

特集 昭和 63 年度重点基礎研究成果報告

島弧マグマと起源マンツルの
元素の分配に関する研究

富樫茂子・田中 剛・上岡 晃

島弧の火山岩が MORB や海洋島に比べ、LILE に比べ Nb に乏しいことに関しては 1) 起源物質の Nb 濃度はおなじで、LILE が濃集(例えばサブダクション物質の寄与)、2) 起源物質中の Nb が乏しい、3) マグマ生成の際に Nb に富む物質が残存した、等の可能性があげられている。

本講演では、Nb 及び REE の濃度と Nd 同位体の相関から、2) 及び 3) の可能性が高いことを示した。

東北日本の 4 つの火山(恐山, 岩手山, 安達太良山, 那須山) から得られた岩石には、Nb/Y と Nd 同位体とに相関関係が見られる。Nb を Y で割ってあるのは、結晶分化の影響を除くためである。従って両者の相関は、結晶分化の進んでいない岩石の Nb と Nd 同位体の相関を現している。さらに、Sm/Nd 比と Nd 同位体にも相関があり、およそ 10 億年のアイソクロンが得られる。

島弧ソレアイトの示すトレンドのうち、最も、Nb/Y 比に富むものは、始源マンツル(地球の生成時のマンツル)と同じ、Nb/Y と Nd 同位体比を示す。これらのソレアイトは K/Rb などの LILE においても、始源マンツルと同じ程度の比を示す。これらの一致は単なる偶然と考えるよりは、これらのソレアイトが始源マンツルに由来していると考えることができる。その場合、マグマ生成の際の残存物質の Nb の分配係数が、Y と同じ程度に大きい必要がある。

島弧ソレアイトの示すトレンドのうち、最も Nb/Y 比に乏しいものは、始源マンツルより Nb/Y、Nd/Sm 比が小さい、枯渇したマンツルに由来したと考えられる。起源物質中の Nd/Sm 比の変化が Nd 同位体の差に影響し得るくらい昔に起きたと考えざるを得ない。アイソクロンの年代(およそ 10 億年)がその枯渇の時期に相当する。

N-MORB は島弧ソレアイトのトレンドとはまったく

* 平成元年 7 月 28 日本所において開催

離れた高 Nb/Y 比のところにあり、Nb の分配係数が小さければ、N-MORB はもちろん、N-MORB の部分溶融の程度が島弧のマグマ程度以上に高ければ N-MORB source も、ミキシングの端成分になり得ない。さらに、Nb や REE はスラブ起源のフルイドにはほとんど溶けないので、両者の相関はスラブ起源のフルイドには期待できない。

結論として、島弧ソレアイトは始源マンツルあるいはこれがおよそ 10 億年前に枯渇したマンツルの部分溶融により生じた。この枯渇により、マンツルの Nd/Sm、Nb/Y 比は減少した。現在の島弧のマグマ生成時には Nb に富む物質が残存する必要がある。(地殻化学部)

火山ガス計測システムの研究

一水素濃度と火山性微動との関連について一

風早康平・曾屋龍典・安藤直行

伊豆大島三原山において、1988 年 12 月末から A テラス上の噴気ガス及び空気中の水素濃度の連続観測を行った。水素は火山ガス中に定常的に含まれている成分であり、近年、火山活動の変化に関連して濃度変化が起こる点で注目されている。

噴気ガスは三原山 A テラス上の噴気孔から約 250 m 離れている展望台へテフロンパイプラインと吸引ポンプを用いて送られ、水素センサーにより水素濃度を測定している。空気中の水素濃度は火孔縁から約 50 m 北に水素センサーを設置し測定した。今回の観測では、1989 年 1 月 8 日頃からの火山性微動の振副増大に伴って噴気ガス中の水素濃度が 10 ppm から 100 ppm、空気中の水素濃度は 2 ppm (通常の大気中水素濃度は 0.5-1.0 ppm) から 10 ppm に上昇する現象がみられた。水素の発生機構は火山性微動の発生機構と密接に関連していると考えられる。

マグマから分離されたガス中の H_2/H_2O (モル比) は NNO バッファーを仮定すると $1100^\circ C$ において 5×10^{-3} である。1988 年 12 月 23 日における A テラス噴気ガス ($340^\circ C$) の H_2/H_2O は 1×10^{-4} であった。噴気ガス中の

水蒸気はその安定同位体組成から、90%以上が天水、海水起源であるため、マグマ起源以外の水蒸気の割合が増せば H_2/H_2O は減少する。また、噴気ガスの90%は空気であり噴気帯の表層部では常時多量の酸素が含まれているので、一部の水素は酸化され H_2/H_2O は減少するだろう。Aテラス噴気ガス中の H_2/H_2O がマグマから分離された直後の値の1/50であるのは、上記の両方の原因によるものと考えられる。地下水の沸騰により高濃度の水素は発生しないと考えられるので、観測された水素濃度の増減はマグマ起源ガスの増減に対応していると思われる。山岡ほか(1988)によれば、微動は発泡のような等方的な発震機構により生じている。水素がマグマ起源と考えられることと微動と関連する濃度変化を示したことを考えると、現在伊豆大島で起こっている間欠的な微動はマグマの発泡・脱ガスによるものと考えられる。

(環境地質部)

伊豆大島火山の測地学的研究

曾屋龍典

伊豆大島火山の5ヵ所に設置したドライティルト観測網を、63年5月、9月及び元年1月に観測した。島の西海岸のA観測網、カルデラ内で三原山の北東及び東北東のCII観測網及びD観測網では、傾斜変動量は数 μrad と小さかった。しかし、カルデラ内の三原山北西のB観測網では、それぞれの期間に東北東下がり、19、20、21 μrad の傾斜変動を示した。また三原山の南のE観測網では、北北西下がり、48、42、47 μrad の傾斜変動を示した。これらの傾斜変動は、B火口列と三原山の沈降が依然継続していることを示し、国土地理院および東大地震研究所による水準測量の結果と調和的である。ただし、B及びE観測網の変動率は時間とともに減少する傾向を示している。

大島火山の北部及び南部の地表割れ目の伸縮計による観測を今年度も継続して行った。この1年間には山麓部の地表割れ目には顕著な変動は観測されなかったが、1988年7月、伊豆半島東方沖の群発地震が発生すると同時に全ての測線で、縮みを記録した。また、三原山の火山性微動の振幅も増大した。

(環境地質部)

地震計アレイを用いた人工及び自然地震観測による伊豆大島周辺の地下構造推定の試み

栗原保人* 伊藤久男** 篠原雅尚*** 川勝均**

震源から輻射された地震P波やS波は、一般に地下構造の不均質性により散乱され、P波とS波の振幅は減衰する。散乱された波はP波とS波の間にPコーダ波、S波の後にSコーダ波と呼ばれる波群を形成する。このコーダ波形成の原理によると、コーダ波を構成する各波素の到来方向を知ることができれば、地下の地震波散乱源の位置を推定することができる。ここでは、伊豆大島で、小スパン地震計アレイを用いて人工地震と自然地震を観測し、コーダ波の各波素の到来方向を明らかにすることにより、地下構造の推定を試みた。

観測は、大島町差木地付近で、17観測点を50m間隔でL字型に配置し行った。爆破(人工地震)は、1989年3月27日に大島島内2ヶ所(千波崎; Shot-1, オタイ; Shot-2)で地質調査所により実施された。震央距離、質量はそれぞれShot-1で4.2km, 502.5kg, Shot-2で2.5km, 202.5kgである。また、観測期間中、千葉県直下(震央距離134km, 深さ71km)でマグニチュード4.4(伊豆大島震度2)の自然地震が発生し、アレイ観測点で良好な記録を得ることができた。解析では、上記3つの地震で、アレイへの入射地震波を平面波と仮定し、振動継続中の各時間ですべての入射方向に対するセンブリランス(コヒーレンスの良さ)を計算し、コーダ波の到来方向を求めた。

解析の結果、人工地震Shot-1,2では、コーダ部分に特にコヒーレンスの良い(センブリランス0.6以上)波の到来は見られず、またセンブリランスが0.2-0.6の波の到来方向は様々であることがわかった。特にマグマ溜りからの散乱波であると認定できるような波は見当たらないようである。一方、自然地震については、Pコーダ波全体、約13秒間にわたって地震の震央方向から見かけ速度5-7km/s、センブリランス0.6以上の波が連続的に到来している。Sコーダ波では、直達S波から約3秒間、震央方向からのコヒーレンスの良い波が到来し、その後は特に震央方向からの波は到来しておらず、到来方向は様々である。

人工地震の結果からは、大島の地下浅部(数km)では特に強い散乱波を発生させるような特徴的な場所は存在せず、均一な強度の散乱波を発生させる散乱源が一様に分布する構造であると推定できる。千葉県直下深さ71

km の地震で見られた震央方向からのみ到来する特異なコーダ波は、地震波の伝播経路中に地震波を効率良く伝えるチャンネル構造の存在を示す。このコーダ波を説明できる速度構造モデルとして、大島北東の相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上部に低速度層が存在するモデルが考えられる。

(* 地殻物理部 ** 地殻熱部 *** 千葉大学)

環境同位体を用いた火山体における 地下水流動の研究

風早康平* 安原正也* 田口雄作*
高橋 誠* 丸井敦尚* 鈴木裕一**
高山茂美** 島野安雄*** Lena MAXE†

火山体内部の地下水の流動過程及び帯水層の規模を明らかにする目的で湧水・地下水の環境同位体 (T, D, ^{18}O) を用いた手法を試みた。モデルフィールドは湧泉の豊富な八ヶ岳南部とした。トリチウム (T) は流動のタイムスケール・帯水層の大きさのパラメータとして、安定同位体 (D, ^{18}O) は涵養高度のパラメータとして用いた。約 70 点の湧水試料 (標高 650-2400 m) を豊水期及び渇水期に採取し、流量、水温、化学及び同位体組成を測定した。

結果を以下に示す。1000 m の標高線に沿って大湧泉帯 (>3000 m^3/day) が発達しており、1500 m 帯にも小湧泉帯 (<100 m^3/day) が存在している。これらは八ヶ岳火山体の地質構造に規制されており、特に 100 m 大湧泉帯は不透水層となっている韭崎泥流堆積層の上部を流下し湧出している。2000 m 以上の高度の湧水は CaSO_4 型の鉱泉で山頂部の火山性昇華物の影響を受けている。それよりも下部では CaHCO_3 型で山体から離れるにしたがって溶存成分濃度が増加しており滞留時間が長くなっている。安定同位体組成の結果から大湧泉帯の湧水はそれより上部の小湧泉よりも相対的に涵養高度が高いことがわかった。また八ヶ岳南東部と南西部は平均涵養高度が異なり南西部の方が高いことがわかった。これらは山体の内部構造に起因していると考えられる。トリチウム濃度は 1000 m 大湧泉帯で極大値を持ち (15-30 T. U.) それ以外では低い (<15 T. U.) という結果を得た。降水のトリチウム濃度は 1960 年代前半に各国の核実験によるピークがあり現在の濃度 (約 5 T. U.) の 100 倍以上に達していた。この時系列データと、帯水層内で雨水と地下水が連続的に完全ミキシングするという簡単なモデルを用いて各湧泉の平均滞留時間を計算した。その結果、標高 1500 m 以上の湧水は 0-7 年、1000 m 大湧泉帯で

は南西山麓が 50-100 年、南東山麓は 25-40 年という結果を得た。平均滞留時間は帯水層の体積と供給量の比であるから、南西山麓の方が大きな帯水層を持っていることが示唆される。今後は以上の結果を基に、有効涵養面積、地下水の拡散などを加味したより実際的な山体内部の地下水流動モデルをつくる予定である。

(* 環境地質部 ** 筑波大学 *** 宇都宮文星短期大学
† Royal Inst. Tech. Sweden)

中-後期更新世における中部日本の広域テフラに基づく編年及び気候変動に関する研究

吉川清志・水野清秀

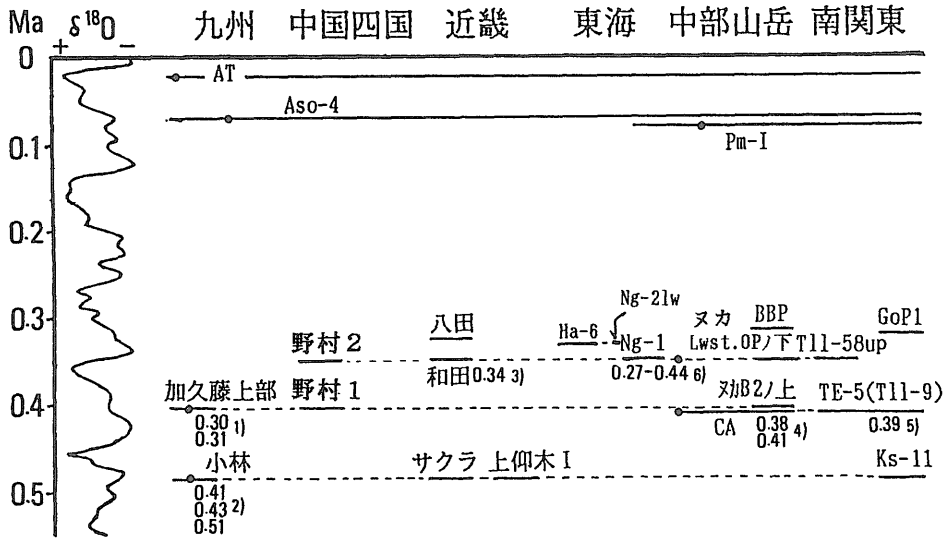
これまで、日本の中期更新世 (約 13-73 万年前) の地層について、国際対比が確実となっているのは、南関東・近畿地方などに限定されており、この時代のテクトニクスや火山活動史を定量的に議論する上で問題が多かった。これらの地域との対比を上げるために、中-後期更新世の地層が広く分布し、テフラ (火山灰) 層層が明らかにされている八ヶ岳山麓において現地調査を行い、テフラ試料・植物化石試料を採取し、分析を行うことにより南関東・近畿及び周辺地域との対比を試みた。

テフラ層については、広域対比の確実性を高めるために、岩石記載的手法に加え、ICP 発光分析によって火山ガラスの化学分析を行った。遠隔地起源と考えられ、化学組成・岩石記載的に特徴があるテフラ層について、西日本各地のテフラ層と比較した。

その結果、最下部層に含まれる中部地方起源のクリスタルアッシュが南関東の TE-5 (TII-9) に対比されること、また、その直上のガラス質火山灰層が南九州起源の加久藤火砕流に対比されることが明らかとなり、対比される地層の年代から、最下部層の年代が約 35-40 万年前と考えられる。また、中部層の L wst. O. P. 直下の細粒火山灰層が、静岡有度丘陵の Ng-1、大阪層群の和田火山灰、大磯丘陵の TII-58、愛媛野村層の上位の火山灰に対比されることから、中部層は、約 30-35 万年前と考えられる。これらの対比は、それぞれのテフラ層が特徴的であること、層位が調和的であることから確実度が高いと考えられる。

本研究及び関連した研究の成果によって明らかにされた、西日本の中期更新世のテフラ層の対比について、従来の研究成果も含めて第 1 図に示した。

関東から九州まで、広範囲に対比が行われたことにより、この結果が、日本各地の海岸周辺に分布する多くの



第1図 西南日本の中部更新統のテフラ層の対比 FT年代: 1) MIYACHI (1983), 2) 野井 (1987), 3) 市原ほか (1984), 4) 鈴木 (1988), 5) 鈴木・杉原 (1983), 微化石年代: 6) 北里ほか (1981), $\delta^{18}O$ 編年: EMILIANI (1978), PRELL *et al.* (1986).

高位段丘は、下末吉の2回前の海水準上昇(約35万年前)によって形成されたことを示す証拠として引用された(杉山, 1989)。

世界的な気候変動パターンと対比するために、花粉分析・植物遺体分析を行った。これまで余り分析が行われていない下部層について重点的に分析し、ほぼ一定して寒冷気候を示すデータが得られた。しかし、高山地域の結果を平地に換算するのに困難な植物群のデータしか得られなかったため、最暖期ではないことを示すに留まった。(環境地質部)

新生代微化石層序と年代層序 —珪藻化石層序を中心として—

柳沢幸夫

新生代における微化石層序は、地層の年代決定及び広域対比の手段として重要な役割をはたしている。このうち、珪藻化石層序は、浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石が使えない北太平洋中-高緯度地域におけるほとんど唯一の微化石層序であり、東北・北海道地域の新第三系及び第四系の広域対比の武器として広く用いられている。

珪藻化石層序が、中-高緯度地域において年代決定に有効に使えるのは、従来 *Denticulopsis* 属として知られていた非常に進化速度の速い種グループが存在し、これが

年代決定の指標種として極めて有用であるためである。今回、珪藻化石層序の分解能を高めることを目的として、*Denticulopsis* 属の分類学的な再検討を行うとともに、この属に属する各種の正確な生存年代を決めるために、この属の層序学的基準面と対応関係が判明している火山灰層及び火山岩の放射年代測定を行った。

分類学的な検討は、電子顕微鏡を用いて種の分類基準として最近重要視されている珪藻殻の微細な構造の特徴を明らかにすることを中心に行った。また、日本列島周辺域において最も完全な層序セクションである DSDP (Deep Sea Drilling Project) Hole 438A をはじめとする世界各地の DSDP コアを分析して、各種の正確な層序的分布を明らかにした。更に、これまでに報告のある *Denticulopsis* 属の分布状況を調べ、各種の地理的な分布特性を明らかにした。

その結果、*Denticulopsis* 属において新たに17種の新種を識別し、更に *Denticulopsis* 属全体の進化系統を明らかにすることができた。今回記載した17種の新種はいずれも化石層序学的に有効で、それらの初産出や最終産出層準は、化石層序学的基準面として、地層の対比に用いることができる。また、これらの新種の基準面をこれまでの珪藻化石層序の基準面に加えることにより、従来平均して約100万年程度であった珪藻化石層序の分解能を、約50万年にまで高めることができた。

火山灰層及び火山岩の年代測定は、常磐炭田地域及び

山形県小国・玉庭地域の試料を用いた。その結果、7個の K-Ar 年代及び3個のフィッション・トラック年代が得られた。これらの年代値、Hole 438A の堆積曲線、及び他の微化石層序の年代層序などを総合して、珪藻化石層序の基準面の年代を算定し、より正確な珪藻化石層序を確立することができた。(地質部)

中央構造線岡村断層の発掘調査

山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・衣笠善博

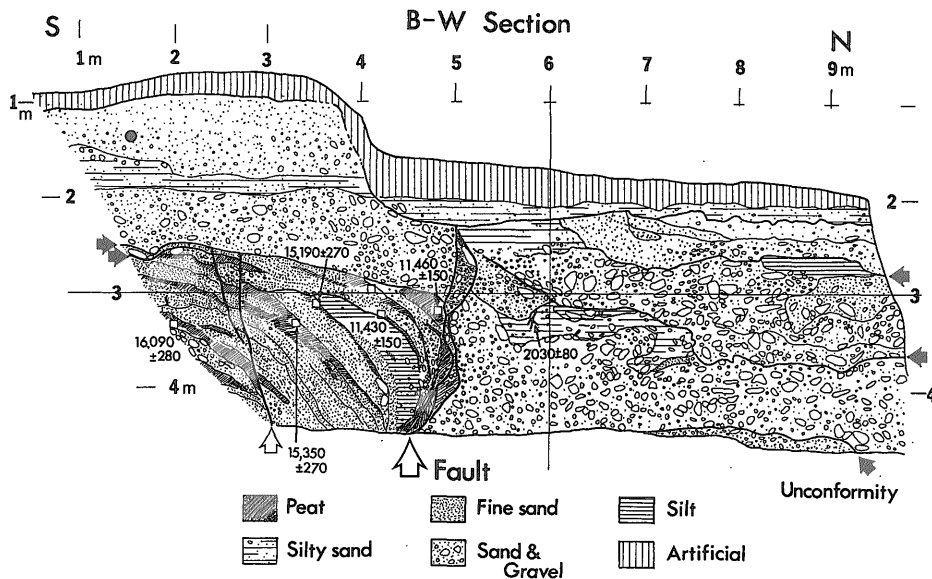
西南日本の中央構造線(以下 MTL と略称)に沿っては顕著な断層変位地形が多数認められ、MTL は日本の内陸における最大級の活断層と推定される。しかし、有史以来この断層が活動したという確実な記録はなく、活動周期、活動時の断層変位量等の詳しい活動様式は不明である。このため、MTL の断層活動史を調べ、最終活動時期や活動様式を明らかにすることは、将来そこから発生する地震の予知推進に大いに寄与するものと考えられる。この様な観点から重点基礎研究費を用いて四国の MTL の一部である岡村断層でトレンチ発掘調査を行った。なお、この調査には愛知県立大学、広島大学、四国総合研究所の研究者も参加した。考古遺物の鑑定は京都芸術短大の田辺昭三氏と倉敷考古館の間壁忠彦氏にお願

いした。また、用地の提供、トレンチの掘削に関しては日本道路公団高松建設局の支援と協力を得た。

岡村断層は愛媛県東部の石鎚山地の北側に位置する活断層で、同山地北縁の丘陵とその北側の平野との間の直線的な地形境界を形成している。三波川結晶片岩と和泉層群を境する地質学的な MTL とは一致しないが、第四紀後期における MTL の活動を代表しているものと思われる。発掘調査はこの断層に沿う愛媛県西条市飯岡の四国縦貫道の道路建設用地で行われた。ここでは、既に2回の発掘調査が行われている(京大防災研, 1985; 安藤ほか, 1988) がこれまでの調査では岡村断層は①過去4000年の間に3-4回活動し、②最終活動時期は4-6世紀、③1回の変位量は約7mと推定されている。

今回の調査は1988年8-9月に前回までの調査地の約300m東方で行われた。掘削したトレンチは、長さ15m、幅7-8m、深さ2-3mの平行する5つの小トレンチを1本の長い溝で繋ぎ、全体で40m×15mの楕円形としたもので、前回までのものに比べかなり大規模である。5つの小トレンチの10の壁面全てに完新統を変位させる断層が認められ、それらの1/10スケールの詳細なスケッチと年代測定及び花粉分析用試料採取、土器等異物採取が行われた。第1図にはそのスケッチ図の一部を示す。

このトレンチ調査により、発掘地では下位より次の5つの層序が識別された。



第1図 B-W 壁面断面図 黒矢印：不整合位置，白矢印：断層，黒丸：土器産出点。

①硬質砂礫層(I): 鮮新統の岡村層群の可能性があるが詳細は不明である。

②泥炭質砂泥層(II): 泥炭に富む砂-シルト層で、黒色を呈する。この地層中には不整合があり、約1.5万年前の地層と1.1万年前の地層が接している。花粉分析では草原内の湿地の堆積物と考えられる。

③砂礫層(III a): 分級の良くない小河川-小扇状地の堆積物で、和泉層群及び結晶片岩礫で構成される。この中には縄文時代後期前半の福田K II式と呼ばれる土器片が多数含まれ、およそ3500年前以降に堆積した地層と考えられる。

④砂礫層(III b): III aと同様の層相だが、この中には縄文及び弥生土器、更に古墳時代の土器片(土師器)が挟まれる。これから4世紀以降の地層と推定される。

⑤砂礫層(III c): 層相はIII a, bと同じだが、本層は断層変位を受けていない。

この結果、層序と断層変位の関係から、以下のMTLの活動時期が識別された。

1. III b層堆積後、III c層堆積前。古墳時代以後有史以前、即ち4-6世紀ごろに断層活動があったと推定され、従来の結果と調和的である。

2. III a層堆積後、III b層堆積前。断層近傍でIII a層の変形度がIII b層の変形よりも大きくなることから、4世紀-約3500年前の間に断層運動があったと考えられる。

3. II層堆積後、III a層堆積以前。両層の変形度は大幅に異なることから、1.1万年前から約3500年前迄の間に1回以上の断層活動が推定される。

4. II層堆積中(1.1万年と1.5万年前の間)。断層近傍のII層中に傾斜不整合があることから推定される。

断層の両側での層相の変化が激しいことから、この断層は大きな水平変位を伴うことは確実であるが、その具体的な量はまだ判明していない。(環境地質部)

石炭の Biomarker の特徴

鈴木祐一郎* 坂田 将** 金子信行*

近年石油有機地球化学の研究において用いられ始めたバイオマーカーと、石炭の熟成を示す指標の中で最もよく用いられているビトリナイト反射率(Ro)について、北海道の7炭鉱(南大夕張炭鉱、幌内炭鉱、赤平炭鉱、芦別炭鉱、奔別炭鉱、太平洋炭鉱、雄別炭鉱)から採取した13試料について比較検討した。

現在用いられているバイオマーカーとしては、生体ス

テロイド起源と考えられているステラン及び、バクテリオホパノイド起源と考えられているトリテルパン(ホパン)が重要である。PHILP(1985)等により、石炭化度のよい指標とされている、bishomohopaneの側鎖の立体異性化反応は、ほぼRo=0.6付近で飽和に達している。また、石炭化度のよい指標であるstigmastane(C₂₉-ステラン)の側鎖の立体異性化反応は、Ro=0.6から0.9の間で進行している。同一地点またはごく近傍で採取した石炭について注目した場合、Roに比較してステランの立体異性化反応は安定している。Roは、測定範囲内での反応すべてを総合して測定しているものであるため、従来指摘されているように石炭組織の差(堆積環境の差)の影響を受けていると考えられる(FUJII *et al.*, 1985)。それにたいし、バイオマーカーは単一分子の化学反応であり、他の影響を受け難いと考えられる。

(*燃料資源部 **地殻化学部)

奥羽脊梁山地中・南部新第三系の自生鉱物分帯並びに有機熟成に関する研究 —その2. 山形県米沢市小野川地域—

谷口政碩* 金子信行**
佐々木清隆*** 小田幸人***

裏日本の油田地帯とは対照的に、脊梁には中新世の西黒沢期の泥岩層が局所的ではあるが発達している。演者らは同層を主対象としその石油根源岩評価に係わる基礎資料を得るために、標記の課題研究を実施している。その第2段階として行った脊梁西縁部に当たる標記地域について今回下記の成果を収めた。

新第三系は下位より綱木川層[台島階]、小野川層[西黒沢階]、矢子層[女川階、主要岩相;珪質泥岩]、才津層[上部中斷統、デイサイト質溶結凝灰岩]、高峯層[同、湖成相、礫岩・砂岩・細粒凝灰岩互層、亜炭薄層挟在]、及び手ノ子層[鮮新統、不整合、岩相は前者に酷似]に区分され、主対象の泥質岩は綱木川・小野川両層に発達する。綱木川層は下位より礫岩・砂岩層、砂岩・黒色硬質泥岩互層帯及び黒色硬質泥岩層の発達で特徴付けられ、後2者をそれぞれ烏川砂岩・硬質泥岩部層<Tk>及び大佐田川硬質泥岩部層<To>と呼称した。また小野川層も下位よりデイサイト質緑色凝灰岩層、黒色板状硬質泥岩層、流紋岩・同質凝灰岩層、灰色シルト岩・泥岩層及びデイサイト質緑色凝灰岩層に細分され、前2者をそれぞれ蟹屋敷デイサイト質凝灰岩部層<Ok>及び大樽川泥岩部層<Oo>と呼称した。

1) 自生鉱物分帯：凝灰質岩の沸石を基調とし 4 帯に分帯される。即ち手ノ子・高峰両層はセリサイト-カオリナイト-スメクタイト-クリストパル石帯 (I a), 才津層はスメクタイト-クリストパル石帯 (I b), 矢子層はスメクタイト-緑泥石-斜ブチロル沸石帯 (II), 小野川層の最上部の緑色凝灰岩層及びその下位の灰色シルト岩・泥岩層の上部層準まではスメクタイト-緑泥石-方沸石-斜ブチロル沸石帯 (III a) に, その他の小野川層はスメクタイト-緑泥石-方沸石帯 (III b) に, 綱木川層 Tk 部層の上部は緑泥石-曹長石帯 (IV a) に, また同部層下部は深は緑簾石-緑泥石-曹長石帯 (IV b) にそれぞれ相当し, I b 帯以深の変質は埋没続成作用によることが明らかとなった。

2) 有機物分析：a) 有機炭素量 (TOC) は矢子層で 1.23-2.05% 平均 1.66%, 小野川層の Oo 部層で 0.41-1.03% 平均 0.61%, 綱木川層の To 部層で 0.86-1.38% 平均 0.78% 及び同 Tk 部層では 0.25-1.51% 平均 0.49% の値をそれぞれ示し, これらの石油根源岩評価は矢子層では Good またその他は Poor の範疇にそれぞれ該当する。b) 抽出性有機物量 (EOM) は矢子層で 0.080-1.40%, 小野川層 Oo 部層で 0.085-0.288%, 綱木川層 To 部層で 0.044-0.294% 及び同 Tk 部層で 0.012-0.047% を有す。c) 小野川層 Oo 部層及び綱木川層 To 部層における EOM/TOC 比は異常に高く, 従来得られていた東北日本の新第三系における傾向からは大

きく外れている。d) 小野川・綱木川両層における n-アルカンの CPI 値はいずれもほぼ 1 である。またその頻度分布はいずれも単峰型を示し, その最高峰は C₁₉ 付近にあり, 上記 c) に指摘した EOM の異常性を加味すると小野川層 Oo 部層及び綱木川層 To 部層における軽炭化水素類の移動添加による可能性が高いことが指摘される。

3) ロック・エヴァル分析：a) ケロジェン熱分解の T_m 値は矢子層では 432°C 以下であったが, 小野川層 Oo 部層以深では同部層の一部に 435°C を越えない試料が含まれるが, その他は石油発生帯の指標 435°C を越え, 綱木川層 Tk 部層では 458°C に達している。なお小野川層 Oo 部層下部に含まれる炭質物のビトリナイト反射率 (Ro) は 0.41 及び 0.59% の値を示し, T_m 値の傾向に合致している。b) H.I.-O.I. 相関図は含有有機物のタイプは大局的には 3 層のいずれも II-III を示している。

4) 以上の解析結果からは, 有機物分析等による敷居点 (発生帯の上限層準) は明確にはされないものの, 従来の石油発生論に照合すると, 方沸石の生成層準 (III 帯) 及び T_m 値などから本地域では小野川層の上部層準では石油発生帯に到達していると考えられ, 更に綱木川層 Tk 部層の上部層準ではウエットガス帯に達している可能性も否定できない。

(* 地殻熱部 ** 燃料資源部 *** 東北大学)