

講演要旨(第150回)*

特集 火山の地質・地下構造と岩石

日本の火山と噴火予知計画

小野 晃司

測地学審議会の建議にもとづいて、1974年国家的プロジェクトとしての火山噴火予知計画(第1次、昭和49-53年度)が発足し、現在54-58年度の第2次計画が進行中である。第1次計画の重点目標は重要活火山に対する気象庁観測施設や大学の既設観測所の整備、噴火予知連絡会の設置などであった。活動中の火山に対する観測設備・体制の整備が真先に行われるべきことであったのは当然である。

第2次計画では、第1次計画の延長としての観測施設・体制の強化だけでなく、火山活動基礎資料の整備がとりあげられた。具体的には、国土地理院の火山基本図(1/5,000)、海上保安庁水路部の精密海底火山地形図、地質調査所の火山地質図の作成である。火山地質図として、これまで桜島・有珠両火山の地質図が発行された。

1979年9月阿蘇、続いて同10月木曾御岳が爆発した。とくに後者は、“ノーマークのC級活火山”が有史以来始めて活動したものとして、センセーショナルに報道された。しかし、近代的火山観測はもとより、文書による歴史記録がなされた時間は、10万年代の火山の活動史の時間の1/100以下にすぎない。いわゆる“活火山”はすべて活動のポテンシャルをもっと考えた方がよいであろう。現時点で活動中の火山の観測・監視だけでなく、噴火予知戦略としては、火山を地質的な長期的視点でみることも必要と思われる。

地質調査所はこれまで5万分の1図幅や各種の経常研究によって火山の研究にあたってきた。それらを継続・発展させることがますます重要で、その基盤の上にこそ地熱開発や噴火予知への貢献も可能である。応用的研究の成果はまた、全体としての火山の理解に還流されるであろう。

(環境地質部)

支笏カルデラの地震探査

一屈折法と反射法(音波探査)予報一

伊藤公介・長谷川 功

火山地域、特にカルデラの地下構造を明らかにする目的で、1980年から北海道支笏湖地域において地震探査と音波探査を実施している。これは1982年まで継続しておこなわれる予定であるが、中間報告として現在までに得られた結果の一部を紹介する。

第1回の探査は1980年秋に支笏湖を横断する陸上一湖上の測線で爆破地震による屈折法探査を行った。爆発点は支笏湖の東岸(湖畔)から北東約10 kmに設けた1点(405 kg)のみで、これより支笏湖を長軸方向に横切る測線上に、陸上9点、湖底10点の観測点を置いた。爆発点と陸上観測点については通常の方式であるが、360 mという深い水域で陸上と同等の精度で観測するということは前例もなく、かなり困難をともなった。湖区間の観測点では受振器として hidroホン(感圧型)を用い、位置精度と高 S/N 比を確保するために湖底に定置した。これから400 mの水中ケーブルを通じて、湖岸に近い2点は陸上に、他の8点は各点毎に湖上に浮かべた観測ボートに導きそれぞれの観測装置により磁気記録した。hidroホンの位置は投入地点付近を作業船が航行しながら水中音(音波探査用音源による)を発生し、それをhidroホンで受けて記録することによって精密に測量した。作業船の位置測量は電波測量によった。

観測の結果は、爆発が軟弱な火山灰層中でおこなわれたことによる効きの悪さと、自動車によるノイズのために遠い陸上観測点では爆発振動を検出できなかったが、爆発点から湖を横断した地点までは良好な記録が得られ、見かけ速度2.3 km/sと5.3 km/s前後の2速度層が確認された。また湖底部分では陸上に比べて顕著な走時の遅れが見られ、カルデラ下の構造の落ち込みを示している。

第2回の探査は1981年夏に支笏湖底下の浅部構造を目的とする音波探査を実施した。内容はプーマー(300ジュール)とエアガン(10及び20立方インチ)による反射

* 昭和56年11月25日本所において開催の研究発表会

法探査と、エアガンを音源とする小規模な屈折法探査である。

反射法探査は支笏湖全域にわたる縦横各1.5ないし1.7 km 間隔の10測線で、プーマーとエアガンの両方をおこない(合計測線長約160 km)、湖底下約400mまでのほぼ良好な反射断面が得られた。

また、前年の地震探査測線に沿った湖底の3地点にハイドロホンを設置し、この上をエアガンが通る時に観測することによって屈折法の探査を行った。この結果、測点間隔約19mで水平距離4 km 程度まで屈折波の検出に成功し、地震探査では得られない浅部構造に関する貴重なデータを入手した。

爆破地震による屈折法探査は1980年に1爆発点のみがおこなわれたが、1982年(第3回)にはこの逆方向の爆発を実施し、前2回の結果と合わせて総合的な解析が行われる予定である。

(環境地質部・同)

火山におきる岩屑流(デブリ・アバランシュ)

三村 弘二

島弧を特徴づける安山岩質成層火山の山麓部に広く分布する、いわゆる泥流堆積物のかなりのものが、火山体の崩壊によって生じた岩屑流である可能性が高い。

岩屑流は mass movement の一種で、岩屑が主に空気と混合して高速で流れ下る現象である。水をほとんど含まないことから、ドライ アバランシュ(dry avalanche)と呼ばれることもある。1980年5月18日のセントヘレンズ山の大噴火はまさにその好例といえよう。一方、ペルー、カナダ、アラスカ、スイスなどでは火山とは無関係な岩屑流がすでに目撃されている。その多くは地震をきっかけとして発生しているが、流れの速さは時速150km以上、ときに時速280 km をこえる。

セントヘレンズ山の例にみられるように、火山体の崩壊によって生じた岩屑流の分布域には多数の流れ山地形が顕著に発達する。日本では磐梯山、鳥海山、雲仙などの火山で、山頂部の馬蹄型の崩壊地形に対応した山麓部の流れ山地形が明瞭に認められる。これらの流れ山は崩壊前の火山体の破片(巨大な岩塊)から主に構成される。八が岳山麓の韭崎岩屑流にみられる流れ山はその最大例で、径500m比高125mに達する流れ山のほとんどが旧火山体の一部に相当する巨大な成層岩塊で占められている。岩屑流堆積物はその特徴として、このような流れ山地形を形成する巨大岩塊のほか、shattered block や、

軟弱な地層の極めて扁平なブロックを含み、いかなる水中堆積の構造も示さない。このような特徴は岩屑流が、主に水を媒体とする泥流や土石流とは全く異質な流れであり、空気を媒体とする粉体流であることを示唆している。しかし、その内部構造と運動のメカニズムの詳細はまだ解明されていない。

安山岩質成層火山では、このような岩屑流という形でおこなわれる火山体の破局的な崩壊はむしろ必然的ともなわれるものなのかもしれない。

(海外地質調査協力室)

セントヘレンズ火山1980年の噴火

—スライドによる紹介—

小野 晃司

1980年5月18日、アメリカ合衆国ワシントン州のセントヘレンズ火山が大爆発し、周辺にすさまじい被害を与えた。これは高度の文明国で、十分に準備された科学的観測の中でおきた史上最初の爆発的大噴火である。

同年3月20日同火山付近に地震が始まり、3月27日最初の水蒸気爆発、その後間欠的爆発の間に山頂部の北側へのせり出しが起り、1.5-2 m/日に達した。5月18日朝地震によって山頂部が崩壊。瞬時に流動化して岩屑流として流下、つづいて山体上部から水蒸気爆発が起り、さらに軽石噴火が始まって噴煙柱の上昇(東方への降灰)、軽石流が発生した。岩屑流とほぼ同時に強烈な横向きの風が径10数 km の扇形の地域の森林を破壊した。

成層火山の頂部の勾配は基本的に最大静止角に保たれている。この爆発は、マグマの山体上部への貫入によって過傾斜となった山頂部が、地震動によって崩壊し、さらにそれによる荷重除去によってマグマの爆発的発泡が誘起されてプリニー式噴火が始まるという経過をたどった。その後爆発カルデラ内で、爆発と軽石流の流出が繰返されたのち、溶岩の流出によるドームの成長が間欠的に続いている。なお現在、溶岩流出についてはほぼ完全な短期予知が行われている。

爆発の2年前、1978年 USGS の CRANDELL と MULLIN-EAUX は「セントヘレンズ火山の将来の噴火と災害の可能性」という小冊子を印刷した(USGS Bull. 1383-C)。2人は長期に亘る地道な地質調査の結果をもとに、一般読者向けの平易な言葉で同火山の活動史を明らかにし、今世紀内に次の噴火があることを明言し、噴火活動の予測とともに災害予測図を示した。州が多小の抵抗をおしきって住民を避難させ、結果として多くの人命を救ったのはこの出版物をはじめ、USGS などの科学者の助言に

負うところが大きい。

この活動に関する歴大な科学的報告が今後公表されるはずであるが、自然科学としての成果だけでなく、科学者の社会的責任、対応の問題としても多くの教訓が得られるであろう。

(環境地質部)

有珠火山の形成史

曾屋 龍典

有珠火山は、洞爺カルデラの南端に位置する玄武岩-苦鉄質安山岩の溶岩・スコリアからなる成層火山で、その頂部には、直径約1.8 kmの小カルデラがある。このカルデラ底には、小有珠及び大有珠溶岩円頂丘とオガリ山潜在円頂丘があり、北麓には、昭和新山溶岩円頂丘、6個の潜在円頂丘及び寄生火山のドンコロ山スコリア丘がある。

有珠山の形成史は外輪山形成と、新期活動の2つの活動期にわけられる。外輪山形成期の活動は、およそ1万年前に始まり、玄武岩-苦鉄質安山岩の溶岩・スコリアが噴出し、ほぼ円形の成層火山が形成された。その後、7000-8000年前に、山頂部の大崩壊が起り、山頂部は、乾燥岩屑流として南麓に流下した(善光寺岩屑流)。このため山頂部には、南に開く馬蹄形の火口が形成された。

新期活動期は、1663年の流紋岩の大規模な軽石噴火(Us-b)で始まり、1769(明和5)年、1822(文政5)年、1853(嘉永6)年、1910(明治43)年、1943-45(昭和18-20)年、1977-78(昭和52-53)年と、30-50年の周期で噴火活動を行っている。

1663年の噴火は、 2.2 km^3 の流紋岩軽石を噴出し、それに引き続いて、規模の大きな水蒸気爆発をくり返し、山麓には、主に火山灰からなるベースサージ堆積物を流下させている。おそらくこの噴火によって馬蹄形の爆発火口は、現在とほぼ同様な円形のカルデラ様の火口になった。

1769年、1822年及び1853年の噴火は、共通した経過をたどった。まず前兆地震が発生し、山頂火口原で軽石噴火がおこった。次いで、発泡の悪い軽石、火山弾及び火山灰からなる火砕流が流下した。それぞれの噴火の末期には、水蒸気爆発が起った。それぞれの噴火後、溶岩円頂丘が形成されているが、マグマがどの時点で地表に現れたか不明である。降下火砕物の量や火砕流の分布は、1769年が最大で1853年で最小であり、マグマの性質が SiO_2 に乏しくなるとともに、噴火の規模も小さくなって

いる。

1910年と1943-1945年の噴火は、有珠火山の北山麓で起り、いずれも、軽石噴火はなく、水蒸気爆発であり、1910年の噴火は、潜在円頂丘を、1943-45年の噴火は、その活動の末期に昭和新山を形成した。

1977-1978年の噴火は、山頂火口原で起り、前兆地震-軽石噴火-水蒸気爆発と経過し、火口原の隆起と外輪山の北側へ大きくはり出しなど地殻変動が起ったが、溶岩円頂丘は出現しない。この噴火の経過は、1769、1822、1853年の噴火の経過と比較すると、火砕流の発生がないことと溶岩円頂丘が出現しなかったことを除くとよく似ている。

(環境地質部)

有珠火山最近300年間の噴出物

奥村 公男

有珠火山は最近の約300年間に30-50年間隔で噴火を繰返しており、流紋岩-デイサイトの火砕物や溶岩を噴出している。これらの噴出物は共通して、斜長石と斜方輝石の斑晶を含んでいる。これらの斑晶は組成から、次の3つのタイプに分けられる。

タイプ A: 斜長石では $\text{An}_{40}\text{Ab}_{60}$ 、斜方輝石では $\text{En}_{45}\text{Fs}_{55}$ の均質な斑晶。

タイプ B: 斜長石では $\text{An}_{75}\text{Ab}_{25}$ 、斜方輝石では $\text{En}_{79}\text{Fs}_{21}$ の均質な斑晶。

タイプ C: タイプAとBの中間の組成範囲で normal な累帯構造を持つ斑晶。

これら3つのタイプの斑晶の産出頻度は噴火年代とともに規則的に変化している。最初の噴出物である Us-b 降下軽石堆積物(1663年)の下部の斑晶は大部分タイプAであり、タイプBを欠くが、中・上部ではタイプBの斑晶が加わる。また中・上部では角閃石と普通輝石の斑晶も含まれる。小有珠(1767年?)以後の噴出物は、タイプCの斑晶を多く含み、タイプAとBの斑晶は少ない。角閃石も産出も非常にまれである。新しい噴出物ほど、タイプCの斑晶の組成範囲は狭く、タイプAとBの斑晶の産出も少ない。

Us-bの次に噴出した Us-Va には、しばしば縞状軽石が含まれる。軽石中の塩基性バンドはタイプBとCの斜長石と斜方輝石のほかに、角閃石と普通輝石の斑晶を含む安山岩である。角閃石と普通輝石の組成は、Us-bに含まれるものによく似ており、斑晶の中心から縁部まで均質である。一方酸性バンドはタイプA、B、Cの斑晶

を含み、小有珠とよく似たデイサイトである。塩基性バンドに近接した部分に角閃石が見つかることが多い。

これらの事実から、Us-bの噴火に先だって流紋岩(Us-bの下部に類似)のマグマだまり中に角閃石安山岩(Us-Vaの塩基性バンドに類似)のマグマが混入し、最上部が流紋岩質で下部がデイサイト質のzoned magma chamberが形成されたと推定される。最近300年間の有珠火山の噴出物は、このマグマだまりに由来しており、非平衡斑晶(タイプAとB)が液と反応し平衡に達する過程を示していると推定される。

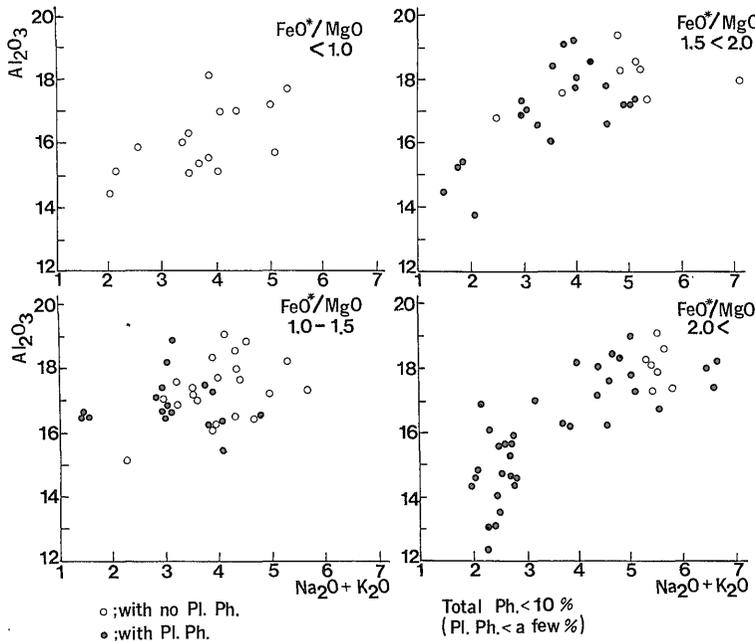
(地質部)

日本の玄武岩の帯状配列
—高アルミナ玄武岩の問題—

宇都浩三

KUNO (1959, 1960) により明らかにされた、東北日本弧における玄武岩質マグマの帯状配列は、今や島弧の一般的特徴となっている。その特徴として、1) K_2O , Rb, Ba, Th, U, REE 等のいわゆる incompatible element が、火山フロント側から背弧側に向い、漸移的に濃集する。2) H_2O , F も同様に漸移的に変化する。3) シリカ飽和度は、逆に次第に減少する……などがあげられる。KUNO (1960) は、東北日本において、 Al_2O_3 量は、

火山フロント側の tholeiite から日本海側の alkali olivine basalt に向い、漸移的に増えるのではなく、中間的玄武岩 (high-alumina basalt) に、特徴的に多く含まれると指摘した。彼は各玄武岩類について、同じ SiO_2 量の範囲で Al_2O_3 量の比較を行った。しかし、玄武岩質マグマの結晶分化の指標としては、 SiO_2 より FeO^*/MgO 比がより適切である。そこで、新第三紀以降の日本の玄武岩で斑晶量10%以内(斜長石<3-4%)のものについて、同じ FeO^*/MgO 比で、 Al_2O_3 , Na_2O+K_2O の比較を行い(第1図)、以下の結果を得た。1) 中間的玄武岩が最も高い Al_2O_3 量を持つようなことはなく、アルカリ量が増えるほど Al_2O_3 量も漸移的に増加する。2) $FeO^*/MgO < 1$ では、すべての岩石で斜長石は晶出していない。しかし、 Al_2O_3 と K_2O の弱い正の相関がみられる。このことは、 Al_2O_3 についても K_2O と同様な初生的水平変化が存在することを示している。3) FeO^*/MgO 比が大きくなるほど Al_2O_3 と K_2O の相関がより顕著になる。4) よりアルカリに富む玄武岩ほど、より分化の後期まで斜長石が晶出を開始しない傾向があり、高い Al_2O_3 量を持つ。このことは、よりアルカリに富む玄武岩ほど斜長石の晶出時期が遅れ、苦鉄質鉱物のみによる分別晶出作用が進み、分化の後期まで残液中に Al_2O_3 が濃集し続けるためだと考えられる。5) 分化の進んだ玄武岩(島弧の一般的な玄武岩)での Al_2O_3 の水平変化は、初生的な水



第1図

平変化と、斜長石の晶出時期がアルカリに富む玄武岩ほど遅くなるという結晶分化作用の仕方の違いによって生じる二次的水準変化との相乗効果によってできている。

YODER and TILLEY (1962) によると、 H_2O には、斜長石の liquidus を下げる効果がある。またアルカリにも H_2O と同様な効果がある。従って H_2O を多く含む玄武岩では、分化の後期まで斜長石が晶出を開始しないと考えられる。SAKUYAMA (1979) により、 K_2O と同様 H_2O の水平変化の存在が明らかとなった。従って、tholeiite から alkali olivine basalt に向け、初生的により多く H_2O が含まれると考えられる。従って、 H_2O とアルカリの効果により斜長石の晶出時期が次第に遅れるようになり、 Al_2O_3 の水平変化が増幅されたと考えられる。

さきに述べた $FeO^*/MgO < 1$ での Al_2O_3 の変化は、斜長石の晶出時期の違いでは説明できない。MYSSEN and KUSHINO (1976) によると、 Al_2O_3 に富むスピネルやザクロ石は、マントルカンラン岩の部分融解の初期の段階で消滅する。従って液中の Al_2O_3 は、部分融解の程度が上がるほど減少する。島弧の玄武岩類で特徴的な incompatible element (K_2O , Rb 等) の水平変化は、フロント側から日本海側に向けて、部分融解の程度が小さくなることを示していると考えられる(MIYASHIRO, 1974)。従って、初生的な Al_2O_3 の水平変化は、 K_2O , Rb などと同様に、部分融解の程度が、tholeiite から alkali olivine basalt に向い漸的に減少していくと考えることで説明できる。部分融解の程度の漸移的变化は、KUNO (1960) が示したように、部分融解する深さが次第に深くなることで説明可能である。しかし、最近の高圧実験の結果から考えると、tholeiite で約30 km の深さ、alkali olivine basalt でも100 km より浅い所で部分融解したと考えられる(柵山・久城, 1981)。

以上のことからあきらかなように、島弧における各種元素の水平変化は、部分融解の程度の漸移的变化と、それに伴う結晶分化作用の様式の違いでうまく説明可能である。しかし、何故、部分融解の場がフロントから次第に深くなってゆくのかは、まだ不明の点が多く、これからの問題であろう。

(技術部)

日本の安山岩

柵山雅則

東北日本弧の安山岩の大部分は、いわゆるカルク・ア

ルカリ系列(以下 CA 系列と書く)のもので、KUNO (1950) のシソ輝石質岩系と同義である。東北日本弧には火山フロント側から、ソレアイト系列、高アルミナ玄武岩系列、アルカリ玄武岩系列の順で、マグマの性質の帯状配列が見られるが、CA 系列はいずれの帯にも出現し、一つの山体内で CA 系列の火山岩とその他の系列の火山岩が共存することもめずらしくない。

CA 系列の火山岩は、伴う他系列に比して次のような化学的特徴をもっている。(1)Fe の濃集の程度が低い。(2)Mg, Cr, Ni 等の固相に濃集する元素と、K, Rb, Th 等の液相に濃集する元素に同時に富む。(3)同じ K, Rb, Th 量で比べると、Mg, Cr, Ni に富む。また記載岩石学的には、石基に特徴的にシソ輝石を含む他、斑晶の晶出温度が低いという特徴をもつ。さらに、種々の非平衡組織(汚濁した斜長石斑晶、石英やホルンブレンドと Mg に富むカンラン石斑晶の共存、斜長石やシソ輝石斑晶のリムにおける逆累帯構造、種々のスケールの不均一な組織等)がしばしば見られる。

一方、上に述べた細かい相違とは逆に、大局時に見ると、CA 系列の火山岩は伴う他系列のものと非常に類似した化学的特徴を持っており、一つの火山内での岩系ごとの組成的相違に比べると火山ごとの相違の方が一般に大きい。従って、上記の細かい点を除けば、CA 系列は伴う他系列のマグマから結晶分化作用によって導くことが可能である。

このような CA 系列の2面的な特徴の成因を明らかにするために、従来の岩系分類にとられない記載岩石学的研究を妙高山群の火山岩について行った。その結果、妙高山群の岩石は、すべての苦鉄質斑晶がリムで正累帯構造を示す N タイプと、苦鉄質斑晶の一部にリムで逆累帯構造を示すものがある R タイプの2種に分類されることが分った。N タイプの大部分の火山岩では石基にピジョン輝石を含むが、シソ輝石を含むものもある。斑晶の輝石・カンラン石間の Mg-Fe 分配はそれらが平衡共存しうることを示し、斜長石斑晶の組成分布もせまい。一方、R タイプの火山岩の輝石・カンラン石斑晶間の Mg-Fe 分配は明らかに非平衡な関係を示し、斜長石斑晶の組成分布も広く、しばしば An90 と An50 にバイモーダルな分布を示す。斑晶にはリムで正累帯構造を示すものと逆累帯構造を示すものが共存し、一つの鉱物種で両者が共存することも多い。Mg に富むカンラン石と石英が斑晶として共存することもある。また、すべての R タイプの火山岩は石基にシソ輝石を含んでいる。

逆累帯構造が、斑晶のリムすなわち石基の結晶時に形成されていることや、斑晶の外形が液との共存を示唆す

る点から、Rタイプの示す非平衡な特徴は、温度・組成の異なる2種のマグマが噴火直前に混合したと考えることによって最もよく説明される。一方、Nタイプの火山岩は斑晶を含むマグマの地表への噴出と冷却という単純なモデルで説明できる。

Rタイプ、Nタイプそれぞれの平衡な斑晶組み合わせの解析から、Rタイプにおける混合は、一連の結晶分化作用の種々の段階のものどうしの間で起こっていることが明らかになった(internal mixing)。この関係は、全岩化学組成上にも明瞭に反映されており、Nタイプ、Rタイプは、AFM図、 $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図等において異なる変化傾向を示す。このうちRタイプの示す変化傾向が混合線であって分化を示すものでないことは明らかである。

石基輝石によると、妙高火山群におけるCA系列はRタイプの火山岩で代表され、その岩石学的特徴は、上記のinternal mixingによって最もよく説明される。先に述べた東北日本弧のCA系列の示す特徴(種々の変化図表上でのCA系列と伴う他系列間の相違、大局時に見た時のそれらの間での化学的親近性、CA系列に見られる非平衡な組織)もこのプロセスで矛盾なく説明される。従って、従来CA系列と呼ばれてきた独立の分化岩系は存在せず、二つあるように見えた変化傾向の一方は混合線である可能性が高い。しかも混合は、一連の結晶分化の種々の段階のマグマ相互で起こっているようである。

(東京大学理学部)

伊豆・小笠原海域の火山岩

湯浅真人

小笠原弧は、太平洋をふちどる主要な島弧系の1つであり、並走する3つの海嶺(伊豆海嶺、七島海嶺、小笠原海嶺)から構成される。これら3海嶺の並走は、嬬婦岩より南方で特に顕著である。嬬婦岩より北では、全体として水深が浅く、地形のバックグラウンドが高くなり、小笠原海嶺の高まりも途切れるため、三列並走はみられない。そのうえ、伊豆海嶺から七島海嶺にかけて、北東-南西方向の雁行配列する地形が発達し、全体として南北方向の高まりの連続はあるものの、火山島列を除けば、嬬婦岩南方にみられるような海嶺の列は認めにくい。

以上のように、小笠原弧の海底地形の特徴は、嬬婦岩付近を境として、南と北とで異なっている。この南北の違いは、以下述べるように、火山フロントの岩石の化学

組成及び鉄マンガン酸化物の化学組成についても認められる。そこで南北の境に構造的ギャップを想定し、これを嬬婦岩構造線と呼ぶ。嬬婦岩構造線は、北緯30度付近の海溝斜面-大陸斜面間の海底谷から、七島海嶺にみられる凹地を経て、伊豆海嶺-七島海嶺間の凹地へと続くものと考えられる。

火山フロントの岩石の化学組成

七島海嶺上には、北端の伊豆大島から南端の南硫黄島まで、十数個の火山島が並んでいる。これらの火山島(スミス島の岩石についてはデータが無い)の岩石及び、すでに報告されている海底の岩石の化学組成を、北半部(伊豆大島-嬬婦岩)と南半部(西之島-南硫黄島)とに分けて比較すると、久野のシリカ-アルカリ図上で北半部の岩石は1つの例外(ベヨネズ列岩)を除いて、低アルカリソレイアイトの領域にはいるのに対し、南半部のそれは、よりアルカリ成分に富む傾向がみられる。南半部の火山岩に関するデータは少ないが(4島)、この差が、嬬婦岩構造線を境とする南北の火山フロントの岩石の違いを特徴づけるものと考えた。

鉄マンガン酸化物の化学組成

伊豆・小笠原海域の鉄マンガン酸化物(ノジュール、クラストなど)は、中部太平洋海域のいわゆる深海底マンガンノジュールに比べ、Ni, Co, Cu等の微量元素に乏しく、またMn/Fe比も小さいという特徴がある。これらの成分のうちMnとNiについて南北の比較を行った。Mnを縦軸に、Niを横軸にとると、南北どちらの海域の鉄マンガン酸化物も、両成分は正の相関を示すが、Mnの増加に対するNiの増加が、南半部のもものではやや大きく、また同一のMn値で比べた場合、北半部のもの方がNiに富む。この違いは、北半部及び南半部における鉄マンガン酸化物の供給源物資の差を反映している。

以上のように、海底表面の特徴(地形、岩石、鉄マンガン酸化物)は、嬬婦岩構造線を境とする南北の相違を示している。それでは海底下ではどうだろうか。海底下の情報についての資料は多くないが、伊豆・小笠原海域全域を網羅するものとして震源分布をみると、北半部ではある角度をもった連続的の分布を示すのに対し、南半部では中発地震が欠如し深発地震も減少するという特徴がある。これは南北両地域における、プレートサブダクションの様相に差があることを示唆している。火山フロントの岩石の化学組成の差は、このことに起因しているのかもしれない。

これらの違いをもつ南北両地域を画する嬬婦岩構造線について、その性格、形成のメカニズム等、現段階では

確実なところは分らないが、おおよそ次の様に考えた。

小笠原弧北半部には、現在の火山フロントが発生する以前に、海底地形のバックグラウンドから想定される、広大な地塊が存在していた。伊豆海嶺から採取された「古期岩類」(泥質片岩など)は、その構成要素の1つであろう。しかしながら、「古期岩類」は新期火山活動や構造運動により埋没し、現在、あまり海底に露出していない。小笠原海嶺は、この古地塊に連続する半島状の地塊として、現在よりやや西方に位置していたのであろう。小笠原海嶺はその後、小笠原舟状海盆の拡大により東方へ移動した。その際に、北半部の地塊と小笠原地塊との

間にトランスフォーム断層状に嬭婦岩構造線が形成された。これらの配置が終了した後、この上に重なって現在の島弧—海溝系の活動により、七島海嶺(火山フロント)が形成されていった。

南北に差異を生じるメカニズムとしては、現段階では色々な考え方が可能である。また、最近の古地磁気のデータから小笠原海嶺の北上、時計回りの回転が提案されており、前述のような東方への移動で単純に片づけることは難しいようでもある。これらの問題を解決するには小笠原弧に関する情報は、あまりにも少ない。

(海洋地質部)