

講演要旨(第181回)*

第1部 個別研究報告

十勝岳周辺の古地磁気

佐川 昭・山口昇一・羽坂俊一

十勝岳の西部地域に分布する溶結凝灰岩を対象に古地磁気の測定を行い、さきに報告した十勝川上流地域との対比を試みた。

十勝岳西部地域には下位から雨月沢火砕流堆積物(池田・向山, 1983)・美咲火砕流堆積物(同)及び十勝火砕流堆積物(同)がそれぞれ不整合関係で累重する、とされている。この後2者に相当すると考えられる“十勝溶結凝灰岩”を含めて25地点、95個の試料について、佐川ほか(1984)の手法で古地磁気の測定を実施した。

雨月沢火砕流堆積及び美咲火砕流堆積物はいずれも正帯磁東偏で安定、十勝火砕流堆積物のうち、その模式地とされているものは正帯磁東偏、他はほとんどが逆帯磁西偏で一部逆帯磁東偏を示して不安定である。一方、十勝岳西部地域の南半部で“十勝溶結凝灰岩”とされているもののうち下部に属するもの(試料番号216, 219, 222, 224)は逆帯磁西偏で比較的安定、上部に属するものはほとんどが逆帯磁西偏で一部正帯磁東偏を示し不安定である。

その結果、岩質も考慮して、雨月沢火砕流堆積物は十勝川上流地域のオソウシ川溶結凝灰岩層に、“十勝溶結凝灰岩”の下部はベンケニコロ溶結凝灰岩層に、“十勝溶結凝灰岩”の上部はベンケニコロ溶結凝灰岩層と屈足溶結凝灰岩層の一部に対比されるものと考えられる。一方、十勝火砕流堆積物の模式とされるものは屈足溶結凝灰岩層に対比される可能性がある。美咲火砕流堆積物は正帯磁東偏を示すが層序的に十勝川上流地域のいずれに対比されるかは今後の研究にまっところが大きい。

文 献

池田保夫・向山 栄(1983) 北海道, 富良野-旭川
地域の火砕流堆積物の層序と対比. 地質学
雑誌, vol. 89, p. 163-172.

佐川 昭・柴田 賢・山口昇一・羽坂俊一 (1984)
十勝川上流地域の火砕岩類の古地磁気と
K-Ar年代. 地調月報, vol. 35, p. 365-
381.

(北海道支所)

紀伊半島西部の秩父および 四万十累帯の地質と造構史

栗本史雄

西南日本外帯は一般に北から三波川帯、秩父累帯および四万十累帯の3帯に区分され、東西性の帯状構造によって特徴づけられる。本研究の対象とする紀伊半島西部地域においては、その西半部ではこれら3帯が帯状に配列するが、東半部では秩父累帯が地表レベルで欠如し、三波川帯と四万十累帯とが構造的に接している。本講演では、秩父累帯を中心に各帯の地質体の層序・構造・微化石年代・相互の構造的関係などを報告し、西南日本外帯を特徴づける帯状構造の形成と秩父累帯欠如の過程について考察する。

秩父累帯北帯の清水層は岩相の組み合わせと構成岩類の地質年代にもとづき、1)石炭紀後半-三畳紀新世(ないしジュラ紀古世)のチャート・緑色岩類からなるシート群、2)黒瀬川地帯を供給源とするジュラ紀古世の粗粒堆積物、3)オリストストロームを伴うジュラ紀中世の細粒堆積物、の3要素から構成されているとみなされる。清水層は形成の場と年代のそれぞれ異なるこれら3つの構成要素がジュラ紀中世またはそれ以降に複合したものであると考えられる。秩父累帯中帯の境川層は結晶片岩類から構成され、黒瀬川構造帯の上昇に伴い、北側の清水層に衝上したとみなされる。その衝上時期はジュラ紀新世から白亜紀初頭の間に限定される。

秩父累帯が欠如し、三波川帯と四万十累帯が直接断層で接する地域では、花園層が四万十累帯の北縁部を占める。同層は泥岩を主体とし、白亜紀新世の放射虫化石を産出する。紀伊半島の四万十累帯を構成する諸地層には

* 昭和62年1月28日日本所において開催の研究発表会

一般に北から南に若くなる年代的極性が認められるが、花園層の存在はこの極性を崩している。

本地域における各帯間の構造的関係を検討した結果、三波川・秩父・四万十の3帯は初生的には低角度の衝上断層を境にして重なっていたと考えられ、その後、高角度の有田川構造線がこの低角構造を切って出現した。この有田川構造線の活動に伴う本地域東半部の相対的上昇とその後の削剝のために、東半部地域で秩父累帯が欠如し、花園層が四万十累帯北縁部に位置するに至ったと考えられる。有田川構造線の活動時期については花園層堆積後(カンパニアン以降)という以外に資料はないが、同構造線が中央構造線の分岐断層であると仮定すれば、その主な活動時期は古第三紀である可能性が高い。

以上の資料や考察から、調査地域における造構史は次のように要約される。秩父累帯北・中帯における帯状構造の形成と衝上運動は“ジュラ紀変動”の産物であり、これらを不整合に覆う白亜紀層の堆積は秩父累帯北・中帯での新しい造構段階を示している。一方、四万十累帯における造構過程は“ジュラ紀変動”に引き続く白亜紀の造構作用によるものである。以上の過程で形成された西南日本外帯の帯状構造は、新生代における有田川構造線の活動に伴う地域的かつ相対的上昇により破壊され、本地域東半部において秩父累帯が欠如し、構造的下位の四万十累帯の花崗層が直接三波川帯と構造的に接するに至ったと考えられる。(大阪出張所)

有馬層群佐曾利凝灰角礫岩中の 巨大岩塊群について

松浦浩久・三村弘二

兵庫県三田市北部の近畿自動車道舞鶴線の工事現場に、火山岩類の巨大な岩塊(最大直径100 m以上)を含む火砕岩層が出現した。このような角礫岩は濃飛流紋岩類などでは火道角礫岩と考えられている場合が多いが、本地域の場合は露頭観察の結果、火道角礫岩である可能性は小さく、岩屑なだれ(debris avalanche)の堆積物である可能性が大きいことがわかった。

この巨大岩塊を含む地層は、有馬層群の佐曾利凝灰角礫岩の一部をなしている。有馬層群は兵庫県南東部に広く分布する白亜紀後期に噴出した流紋岩溶結凝灰岩を主とする地層で、佐曾利凝灰角礫岩はその層序の最上位を占めている(吉田・河田, 1987)。佐曾利凝灰角礫岩の分布は東西約19 km, 南北約14 kmの範囲内にまとまり、東縁・西縁・北縁は断層で限られている。南縁は第三紀

の神戸層群に覆われているが、伏在する断層が推定される。これらの断層に沿って花崗斑岩が貫入している。

佐曾利凝灰角礫岩は岩相から大きく2つに区分される。

Type I: 弱溶結で、径10 cm以下の丹波層群の角礫を多量に含み、少量の軽石を含む。佐曾利凝灰角礫岩の分布域のほとんどを占める。

Type II: 非溶結で、有馬層群の火山岩の径100 m以上に達する岩塊が密集している。岩塊と岩塊の間には樹幹・円礫・プラスチックな変形をした泥岩などが含まれている。一方、軽石や溶岩片などのマグマに由来する物質は見出されない。佐曾利凝灰角礫岩の分布域の縁辺部にのみ分布する。

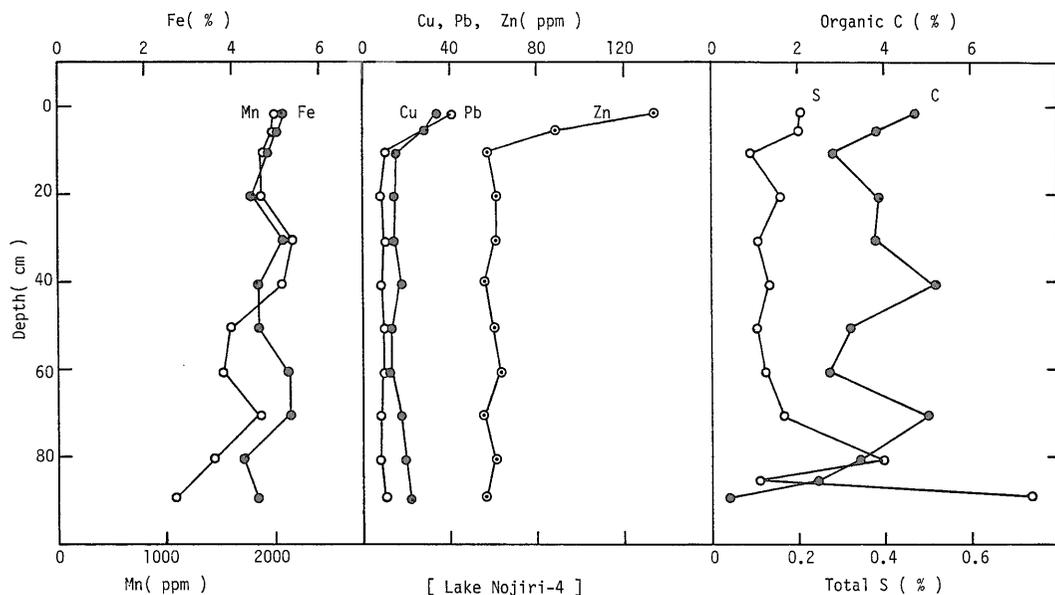
Type IIの岩相を特徴付ける岩塊には、一般に大きな割れ目が発達している。また隣接する岩塊の向い合った面の形が一致するので、合わせると1個の岩塊になるものも多い。このほか、泥岩のきわめて扁平な岩塊が水平に近い形で定置しているものがある。しかもこの泥岩の層理は、割れ目のためにかなり食い違いながらも全体として1個の岩塊をなしている。これらの岩塊は、激しく破碎したが、分離してバラバラにならず、転動もしない過程—岩屑なだれ—で生じた堆積物の特徴を持っている。Type IIの堆積物がType Iの岩相を見掛け上10°以下の傾斜で覆う所が約1 kmにわたって追跡される。以上のことから、これが火道角礫岩である可能性は小さいと判断される。

Type IIの巨大岩塊の岩石は場所ごとに1種類の岩石が卓越する傾向が認められる。卓越する岩石は、その場所のすぐ外側にある佐曾利凝灰角礫岩の下位の岩石と一致している。これを佐曾利凝灰角礫岩の縁辺部に発達する巨大岩塊が外側から供給されたと考えれば、次のような仮説が立てられよう。佐曾利凝灰角礫岩の現在の分布を限る断層に沿って陥没カルデラが形成されていた。このカルデラの壁を作っていた先カルデラの火山岩類が岩屑なだれとして崩壊し、Type IIの巨大岩塊群が縁辺部に堆積した。(中国出張所・大阪出張所)

野尻湖表層堆積物におけるマンガン、 銅、鉛、亜鉛の挙動

寺島 滋*・井内美郎**・中尾征三**

野尻湖底質の最表層部には下層部に比べて銅約1.7倍、鉛約4倍、亜鉛約2倍の重金属が含有されている(第1



第1図 野尻湖の柱状試料にみられる各元素の鉛直分布

図). これら重金属の濃度変化の成因としては、堆積環境や水理環境の変化も考えられるが、野尻湖においてはこれらの要因は除外できるので、1)人為的負荷の増大、2)堆積物の供給源や供給速度の変化、3)続成作用に伴う表層への濃集について検討した。

1) 人為的影響

小林ほか(1971, 1975)による諏訪湖、井内ほか(1986)による琵琶湖底質中重金属の調査結果によれば、人為的に負荷された重金属は人口密集地に近い湖岸部の底質で高く、そこから離れるに従って濃度を減じる傾向がある。野尻湖周辺の人口は、湖の西側に集中している。そこで底質中の銅、鉛、亜鉛の水平方向の分布を調べたが湖の西側で高い濃度を示す元素はなく、人為的負荷の影響は小さいと推察された。

2) 堆積物の供給源や供給速度の変化

近年になって堆積物の供給源や供給速度が著しく変化したとすれば、堆積物の主成分の化学組成にも変化が現われると思われる。そこで柱状試料中のSiO₂、Al₂O₃、Na₂O、K₂Oを定量した。その結果、これら成分の含有量は堆積物の後背地を形成する火山岩類と同程度であり、その鉛直分布にも大きな変化はなく、堆積物の供給源や供給速度に大きな変化はなかったと考えられた。

3) 続成作用に伴う表層への濃集

湖沼や海底堆積物中のマンガンが続成作用に伴って最表層部に濃集することは古くから知られており(例えば

LYNN and BONNATTI, 1965; 川嶋ほか, 1978), この場合堆積物下層の還元環境下において水溶性のMn(II)が生成し、これが間隙水を通じて上方へ移動する。そして堆積物表層の酸化層で酸化され、あるいはマンガンの水和酸化物に吸着されて濃集する。また一部底層水中まで溶出したMn(II)は水中の酸素によって酸化され、再び沈殿する。このように常に還元層、酸化層、底層水中で循環を繰り返す結果、底質の表層部に濃集すると共に、全体として水深の深い場所へ移動する。

野尻湖底質中のマンガン、銅、鉛、亜鉛の水平方向の分布を調べた結果、マンガンは湖岸部で低く(0.1~0.2%), 最大水深付近の湖心部では5倍以上の0.5~2%の高濃度を示した。鉛についても湖心部で2倍程度の高濃度が得られたが、銅、亜鉛については明らかな濃度差はなかった。野尻湖においては、銅、鉛、亜鉛もマンガと同様に堆積物中を上方に移動し、最表層部で高濃度を示すと思われる。但しマンガンに比べて移動性が小さいためにそのほとんどは堆積物の表層部にとどまり、底層水中まで溶出する部分が少ないためマンガンに比べて水平方向の濃度差が小さいと考えられる。一方野尻湖においては堆積物表層でのマンガンの濃集は銅、鉛、亜鉛に比べて少ないが(第1図)、これは水溶性マンガンの大部分が堆積物表層にとどまらず、底層水中を移動して湖心部に濃集するためと思われる。

(*技術部 *海洋地質部)

第2部 1986年伊豆大島火山噴火緊急調査報告

伊豆大島火山噴火緊急調査の概要

小野晃司

1986年11月15日に始まった伊豆大島火山の噴火は、同月21日山腹割れ目噴火に発展し、1万人の全島民が島外に避難するという異例の事態を迎えた。島民の安全な帰島を期するため、各省庁機関による、予備費総額11億円にのぼる緊急観測体制が国土庁を中心にまとめられた。地質調査所はこの計画の中で、地質調査の他、伸縮計と地下ガス・地下水による割れ目観測を担当することとなった。これは、伊豆大島の集落は海岸付近にあり、山頂噴火による危険は比較的少ないが、割れ目噴火は、住民に直接の災害をもたらす可能性があるため、割れ目の延伸・再活動を監視することが防災上重要であると判断したためである。

地質調査所は伊豆大島火山噴火対策特別チームを所内横断的に結成し、この計画の実施に当った。島民不在、平常の交通・宿泊手配が全くなく、海上保安庁巡視船等による輸送や船上の給食などの困難な状況下で、200台にのぼる伸縮計をはじめ各種の観測機器の設置作業が行われた。現地作業は、東大島火山観測所に配置した連絡員と複数の中継員とにより、電話・無線によって作業の安全をはかるなど緊張した空気の下で進められた。一方、本所における支援体制も人員・物資の輸送手配、緊急の会計手続、機器設置場所の地主(島内にいない!)との交渉など、異例の経験を重ねた。極めて短時間の立案に始まり、予算決定、短期大量の作業実施の各段階で、実行グループの努力だけでなく、通産本省・工技院をはじめ、所の企画・総務他各部門から、ある局面では文字通り不眠不休の状況で支援を頂いた。作業の進行にはほぼ目途がついた今、改めて各位に深く感謝するとともに、さらに今後の作業への理解・助力をお願いする次第である。

以下の報告は観測調査の緊急報告とともに、これまで地質調査所によって伊豆大島で行われていた各種の研究の紹介である。このような平常時の研究活動の積み重ねがあってはじめて緊急時の対応ができることを改めて強調しておきたい。

(環境地質部)

噴火の経過と地質

地質グループ：曾屋龍典¹⁾・一色直記²⁾中野 俊²⁾・星住英夫²⁾・山元孝広²⁾土谷信之²⁾・奥村晃史¹⁾・須藤 茂³⁾阪口圭一³⁾・宇都浩三⁴⁾・富樫茂子⁴⁾金子信行⁵⁾・角井朝昭⁵⁾

伊豆大島火山が、1950年から36年ぶりに噴火した。この噴火は突然の噴火ではなく、4月に島内を震源とする地震が発生したり、7月から火山性微動が観測されたほか電気抵抗、地磁気などにも異常が検出されるなどの前駆現象を伴ったものであった。噴火のごく直前の11月12日には三原山火孔の南壁から白煙がたちのぼった。

11月15日17時25分、三原山火孔の南壁から噴火が始まった(A火口)。噴火は玄武岩質のマグマを連続的に噴き上げる溶岩噴泉の活動で、噴出物は極めて発泡のよいスコリアと火山弾の放出であった。三原山火孔はしだいに熔融溶岩で埋められ、その上面の高さは、16日午前には、Aテラスの下およそ10mまで上昇した。

11月19日10時35分、三原山火孔を埋めた溶岩は、火孔縁を越え、三原山の斜面を流下し始めた。16時頃には5条だった溶岩は、20時頃には7条となった。A火口からの噴泉は依然として連続的であったが噴泉の高さは16日と比べると低くなった。この連続的な噴泉は23時頃まで続いたが、その後は間欠的となった。

11月20日、噴火は間欠的で、爆発的となり、光環現象、空振を伴った。21日にはさらに噴火は爆発的になり火山弾の到達距離も大きくなった。11時頃からは爆発は連続し、火山弾をそれまでより遠くまで飛ばし、しばしば多量の火山灰を含んだ黒煙を噴き上げた。

11月20日14時過ぎからカルデラの外輪山で連続して地震が感じられ、これまでと様子が異なる状態になった。

11月21日16時15分、三原山の北のカルデラ床で、2つの白い煙がフッと上がった。白い煙はたちまち黒い煙となり、低い地響きとともにぐんぐんと上昇した。側噴火の始まりである。火口(B火口列)は時間の経過とともに北と南に拡大した。最初の噴火地点は19日に流下したもっとも東側の溶岩の先端付近であった。この地点は、1777-78年の大噴火のとき、溶岩を噴出した噴火口付近

である。

カルデラ床の噴火から1時間30分後の17時47分、山腹での割れ目噴火が始まった(C火口列)。山腹の噴火割れ目は噴火開始から数分間の間に南北に広がり、18時01分には溶岩が流下を始めた。19時07分には最も北の火口が開口した。

22日午前2時頃に噴火活動は衰えてきた。この間震度5を含む多数の有感地震が頻発し、A火口の爆発音と空振が全島に響いた。島の南部の都道上に割れ目が出来ていることが報告された。

B火口の噴煙は22日にも高くたちのぼり、A火口の爆発は23日10時頃まで断続的に続いた。

その後、約1カ月間静穏であったが、12月18日夕方、火山性微動の発生が連続的になり、その振幅も増大して17時47分A火口で噴火を再開した。この活動は21時過ぎに終了した。

現在大島火山は、1月1日から始まった火山性微動が続いており電気抵抗も降下を続けている等の異常がみついている。

一色(1984)およびNAKAMURA(1961)によると過去の大島火山では、大噴火がほぼ150年毎におき、最後の噴火後、中噴火が37年毎に起きている。1986年7月から発生した火山性微動やその他の異常が検出され噴火が予測されたが、その噴火が36年前の中噴火かあるいは209年前の大噴火のどちらであるかの予測は困難であった。山頂火口の噴火、ついでカルデラ床および山腹での側噴火が起こった今回の噴火は、中噴火ではなく大噴火であることを示した。側噴火を伴う大噴火は、15世紀以来500年ぶりである。

過去の大噴火や多くの中噴火では、数年間以上にわたり噴火活動が継続し、その活動は多くの場合3期に分けられる。第1期の活動後数カ月からそれ以上の静穏期において第2期のより大きい活動が起こっている。

現在大島火山はおよそ2カ月間静穏な状態にある。この静穏な状態は、過去の噴火の第1期と第2期との間の静穏期に対応しているのかどうかは良く判っていない。今後も活動の推移に十分な注意を払う必要がある。

文 献

- 一色直記(1984) 大島地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅)、地質調査所、133 p.
 NAKAMURA, K. (1961) Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima Volcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries. II. Activity of parasitic volcanoes. *Sci. Pap. Coll.*

General Educ., Univ. Tokyo, vol. 11, p. 281-319.

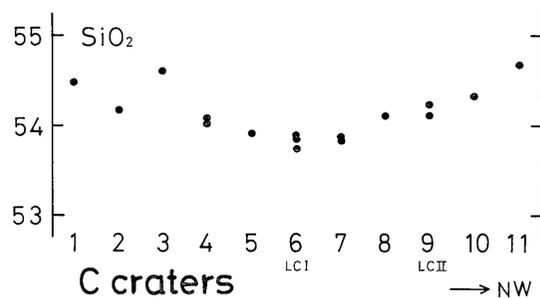
(1)環境地質部 (2)地質部 (3)地殻熱部 (4)技術部 (5)燃料部

噴 出 物

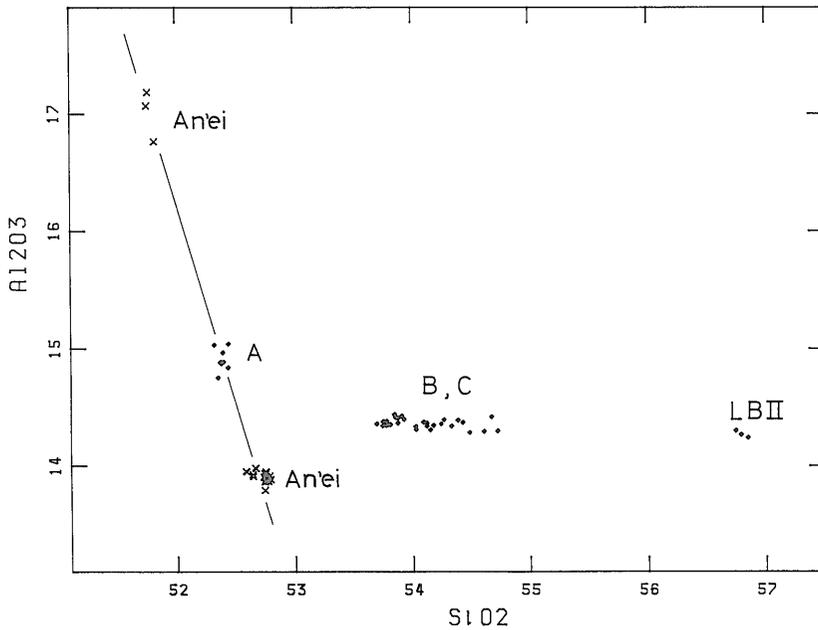
地質グループ：中野 俊・山元孝広

1986年伊豆大島火山噴出物は、山頂火口(A)噴出物と、山腹割れ目火口(B, C)噴出物に大別される。このうち、A火口噴出物は、肉眼的には斜長石斑晶(～10%程度)の目立つ玄武岩($\text{SiO}_2=52.3\sim 52.5\%$)であり、この特徴は噴火開始(11月15日)から12月18日の噴出物まで変化がなく、その組成範囲は非常に狭い。それに対し、B, C火口噴出物は、無斑晶質(斜長石～1%)の玄武岩質安山岩($\text{SiO}_2=53.7\sim 54.7\%$; LB II 溶岩及び“軽石”を除く)であり、B, Cの組成範囲はほとんど同じである。斜長石以外に、極少量($\leq 1\%$)の単斜輝石、斜方輝石が、A, B, Cいずれの噴出物にも含まれている。LB II 溶岩(11月23日流出)は肉眼的には他のB火口噴出物と区別できないが、 SiO_2 が56.7～56.9%の範囲であり、他と明らかな差が認められる。また、B火口降下スコリア堆積物に含まれる“軽石”と呼ばれる発泡のよい灰白色の岩塊(外来捕獲岩?)は、2個分析した結果 $\text{SiO}_2=62\sim 64\%$ であった。

C火口群は南東から北西に向かってC1からC11まで区分されているが、火口列にそった化学組成の水平変化を見ると、中央のC6付近で最も SiO_2 に乏しく、両端で SiO_2 に富む傾向が見られる(第1図)。各火口ごとの噴出量は、C6が最も多く(LCI 溶岩流が発生している)両端に向かって少なくなる傾向があり、化学組成と噴出量(及び噴出順序?)との間により相関がある可能性が指摘される。



第1図



第 2 図

第 2 図に $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ 変化図を示す。比較のために 1777-78(安永)噴出物(約200年前の大噴火)18試料の分析結果もプロットした(安永の噴出物のうち、 Al_2O_3 がおよそ17%の3試料は、斜長石斑晶に富んだ山頂火口の噴出物であり、14%程度の15試料は三原山の山麓から流出した無斑晶質玄武岩である)。安永の噴出物の化学組成変化は斜長石斑晶の効果(マグマ溜り上部への濃集)で説明できる。それに対し、A 火口噴出物から斜長石斑晶を取り除いても B, C 火口噴出物の組成にはなりえない。(地質部)

割れ目観測(1) 伸縮計

地殻変動グループ：遠藤秀典*・釜井俊孝*
角井朝昭**

伊豆大島では、昨年(1997)の11月21日の山腹割れ目噴火時に、三原山周辺から海岸付近におよぶ広い範囲に割れ目が形成された。これらの割れ目の調査結果を報告した。さらに、割れ目付近の地表の伸縮変化を連続観測するために設置したインバール線式伸縮計を紹介し、これまでの観測結果について述べた。

割れ目の分布を第 1 図に示す。また、主な地点の割れ目帯の幅、総開口量、及び主要な割れ目の走向、落差、横ずれ変位量を第 1 表に示す。

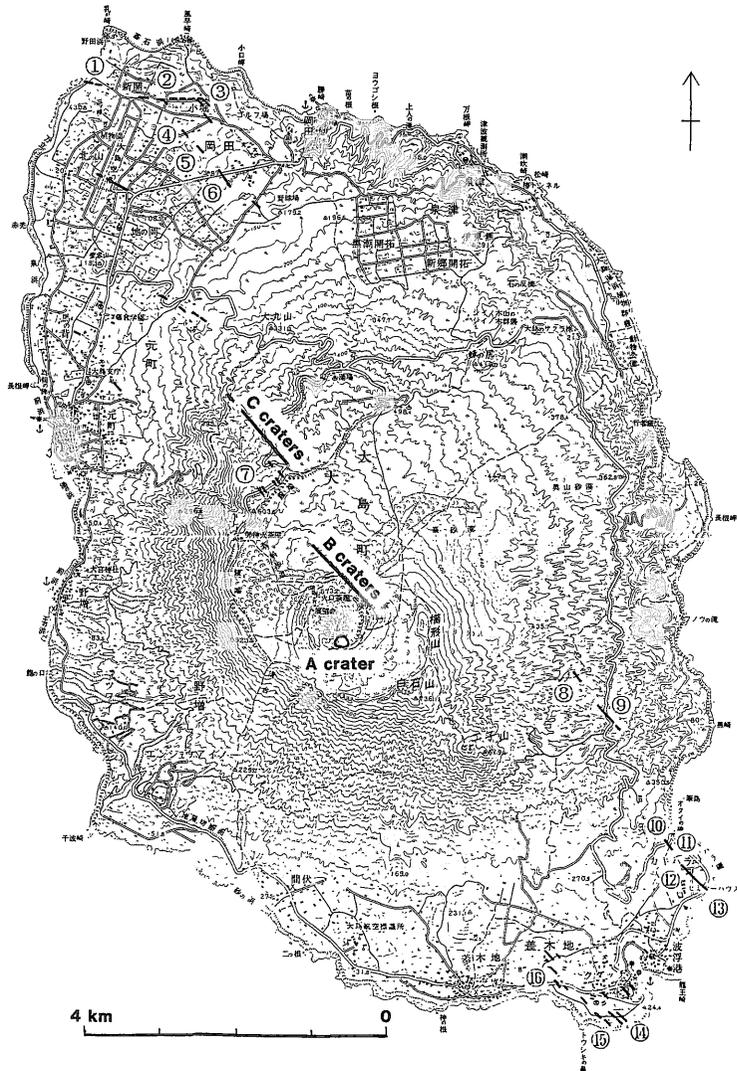
割れ目は、三原山周辺と島の南東部及び北西部に分布

第 1 表 主な割れ目の走向及び変位量

地点	走向	幅 (m)	総開口量 (mm)	最大落差 (mm)	横ずれ (mm)	備考
①	N86°W	44.3	34	—	—	
②	N89°W	15.6	68	—	—	
③	N46°W	5.0	15	—	—	
④	N41°W	14.3	14	—	—	
⑤	N46°W	23.8	22	—	—	
⑥	N51°W	21.0	30	—	—	
⑦	N29°W	38.0	530	200(東落ち) 30(西落ち)	—	地溝状
⑧	N46°W	20.0	230	550(東落ち)	10(左ずれ)	
⑨	N36°W	20.0	790	700(東落ち) 250(西落ち)	—	地溝状
⑩	N36°W	7.5	74	—	—	
⑪	N41°W	38.4	45	40(東落ち)	—	
⑫	N51°W	24.3	109	44(東落ち)	13(左ずれ)	
⑬	N38°W	28.0	15	—	—	
⑭	N48°W	64.0	45	10(東落ち)	—	
⑮	N41°W	30.1	41	—	—	孔列
⑯	N46°W	2.0	4	—	—	

し、全体として南東-北西に島を縦断するように分布する。いずれも開口性の引張り割れ目である。南東部の奥山から垣原にいたる地域では、東落ちの落差及び左横ずれの変位を伴う。

これらの割れ目及びその周辺の地表の伸縮変化を連続



第1図 割れ目分布図

観測するために、インバール線式伸縮計を設置した。その総数は192基に達する。なお、1基の測線の距離は、ほぼ15mであり、計測機の精度は、0.2mmである。このうち、115基の電気式伸縮計による測定値は、常時地質調査所を經由して、気象庁まで転送されている。

これまでに観測された継続的な地表の伸縮は、下記の3類型に区分される。

1. 傾斜地上の測線に観測される変化で、斜面の上部が伸び、下部が縮む傾向の変化。斜面移動にともなう変化と考えられる。
2. 平坦地上の割れ目部分が継続的に縮む変化。
3. 平坦地上の割れ目部分が継続的に伸びる変化。

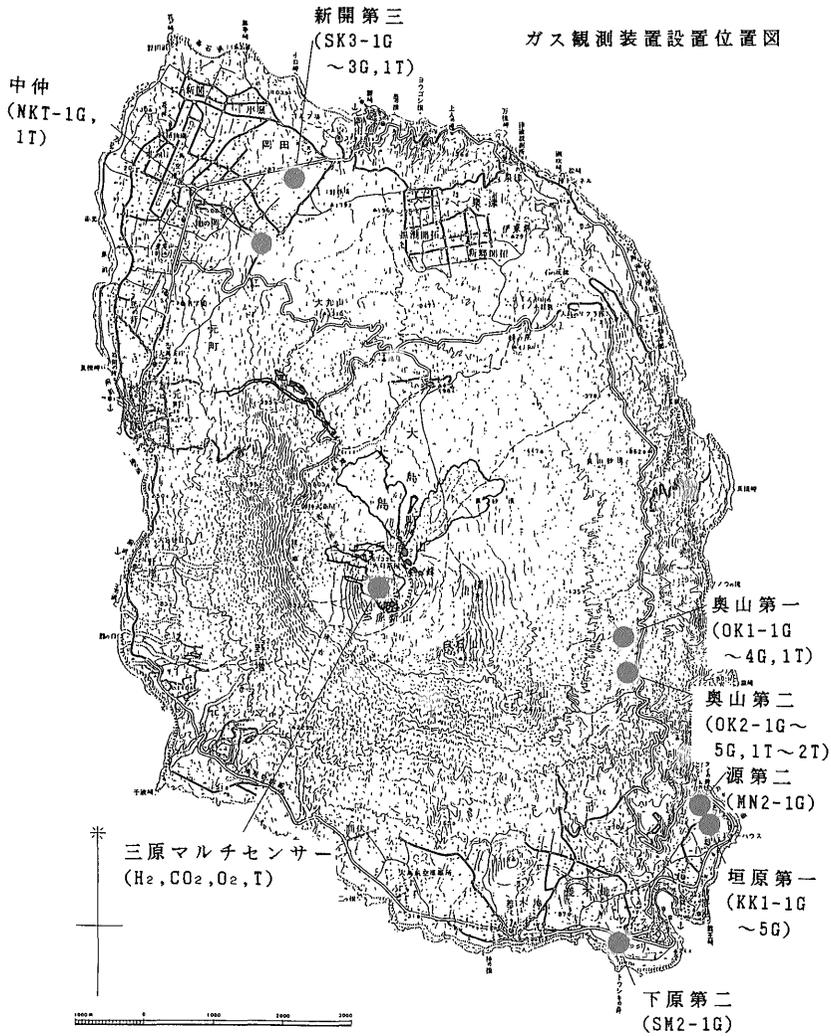
なお、これらの継続的な伸縮の変化量は、いずれも1日に0.2mm/15mないし0.3mm/15m以下である。

(*環境地質部 **燃料部)

割れ目観測(2) ガス

ガス・地下水グループ：風早康平*
加藤 完*・高橋 誠*
安藤直行*・大隅多加志**

割れ目が新たにでき、または既存の割れ目が拡がるときに発生するガスをモニターすることにより、割れ目の動き、ひいては火山活動の予測ができるのではないかと



第1図

のもくろみで、割れ目付近の土壌ガス中の水素の測定を計画した。

水素の検出・測定には水素に選択的感度を持つ半導体ガスセンサーを用いることとし、第一期として10台を1986年12月末に、第二期として同じく10台と地温測定のための温度センサー5台を1987年1月末迄に設置し、伸縮計と共通のシステムに載せて筑波、更に気象庁へのテレメータによる観測を開始した。(第1図参照)

この他高濃度ガスの検出と多成分観測の為のガスクロマトグラフ2台も設置し、同じくテレメータによる観測を開始した。

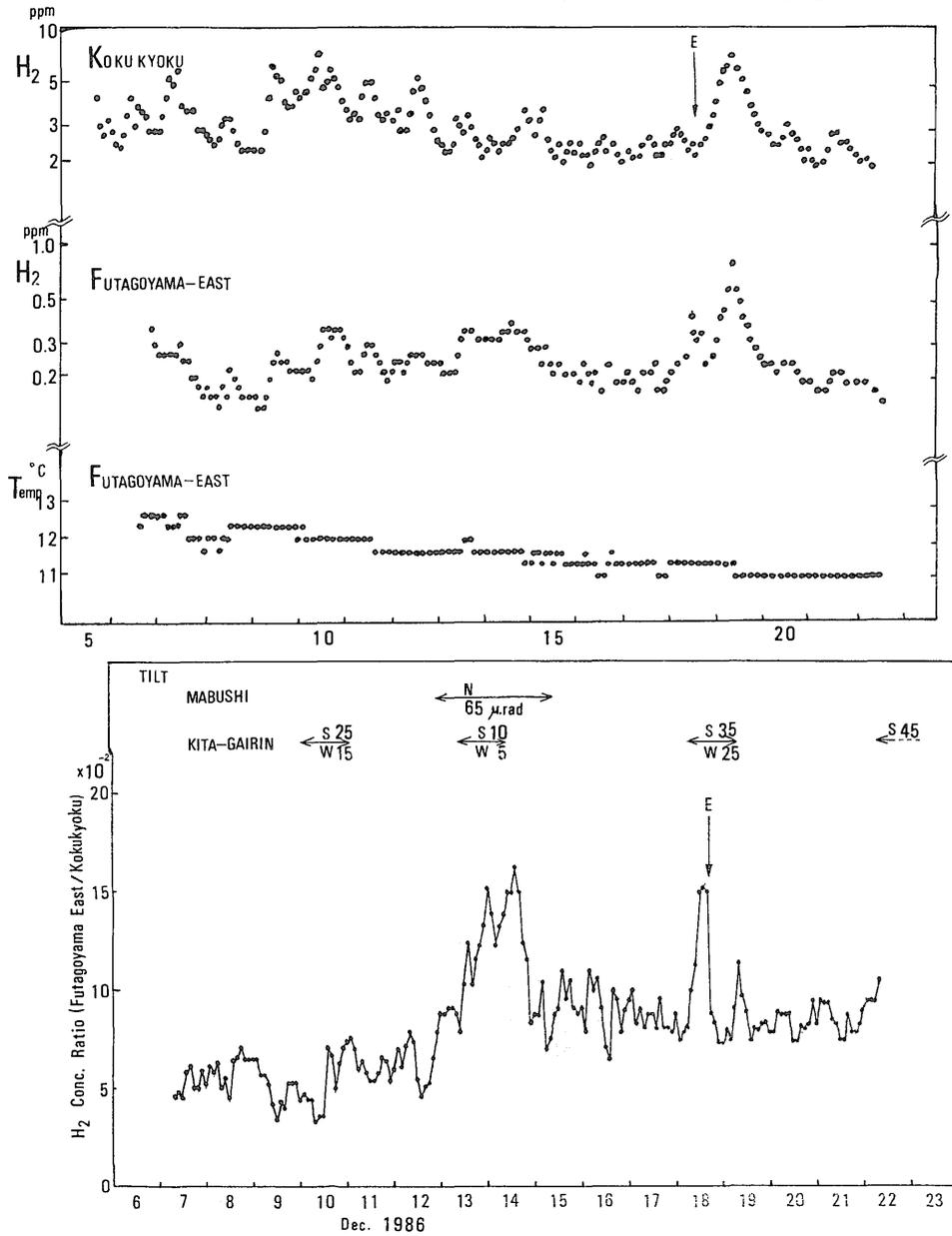
これらとは別に1986年12月始め、携帯用水素ガス測定器及び据置型自記式水素ガスセンサーを用いて割れ目付

近の土壌ガス測定を行った。

テレメータによる観測は現在データが集まりつつあるところで、特に目立った変化を検出していないが、携帯用水素ガス測定器による測定では、「航空局」に比べ「二子山東」で土壌ガス中の水素が多いことが明らかとなった。また据置型センサーによる測定の結果、特定の地域で水素のピークの出現と、島内の傾斜計による地殻変動観測の結果との間に相関があり、以下に述べるように1986年12月18日の中央火口の小噴火の約8時間前から水素ガスに異常の現れていることが明らかとなった。

第2図(上部)に示すように「航空局」と「二子山東」の二点の水素ガスの変動パターンは極めて良く似ており、気圧・降雨・気温等の影響を同じように受けている

H₂ Variation in Soil Gas observed by means of Gas-Sensors



第2図

と考えられるので、これらの影響を消去するために両者の比をとってプロットすると図の下部のようなパターンが得られた。それに島内「北外輪」及び「間伏」の傾斜計による傾斜変化を対応させて示してあるが、特に「北外輪」の傾斜変化と良く相関している。注目すべきは12月18日の噴火の約8時間前から始まっている鋭いピーク

で、これは噴火の前兆を示している可能性があり、今後このガスセンサー観測の有効性に関し希望を与えるものとなった。
(*環境地質部 **東京工科大学)

地下水水位等の観測

ガス・地下水グループ：田口雄作
永井 茂・安原正也

大島火山の噴火予知のため、1mm精度の地下水水位測定および地下水温・導電率の自動連続観測を、第1図に示した島内5か所の既存井を対象に、1986年12月末より開始した。なお、第1図中、野増と筆島における観測は1987年2月頃から開始する計画になっている。各観測井における観測項目は第1表に示す通りである。

測定されたデータはテレメータによって元町データス

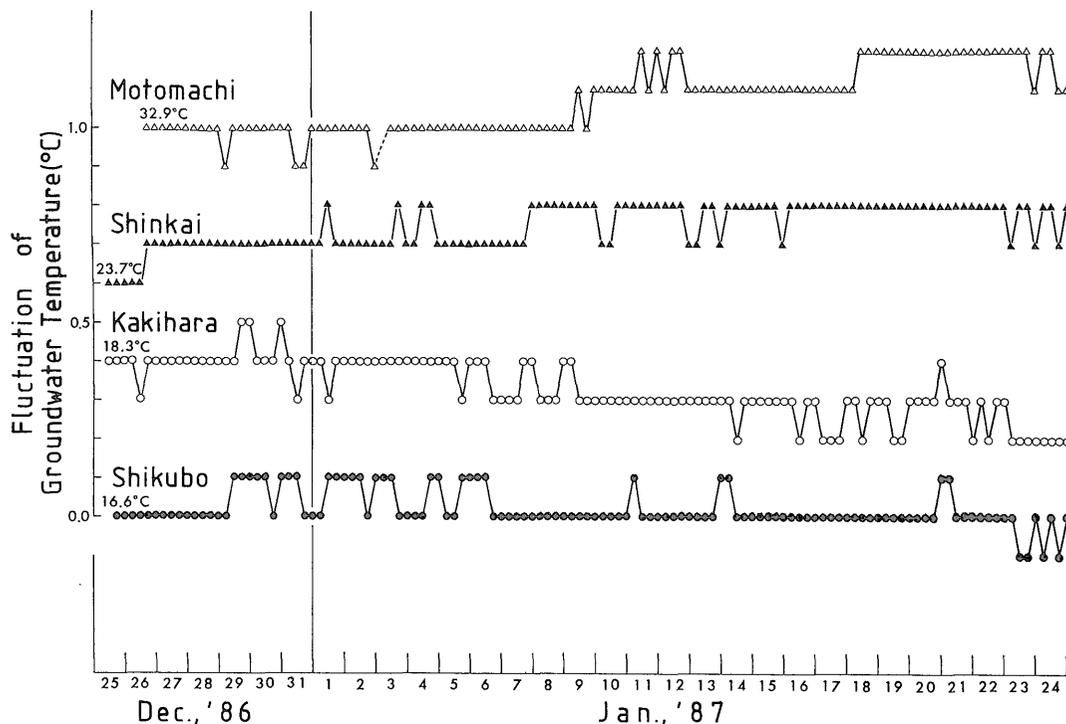
第1表 各観測井の観測項目

	水位	水温	導電率	気圧	降水量	備考
新開	◎	◎		◎	◎	テレメータ観測
北の山	◎			◎	◎	〃
元町	◎	◎	○	◎	◎	〃
シクボ	◎	◎	○	◎	◎	〃
垣原	◎	◎	○	◎	◎	〃
野増	△	△	△	△		自動観測
筆島			△			〃

◎：1986年12月末から稼動，○：1987年1月末から稼動，△：1987年3月頃から計画



第1図 観測井(黒丸)と今回の溶岩流(網部)分布図



第2図 6時間ごとの水温変動

ーションを経由して、筑波庁舎に転送され、各種処理に供される。さらに気象庁にも転送され、24時間の監視体制に組み込まれている。

火山噴火予知を目的とする地下水の連続観測は、従来まで世界各国でもほとんど実施されていないため、噴火に先行する前駆現象が、どのような形で現出するのか明らかにはされていない。しかし、わが国では1779(安永8)年や1914(大正3)年の桜島火山の大爆発の数か月前に濁れた井戸が、噴火の直前にコンコンと湧き出した(福山・小野, 1981)等の実例があり、さらに大地震の前後に地下水水位・水温・溶存成分などが変化することが知られていること等から判断して、地下水の挙動を詳細に監視していれば、噴火の前兆をとらえる可能性がきわめて高いと考えられる。このことが今回の地下水観測研究を提案したそもそもの発端である。

これまでの観測によると、地下水水位には島しょ特有の潮汐の影響と思われる1日2回の極大が出現するきわめて規則的な変動パターンが現れており、周辺の揚水による若干の乱れがある観測井も存在するものの、現在のところ火山活動を示唆する異常は見られない。今後は潮汐の効果を補正して、火山活動(地盤変動)による地下水の変化のみを抽出するよう検討を行いたい。

1986年12月25日から1987年1月24日までの毎日、6時・12時・18時・24時の6時間ごとに、地下水温のアナログ記録からの読み取り値をプロットすると第2図のようになる。それによると、元町や新開では水温計設置時より 0.2°C 程度上昇し、垣原やシクボでは約 $0.1\text{--}0.2^{\circ}\text{C}$ の下降を記録している。通年観測をして季節変動がどのようなパターンで現出するのかを検討しなければならないが、伊豆大島のような小さな島の南北地域で水温に逆の変動パターンが見られるのは注目に値する。南部地域の低温化は筆島海域での低温の変色水流出現象と調和的である。北部や西部における水温の上昇には2つの原因が考えられる。1つはこれまでの噴火の際のマグマの上昇によって暖められた地下水が、海岸方向へ流動してきたことによるとする考えと、第1図に示した割れ目噴火による新しい火口列の分布でもわかるように、島の北西部ではマグマの活動が依然として活発で、そのためにこの地域に胚胎する地下水が暖められたと考える。どちらの原因によるものか現在のところ即断はできないが、いずれにしても気温のもっとも低い時期の地下水温の変化としては異常と思われるので、今後とも十分な監視が必要である。

(環境地質部)

地下水水質(噴火前後の比較)

ガス・地下水グループ：高橋正明・阿部喜久男

演者らは「離島地域熱水系の研究」の一環として、三原山噴火直前の1986年11月7日-13日にかけて大島全域の温泉・水道用ボーリング井・湧水あわせて25地点より採水を行った。その直後から三原山の噴火活動が始まったので、噴火前後の地下水水質の変化を調査する目的で12月9日に採水可能であった22地点より再び採水を行った。分析は現在までにpH・水温・電気伝導度・化学成分18成分および一部の水素・酸素同位体比の各分析を行っている。

分析の結果、大部分の地点では噴火の前後で水質の変化はほとんどないことがわかった。また岡田小堀地区の岡田第5ボーリング井は他とはちがう水質であることもわかった。さらに多成分相関マトリックス分析などから、大島に分布する地下水は大まかに、(1)基底地下水(basal ground water)、(2)宙水(perched water)、(3)岩脈に区切られる地下水(dike water)に分けられることを明らかにした。しかし噴火前の採水が噴火直前であるため、すでに地下水への影響(例えば火山ガスなど化学成分の直接の寄与・熱の供給による地下水の成層状態の変化・亀裂の形成による海水の侵入、水みちの変化など)が始まっていた可能性が高いので、今後とも連続的に地下水水質の変化を調べる必要がある。

さて本年(1987年)1月13日採取の試料水では、湧水まで含めて、これまで観測されなかったZnが検出されるようになった。この問題を含めて今後とも連続観測を行う予定である。(地殻熱部・技術部)

テレメータ監視システム

情報処理グループ：中塚 正
村田泰章・牧野雅彦

標記緊急調査の一環として、伸縮計・ガスセンサ・ガスタクロマトグラフ等による割れ目の発生拡大の検出、地下水の水位・水温・水質の変化の監視をめざして、電話回線を利用したテレメータのシステムが構築されつつある。現在のところ、地下水関係がアナログテレメータのため別系統となっているが、昭和62年3月までには、伸縮計ほかのデジタルテレメータシステムに統合される予定である。

テレメータ(デジタル)の受信システムとしては、

YHP社のミニコンピュータHP-9000にUNIXのオペレーティングシステムを搭載したものを使用し、①テレメータデータの受信とその保存、②受信データの解析・異常検出(計測機器類の異常と測定値の異常の両者を含む)、③解析結果データ・異常検出時の警報メッセージの気象庁等へのテレメータ送信をすでに行っており、④解析結果データの図化出力についてソフトウェアの開発を行いつつある。メッセージ等のテレメータ送信においては、メッセージ種別を識別するための規約を設けてあり、プロッタへの出力をもテレメータによって制御するように機能拡張を実施する予定である。

(物理探査部)

ドライティルト

衣笠善博*・斎藤英二**・渡辺和明**

伊豆大島三原山では火山活動ともなう傾斜変化を明らかにする目的で1982年2月からドライティルト観測が行われて来た(衣笠, 1984)。

観測は、基本的には短距離水準の繰り返し観測であり、平常時には年1回の間隔で行われて来た。今回の噴火活動に関連しては、'86年9月4-10日に臨時観測を行い、さらに一部について10月2-3日にも観測を行った。

'86年9月の結果を'86年2月の結果と比較すると、カルデラ内のB, D, E観測網における傾斜がいずれも裏砂漠のC観測網付近に向かってdown tiltingしている事が注目された。

'86年10月2-3日には、A-D観測網において、限られた方向についてのみ観測を行った。その結果、A, B, C観測網において、'86年2月から'86年9月の間の傾斜変化とは大きく異なる傾斜変化が観測された。これがどのようなメカニズムによるものかは明らかでないが、噴火直前の異常な傾斜変化として注目される。

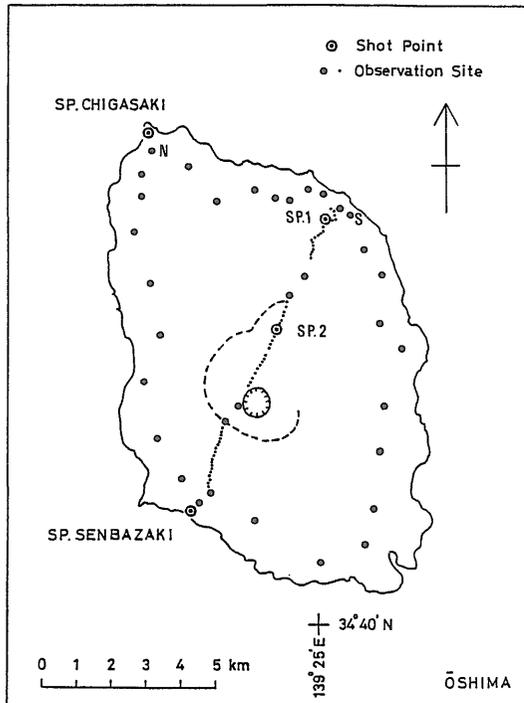
文 献

衣笠善博(1984) 地殻変動観測のためのドライティルト法. 地質ニュース, no. 364, p. 32-42.
(*環境地質部 **技術部)

地下構造

伊藤公介・長谷川 功・佐藤隆司・楠瀬勤一郎

現在までに地質調査所が実施した伊豆大島における爆



第1図 伊豆大島における爆発点および観測点の配置図

破地震による地震波速度の観測(1968年より実施)および地下構造調査のための爆発点・観測点の配置図を第1図に示す。何年にもわたり観測が積み重ねられており、全観測点で四つすべての爆破地震動を観測しているわけではない。

乳ヶ崎および千波崎の爆破により求められた西海岸沿いの構造は次の通りである(伊藤ほか, 1981)。第1層は1.8-2.0 km/sec, 第2層は3.6-3.7 km/secと決定された。第3層の速度は一意的には求められないが、その見掛け速度から6.0 km/sec前後の速度を持つと思われる。第2層, 第3層までの平均的な深さはそれぞれおよそ0.5 km, 2 kmである。

更に、地質調査所では千波崎から北東に大島を横断する測線上に二つの爆発点(SP. 1, SP. 2)を設け、その測線上および東海岸沿いの測線で観測を実施した。大島横断測線下の構造はつぎのようになる。第1層が1.1 km/sec, 第2層が2.5 km/sec, 第3層が3.6 km/secで、第4層は一意に定まらず6 km/sec前後の速度を持つと推定される。この構造の特徴は第3層および第4層が島中央部に向かって浅くなり、重力の高異常に対応していることである。東海岸沿いの観測結果によると、第3層の速度が4.0 km/sec程度になり西海岸に比べて若干大きい。

観測点 N(野田浜), S(泉津)では、走時の経年変化すなわち伝播速度の経年変化を見るために、1979年1月, 79年12月, 80年12月, 81年12月, 82年12月, 83年12月, 86年11月に千波崎の爆破が観測されており、とくに大島火山の直下を通過する地震波を捉える観測点 S における走時変化に注目したが、観測精度を越える変化は検出されなかった。

またファンシューティング観測による地震波の振幅については、カルデラ下を通過する地震波の振幅が減衰するような特徴的な地域分布は見出されなかった。

しかし、今後解析された構造を考慮して速度の経年変化や地震波の振幅変化を吟味する必要がある。

(環境地質部)

空中磁気異常

中塚 正*・大熊茂雄*・牧野雅彦*・金子 力**

伊豆大島および周辺海域については、1978年9月に空中磁気探査(主測線間隔:平均1.3 km, 飛行高度:海拔3,500フィート)が、地質調査所によって実施されている。今回、同様の調査が1986年11月29-30日に中日本航空(株)によって実施され、噴火前と直後の比較を行った。

両者の磁気異常図は酷似し、非常に良い再現性を示しているが、単純な図上での引算を行うと、最大+300 nTの変化が見られた。しかし、このような対比を試みる場合には、探査の測位精度に十分な考慮を払うことおよび測線と測線間のコンターの引き方に任意性のあることを念頭に置く必要がある。前記の+300 nTの変化のうち200 nTについてはその影響によるものと考えられ、結論的には、変化があったとしても最大±100 nT程度であることが明らかになった。その結果は、東京大学地震研究所による地上定点での観測結果と整合的である。

なお、同様な調査が海上保安庁水路部で行われ、22年前のデータと比較した結果が公表されているが、それらのデータについて検討したところ、22年前のデータの精度については疑問が残るものであった。

火山の噴火前後に磁場が変化する原因としては、マグマの上昇に伴う温度上昇による岩石の磁性喪失が主として考えられ、噴出した溶岩は高温のため磁性を未獲得の状態が大部分であると考えられる。今回の噴火に関連した高温域の拡大の形・大きさ磁場測定データのみから見積することは不可能であるが、例えば、厚さ1 mの2次元ダイクが深さ200 mにある場合、あるいは半径200 mの

球が深さ1 kmにある場合のモデルに相当する程度であろうと考えられる.

(*物理探査部 **中日本航空㈱)