雄・岡本 純 (1980) 噴気地からの放熱量の推定. 日本地熱学会誌, 2, 13-27.
 鍵山恒臣 (1978) 火山からの噴気による熱エネルギー

ギーとH₂Oの放出量：Plume riseからの推定。火山，第2集，23，183-197。

Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, R., Takagi, A. and Nishida, Y. (1990) Self-potential studies in volcanic areas (2) -Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan-. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 8, 465-477.

松島喜雄(1993) 有珠山1977年噴火にともなう熱活動。地質ニュース，no.466，p. 25-32。

(地殻熱部)

Keywords: Usu Volcano, eruption in 1977, Active Volcano, Thermal history, Simulation, Dacite, exhalation

伊東における温度変動と地震火山活動

佐藤 努

伊東温泉では，1989年の海底噴火を伴った伊豆半島東方沖群発地震活動の際，いくつかの井戸で温泉の自噴が起きた。その中の2つの井戸(EDY, HRN)において，同年7月から水位，水温，化学組成の連続観測が東京大学理学部によって開始された。各観測井の概要は以下の通りである。

EDY：深さ85mで主に水位を測定。噴火地点からの距離はおおよそ3 km。

HRN：深さ490mで，揚湯された温泉水(平均54°C)の水温および化学組成(特にSO₄²⁻/Cl⁻比)を測定。噴火地点からの距離はおおよそ4 km。

1992年までの3年間の観測期間中，すべての観測項目にa)噴火後から1989年12月までに続いた長期的減少とb)伊豆半島周辺の中規模地震(>M5.0に伴うステップ状の上昇が観測された。また，EDYの水位には降雨，気圧，潮汐による変化が観測された。

a)の変化量から，自噴に至るまでのEDYの水位上昇量を推定すると，200cm以上となった。同様に，HRNの水温およびSO₄²⁻/Cl⁻比の上昇量はそれぞれ1°C，5%と推定される。一方，b)の変化量はそれぞれ50cm，0.05°C，3%であった。このような変化をもたらした原因を，観測項目別に考察する。

水位(EDY)

水位の変化は，帯水層の間隙水圧の変化に対応する。よってa)やb)の変化は，EDYの間隙水圧の変化によって考えられる。

水温(HRN)

水温は，主に冷却と混合の2つの効果によって変化すると考えられる。前者は揚湯時に起こり，冷却時間は揚湯量に反比例する。揚湯量は水位つまり間隙水圧によって変化し，よって冷却による水温変化は間隙水圧の変化に対応すると考えられる。混合については次のSO₄²⁻/Cl⁻比の項で述べる。

SO₄²⁻/Cl⁻比(HRN)

伊東温泉の温泉水のSO₄²⁻/Cl⁻比と水温は，共に海岸から山側に向かって高くなっている。一方，温泉帯水層の透水係数は地理的に不均質であることが報告されている。よって，温泉水の混合状態は間隙水圧の変化によって容易に乱されると考えられ，その結果SO₄²⁻/Cl⁻比や水温が変化すると思われる。

以上をまとめると，水位，水温，化学組織の変化はいずれも間隙水圧の変化が原因であると思われる。最後に，その間隙水圧を変化させた要因について考察する。

地殻変動の観測結果から，1989年の活動中マグマは地殻の割目を押し広げて上昇したと考えられている。伊東温泉では，この時に縮みの地殻歪変化を受け，その結果間隙水圧が上昇して自噴が起きたと思われる。噴火後のa)の変化は，上昇した間隙水圧が排水によって徐々に低下したことを示すと思われる。一方b)の変化については，地殻歪変化によるものか地震動によるものか，本研究で明らかにすることは出来なかった。(環境地質部)

Keywords: Izu peninsula, earthquake swarm, hot spring, Ito

アフリカ・キブ湖のヘリウム同位体比

前川竜男

東アフリカ地溝帯は大陸における拡大軸であり，これを境にアフリカ大陸が分裂しつつあると考えられている。この地溝帯に沿って多くの火山活動が見られるが，現在最も活動的なのは西部リフトのニイラゴンゴ火山を含む火山地域である。キブ湖はこの火山地域に隣接する熱帯湖で深層水に二酸化炭素やメタンなどのガスが多量に溶存している。ヘリウムは主要な供給源(マントル，地殻，大気)が異なる同位体比を持つことから，湖水中の溶存ヘリウムを測定することにより，その起源についての有用な情報が得られる。本研究では深度別に採集したキブ湖の溶存ガスと湖の周辺の温泉ガス，温泉水についてヘリウム同位体比を測定した。その結果，この地域のヘリウム同位体比は大気の約7倍に達することがわか

った。この値は海洋における拡大軸である中央海嶺から放出される熱水のヘリウム同位体比とほぼ同じであるので、この地域のヘリウムは上部マントルから放出されたと考えられる。しかし、マントルプルームのヘリウムが地殻の混入を受けたものである可能性も残されている。

キブ湖の湖水の化学成層と溶存するヘリウムの同位体比との関係についても考察した。キブ湖は、その深層水の塩分濃度が高く比重の大きい水が停滞している部分循環湖(メロミクティック湖)である。深層水中の多量の物質は湖底付近に存在する温泉から放出されたと考えられている。温泉から放出された物質は化学成層により上方への拡散が制限されるため深層水中に蓄積されている。湖水に溶存するイオンやガスの濃度は深度が増すにつれて段階的に増加している。また深度250m付近に急激な濃度の増加があり化学躍層を形成している。湖水に溶存するヘリウムの同位体比は大気より高い値を示し、深度が増すにつれて高くなる。湖底付近で最高値(大気の3.3倍)をとることから、マントル起源のヘリウムが湖底より放出されていることがわかった。また深層水中のヘリウム同位体比が化学躍層の上下で異なっている。これはマントル起源と地殻起源のヘリウムの混合比が化学躍層を境にして変化していることを示している。このことより、地下水によって運ばれた低い同位体比をもつ地殻起源ヘリウムが化学躍層より浅いところで湖水に流入していることがわかった。(地殻化学部)

Keywords: Lake Kivu, helium isotope, meromictic lake

紀伊半島東部、みかぶ緑色岩類に伴う青色片岩

坂野靖行

紀伊半島東部(三重県伊勢市円座町)のみかぶ緑色岩類分布域より、蛇紋岩類に伴う青色片岩が発見された。蛇紋岩類は、塊状蛇紋岩と蛇紋岩礫岩とに分類される。色片岩は薄い層(幅6~250cm)として、蛇紋岩礫岩中に出現する。滑石炭酸塩岩は、青色片岩と蛇紋岩礫岩との間に出現する。青色片岩および周囲の三波川結晶片岩

の鉱物線構造は東西方向に集中する。また、青色片岩、滑石炭酸塩岩および周囲の三波川結晶片岩の褶曲軸は東西方向に集中する。青色片岩の主要な変成鉱物は、アルカリ角閃石(マグネシオリベック閃石)、アルカリ輝石(エジリン~エジリンオーゾジャイト)、白雲母(フェンジャイト)、方解石、石英および赤鉄鉱である。この鉱物組合せから、青色片岩の変成度は三波川帯の緑泥石帯に相当すると考えられ、周囲に分布する泥質片岩の変成度と調和的である。青色片岩、滑石片岩、滑石炭酸塩岩および蛇紋岩礫岩は特徴的に碎屑性鉱物(クロムスピネル、褐色および無色カルシウム角閃石)を含む。各岩石中の碎屑性クロムスピネルは、互いに類似の化学組成範囲を有する。褐色および無色カルシウム角閃石についても同様である。これらの岩石学的特徴から、青色片岩と滑石炭酸塩岩の原岩および蛇紋岩礫岩は一連の堆積物であり、周囲の泥質片岩および緑色岩の原岩と共に三波川変成作用を被ったと推定される。

青色片岩中には、クロムに富むアルカリ輝石と白雲母が存在する。アルカリ輝石は、多くの場合柱状結晶として石英や方解石の気質中に産するが、まれに白雲母と共にクロムスピネルの周囲を取り巻いて産する。基質中に産するものはクロムに乏しいが($\text{Cr}_2\text{O}_3=0.0-0.7\text{wt}\%$)、クロムスピネルの周囲を取り巻くものは、クロムに富み($\text{Cr}_2\text{O}_3=0.0-12.8\text{wt}\%$)、主にエジリン成分とコスモクロア成分の固溶体である。白雲母は緑色の繊維状結晶集合体として産し、たいていの場合その中心部にクロムスピネルが存在する。クロムに富み($\text{Cr}_2\text{O}_3=1.7-17.8\text{wt}\%$)、 $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}^{\text{VI}})$ 原子比は0.1から0.8まで変動する。まれにほとんどクロムを含まない($\text{Cr}_2\text{O}_3=0.0-0.2\text{wt}\%$)無色の白雲母が存在する。この白雲母はクロムスピネルを伴わない。クロムに富む変成鉱物がクロムスピネルの周囲に限られることは、変成作用の間クロムスピネルから拡散したクロムの領域がせまかったことを示している(クロムスピネルとクロムに富む変成鉱物の集合体の最大長径は約1cm)。この限られた拡散のため、非常に高い Cr_2O_3 値を持つ変成鉱物が形成されたと考えられる。(地質標本館)

Keywords: blueschist, serpentinite conglomerate, Mikabu greenstone, chromian mineral