

太平洋地域の上部新生界(その5)

～第1回太平洋地域新第三系国際会議より～

福田 理・名取 博夫 (燃料部)

II-G 新第三紀における太平洋地域の古環境

BARBIERI, F., IACCARINO, S. および ROSSI, U. (Parma 大学 イタリア)の講演は 地点62および63 (DSDP, Leg 7)の深海掘削コアにみられる鮮新世の古環境に関するものであった。このコアが得られたのは ニューギニアの北の赤道に近いところであった。地文学的にみると 地点は深度2,591mの Eaurigik 海嶺の上に位置するのに対して 地点63は深度4,472mの東カロリン海盆の中に位置する。両地点間の距離はおよそ700kmである。研究されたのは地点62のコアの海底下7.73～136.27mの間と 地点63のコアの深度11.73～35.90mの間である。

地点62の試料については それぞれ300個の浮遊性および底棲有孔虫と 1,000個の放散虫が統計的に処理された。また 地点63の試料については 200個の有孔虫 1,500個の放散虫 および *Pulleniatina obliquiculata* (図2)の殻の巻き方向が統計の対象とされた。この間に検出された浮遊性有孔虫および底棲有孔虫はそれぞれ59種および140種であった。

統計的に研究した結果をまとめると 次のようになる。鮮新統の有孔虫層序は 下位の *Globorotalia margaritae* (図121) 帯 [前期鮮新世—Tabianian—Opoitian—Suchian] および上位の *Globorotalia crassaformis*, s. l. (図122) —*Sphaeroidinella dehiscens* (図21) [後期鮮新世—Piacenzian—Opoitian? (一部) Waipipian および Mangapanian—Suchian? (一部) Kechienian?]

下部更新統の *Globorotalia truncatulinoides* (図22) 帯は62地点のコアにだけ認められる。63地点では これはコアがとれなかった最上部になるかも知れない。

中新統は *Discoaster quinqueramus* の産出によって 62地点の最下部 (sect 6 の core 14) にだけ確認される。

浮遊性有孔虫の消長は 大ざっぱにみると これとは対照的な放散虫の消長に対比される。放散虫のピークは火山活動によって説明され また 63地点のコアでは湿度の低下に対応している。しかし これは明瞭なピークのない62地点のコアでは認められない。これは 63地点が常に南赤道海流の影響下にあったのに対して、62地点は 季節によって南赤道海流の下に入ったり 反赤道海流の下に入ったりするためであろう。後者には 高緯度地方からくる海流が収斂してくるので 混合群集が生れる。

63地点の Placenzian (上部中新統)には この地区の沈降による石灰質殻の著しい溶解がみられる。すなわち 下部では数種にその影響がみられるだけであるが 溶解が著しかった上部では 残った種の組成が興味深い。また 放散虫のピークに対応する溶解のピークは 浮遊性有孔虫にはさしたる影響を与えていない。放散虫と溶解の消長が対応しているのは 未知の要因によるものであることを意味している。

底棲有孔虫には目立った変化がみられないので 海底はすべての海洋学的要因によって影響されなかったと思われる。

62および63の両地点の掘削孔間の数本の対比線は 堆積速度に関する詳細な情報を提供するであろう。

以上の結果を導くのに使われた統計処理は 最小自乗法を改良した“S variable”と呼ばれる式によって行なわれた。試料のもつ諸性質から 以上に列挙した諸結果は 必ずしも満足すべきものではないが 新しい研究

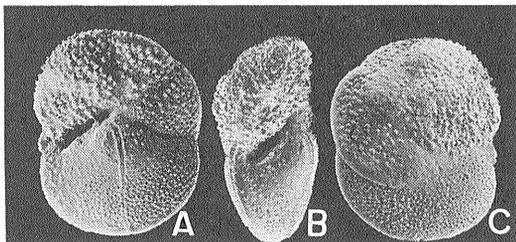


図121 *Globorotalia margaritae* BOLLI and BERMÚDEZ
×65 A: 背面 B: 口側面 C: 腹面
(NATORI 1976より)

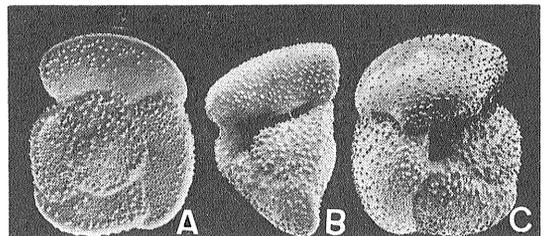


図122 *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY and WISSLER)
×56 A: 背面 B: 口側面 C: 腹面

方法を提起したことは 容認されてよからう。

原田憲一(京都大学)は後期新生代の深海環境の指示者としてのマンガン団塊について講演した。それによれば 走査電子顕微鏡で観察すると 海成のマンガン団塊の鉄—マンガン酸化物層には 現地性の石灰質微細浮遊生物の化石の存在が認められる。それらは印象として保存されているか 鉄—マンガン鉱物によって置換されている。それらは 鉄—マンガン酸化物の沈澱と同時にその層の中に組み入れられたと見られるので それらの群集の一連の変化によって年代決定ができる。

海成のマンガン団塊の成因は マトリクスとなる堆積物の低い沈澱速度 および海底における水の動きと密接な関係がある と一般に信じられているので 生層位学的方法によって与えられる生長速度を考えて 個々の団塊の中の化石群集を 同じ地域における一連の堆積物中のそれとを対比することによって 深海底上の古環境に関するより包括的な知識を得ることができるであろう。

原田憲一および山本嘉一郎(京都大学)は日本沖の西



図124
現生渦鞭毛虫殻試料採集位置および群集型分布図

- 1 : グループ1
 - 2 : グループ2
 - 3 : グループ3
 - 4 : グループ4
 - 5 : グループ5
- (HARADA and YAMAMOTO 1976より)

北太平洋における現生渦鞭毛虫殻(図123)の分布について講演した。彼等が扱った試料は 東北日本沖の太平洋岸の大陸マージンのいろいろな水深のところから得られた55個の表層堆積物である(図124)。この地域は日本列島に沿って北上する暖い黒潮 および南下する冷い親潮という2大海流系が収斂するところ当たっている。講演者等は堆積物中の化石微小浮遊生物を同定し 渦

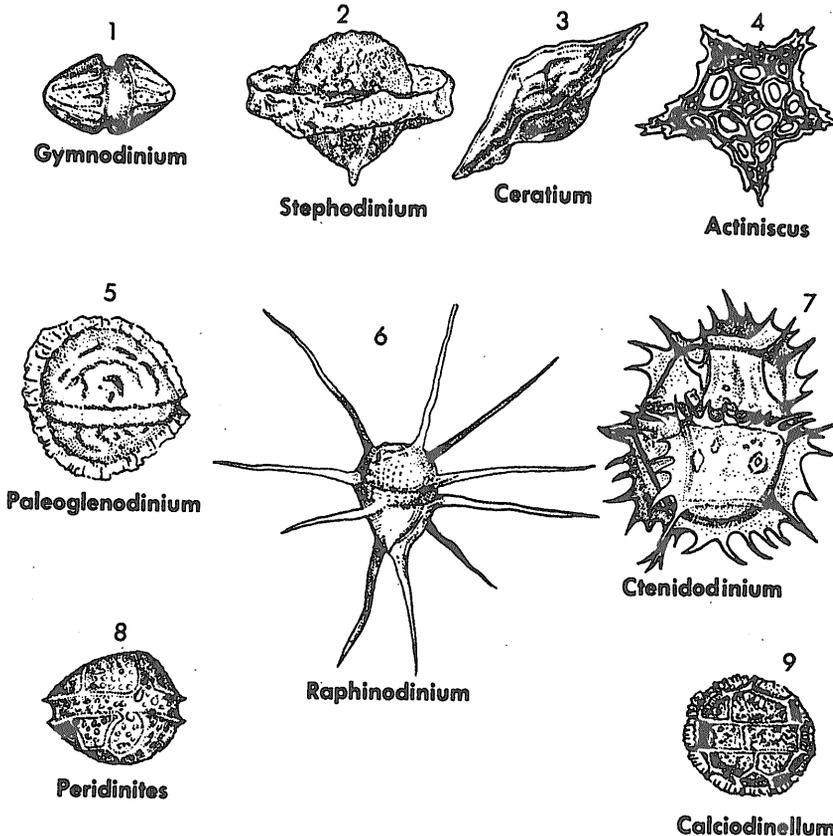


図123
渦鞭毛虫類の化石 サイズ: 数ミクロン~100ミクロン

- 1 : *Gymnodinium cretaceum* DEFLANDRE (ジュラ紀—現世)
- 2 : *Stephodinium coronatum* DEFLANDRE (後期白亜紀)
- 3 : *Ceratium fusus incerta* DEFLANDRE (白亜紀—現世)
- 4 : *Actiniscus elegans* EHRENBERG (白亜紀)
- 5 : *Paleoglenodinium cretaceum* DEFLANDRE (白亜紀)
- 6 : *Raphinodinium fucatum* DEFLANDRE (白亜紀)
- 7 : *Ctenidodinium ornatum* (EISENACK) (ジュラ紀)
- 8 : *Peridinites rossicus* DEFLANDRE (第三紀)
- 9 : *Calciodinellum operosum* DEFLANDRE (第三紀) (JONES 1956より)

FINAL 2-SPACE CONFIGURATION OF NONLINEAR MAPPING

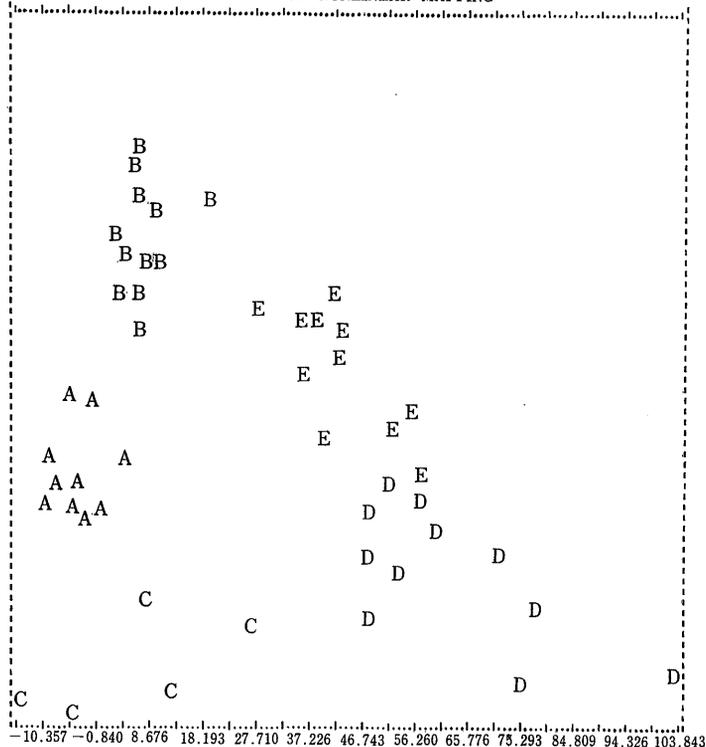


図125
非線型図化演算による現生渦鞭毛虫類群集の関係図

- A: グループ1
 - B: グループ2
 - C: グループ3
 - D: グループ4
 - E: グループ5
- (HARADA and YAMAMOTO 1976より)

鞭毛虫殻の4つの卓越属 すなわち *Opeculodinium*, *Spiniferites*, *Peridinium* および *Baltisphaeridium* からなる群集を得ている。彼等は これら群集と渦鞭毛虫殻が定着した環境との関係を討議するために 上記のような層群集の統計的解析を行なった。彼等は 試料を分類するためにQ-モード・クラスター・アナリシスを 分類を固めるために平方偏差および判別式による解析を そして 決定されたグループ内の諸関係を調べるために 非線型図化演算を行なった。

クラスター・アナリシスの結果は 試料がグループ1～5の5群に分類されることを暗示している。非線型図化演算の結果は 図125に示されているような層群集に基づく試料の配置を示す。これら5つのグループに区別されることは 判別式および平方偏差による解析によっても支持される。

5つのグループの地理的分布は図124に示すとおりである。グループ2は入海の中に限られている。グループ1およびグループ3が研究対象地域の北部にみられるのに対して グループ4およびグループ5は南部にみられる。この北部および南部はそれぞれ寒流域および暖流域に相当する。これら2つの集合群を区別するには *Spiniferites* が非常に有効である。グループ3およびグループ4は グループ1およびグループ5よりも沖合のより深いところに位置している。これら2つの集合群 とくにグループ4とグループ5を区別するには *Opeculodinium* がきわめて有効である。

以上のようなことから 講演者等は 渦鞭毛虫殻の層群集は それらが定着した環境をよく反映している と結論している。

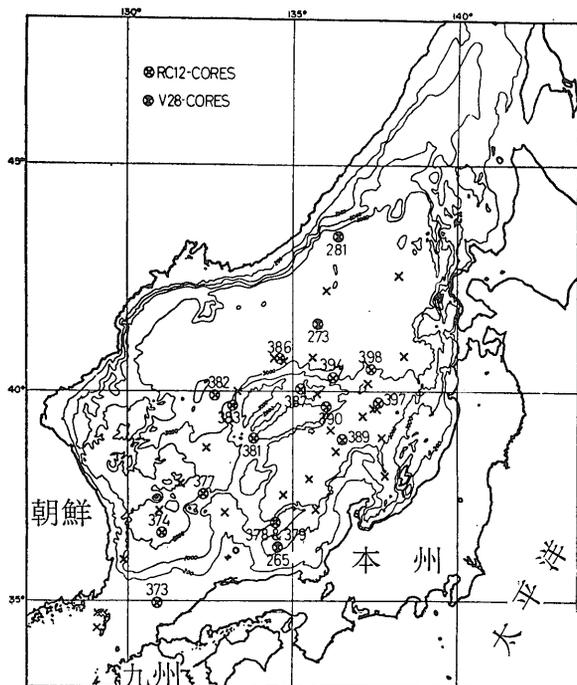


図126 日本海におけるピストン・コア位置図 (ICHIKURA and UJIE 1976より)

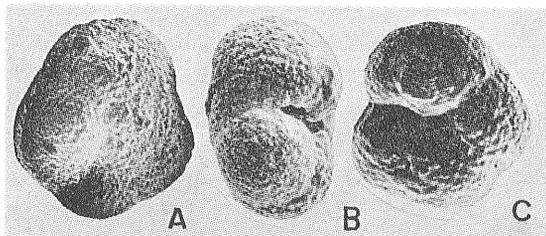


図127 “*Globigerina*” *pachyderma* (EHRENBERG)
×78 A:背面 B:側面 C:腹面
(ICHIKURA and UJIE 1976より)

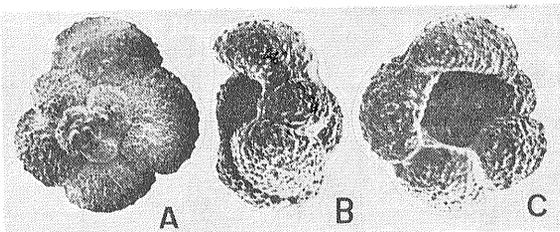


図128 *Globigerina umbilicata* ORR and ZAITZEFF
×47 A:背面 B:側面 C:腹面
(ICHIKURA and UJIE 1976より)

市倉賢樹(横浜市上白根中学校)および氏家宏(国立科学博物館)の講演は 日本海の堆積物の層位とその古環境上の意義に関するものであった。彼等が扱ったのは 日本海のいろいろなところから Lamont-Doherty Geological Observatory 所属の調査船によって採取された22本のピストン・コアである(図126)。これらのコアについて行なわれた古生物学的ならびに岩石学的研究によれば 次に示すように 層位に地域的な相違がある:

- 1) 貫通深度は最大15mであり 更新統の基底に到達したコアはないが 日本海盆は均一な粘土あるいはいずれも褐色の粘土とシルトの互層からなる非常に厚い更新世の堆積物によって特徴づけられている。

- 2) 大和堆(Yamato Rise)地域は 2~3mの厚さの更新統の上の一般に非常に薄い完新世の堆積物によって被覆されており 更新統の下には 鮮新世および後期中新世の珪藻を含む沈積物を被り厚い海緑石層がある。
- 3) 大和舟状海盆地域には かなりの厚さの完新世(5mまで)および更新世(10m以上)の堆積物がある。完新統はおもに均一なシルト質粘土からなり 僅かに有孔虫を含む。その中では右巻きの“*Globigerina*” *pachyderma* (図127)が卓越する。更新統はしばしばシルトおよび粘土の細互層を挟み 有孔虫が豊富であり 左巻きの“*G.*” *pachyderma* および *G. umbilicata* (図128)が部分的にみられる。
- 4) 対島舟状海盆地域の層位は大和舟状海盆のものに似ているが 多数の火山灰層がみられる。

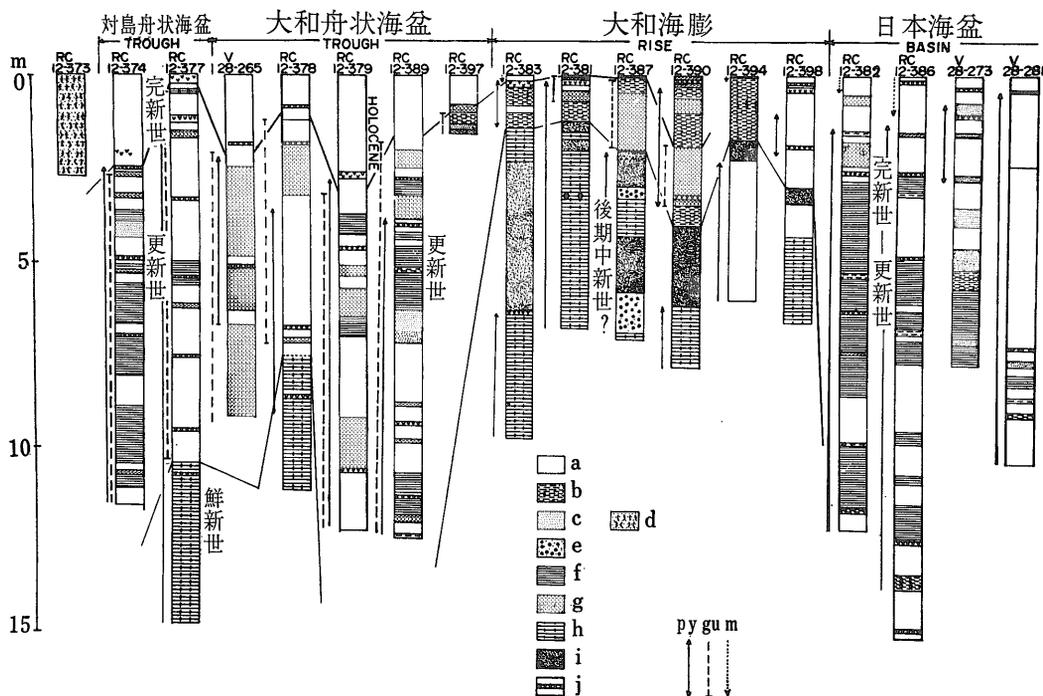


図129 日本海におけるピストン・コアの柱状図
a:均質粘土 b:砂質粘土 c:砂 d:貝殻砂 e:礫 f:粘土・シルト細互層 g:有孔虫シルト h:珪藻軟泥 i:海緑石質砂 j:火山灰薄層 py:自生黄鉄鉱の産出レンジ gu: *Globigerina umbilicata* の産出レンジ m:微小マンガノ・ノジュールの産出レンジ (ICHIKURA and UJIE 1976より)

- × : *Vicarya*
- : *Miogyosina*
- △ : *Nephrolepidina*
- 暗部は海域

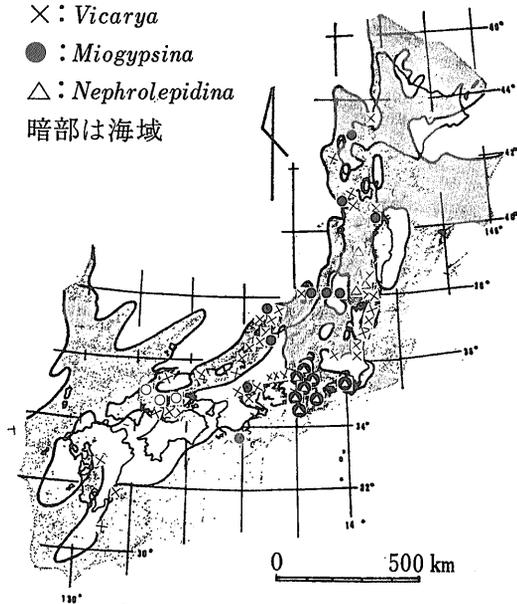


図130 前期中新世における日本列島の古地理図 (OMORI 1976より)

- × : 冷水貝類群集
- × : *Fortipecten takahashii*
- : 暖水貝類群集
- : *Amusiopecten*
- △ : *Pleurotomaria*
- 暗部は海域

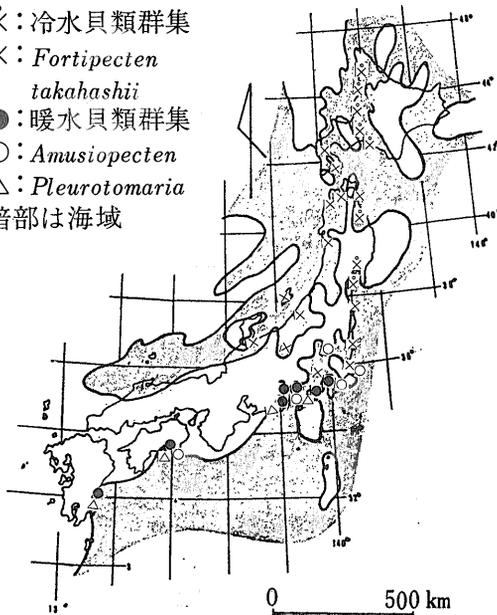


図131 後期中新世および前期鮮新世における日本列島の古地理図 (OMORI 1976より)

以上に述べたことをまとめ図示したのが図129である。

次に 日本海の地質学的発達に照らして 古環境の変化について述べた。前期中新世の海は 漸新世の終り頃までアジア大陸の一部であったところに侵入してきたもので 開いた海の条件が卓越するに至るには鮮新世一杯かかった。しかし 更新世(とくに氷期)には 日本海は太平洋から分離されて内海となり その大部分は著しく還元になった。4つの海峡で開いた海に適度に連絡している現在の条件がととのったのは 後氷期以後のことである。

大森昌衛(東京教育大学)は 日本列島近傍の西太平洋の新第三紀に認められる2つの型の海進について講演した。それによれば 日本列島の新第三紀の堆積物は全体として いわゆる“緑色凝灰岩盆地”に形成された

ものとしての一連の変化を示している。それらの岩相構造相 および化石相から考えると 2つの型の海進があることが認められる。その1つは前期中新世に起こったもので 他の1つは後期中新世および前期鮮新世に起こったものである。

前者は烈しい火山活動を伴い 暖〜温帯の水に棲む無脊椎動物を広域にわたって発展せしめた。これらの動物群は多くの場所で淡水から汽水を経て海水に至るといふ変化を示し 図130に示されているように *Vicarya*(図10) および *Nephrolepidina* (図41) の産出によって特徴づけられている。岩相および構造相からみると 海進は徐々に沈降する堆積盆の中における埋没沈積の形で行なわれたと思われる。

これとは対照的に 後者は基盤の上に直接重なる開いた海の堆積物の墨重をもたらした。また 他方では 日本列島の脊梁部の隆起はこの時に始まった。そのため この海進は上昇する陸域と沈降する堆積盆地との間の海岸線付近によく現われている。この海進によって作られた堆積物は 日本の各地で豊かな海棲無脊椎動物群を産する。その内容は暖い水を好むものと冷たい水を好むものに分けられる(図131)。前者は西南日本の太平洋岸に分布し *Amusiopecten* (図67 73) *Pleurotomaria* 等によって特徴づけられている。後者はおもに日本の東北部に分布するが 西南日本の日本海側にもみられる。後者を特徴づけているのは *Fortipecten takahashii* (図9) *Turritella saishuensis* (図44)

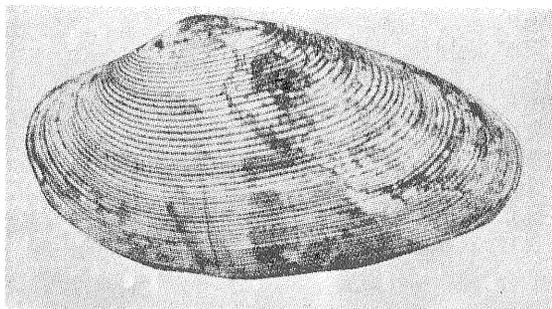


図132 *Paphia* 属の1種 *Paphia* (s. s.) *takanabeensis* SHUTO ×3.4 (SHUTO 1961より)

Chlamys cosibensis (図71) 等である。また 以上の両動物群には *Turritella*, *Amusiopecten*, *Suchium* (図76) *Paphia* (図132) *Venericardia* (図56 64) および *Eucrassatella* の仲間のような 系統発生の過程の変化が明瞭なものが含まれている。

上に述べた2つの海進がおき換った時期は 浮遊性有孔虫のN. 9からN. 13にいたる間であろう。多井義郎(1959)は有孔虫の大きな変化がこの時期にあったことを報告している。最後に 講演者はこれら2つの海進を それぞれ *Vicarya-Nephrolepidina* 海進および *Amusiopecten-Pleurotomaria* 海進と呼ぶことを提唱した。

II-H 地体構造および火山層位学

北村信(東北大学)は東北日本弧の新第三紀の構造発達について講演した。それによれば 東北日本弧にみられる先白亜系の大構造の骨組みは 前期白亜紀の大島造山運動によって完成された。東方に向う地体構造極をもつ地背斜的リッジは NNW—SSE 方向の雁行状に配列され 東に向って凸である。これに対して 日高造山運動後の後期白亜紀と前期第三紀の間に北海道中部で行なわれた日高造山運動後にできた日高地背斜リッジの弧は 西に向って凸である。これら2つの地背斜リッジ間の狭長な舟状堆積盆は 日高地背斜リッジとの関係においてはモラッセ盆地であり 見方を変えれば 東北日本弧において 大島造山運動後に再生された蝦夷地向斜的曲降でもある。

この蝦夷地向斜的曲降または日高地背斜のモラッセ堆積盆地の北方への延長部は 樺太の西部まで追跡される。したがって これら2つの造山帯の間にある蝦夷地向斜のあるところは 地体構造論上の用語でいえば 収斂帯(belt of convergence)に当る。

新第三紀の緑色凝灰岩地域は 日本列島の造山運動史の中で 東北日本の内側に 断層運動および中性の激しい火山活動を伴って 突然出現した。緑色凝灰岩地域は 大島造山運動後に形成された構造や 蝦夷地向斜的曲降の構造方向と無関係な 断層で境された地溝として出発した。沈降 海の侵入 および海底火山活動が前期中新世に行なわれた。こまかくみると 最初このような変動は東北日本の脊梁に沿って行なわれ 次いで現在の日本海岸に移った。これが日本海の始まりである。中期中新世の最大海進時には 東北日本弧の西半分の大部分が海面下に沈んだ。本期の間に 最大沈降帯は東から西に移動した。この堆積盆の分化は後期中新世にスタートし その進行とともに 海は浅くかつ狭くなった。次いで 緑色凝灰岩地域の大部分は陸化し 山間

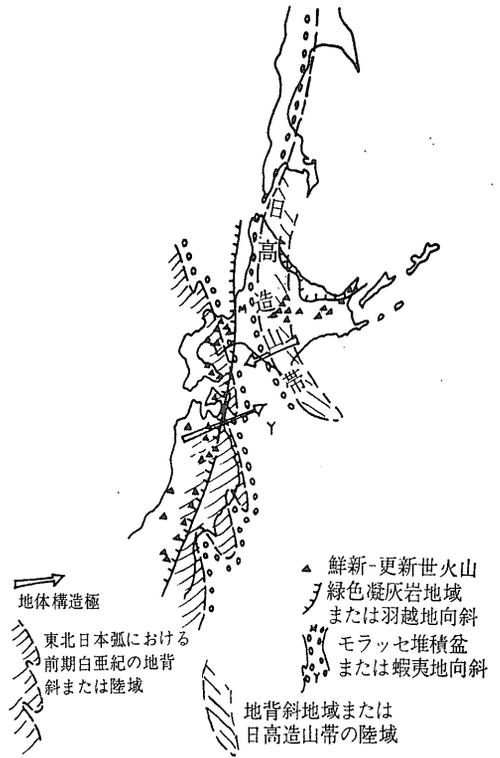


図133 東北日本における新第三紀の地体構造図 (KITAMURA 1976より)

盆地は湖水沈積物または粗い陸源堆積物で充填された。激しい構造運動は基盤の地塊運動に起因し 緑色凝灰岩地域の一般方向に斜交する力の結果である圧縮応力が 鮮新世の間を通じて全域に働いた。火山岩および堆積岩の厚い集積および変形の方式から判断すると 緑色凝灰岩地域は広義の地向斜と共通な性質をもっていると考えられるが 変成帯および大規模な深成作用の真の発達はみられない。このようなことから 緑色凝灰岩地域は羽越地向斜と呼ばれることもある。

東北日本弧および北海道における更新世の火山活動は 鮮新世末に始まった。これらの若い火山の配列は 緑色凝灰岩地域または羽越地向斜の一般方向に一致しているようである。しかし 羽越地向斜に斜交する NE—SW 方向もまた 岩手県の北部および西南北海道で確認される。中央北海道および東北北海道では これらの若い火山は NEE—SWW の方向に並んでいる。これは 千島弧の西の延長を代表しており 先に述べた構造帯とは無関係である。これは 日本海溝の現在あるところは 新第三紀の緑色凝灰岩地域あるいは羽越地向斜と対をなすものではなく 鮮新—更新世の火山列と対をなし

ていることを暗示しているのであろう。

以上のような講演者の考え方は 図 133 によく示されている。

何春蓀(中華民国經濟部礦業研究所)は台湾の新第三系中の混同層(mélanges)について講演した。それによれば台湾の新第三紀の岩石中にはより古い地層と構造的に接しているところに2つの混同層の単元がある。すなわち東台湾の利吉混同層(Lichi mélanges)および南台湾の懇丁混同層(Kenting mélanges)がそれである。台湾の混同層は世界的にみてもっとも若い混同層である点でとくに興味深い。それらはすべて形成後の変形や変質を受けておらず乱されていない混同層の特徴をもっている。

利吉層は海岸山脈の南端部に露出し海岸山脈の西南側に70km近い延長をもっている。それは暗灰色泥質のマトリクスからなりその中には多くの外来およびその近くの岩塊が含まれている。もっとも多いものはいろいろな程度まで蛇紋岩化した各種のマフィックないし超マフィック火成岩類を含む一連のオフィオライト(蛇緑火成岩系)の岩塊である。枕状熔岩類およびいくつかの赤粘土類もみられる。それにはアッパー・マントル(地函上部)の物質と大洋地殻の2つがあることは疑いない。次に多いのは数種類の砂岩である。安山岩質集塊岩および石灰岩の岩塊も少しある。泥岩マトリクスは無秩序で複雑に剪断されており成層状態はわからない。概して剪断面に平行な弱い面状構造現象(quasi-planar features)がみられることもある。

外来性の岩塊の大きさは2~3cmから面積で3km²というものまでである。利吉混同層の全層厚は少なくとも1,000mありその基底はどこにも露出していない。この混同層はより古い地層からなる巨大なナツベによって被覆されていると信じられている。利吉混同層の中からは中新世のものと鮮新世のものとがまじった有孔虫殻が発見されている。

利吉層の沈積は鮮新—更新世の間に大規模なすべり落ち(slumping)および滑走(gliding)が深い舟状海盆の中で起こったことによるものである。この時過剰な荷重は滑性のある粘土質物の集積の増加によってもたらされた。いろいろな岩種および年代の多数の岩塊が泥質マトリクス中に埋没され次いで舟状沈積盆中に滑り落ちた。滑り下りは数回行なわれ利吉堆積物全体を無秩序な粘土質の塊りにしてしまった。最近の板塊学説(plate tectonics)によれば混同層からなる単元は陰没する板塊前縁に沿う海溝に陰没した物質を代表するものであろう。そこで利吉混同層は東台

湾の海岸山脈島弧が新生代に残りの台湾と衝突した時の陰没(subduction)に起因したものとして説明される。

懇丁層は台湾島の南端部の恒春半島の西側のなだらかに起伏する諸丘陵に露出するあまり知られていない混同層で南北方向の長さは大体50kmである。それはどの側面も縦向(longitudinal)断層で境されているため他の岩層との本来の層位学的関係は明らかでない。それはわずかに成層した暗灰色の泥質あるいは頁岩質の堆積物からなる厚い一連の地層で多くの外来の礫岩類および集塊岩類を含むが外来の砂岩類および熔岩類はそれほど多くない。粗い砕屑性岩塊の中の砕屑物の多くは火成岩起原であるが変成岩起原のものもある。蛇緑岩の岩塊はこれである。蛇緑岩の小礫はむしろ礫岩の中に普通にみられる。懇丁層の全層厚は1,500~2,000mであろう。

特別の地形および岩石の組合せからみて懇丁層もまた混同層である。懇丁沈積物は恒春半島が造山作用による圧縮に直面していた時に活構造の隆起部の脚部において深海溝に集積されたものであろう。岩石集団はこの隆起部から滑走沈積物として海溝中に落ち込んだのである。これら岩石集団の出所である隆起した陸地は恒春半島の東で現在の太平洋の下に沈んでしまっているのであろう。

図134および図135はそれぞれ講演者(何春蓀 1975)が中心となってまとめた台湾の地質分区図および東部の構造図である。

茅原一也(新潟大学)の講演は玄武岩質活動に基づく本州弧の内側部における火山層位に関するものであった。それによれば東北本州弧の内側部を占める羽越地向斜地帯では中期から後期中部中新世にかけての玄武岩および粗粒玄武岩が広く分布している。これらは地向斜の発展段階における塩基性の火山活動の産物でありまた地体構造上および火山層位学上の意義をもっている。

羽越地向斜地帯においては玄武岩—粗面岩質安山岩—石英安山岩—流紋岩の組合せ(association)に含まれる前期中新世の玄武岩の分布は限られておりまた量も少ない。たとえば佐渡島においてはそれぞれ290km²および95km²の安山岩および石英安山岩の全量に比べると玄武岩のそれは無視できる程度である(島津ほか 1973)。それ故この玄武岩は対比問題にとって無意味である。他方この階のトレイ岩質およびアルカリ玄武岩類は南部フォッサ・マグナ地域に広く発達している。前期中新世の玄武岩は西南日本弧の山陰—北陸地帯には欠けている。

中期中新世の前半(台島階)には 激しい玄武岩質の火山活動が南フォッサ・マグナ地域で行なわれた。北フォッサ・マグナ地域の東縁部に沿って この階の玄武岩類が新潟・群馬両県の間の境界地区に分布しており 城内層群および相当層に含められている。玄武岩類はおもにトレイ岩質であるが アルカリ玄武岩類も南フォッサ・マグナに少しある。玄武岩類は黒色泥岩中に挟まれており かつ枕状構造を示す熔岩類もみられる。羽越地向斜地帯中の両側の帯には この階の玄武岩はまれである。たとえば 佐渡島では台島階の玄武岩は無視できるほどしかなく 石英安山岩類が卓越している。この階には かなりの玄武岩質火山活動が西南本州地帯(山陰・北陸地帯)で行なわれ その産物はおもにトレイ岩質であったが カルクーアルカリ質のところもあった。

中期中新世の後半(16.5~13m.y.)には 西方への移動および地向斜的盆地の深化に伴って 広域・地域的双方の塩基性火山活動が 東北本州帯の西側で行なわれた。その産物は 秋田一山形盆地では西黒沢累層に また新潟盆地では七谷一津川累層に入れられている。玄武岩類は長さ 530km 幅60km にわたって分布している。玄武岩類はこの階の2つの様式の火山活動のうち西の玄

武岩相を代表しており マグマのタイプはトレイ岩質である。それらの産状は枕状熔岩—パラゴナイト・コンプレクスである。パラゴナイト (palagonite) は玄武ハリ (sideromelane) が変化して生じた黄色の含水膠状体からなる凝灰質の岩石をいう。

後期中新世(13—9m.y.) (女川階)には 羽越地帯の継続的な地向斜的發展に伴って 地域的な海底の玄武岩の噴出および粗粒玄武岩の貫入が 東北本州地帯の西部に広く起こった。玄武岩および粗粒玄武岩の分布地区は長さ 700km 幅 150km にも達し 一部は西黒沢階の玄武岩分布地区と重複している。もっとも重要なことは 第四紀の火山活動と同様に マグマ・タイプの著しい水平方向および帯による変化が 本州弧を横切るこの階の玄武岩類 および粗粒玄武岩類にみられることである。マグマ・タイプは 日本海側から太平洋側に向けて アルカリ玄武岩から 高アルミナ玄武岩を経て トレイ岩まで変る。同じ階に属するトレイ岩質およびアルカリ質の玄武岩および粗粒玄武岩は 西南本州地帯の日本海岸沿いにはまれにみられるだけである。

鮮新世(6—2m.y.)には 対照的な玄武岩質の火山活動が 東北および西南本州弧で行なわれた。すなわち

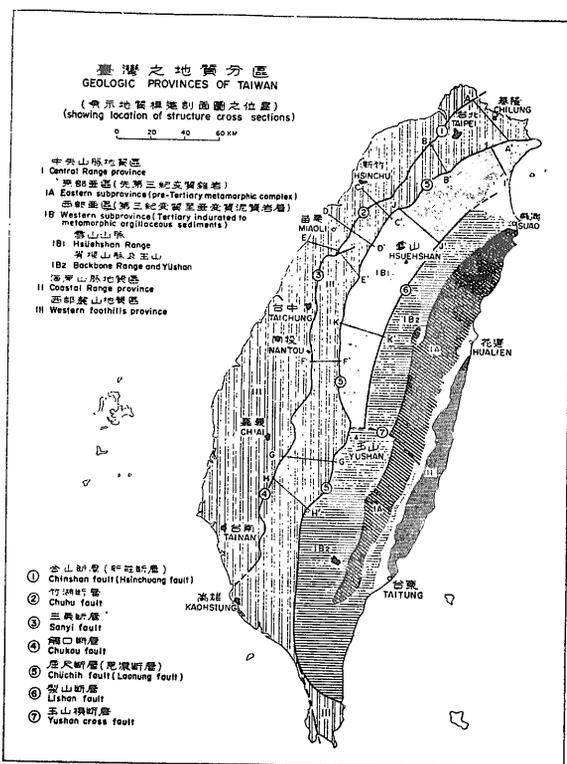


図134 台湾の地質分區(何春霖 1975より)

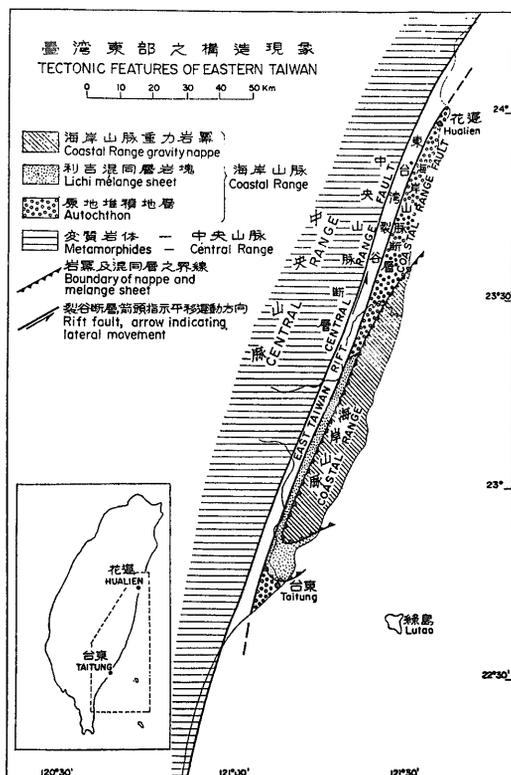


図135 台湾東部の構造現象(何春霖 1975より)

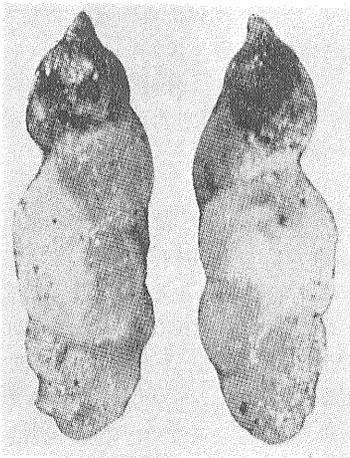


図136
Hopkinsina sinboi
MATSUNAGA
(MATSUNAGA 1963
より)

山陰地帯にアルカリ玄武岩が多産するのに対して 東北本州地帯にはカルク—アルカリ玄武岩がわずかにみられるだけである。

玄武岩類の地理的分布については 次の2つの地域が識別される：(1) 青森—秋田—山形地域 および(2) 新潟地域。両地域は朝日山地によって分けられており 分布にもちがったパターンがみられる。

(1) 青森—秋田—山形地域では 西黒沢階の玄武岩類が南北方向の長さ320km および平均50kmの幅の狭い地帯に分布している。分布の西の境界は大体秋田および庄内の両沖積平野を走っている。

この地域では 西黒沢階の玄武岩は 青森県では馬ノ神累層に 秋田県では相内累層と砂子淵累層に また山形県では青沢累層にそれぞれ編入されている。これらの諸累層は「硬質頁岩」相および *Hopkinsina* (図136) 帯によって特徴づけられている女川累層によって 一般に被覆されている。

(2) 北部フォッサ・マグナ地域を含む新潟盆地には この階の玄武岩類がもっと広く分布している。玄武岩の分布の西の境界は 新潟盆地では 現在の日本海の海岸線に沿って走っている。もっとも著しいことは この地域においては 玄武岩類の分布地区が柏崎—銚子線と呼ばれる先新第三紀の構造線によって限られていることである。玄武岩類はおもにこの構造線の北に発達している。この構造線の西南に当る北部フォッサ・マグナ地区では この階の玄武岩類の量は僅かである。

玄武岩類は *Globorotalia fohsi* (図1) 群および *Hopkinsina* spp. によって特徴づけられている下部七谷

累層 および Biow (1969) のN. 9～N. 10に当る上部津川累層の中に発達する。新潟盆地の東の縁辺部では玄武岩類の発達に弱く 他方 新潟沖積平野の下の堆積盆の中央部にはそれらが厚くなっている。

羽越地向斜地帯における後期中新世の玄武岩および粗粒玄武岩の産状には 迸出的なものと貫入的なものがある。迸出岩相の分布はおもに日本海岸(佐渡 弥彦 温海 その他)に限られているが 例外的に津川盆地のような東方の内陸盆地にもみられる。これに対して 貫入岩相は東北本州弧の「緑色凝灰岩」地帯の西部全体にみられる。迸出岩相の分布の東の境界はマグマ・タイプの境界と関係がありそうである。この迸出岩相は海底噴火の産物で 枕状熔岩—パラゴナイト・コンプレクスとしての産状を示す。そして 新潟盆地では 上部七谷累層から下部寺泊累層までの硬質頁岩および黒色頁岩を また秋田盆地では女川累層の中部から上部までの泥岩相を伴うのが普通である。

貫入岩相には貫入岩床 シル および頻度は落ちるが岩脈として産する粗粒玄武岩が卓越している。貫入岩相は全量において迸出岩相を超え おもに講演者のいうところの七谷硬質頁岩部層の中に そして頻度は落ちるがそれより下位の諸累層の中に見出される。厚い粗粒玄武岩床には 場所による明瞭な分化がみられる。

今田正(山形大学)および田口一雄(東北大学)は 東北地方の新第三紀の火山層位学について講演した。彼らは 秋田県の本荘から宮城県仙台に至る東北日本を横切る地区から得られた資料を 下部新第三系火山層位の模式層序として提示した。この地区の早期の火山活動は及位累層(加藤磐雄 1955)の中にみられる。本累層はおもに火山物質からなり 4,000km²もの広い分布をもっている。この模式層序は 台島型の植物化石を含む野累層 貝化石を含む檜原沢累層 安山岩質の火山物質を伴う老の沢累層 および玄武岩質の火山物質を伴う瀬見累層の4累層に分けられる。

檜原沢・野の両累層は模式地の及位累層の上部に対比される。ここでは 及位累層は珪化木および基底に貝化石を含む細礫岩を伴う流紋岩質イグニンプライトからなっている。イグニンプライト(ignimbrite)というのは ニューゼaland北島の第四紀火砕流台地を構成する熔結凝灰岩を模式として MARSHALL (1935) によって提唱された 比較的新しい岩石名である。彼はこれをカトマイ型の砂流(sand flow)によって生ずるとしたが 現在では 一般にこの語は熔結した大規模な火砕流堆積物に対して広く使われている。地熱開発地区

として有名な Wairakei では イグニンプライトの中に熱水溜りがあるところから その名は地熱発電関係者によく知られている。

出羽丘陵では 及位累層に対比されるのは高瀬川累層 (片山勝 1941) である。 島山昭 (1954) は後者を山内 大築 鹿ノ爪および 畑村の 4 累層に細分している。 及位累層の下部 瀬見累層 老の沢累層 山内累層 それに大荒沢累層もまた 台馬累層の相当する諸層によって被われている。 しかし これらの下位の諸累層が古第三系に入る可能性をもつ男鹿半島の門前層群に対比されることは 現在なお確かでない。

一般に 西黒沢 女川 および船川の諸累層 およびそれらの相当層は 地向斜的環境の下で堆積した連続的な地層として認められている。

西黒沢階には 玄武岩マグマの海底噴火に由来する火山砕屑物および熔岩流が 母衣月 砂子淵 青沢 および鬼坂峠の諸累層のような厚い地層として固まった。

他方 多量の酸性の火山物質が東北の脊梁山地に分布する大葛 花園 川尻 吉野 大沢 および大塩の諸累層のような同時代の地層中に見出される。 このように著しく対照的な火山活動は 玄武岩一流紋岩の組合せからなる複式火山活動と考えられる (今田 1974)。

女川累層中の火山物質もなお玄武岩一流紋岩の組合せによって代表されいるが 十二所 加無山 および宇津野の安山岩諸部層のような安山岩を副次的に伴っている。 しかし 西黒沢階に発した玄武岩質の活動は ところによっては女川階まで継続した。 女川階の玄武岩質岩は 愛染 相内 および温海の各玄武岩として見出される。 酸性の組成をもつ火山噴出物は 脊梁山地の大滝 院内の凝灰岩 長谷堂・小川沢の両累層のような地層中の火成砕屑物を主とする。 また 玄武岩質の火山地区には 多くの粗粒玄武岩の貫入岩体がある。

日本海岸地区および出羽丘陵にみられる船川階の火山活動は 上部七座 水沢 南平沢 および春木の各凝灰岩部層のような軽石凝灰岩部層で代表されているように弱いものであった。 船川累層の相当層は 下位の諸層の上に不整合にのっているところでは 火山活動はなお激しく 永志田 新川 板谷 山寺 大落前川 および丑山沢の諸累層にみられるように 軽石凝灰岩および石英安山岩質イグニンプライトによって代表される。 同じ時に 泊 小坪川 相馬 俎山 相野々 および姫神のような諸累層によって代表される安山岩質の火山活動が 脊梁山地の上昇地区のまわりで行なわれた。

北浦層は時に酸性の凝灰岩の薄層を含み 出羽丘陵で

局部的な安山岩の噴出を伴う。 脊染山脈における青荷 遠部 巖美 端山 三途川 白沢層のようなその相当層は 宮田—三途川植物群 (藤岡 1972) によって特徴づけられた湖水沈積物であり 軽石凝灰岩および石英安山岩質イグニンプライトを主とする大量の火山植物からなっている。

出羽丘陵周辺の脇本階は 火山活動の跡がほとんど残されていない。 しかし その相当層である十和田・田沢両湖のまわりの檜内 田沢 および相沢川の諸層は おもに石英安山岩質—安山岩質の火山砕屑岩からなる。 一方 この時代には局地化した堆積盆地が発達し 石英安山岩質の凝灰岩層が 荻ヶ倉 広瀬川 柴倉 および本畑の凝灰岩部層の中に見られる。 これらの火山質岩は北浦階の火山活動の名残りかも知れない。

新第三紀末には 激烈な火山活動が脊梁山脈で起った。 それは五辺地 玉川 兜山 北川 背中炎山 (白河石) 駒止峠の諸層のような石英安山岩質イグニンプライトによって代表されている。 これらの諸層は上部鮪川層と洪積層の間にある。 一方 鮪川層相当層は 葉山 (今田 1975) でみられるように 安山岩質の火山物質を含む。 それは東北地方の第四紀火山活動の先駆として重要な意味をもつ。

島津光夫および吉村尚久の講演は フォッサ・マグナ地域における新第三紀の火成活動に関するものであった。 フォッサ・マグナ地域の西の境界は糸魚川—静岡線であるが 東の境界は明瞭でない。 講演者は利根川線および新発田—小出線をこの東の境界と考えている。 島津によって提唱された津川—会津地区は フォッサ・マグナと東北本州地区との漸移地帯であるかも知れない。 フォッサ・マグナの誕生は後期トリアス紀までさかのぼるのであろうが その発展が顕著になつたのは グリーン・タフ運動の発生期である前期中新世以来である。

フォッサ・マグナ地域は南・北の 2 部分に分けられそれぞれ異なった構造運動および火成活動を示す。 模式的な火成活動については 丹沢—御坂—富士川地区 北信州地区 および新潟—佐渡地区に分けて説明された。

(1) 早期中新世 (Blow の N. 6—N. 7)

この階の海・陸の分布は 守屋 秩父 下仁田 およびその他の地区の海の堆積物の分布に基づいて描かれた。 これらの堆積物にはよく似た海棲貝類の化石が見出される。 フォッサ・マグナの北部には 本階に海であった証拠は見出されていない。

南フォッサ・マグナを代表する丹沢山の火山活動の生

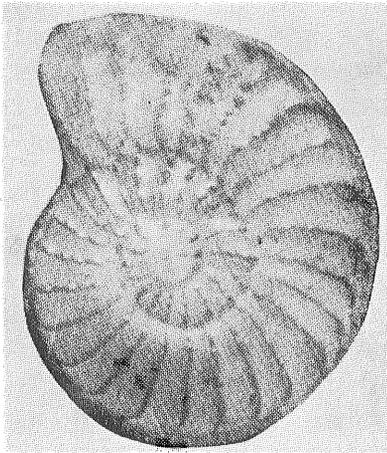


図137 *Operculina ammonoides* (GRONOVIVS)
×21 (半沢 1968より)

産物が 塔が岳亜層群を構成する。本亜層群の火山岩類はトレイ岩質の玄武岩—玄武岩質安山岩で 海底噴火の産物である。本階の安山岩質岩は伊豆半島に分布している。

北フォッサ・マグナにおいては 安山岩質—塩基性安山岩質の火山活動が かつて淡水環境の内陸盆地であったいわゆる“central belt”(中央地帯)で行なわれた。この階の火山活動は 男鹿半島と同様に佐渡島でも顕著で これらも湖水環境で行なわれた。佐渡島の相川層はこの活動の産物で カルク—アルカリ成分の石英安山岩および安山岩からなる。大量の熔結凝灰岩が佐渡島に分布する。石英安山岩の熔岩には 21 m. y. の放射年代を示すものがある。

(2) 前～中期中新世 (N. 8—N. 9)

Lepidocyclina (図41)—*Miogypsina* (図42) 群集の分布によって示されるこの階 (N. 8) には 海進が進行し フォッサ・マグナは大部分海水に沈んだが 南部は浅い海で 他はラグーンであった。

火山活動は(1)の階の活動のまわりで行なわれた。丹沢山の大山亜層群および御坂・富士川両地区の西桂層群は 玄武岩質岩および石英安山岩質岩の海底噴火の産物である。玄武岩質岩類はおもにハイアロクラスタイトおよび枕状熔岩であるが 中には岩床および岩脈もある。玄武岩類の大部分はトレイ岩質であるが 玄武岩の熔岩類および貫入岩類の中にはアルカリ岩質のものもある。火山活動は伊豆半島および中央地帯において激しかったが 佐渡島では火山活動は終息し 前の階に火山活動があったところは上昇した。

次の階 (N. 9) には 沈下が引き続いて行なわれ フ

ォッ・サマグナの前階より広い面積に海水が侵入した。これは *Operculina* (図137)—*Miogypsina* (図42) 群集および厚い泥岩の沈積によって示される。火山活動は津川・会津地区において堆積盆地の縁辺部で行なわれた。津川層はおもに石英安山岩質岩類からなっている。この階の火山活動もまた流紋岩および玄武岩からなる複式火山活動によって特徴づけられている。

(3) 後期中新世 (N. 14—N. 18)

南フォッサ・マグナにおいては 富士川・伊豆両地区以外では 火山活動はおとろえた。カルク—アルカリ質安山岩の活動が富士川地区では続き 火山岩類が静川層群をつくった。北フォッサ・マグナにおいては 堆積盆の中央部では 泥岩および砂岩の堆積が行なわれたが 縁辺部では石英安山岩の活動が行なわれた。そのほか アルカリ玄武岩の海底噴火が小木 尼瀬 およびその他の地区で起った。

この階 (10—6 m. y.) には 丹沢 御坂 および富士川の諸地区 ならびに北フォッサ・マグナの中央地帯では おもに石英閃緑岩類が貫入した。

(4) 鮮新世 (N. 19—)

この階には グリーン・タフ地域は概して上昇した。フォッサ・マグナも広域にわたって上昇したが 関東および新潟の両盆地にはなお海水が侵入しており かつ沈下が進行した。火山活動は 空間的にも また規模においても局地化した。北フォッサ・マグナの米山 荒倉山 およびその他の地区では カルク—アルカリ安山岩が厚く集積した。

後期鮮新世には 堆積盆は東北方に向って移動したが 堆積盆の縁辺部では 安山岩の火山活動が早期更新世まで続いた。前期更新世には 安山岩の火山活動がフォッサ・マグナの中央部の上昇地区でも行なわれた。

注意深い読者はすでにお気づきのことと思うが 今回紹介した II—G および II—H の有孔虫の専門家以外の講演においては Blow (1969) の浮遊性有孔虫帯とヨーロッパの模式層序との対比が 有孔虫の専門家によるそれとはかなりちがった形で行なわれている。これこそこの国際会議の中心課題であるべきはずであるが 本会議を通じて目ぼしい討議がなされなかったことは残念である。また 代表する地層がない部分の地史をどう考えるかという基本問題について触れた講演がなかったことについて もの足らなさを感じられた読者も少なくないであろう。

(つづく)